

# ORDOWIK

WIESŁAW TRELA, TERESA PODHALAŃSKA

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
ORDOWIK	górný	hirnant	443,1 ±0,9
		kat	445,2 ±0,9
		sandb	452,8 ±0,7
	środkowy	darywil	458,2 ±0,7
		daping	469,4 ±0,9
	dolny	flo	471,3 ±1,4
		tremadok	477,1 ±1,2

## Wstęp

Ordowik był okresem znacznego rozwoju bioróżnorodności, zakończonego kryzysem biotycznym, który jest zaliczany do pięciu wielkich wymierań w dziejach Ziemi (Jablonski, 1991; Sheehan, 2001; Algeo i in., 2016; Servais, Harper, 2018). Badania izotopowe tlenu w bioapatycie konodontów wykazały zbieżność maksimum bioróżnorodności z ochłodzeniem klimatu zainicjowanym w środkowym ordowiku (Trotter i in., 2008; Rasmussen i in., 2016), natomiast Edwards i in. (2017) przedstawili argumenty – na podstawie danych izotopowych węgla – wskazujące na związek bioróżnorodności ze wzrostem poziomu natlenienia mórz i oceanów. Wymieranie pod koniec ordowiku miało wyraźny związek ze zlodowaceniem hirnancim na biegunie południowym i późniejszą poglacialną anoksją (Brenchley, 2004; Finnegan i in., 2011). W tym okresie nastąpił także początek kolonizacji ładu przez rośliny, co miało istotny wpływ na wzrost zawartości tlenu, tempo wietrzenia, a w konsekwencji schłodzenie klimatu poprzez obniżenie stężenia CO<sub>2</sub> w ordowickiej atmosferze (Lenton i in., 2012).

W paleogeografii ordowiku dominowały cztery duże kontynenty występujące na półkuli południowej i w strefie równikowej: Gondwana (rozciągająca się od bieguna południowego po równik, obejmująca Afrykę, Amerykę Południową, Australię, Antarktydę, Indie), Laurentja (kratoniczna część Ameryki Północnej, Grenlandia i Szkocja), Bałtyka (Skandynawia, Polska NE, Ukraina oraz Rosja po Ural i Morze Czarne) oraz Syberia (fig. 1). W późnym ordowiku rozpoczęła się kolizja wschodniej Laurentji z wulkanicznym łukiem wyspowym, a w konsekwencji rozwój orogenu takońskiego (van Staal i in., 2007, 2009). Do zachodniego brzegu Bałtyki dotarł w tym czasie terran Awalon (Wyspy Brytyjskie bez Szkocji, północne Niemcy), odseparowany od Gondwany w środkowym ordowiku (Torsvik, Rehnström, 2003; Nawrocki, Poprawa, 2006; Mazur i in., 2016, 2018). Aktywność wulkaniczna z tym związana ma swój zapis osadowy w postaci licznych poziomów K-bentonitów, które występują w profilach ordowiku środkowego i górnego w Ameryce Północnej, Wielkiej Brytanii, Skandynawii, Estonii i Polsce (zob. podrozdz. Magmatyzm).

Skały osadowe ordowiku w Polsce są znane od dawna z odsłoneń naturalnych występujących w Górach Świętokrzyskich i Sudetach, jednak pełny zapis stratygraficzno-facjalny tego systemu został rozpoznany dzięki licznym otworom wiertniczym.

Pierwsze doniesienia dotyczące ordowiku w Polsce pochodzą z drugiej połowy XIX w. i dotyczą fauny i wychodni skał tego okresu w Górach Świętokrzyskich, które początkowo zaliczano do dewonu (Roemer, 1866; Hempel, 1867; Zeuschner, 1869; Michalski, 1883; Gürich, 1896, 1901). Znacznie bardziej zaawansowane badania systemu ordowickiego prowadzili na początku XX w. Czarnocki i Samsonowicz (1913), Czarnocki (1919, 1928, 1939) i Samsonowicz (1916, 1920, 1934).

W XIX i na początku XX w., aż do II wojny światowej, skały dolnego paleozoiku Sudetów, w tym ordowiku, były badane przez geologów niemieckich. Przegląd tych doniesień naukowych, uwzględniających

osady ordowiku, został omówiony przez Jerzmańskiego i in. (1968), Baranowskiego (1975) oraz Baranowskiego i in. (1990, 1998).

Znaczny postęp w rozpoznaniu ordowiku w Polsce nastąpił od lat 50. XX w., dzięki badaniom licznych otworów wiertniczych wykonanych w NE, NW i SE części kraju. Były to głębokie odwierty, które dały wgląd w pełny zapis stratygraficzno-facjalny sukcesji ordowickiej i pozwoliły na ponadregionalną korelację profili oraz rekonstrukcję ewolucji ordowickich basenów depozycyjnych. Historia i stan badań systemu ordowickiego w Polsce do 1968 r. są szczegółowo scharakteryzowane w rozdziale dotyczącym tego systemu w „Budowie geologicznej Polski” (Jerzmański i in., 1968). W późniejszych latach badania obejmowały zagadnienia dotyczące lito- i biostratygrafii oraz aspekty litofacjalne, sedimentologiczne i paleośrodowiskowe, a ich przegląd znajduje się w podrozdziałach: Litostratygrafia i Biostratygrafia.

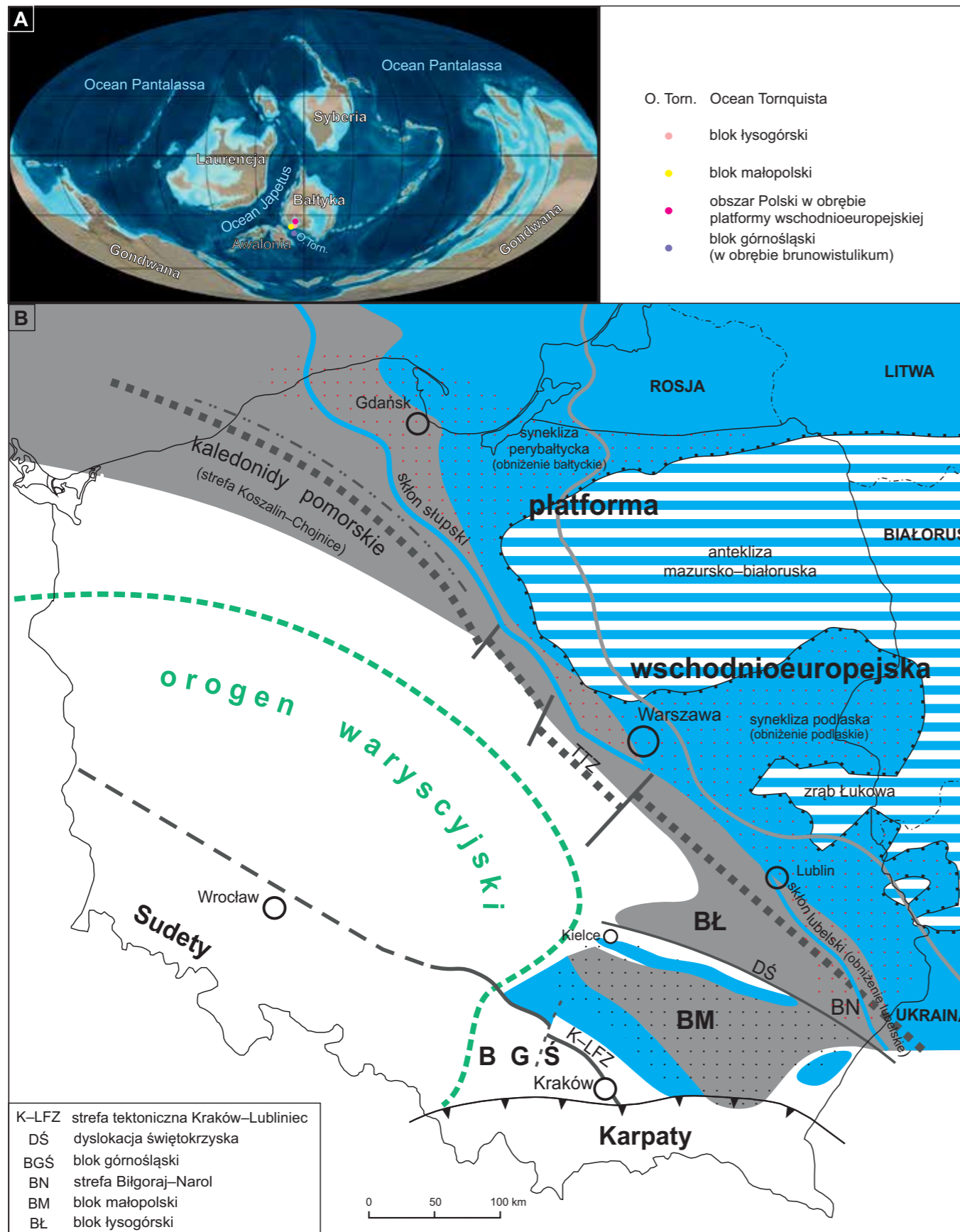
Podstawowym narzędziem podziału chronostratygraficznego ordowiku są skamieniałości graptolitów, konodontów i chitinozoa, a także trylobity, ramienionogi i małżoraczki. W standardowym podziale chronostratygraficznym systemu ordowickiego wyodrębniono następujące piętra: tremadok, flo (dolny arenig), daping (niższa część górnego arenigu), darywil (wyższa część górnego arenigu i lanwirn), sandb (dolny karadok), kat (górný karadok, dolny i środkowy aszgil), hirnant (najwyższy aszgil) (Webby i in., 2004; Kaljo i in., 2008; Cooper, Sadler, 2012).

Globalne stratotypy dolnych granic większości pięter ordowiku, tj. flo, darywilu, sandbu, katu i hirnantu, a także granica ordowik/sylur, zostały wyznaczone na podstawie obecności fauny graptolitowej (Cooper, Sadler, 2012).

Konodonty były podstawą wyznaczenia stratotypu dolnej granicy piętra tremadok (a tym samym granicy kambr/ordowik) oraz piętra daping (Cooper, Sadler, 2012).

Istotnym narzędziem stratygraficznym w sukcesjach ordowickich z deficytem skamieniałości przewodnich jest analiza izotopów stabilnych węgla, a w mniejszym zakresie – także izotopów tlenu. Liczne badania składu izotopowego węgla w osadach węglanowych i materii organicznej stały się podstawą opracowania ordowickiej krzywej  $\delta^{13}C$  z kilkoma anomaliami pozytywnymi będącymi globalnymi horyzontami chemostratygraficznymi (Saltzman, 2005; Ainsaar i in., 2010; Bergström i in., 2010; Munnecke i in., 2010; zob. podrozdz. Chemostratygrafia izotopowa).

W korelacji stratygraficznej ordowiku wykorzystuje się także pomiary polarności pierwotnego kierunku namagnesowania, która jest parametrem stratygrafii magnetycznej (magnetostratygrafii). Standard magnetostratygraficzny ordowiku jest wciąż w fazie opracowywania, niemniej jednak w środkowej i górnej części tego systemu podział na magnetozony jest na tyle szczegółowy, że może być narzędziem ponadregionalnej korelacji (zob. Hounslow i in., 2021a; podrozdz. Magnetostratygrafia).



**FIG. 1.**  
**A** – paleogeografia późnego ordowiku (ok. 450 mln lat temu) wg Scotese'a (2014);  
**B** – zgeneralizowana mapa litofacyjna ordowiku na tle głównych jednostek tektonicznych Polski (wg Pożaryskiego i in., 1992; Dadlez i in., 1994, zmieniono)

K-LFZ strefa tektoniczna Kraków-Lubliniec  
 DŚ dyslokacja świętokrzyska  
 BGŚ blok górnośląski  
 BN strefa Biłgoraj-Narol  
 BM blok małopolski  
 BŁ blok lysogórski

piaskowce (w tym glaukonitowe) dolnego ordowiku na BM  
 zasięg występowania glaukonitytów na platformie wschodnioeuropejskiej  
 facje wapienno-margliste  
 facje mułowcowo-ilaste  
 obszar na którym osady ordowiku zostały usunięte przez późniejsze procesy erozyjne  
 obecny zasięg występowania ordowiku na platformie wschodnioeuropejskiej

maksymalny zasięg facji wapienno-marglistych na zachodzie  
 maksymalny zasięg facji mułowcowo-ilastych na wschodzie  
 szew Teisseyre'a-Tornquista (TTZ)  
 zasięg frontu kaledońskiego  
 zasięg frontu waryscyjskiego  
 zasięg frontu alpejskiego  
 uskoki

# Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

Skaly systemu ordowickiego na obszarze Polski są obecne w paleozoicznej sukcesji osadowej platformy wschodnioeuropejskiej (prekambrzyjskiej) w NE części kraju oraz platformy paleozoicznej – na południu i w części SW (fig. 1). Od ponad wieku ugruntował się pogląd, że rozdziela je głęboka granica tektoniczna – strefa Teisseyre'a-Tornquista, jednak wykonana ostatnio interpretacja danych grawimetrycznych, magnetycznych i refleksyjnych profili sejsmicznych wskazuje na kontynuację skorupy platformy wschodnioeuropejskiej i jej paleozoicznej pokrywy ku SW, w podłożu platformy paleozoicznej (Mazur i in., 2015, 2017).

Na terenie platformy wschodnioeuropejskiej skaly osadowe ordowiku – rozpoznane w kilkuset otworach wiertniczych – tworzą sukcesję, która powstała na zachodniej, pasywnej, krawędzi paleokontynentu Bałtyka. Stanowi ona fragment wypełnienia osadowego późnoproterozoiczno-wczesnopaleozoicznego basenu sedymentacyjnego o przebiegu NW-SE, rozciągającego się od Norwegii, przez Danię, południową Szwecję, NE Polskę po Ukrainę i Rumunię (Modliński, 1982a; Kędzior i in., 2017; Porębski, Podhalańska, 2019). Istotny wpływ na rozwój tego basenu miała kaledońska skośna kolizja z Awalonią i związane z nią fleksuralne uginanie zachodniej krawędzi Bałtyki, zapoczątkowane pod koniec ordowiku (Poprawa i in., 1999; Torsvik, Renhnström, 2003; Cocks, Torsvik, 2005; Poprawa, 2006; Mazur i in., 2018).

Na zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista utwory ordowiku występują na obszarze różnych jednostek tektonicznych (bloków/terranów) tworzących platformę paleozoiczną, które należą do transeuropejskiej strefy szwu. Są to bloki: pomorski, lysogórski, małopolski i górnośląski (fig. 1), gdzie ordowik został rozpoznany wierceniemi, a w świętokrzyskiej części bloków małopolskiego i lysogórskiego odsłania się także na powierzchni terenu. Struktura podłoża tych jednostek, pochodzenie geotektoniczne oraz historia akrecji były i wciąż są przedmiotem trwającej ponad trzy dekady dyskusji (zob. Pożaryski, 1990, 1991; Pożaryski i in., 1992; Lewandowski, 1993; Dadlez i in., 1994; Berthelsen, 1998; Znosko, 1998; Pharaoh, 1999; Nawrocki i in., 2007; Narkiewicz i in., 2011; Mazur i in., 2015, 2016; Narkiewicz, Petecki, 2017; Walczak, Belka, 2017; i literatura tam cytowana).

Blok pomorski sąsiaduje z NW segmentem platformy wschodnioeuropejskiej wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista (fig. 1), a występujące tam utwory ordowiku rozpoznano otworami wiertniczymi w strefie Koszalin-Chojnice. Tworzą sukcesję należącą do pasa fałdowo-nasunięciowy rozwiniętego na zachodniej krawędzi Bałtyki (Mazur i in., 2016; literatura tam cytowana).

Do SW fragmentu platformy wschodnioeuropejskiej przylega – wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista – blok lysogórski (fig. 1), który obejmuje północną (lysogórską) część Gór Świętokrzyskich oraz strefę Biłgoraj-Narol w SE Polsce (Czarnocki, 1950; Modliński, Szymański, 2008; Buła, Habryn, 2011). W świetle najnowszych

danych geofizycznych, podłoże krystaliczne bloku lysogórskiego wykazuje podobieństwo z sąsiednią platformą wschodnioeuropejską, co zostało uznane za przesłankę świadcząca, że blok lysogórski jest terranem proksymalnym Bałtyki (Nawrocki, 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017; literatura tam cytowana). Dodatkowo architektura facjalna ordowiku tej jednostki tektonicznej wykazuje wiele analogii z brzeżną, SW strefą platformy wschodnioeuropejskiej (zob. podrozdz. Litostratygrafia).

Blok małopolski jest jednostką tektoniczną, której proveniencja geotektoniczna (bałtycka vs gondwańska) i czas dokowania (późny kambry vs sylur/dewon lub późny karbon) do obecnej pozycji przy platformie wschodnioeuropejskiej jest przedmiotem wieloletnich badań i dyskusji (zob. Pożaryski, 1990, 1991; Pożaryski i in., 1992; Lewandowski, 1993; Dadlez i in., 1994; Belka i in., 2002; Narkiewicz, 2002; Nawrocki i in., 2007; Narkiewicz i in., 2011, Narkiewicz, Petecki, 2017; Walczak, Belka, 2017 i literatura tam cytowana). Północna granica bloku małopolskiego jest sytuowana na dyslokacji świętokrzyskiej (Dadlez i in., 1994; Nawrocki, 2015; literatura tam cytowana) lub strefie uskokowej Chmielnik-Ryszkowa Wola (Żelaźniewicz i in., 2011, 2020). W pierwszym wariantcie jego częścią jest strefa kielecka Gór Świętokrzyskich (fig. 1), gdzie skaly ordowiku są odsłonięte na powierzchni ziemi. Południowo-zachodni zasięg bloku małopolskiego wyznacza strefa tektoniczna Kraków-Lubliniec, wzdłuż której graniczy on z blokiem górnośląskim (fig. 1; Buła, 2000; Buła, Habryn, 2011). Dane paleomagnetyczne wskazują, że blok małopolski zajmował podobną do obecnej pozycję wobec Bałtyki w ordowiku środkowym, a nawet już w późnym kambry (Schätz i in., 2006; Nawrocki i in., 2007).

Blok górnośląski (fig. 1) jest częścią, skonsolidowanego pod koniec ediakaru, złożonego terranu brunowistulikum, który był umiejscowiony w obrębie orogenu kadomskiego (Nawrocki i in., 2004; Kalvoda i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2009; Nawrocki, 2015; literatura tam cytowana). Kwestia wczesnopaleozoicznego położenia paleogeograficznego tego terranu przed lokalizacją na obecnym miejscu we wczesnym dewonie (lub późnym wizenie, zob. Unrug i in., 1999) jest wciąż przedmiotem dyskusji i koncentruje się wokół jego związku z Bałtyką lub Gondwaną (Fatka, Vavrdova, 1998; Belka i in., 2000, 2002; Żelaźniewicz i in., 2001; Winchester i in., 2002; Nawrocki i in., 2004, 2007; Kalvoda i in., 2008; Nawrocki, 2015; literatura tam cytowana). Warto zwrócić uwagę, że skład taksonomiczny mikroflory akritarchowej w osadach ordowiku bloku górnośląskiego jest typowy dla prowincji bałtyckiej (Jachowicz, 2005), podobnie jak kambryjskie trylobity zidentyfikowane na tym obszarze (Nawrocki i in., 2004).

Obecność skał ordowiku udokumentowano także w Sudetach, gdzie skaly te występują jako – w różnym stopniu zmetamorfizowane – sukcesje wulkaniczno-osadowe w obrębie orogenu waryscyjskiego (Mazur i in., 2006, 2010; literatura tam cytowana).

## Litostratygrafia

### 2.1. PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA

Trzon architektury facjalnej ordowiku polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej tworzą dwa podstawowe kompleksy litologiczne, tj. węglanowy, dominujący na wschodzie oraz mułowcowy na zachodzie (fig. 1, 2; Modliński, 1982a), dokumentujące rozwój chłodnowodnej rampy węglanowej na pasywnym brzegu SW Bałtyki i jej stopniowe zatopienie zainicjowane pod koniec środkowego ordowiku. Ten ogólny plan facjalny jest wspólną cechą ordowiku w bałtyckim, podlaskim i lubelskim segmentach platformy wschodnioeuropejskiej, obszarach tradycyjnie określanych jako baseny lub obniżenia (także w tym podrozdziale), które – w podpermskim planie tektonicznym – należą do synekli: perybałtyckiej i podlaskiej oraz skłonu słupsko-lubelskiego (zob. Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 1). Sukcesja ordowicka na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej charakteryzuje się zmienną miąższością, w zakresie od 20 m na wschodzie do 120 m w północnej części obniżenia bałtyckiego i południowej części obniżenia lubelskiego, a tworzące ją utwory są na ogół tektonicznie niezdeformowane (zob. Modliński, 1982a).

Badania ordowiku na platformie wschodnioeuropejskiej koncentrowały się głównie na aspektach stratygraficznych i petrologicznych oraz rekonstrukcji ogólnego planu facjalnego (Modliński, 1973, 1982a, 1984; Lendzion i in., 1979; Podhalańska, 1980, 2009, 2019; Szymański, 1984, 2008; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Modliński, Podhalańska, 2010; Porębski, Podhalańska, 2019; i literatura tam cytowana). Zagadnienia facjalne i sedimentologiczne łupków i węglanów ordowickich szczegółowo omówiono w raporcie dotyczącym oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w przykrawędziowej strefie platformy wschodnioeuropejskiej (Golonka, Bębenek, 2017). Na uwagę zasługują także opracowania poświęcone zapisowi zmian paleoklimatu na granicy ordowik/sylur w obniżeniu bałtyckim (Podhalańska, 2009) oraz geochronologii i tektogenezie K-bentonitów z tego obszaru (Anczkiewicz i in., 2017).

Do najstarszych skał ordowiku należą łowce i piaskowce dolnego tremadoku, spoczywające przeważnie z luką stratygraficzną na różnych piętrach kambry, a tylko lokalnie zachowana jest ciągłość

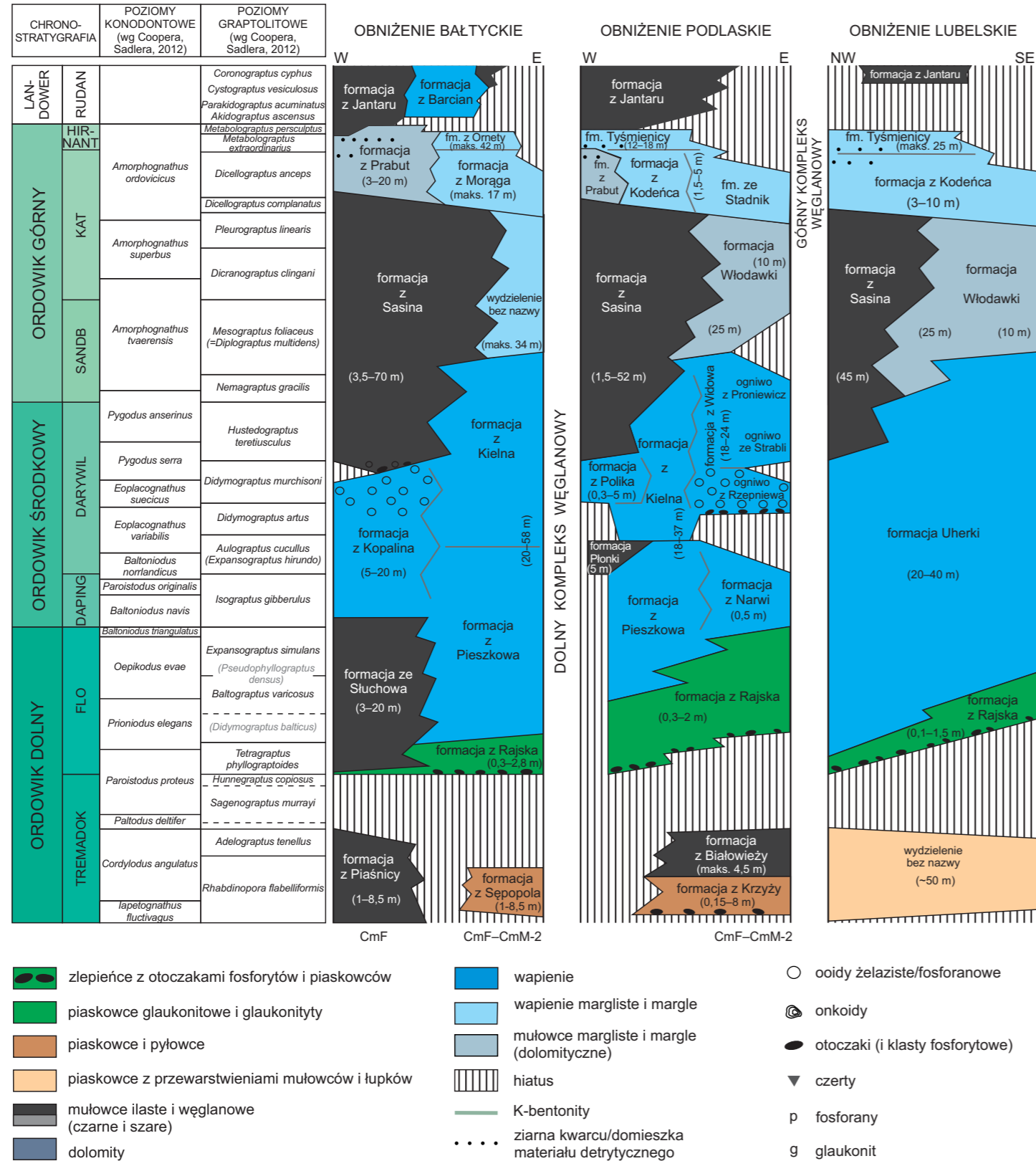


FIG. 2. Schemat litologiczno-stratygiczny ordowiku na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (wg Modlińskiego, 1982a; Modlińskiego, Szymańskiego, 1997, 2008; Porębskiego, Podhalańskiej, 2019; zmieniono)

między tymi systemami. Piaskowce z ramienionogami rodzaju *Obolus* tworzą formację z Sępola we wschodniej części synkliny bałtyckiej oraz formację z Krzyży w synklinie podlaskiej (fig. 2; tab. 1; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Szymański, 2008). Dolna granica obu formacji jest erozyjna i często podkreślona przez cienki poziom zlepieńca podstawowego, który spoczywa na utworach środkowego (miaoling) lub górnego (furongu) kambru (fig. 2; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Szymański, 2008). Pod względem sedimentologicznym są to przeważnie poziomo laminowane piaskowce przybrzeżne (Modliński, Szymański, 1997, 2008; Kędzior i in., 2017). W NW części obniżenia bałtyckiego dolny tremadok to ciemnoszare iltowce i mulowce formacji z Piaśnicy, będące kontynuacją depozycji od późnego kambru (fig. 2; tab. 1; Modliński, Szymański, 1997; Modliński, Podhalańska, 2010). W obniżeniu podlaskim ciemnoszare mulowce bitumiczne z graptolitem *Rhabdinopora flabelliformis* tworzą formację z Białowieży, która spoczywa na

piaskowcach formacji z Krzyży (fig. 2; Modliński, Szymański, 2008). Górna granica sukcesji mulowcowej formacji z Piaśnicy i Białowieży ma charakter erozyjny, z luką stratygraficzną obejmującą górny tremadok (fig. 2; Modliński, Szymański, 1997, 2008). W basenie lubelskim dolny tremadok jest wykształcony w postaci heterolitycznych piaskowcowo-mulowcowych (fig. 2), będących osadami dolnego przybrzeża i zapisem ciągu TST z retrogradacyjnym następstwem parasekwencji (Kędzior i in., 2017).

Architektura fałdowa dolnego, środkowego i częściowo górnego ordowiku jest zdominowana przez litofację węglanową podścieloną przez cienki poziom glaukonitowy, spoczywający erozyjnie na osadach dolnego tremadoku lub kambru (Modliński, Szymański, 1997). Tworzą go piaskowce o miąższości 10–30 cm z lokalnie występującym zlepieńcem bazalnym (sporadycznie interwał o miąższości do 2 m; fig. 2, 3A). W składzie zlepieńca dominują dobrze

TAB. 1. Litostratygrafia ordowiku kratonu wschodnioeuropejskiego (na podstawie: Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Porębski, Podhalańska, 2019)

Formacja czarnych iltowców bitumicznych z Piaśnicy (formacja z Piaśnicy)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego (w tym polski obszar Morza Bałtyckiego)
Litologia	czarne i ciemnoszare łupki bitumiczne z nielicznymi przewarstwieniami ciemnych margli i wapieni bioklastycznych
Miąższość	zmienna, maks. 8,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór B16-1/85 (głęb. 1831,5–1840,0 m); hipostatotyp: otwory A23-1/88 (głęb. 1304,5–1305,5 m), A8-1/83 (głęb. 1927,0–1931,0 m)
Biostratygrafia	graptolity, np. <i>Rhabdinopora flabelliformis flabelliformis</i> , <i>R. flabelliformis norvegicum</i> ; ramienionogi, np. <i>Lingulella lepis</i> , <i>Obolus cf. apollinis</i>
Chronostratygrafia	kambrium/ordowik: furong (kambrium górny)–tremadok dolny
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Bednarczyk (1968, 1979); Lendzion (1983); Modliński (1973, 1998); Porębski, Podhalańska (2019); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997); Porębski, Podhalańska (2017, 2019); sedimentologia: Szymański (2008); Kędzior i in. (2017); Kosakowski i in. (2017)
Ekwiwalenty	formacja iltowców z Białowieży w obniżeniu podlaskim; formacja iltowców z Jeleniowa w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich
Formacja zlepieńców i piaskowców z Sępola (formacja z Sępola)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	szare i jasnoszare piaskowce średnio- i drobnoziarniste podścielone warstwą zlepieńca polimiktycznego złożonego z otoczek piaskowców, pyłowców, wapieni i fosforytów oraz ziaren kwarcu. W stropie, lokalnie obecne są cienkie przewarstwienia ciemnych łupków
Miąższość	0,1–2,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Sępól 3 (głęb. 1993,2–1995,7 m); hipostatotyp: otwór Zaręby 2 (głęb. 2229,0–2231,0 m), Młynary 1 (głęb. 2791,9–2792,0 m)
Biostratygrafia	ramienionogi, np. <i>Obolus apollinis</i> , <i>Lingulella sp.</i>
Chronostratygrafia	ordowik dolny: dolny tremadok
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Modliński, Szymański (1972); Modliński (1973, 1982a); Szymański (1974, 1984); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997); Porębski, Podhalańska (2019); sedimentologia: Szymański (2008); Kędzior i in. (2017)
Ekwiwalenty	formacja zlepieńców i piaskowców z Krzyży w obniżeniu podlaskim
Formacja zlepieńców i piaskowców z Krzyży (formacja z Krzyży)	
Występowanie	obniżenie podlaskie
Litologia	średnio- i drobnoziarniste piaskowce typu arenitów kwarcowych z horyzontem bazalnych zlepieńców. Podrzednie występują cienkie laminy i przewarstwienia iltowców oraz muszłowców ramienionogowych
Miąższość	0,15–7,8 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Zubowo IG 1 (głęb. 559,5–564,4 m)
Biostratygrafia	ramienionogi: <i>Obolus apollinis</i> , <i>Lingula sp.</i>
Chronostratygrafia	ordowik dolny: dolny tremadok
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Szymański (1966, 1973, 1984); Bednarczyk (1998); litostratygrafia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Bednarczyk (1998); Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja zlepieńców i piaskowców z Sępola w obniżeniu bałtyckim
Formacja iltowców bitumicznych z Białowieży (formacja z Białowieży)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	w spagu ciemnoszare i brunatnoszare iltowce bitumiczne przechodzące w brunatnoszare iltowce i mulowce. Podrzednie występują cienkie przewarstwienia i laminy mulowców piaszczystych i piaskowców
Miąższość	0,05–4,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Rajsk 2 (głęb. 555,5–556,5 m); hipostatotypy: otwór Łochów IG 2 (głęb. 1911,0–1913,0 m) i otwór Prabuty IG 1 (głęb. 3407,3–3411,6 m)
Biostratygrafia	graptolity: <i>Didymograptus cf. extensus</i> , <i>D. deflexus</i> , <i>D. simulans</i> , konodonty poziomów <i>Paroistodus proteus</i> i <i>Prioniodus elegans</i>
Chronostratygrafia	ordowik dolny: piętro flo, od poziomu graptolitowego <i>Tetragraptus phyllograptoides</i> po <i>Petalograptus elongatus/Pseudophyllograptus densus</i>
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Znosko (1964); Bednarczyk (1979); Szymański (1984); Nehring-Lefeld (1987); litostratygrafia: Modliński (1984); Modliński, Szymański (1997, 2008); Porębski, Podhalańska (2019); sedimentologia: Kędzior i in. (2017); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	formacja piaskowców glaukonitowych z Międzygórzem w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich
Uwagi	do formacji z Rajską zaliczono także cienki horyzont glaukonitowy i piaskowców glaukonitowych ze zlepieńcem bazalnym występujące w spagu formacji łupków ze Stuchowa i formacji wapieni Uherki oraz ogniwo piaskowców glaukonitowych z Julianowa w spagu formacji wapieni z Pieszkowa (Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2008)
Formacja iltowców z glaukonitem ze Stuchowa (formacja ze Stuchowa)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	ciemnoszare iltowce w stropie naprzemiennie ciemnoszare i zielonoszare; w części spagowej liczne laminy i soczewki wzbogacone w glaukonit, a także cienkie warstwy i nodule węglanowe
Miąższość	2,8–19,3 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Żarnowiec IG 1 (głęb. 2707,8–2726,4 m); hipostatotyp: otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4395,9–4398,7 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Tetragraptus phyllograptoides</i> , <i>Didymograptus balticus</i> , <i>Pseudophyllograptus densus</i>
Chronostratygrafia	ordowik dolny: piętro flo
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Modliński (1973, 1984); Bednarczyk (1979, 1988); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997); Porębski, Podhalańska (2017, 2019); sedimentologia: Kędzior i in. (2017); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	formacja z Rajską, formacja z Pieszkowa, dolna część formacji Uherki
Formacja wapieni glaukonitowych z Narwi (formacja z Narwi)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	w dolnej części margle, wapienie margliste, w górnej dolomity wapienie dolomityczne i wapienie organodetrytyczne; początkowo zielonoszare z rozproszonymi ziarnami glaukonitu, a wyżej szare; liczne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnej zmineralizowane fosforanami i związkami żelaza
Miąższość	0,4–1,4 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Rajsk 2 (głęb. 555,0–555,5 m); hipostatotyp: otwór Koźno IG 1 (głęb. 534,0–534,45 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Plesiomegalaspis estonica</i> , <i>Nileus cf. exarmatus</i> , <i>Megistaspis limbata</i>

TAB. 1 cd.

Chronostratygrafia	ordowik dolny/środkowy; górny flo–daping
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Znosko (1964); Bednarczyk (1966); Szymański (1973, 1984); Modliński (1990); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	częściowo formacja wapieni z Pieszkowa; dolna część formacji wapieni Uherki w obniżeniu lubelskim
<b>Formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa (formacja z Pieszkowa)</b>	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego i wschodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	brunatnoczerwone i szarobrunatne wapienie, wapienie dolomityczne i dolomity z cienkimi przewarstwieniami margli i ilowców wapienistych. Wapienie w facji pakstonów i wakstonów bioklastycznych z podrzędnym udziałem greinstonów
Miąższość	3,0–10,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Olsztyn IG 1 (głęb. 2431,5–2444,3 m); hipostatotyp: otwór Goldap IG 1 (głęb. 1470,3–1479,8 m), otwór Młynary 1 (głęb. 2776,6–2791,0 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Megistaspis limbata</i> , <i>M. planilimbata</i> , <i>Nileus armadillo</i> , <i>N. exarmatus</i> , <i>Symphysurus angustatus</i> , <i>Asaphus cf. lepidurus</i> ; ramienionogi: <i>Obolus complexus</i> , <i>Lingulella insons</i> , <i>Acrotreta sp.</i> , <i>Conotreta sp.</i> ; konodonty
Chronostratygrafia	dolny/środkowy ordowik: flo–daping–(?)dolny darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Bednarczyk (1968, 1969, 1998); Nehring (1969); Modliński (1973, 1982b); Szymański (1973, 1984); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997, 2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja ilowców ze Sluchowa, formacja z Narwi, dolna część formacji wapieni z Kopalina, dolna część formacji Uherki, częściowo stropowa partia formacji z Rajska
<b>Formacja wapieni z Kopalina (formacja z Kopalina)</b>	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	brunatnoszare, wiśniowe wapienie gruzłowe z przewarstwieniami szarych margli i ilowców wapienistych oraz niewielkim udziałem wapieni ziarnistych
Miąższość	przeważnie 5,0–20,0 m, lokalnie poniżej 1,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Lębork IG 1 (głęb. 3303,9–3310,0 m); hipostatotyp: otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4414,7–4420,3 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Megistaspis limbata</i> , <i>Symphysurus dorsatus</i> , <i>S. palpebrosus</i> , <i>Nileus armadillo</i> , <i>Cyrtometopus cf. clavifrons</i> ; ramienionogi, głowonogi, konodonty poziomu <i>Eoplacognathus suecicus</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: daping–środkowy darywil
Historia badań	litologia i stratygrafia: Modliński (1973, 1982a); Podhalańska (1980); Bednarczyk (1998); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997); Porębski, Podhalańska (2019); sedimentologia: Jaworowski, Modliński (1972); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego: wyższa część formacji z Pieszkowa i dolna część formacji z Kielna, częściowo formacja Uherki; w Górach Świętokrzyskich formacja z Pobroszyna i formacja z Szumska
<b>Formacja ilowców Płonki (formacja Płonki)</b>	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego, niecka plocko-warszawska
Litologia	szare i ciemnoszare ilowce, bezwapiaste, lokalnie przewarstwiane zielonoszarymi zbiturbowanym mulowcami z przewarstwieniami szaroczerwonych margli i gruzłami wapieni
Miąższość	ok. 5,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Płońsk IG 2a (głęb. 3546,5–3552,0 m)
Biostratygrafia	graptolity: <i>Expansograptus hirundo</i> , <i>Phyllograptus sp.</i> ; ramienionogi: <i>Lingulella insons</i>
Chronostratygrafia	środkowy ordowik: granica daping/darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Modliński (1973); Szymański (1984); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019); sedimentologia: Kędzior i in. (2017)
Ekwiwalenty	górna część formacji ilowców Tanwi w strefie Bilgoraj–Narol; górna część formacji ilowców z Brzezin w kieleckiej strefie Gór Świętokrzyskich
<b>Formacja pstrych wapieni z Kielna (formacja z Kielna)</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego i zachodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	szare, szarozielone, brunatnoczerwone wapienie margliste, margle, wapienie ziarniste (organodetrytyczne), wapienie dolomityczne i dolomity z cienkimi przewarstwieniami ilowców. Liczne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych.
Miąższość	12,0–25,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Kętrzyn IG 1 (głęb. 1572,1–1598,0 m); hipostatotyp: otwór Prabuty IG 1 (głęb. 3382,4–3396,0 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Asaphus cf. raniceps</i> , <i>Iliaenus incisus</i> , <i>Niobe cf. frontalis</i> , <i>Nileus armadillo</i> ; ramienionogi: <i>Lingulella insons</i> , <i>Obolus complexus</i> ; chitinozoa od poziomu <i>Conochitina cucumis</i> do <i>Tomachitina bergstroemi</i> głowonogi, cystoidy, krynoidy, ślimaki i konodonty
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: dolny darywil–sandb
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Bednarczyk (1968, 1998); Nehring (1968); Modliński, Tomczykowa (1975, 1982a); Modliński i in. (2002a, b); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997, 2008)
Ekwiwalenty	na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego dolna część formacji ilowców z Sasina, formacja wapieni Włodawki, górna część formacji wapieni Uherki. W Górach Świętokrzyskich dolna część formacji wapieni z Mójczy, dolna część formacji ilowców z Jeleniowa
<b>Formacja wapieni z Widowa (formacja z Widowa)</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	wapienie margliste i wapienie ziarniste (organodetrytyczne) z ooidami żelazistymi, w części spągowej z domieszką glaukonitu, przewarstwieniami margli i ilowców wapienistych
Miąższość	od 20,0 do ponad 35,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Proniewice IG 1 (głęb. 622,7–647,45 m); hipostatotyp: otwór Koźyno IG 1 (głęb. 514,5–534,0 m)
Biostratygrafia	patrz ogniwa: z Rzepniewa, ze Strabli, z Proniewicz
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: darywil środkowy–sandb dolny
Historia badań	patrz ogniwa: z Rzepniewa, ze Strabli, z Proniewicz
Ekwiwalenty	patrz ogniwa: z Rzepniewa, ze Strabli, z Proniewicz
<b>Ogniwo wapieni z ooidami z Rzepniewa (ogniwo z Rzepniewa)</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	wapienie ziarniste (organodetrytyczne) z licznymi ooidami żelazistymi, wapienie margliste i wapienie dolomityczne spoczywające na zlepieńcu bazalnym. W części dolnej występują rozproszone ziarna glaukonitu. Liczne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnej
Miąższość	ok. 5,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Proniewice IG 1 (głęb. 642,7–647,45 m); hipostatotyp: otwór Koźyno IG 1 (głęb. 528,7–534,0 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomu <i>Eoplacognathus variabilis</i> , chitinozoa poziomu <i>Cyathochitina regnelli</i> , trylobity poziomu <i>Asaphus raniceps</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: dolny/środkowy darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Bednarczyk (1968); Szymański (1968, 1985); Modliński (1973, 1982a, 1990); Podhalańska (1992); Modliński i in. (2002a, b); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008)
Ekwiwalenty	na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego: górna część formacji wapieni z Kopalina, dolna część formacji wapieni z Kielna, górna część formacji wapieni Uherki. W Górach Świętokrzyskich: formacja wapieni z Pobroszyna i formacja margli i wapieni z Szumska

TAB. 1 cd.

<b>Ogniwo wapieni szarych ze Strabli (ogniwo ze Strabli)</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	szare i jasnoszare wapienie organodetrytyczne z niewielkim udziałem ooidów żelazistych, przewarstwiane cienkimi przewarstwieniami ciemnych szarozielonych margli i ilowców wapienistych
Miąższość	5,0–10,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Proniewice IG 1 (głęb. 637,8–642,7 m); hipostatotyp: otwór Koźyno IG 1 (głęb. 522,0–528,7 m)
Biostratygrafia	poziomy chitinozoa: <i>Laufeldochitina striata</i> , <i>Laufeldochitina stentor</i> (podpoziomy: <i>L. clavaherculli</i> , <i>L. tuberculata</i> ); trylobity <i>Neosaphus ornatus</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: górny darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Bednarczyk (1968); Szymański (1968, 1985); Modliński (1973, 1982a, 1990); Modliński i in. (2002a, b); Podhalańska (1992); Modliński i in. (2002a, b); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008)
Ekwiwalenty	najwyższa część formacji wapieni Uherki w basenie lubelskim
<b>Ogniwo wapieni z Proniewicz (ogniwo z Proniewicz)</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	szare, jasnoszare i szarozielone wapienie organodetrytyczne i wapienie margliste z przewarstwieniami margli i ilowców wapienistych
Miąższość	10,0–25,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Proniewice IG 1 (głęb. 622,7–637,8 m); hipostatotyp: otwór Koźyno IG 1 (głęb. 514,5–522,0 m)
Biostratygrafia	poziomy chitinozoa: górny <i>Laufeldochitina stentor</i> (podpoziom <i>Eisenackitina thenana</i> ); trylobity: <i>Iliaenus crassicauda</i> , <i>I. jevensis</i> , <i>Panderia parvula</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: dolny sandb
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Bednarczyk (1968); Szymański (1968, 1985); Modliński (1973, 1982a, 1990); Podhalańska (1992); Modliński i in. (2002a, b); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008)
Ekwiwalenty	wyższa część formacji z Kielna
<b>Formacja wapieni z Polika (formacja z Polika)</b>	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego – niecka plocko-warszawska
Litologia	szare i ciemnoszare wapienie i wapienie margliste z cienkimi przewarstwieniami ilowców wapienistych, lokalnie podścielone w spągu przez warstwę zlepieńca bazalnego z otoczkami ciemnych ilowców i fosforytów. Obecne liczne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnej
Miąższość	0,3–6,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Polik IG 1 (głęb. 4506,3–4507,0 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomu <i>Pygodus serra</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: górny–?środkowy darywil
Historia badań	Litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	wg Modlińskiego i Szymańskiego (2008) ekwiwalentem tej formacji są wapienie formacji z Suśca ze strefy Bilgoraj–Narol, a zachodniej części obniżenia bałtyckiego wyższa część formacji wapieni z Kopalina
<b>Formacja wapieni Uherki (formacja Uherki)</b>	
Występowanie	obniżenie lubelskie
Litologia	szarozielone, szarobrunatne i brunatnoczerwone dolomity, wapienie dolomityczne i wapienie margliste podścielone warstwą zlepieńca i glaukonitytu; w części górnej szare i ciemnoszare wapienie organodetrytyczne i margliste z przewarstwieniami ilowców
Miąższość	20,0–40,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Busówno IG 1 (głęb. 2922,0–2939,5 m); hipostatotyp: otwór Terebin IG 5 (głęb. 3013,5–3029,1 m)
Biostratygrafia	trylobity rodzajów <i>Iliaenus</i> , <i>Remopleurides</i> , <i>Symphysurus</i>
Chronostratygrafia	ordowik dolny, środkowy i górny: piętra flo, daping, darywil i dolny sandb
Historia badań	litofacje i litostratygrafia: Modliński (1982a, 1984); Szymański (1984); Porębski, Podhalańska (2019)
Uwagi	zlepieńce i glaukonity w spągu tej jednostki zostały włączone do formacji glaukonitytów z Rajska
Ekwiwalenty	w obniżeniu podlaskim: formacja wapieni z Pieszkowa, formacja wapieni z Narwi, formacja wapieni z Kielna, formacja wapieni z Widowa; w obniżeniu bałtyckim formacja wapieni z Kopalina
<b>Formacja ilowców z Sasina (formacja z Sasina)</b>	
Występowanie	obniżenie bałtyckie oraz zachodnia część obniżenia podlaskiego i lubelskiego, podłoże niecki plocko-warszawskiej
Litologia	ciemnoszare i czarne ilowce i mulowce ilaste, niekiedy szare i szarozielone, z podrzędnie występującymi przewarstwieniami wapieni i wapieni marglistych oraz licznymi laminami i warstwami K-bentonitów
Miąższość	1,5–37,0 m w części wschodniej i 25,0–70,0 m w części zachodniej
Stratotyp/obszar typowy	otwór Zamowiec IG 1 (głęb. 2655,3–2689,2 m); hipostatotyp: otwór Olsztyn IG 2 (głęb. 2392,4–2401,9 m), otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1846,1–1855,7 m); otwór Busówno IG 1 (głęb. 2895,0–2922,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Hustedograptus teretiusculus</i> , <i>Nemagraptus gracilis</i> , <i>Diplograptus multidentis</i> (= <i>Mesograptus foliaceus</i> ), <i>Dicranograptus clingani</i> , <i>Climacograptus styloideus</i> (= <i>Pleurograptus linearis</i> ); chitinozoa
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: górny darywil–dolny/środkowy kat; na wschodzie pogranicze sandbu z katem
Historia badań	biostratygrafia i litostratygrafia: Podhalańska (1979, 1980, 2009, 2019); Modliński (1984); Modliński, Szymański (1997, 2008); Porębski, Podhalańska (2019); sedimentologia i litofacje: Langier-Kuźniarowa (1974); Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin (2016); Kędzior i in. (2017)
Ekwiwalenty	formacja ilowców z Jeleniowa w Górach Świętokrzyskich; formacja ilowców z Cieszanowa w strefie Bilgoraj–Narol
Uwagi	w podziale litostratograficznym ordowiku obniżenia lubelskiego, wg Modlińskiego (1984), formacja ta występuje pod nazwą formacji ilowców Udała
<b>Formacja margli Włodawki</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego (wydzielenie bez nazwy, litologicznie podobne do margli Włodawki) i podlaskiego oraz lubelskiego
Litologia	szare i szarozielone margle z gruzłami i cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych, sporadycznie także wapienie organodetrytycznych
Miąższość	10,0–25,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Kaplonosy IG 1 (głęb. 728,5–753,4 m); hipostatotyp: otwór Stądniki IG 1 (głęb. 1151,1–1129,8 m)
Biostratygrafia	poziomy chitinozoa: <i>Fungochitina fungiformis</i> (podpoziom <i>angusta</i> ); trylobity: <i>Iliaenus fallax</i> , <i>Chasmops macrourus</i> , <i>Ch. eichwaldi</i> , <i>Tretaspis seticornis</i> ; ramienionogi rodzajów <i>Nicollella</i> , <i>Dalmanella</i> i <i>Sowerbyella</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny sandb–dolny kat (?środkowy kat)
Historia badań	biostratygrafia, litologia i litostratygrafia: Modliński (1984, 1990); Modliński, Szymański (1997, 2001a; 2008); Modliński i in. (2002a); Szymański (2002); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja mulowców z Wólki w Górach Świętokrzyskich; formacja mulowców i margli z Narola
<b>Formacja margli i ilowców z Prabut (formacja z Prabut)</b>	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego i obniżenia podlaskiego (podłoże niecki plocko-warszawskiej)
Litologia	szare i ciemnoszare margle i margle piaszczyste przewarstwiane ilowcami wapienistymi
Miąższość	3,0–20,0 m (lokalnie nawet 24,0 m)

TAB. 1 cd.

Stratotyp/obszar typowy	otwór Prabuty IG 1 (głęb. 3356,6–3368,0 m); hipostatotypy: otwór. Hel IG 1 (głęb. 2971,5–2981,1 m), otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4394,0–4398,7 m)
Biostratygrafia	graptolity: <i>Normalograptus cf. angustus</i> , <i>Dicellograptus sp.</i> ; trylobity: <i>Tretaspis seticornis</i> , <i>Panderia megalophtalma</i> , <i>Iliaenus angelini</i> , w wyższej części <i>Mucronaspis mucronata</i> i <i>M. cf. olini</i> , ramienionogi w wyższej części formacji: <i>Eostropeodonta himantensis</i> , <i>Himantia cf. kielanae</i> , <i>H. sagittifera</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat–dolny himant
Historia badań	biostratygrafia i litostratygrafia: Modliński (1973, 1984, 1990); Modliński, Szymański (1997, 2008); Podhalańska (1980, 2009); Porębski, Podhalańska (2017, 2019); Masiak i in., (2020); litologia i sedimentologia: Modliński (1973); Langier-Kuźniarowa (1974); Podhalańska (2009); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	formacja szaro-zielonych margli z Ornety wschodniej części obniżenia bałtyckiego, formacja margli Tyśmienicy w obszarze podlasko-lubelskim, górna część formacji ilowców wapnistych z Narola w strefie Biłgoraj–Narol; w Górach Świętokrzyskich górna część formacji mułowców z Wólki
<b>Formacja czerwonych wapieni i ilowców z Moraga (formacja z Moraga)</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	brunatnoczerwone, brunatnoszare i szarozielone wapienie margliste, margle i ilowce wapniste
Miąższość	od kilkudziesięciu cm do 17,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1838,0–1846,1 m); hipostatotypy: otwór Żareby 1 (głęb. 2172,3–2186,5 m), otwór Pasłek IG 1 (głęb. 2672,6–2677,7 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Tretaspis seticornis</i> , <i>Panderia megalophtalma</i> , <i>Iliaenus cf. roemeri</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat
Historia badań	litofacje, lito- i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Modliński (1973, 1982a, 1984); Bednarczyk (1998); Modliński, Szymański (1997); Podhalańska (2009); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Kodeńca i formacja wapieni ze Stadnik w basenie podlasko-lubelskim;
<b>Formacja wapieni z Kodeńca (formacja z Kodeńca)</b>	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego, lubelskiego
Litologia	szare i szarobrunatne wapienie organodetrytyczne z przewarstwieniami szarych margli i ilowców wapnistych
Miąższość	1,5–5,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Kaplonosy IG 1 (głęb. 718,5–728,5 m); hipostatotypy: otwór Żebrak IG 1 (głęb. 2375,0–2376,5 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Panderia megalophtalma</i> , <i>Tretaspis sp.</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat
Historia badań	litofacje, biostratygrafia: Modliński, Tomczykowa (1975); Modliński (1973, 1982a); Szymański (1984); litostratygrafia: Modliński (1984); Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja czerwonych wapieni i margli z Moraga w obniżeniu bałtyckim
<b>Formacja wapieni ze Stadnik (formacja ze Stadnik)</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	szare i zielonoszare wapienie margliste i organogeniczne z domieszką glaukonitu, lokalnie z odzieniem brunatnym, z przewarstwieniami margli i ilowców wapnistych, sporadycznie obecne także warstwy zlepieńców wapnistych; niekiedy występują powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnej i kongrekcje fosforytowe
Miąższość	0,5–1,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Stadniki IG 1 (głęb. 1126,3–1129,8 m); hipostatotypy: otwór Łochów IG 2 (głęb. 1893,9–1898,5 m), otwór Proniewicze IG 1 (głęb. 601,7–605,25 m)
Biostratygrafia	poziom chitinozoa: <i>Tanuchitina bergstroemi</i> ; trylobity: <i>Panderia megalophtalma</i> , <i>Stygina latifrons</i> , <i>Iliaenus cf. angustiformis depressa</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat
Historia badań	biostratygrafia i litostratygrafia: Modliński (1978); Modliński, Szymański (1997, 2008); Modliński i in., (2002)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Kodeńca w SW części obniżenia podlaskiego i lubelskiego; formacja wapieni i margli z Moraga w obniżeniu bałtyckim; w Górach Świętokrzyskich górna część formacji mułowców z Wólki
<b>Formacja szarozielonych margli z Ornety (formacja z Ornety)</b>	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	szare i szarozielone margle z gruzłami wapieni marglistych, lokalnie z domieszką materiału detrytycznego w postaci cienkich przewarstwień i soczewek, lokalnie z przewarstwieniami zlepieńców wapnistych
Miąższość	maks. 42,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1816,7–1838,0 m); hipostatotypy: otwór Kętrzyn IG 1 (głęb. 1544,5–1554,9 m), otwór Pasłek IG 1 (głęb. 2638,0–2672,6 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Mucronaspis mucronata</i> ; ramienionogi: <i>Eostropeodonta himantensis</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: dolny himant
Historia badań	litofacje, lito- i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Modliński (1973, 1982a, 1984); Modliński, Szymański (1997, 2001); Szymański (2002); Podhalańska (2009); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja margli Tyśmienicy w zachodniej części obniżenia podlaskiego i lubelskiego
<b>Formacja margli Tyśmienicy (formacja Tyśmienicy)</b>	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego i lubelskiego
Litologia	szare i szarozielone margle i wapienie margliste z przewarstwieniami ilowców wapnistych; interwał stropowy spirytywany
Miąższość	12,0–18,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Siedliska IG 1 (głęb. 2540,0–2565,0 m); hipostatotypy: otwór Żebrak IG 1 (głęb. 2358,2–2373,3 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Mucronaspis mucronata</i> ; ramienionogi: <i>Eostropeodonta himantensis</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: dolny himant
Historia badań	litofacje i biostratygrafia: Modliński (1973, 1982a, 1984); Modliński, Tomczykowa (1975); Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja z Ornety wschodniej części obniżenia bałtyckiego

obtoczone otoczaki (o średnicy maks. 3 cm) fosforytów, piaskowców i pyłowców oraz klasty mułowców, które tworzą zwarty lub rozproszony szkielet ziarnowy spojony glaukonitowo-węglanowym matriksem. Natomiast piaskowce są średnio- lub gruboziarniste, zawierają do 50% ziaren glaukonitu oraz rozproszone otoczaki piaskowców i fosforytów, a lokalnie są przewarstwione cienkimi wkładkami wapieni/dolomitów lub mułowców. Na Podlasiu piaskowce glaukonitowe są wyodrębnione jako formacja z Rajaska o zasięgu stratygraficznym obejmującym niemal całe piętro flo (fig. 2, 3A; Modliński, Szymański, 2008). Z kolei we wschodniej części obniżenia bałtyckiego i w obniżeniu lubelskim występują w dolnym i środkowym flo, odpowiednio u podstawy węglanowej formacji z Pieszkowa oraz, w spągu, formacji Uherki (fig. 2; Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 1997). Wykształcenie litologiczne i pozycja stratygraficzna horyzontu glaukonitowego (w spągu kompleksu węglanowego) są istotnymi przesłankami przemawiającymi za wyodrębnieniem go jako jednej jednostki litostratygraficznej na całym obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, dlatego w niniejszym opracowaniu występuje on pod nazwą formacji z Rajaska (fig. 2; tab. 1). Pozycja stratygraficzna tej jednostki została ustalona na podstawie graptolitów udokumentowanych w przewarstwiach mułowcowych jej wyższej części, wśród których zidentyfikowano *Didymograptus deflexus*, *D. cf. extensus*, *Expansograptus simulans*, wskazujących na poziomy *Didymograptus balticus*, *Pseudophyllograptus densus* i *Expansograptus elongatus* (= *Expansograptus simulans*) (Szymański, 1984; Modliński, Szymański, 2008). W bałtyckiej części basenu

sedymenacyjnej platformy wschodnioeuropejskiej cienki poziom piaskowców glaukonitowych wydaje się być nieco starszy, gdyż występuje u podstawy mułowców formacji ze Słuchowa, poniżej poziomu graptolitowego *Tetragraptus phyllograptoides* najniższego flo (Modliński, Szymański, 1997; Podhalańska, 2019). O jego niższej pozycji stratygraficznej może też świadczyć mieszany zespół fauny konodontowej z przewarstwień węglanowych piaskowców glaukonitowych w podlaskim i lubelskim segmencie platformy wschodnioeuropejskiej, odpowiadający poziomowi *Paroistodus proteus* z pogranicza tremadoku i flo (Bednarczyk, 1985; Nehring-Lefeld, 1987). Dane biostratygraficzne jednoznacznie wskazują, że diachroniczny charakter formacji z Rajaska mieści się w interwale od najniższego do środkowego flo, a lokalnie sięga także do stropu tego piętra. Należy jednak wspomnieć, że Bednarczyk (1985) zwrócił uwagę na szerszy diachronizm horyzontu glaukonitowego i dopuszczał możliwość korelacji jego spągu z najwyższym tremadokiem (zob. też Bednarczyk, 1969).

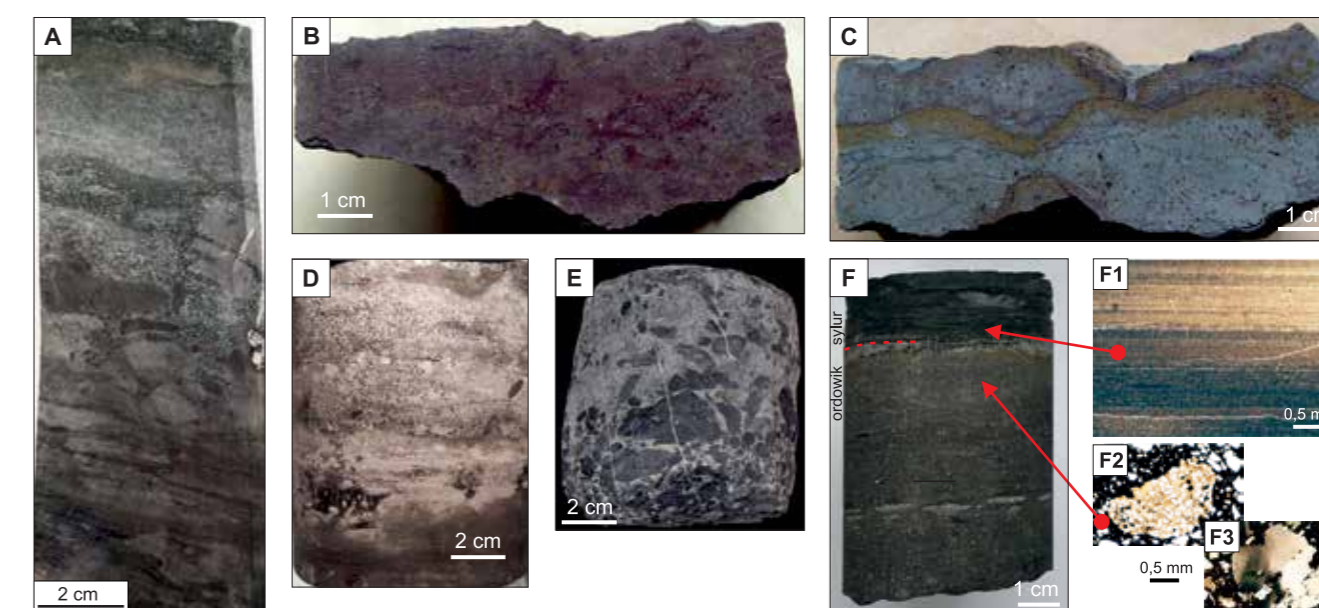


FIG. 3. A – kontakt piaskowca glaukonitowego formacji z Rajaska (flo) ze zbiturbowanymi mułowcami kambru – furongu, otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4424,3 m; coll. Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa); B – czerwony wapień formacji z Pieszkowa (dolny darywil), otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1873,1 m); C – wapień z powierzchnią omisyjną zmineralizowaną związkami żelaza, formacja z Kielna (górny darywil), otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1865,5 m); D – wapień z ooidami żelazistymi spoczywający na wapieniu marglistym (darywil), otwór Darżlubie IG 1 (głęb. 2976,2 m; coll. Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa), widoczna powierzchnia nieciągłości sedimentacyjnej podścielająca wapień ooidowy; E – zlepieniecz bazalny, spąg formacji Płonki (flo), otwór Płonki IG 2a (głęb. 3554 m; coll. Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa); F – kontakt mułowca piaszczystego himantu (strop formacji z Prabuty) z czarnymi mułowcami węglistymi rudanu (formacja z Jantaru), otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4394,0 m); F1 – obraz mikroskopowy mułowców formacji z Jantaru; F2, F3 – klast fosforanowy (F2) i ziarno kwarcu w mułowcu himantycznym formacji z Prabuty. Fot. A, D, E – K. Skurczyńska-Garwolińska

Litofacje węglanowe powyżej horyzontu glaukonitowego to czerwone, ciemnoszare i szaro-zielone wapienie bioklastyczne i margliste oraz dolostony z cienkimi przewarstwieniami mułowców wapnistych (fig. 3B, C). Wapienie bioklastyczne należą do facji wakstonów i pakstonów (ze szkieletami ramienionogów, małżoraczków, trylobitów, małży i szkarłupni), które występują częściej w górnej części sukcesji węglanowej, w przeciwieństwie do jej dolnej części zdominowanej przez wapienie margliste o cechach madstonów i wakstonów. Ponadto w składzie ziarnowym wapieni występują liczne ooidy/pizoidy fosforanowe (np. ogniwo z Rzepniewa w synekliizie podlaskiej; fig. 3D), a poziom litologiczny z ich udziałem jest ważnym horyzontem korelacyjnym w skali ponadregionalnej (Modliński, Szymański, 2008; Skompski, Paszkowski, 2017). Skały węglanowe ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej należą w podziale litostratygraficznym Modlińskiego, Szymańskiego (1997, 2008) do różnych jednostek w randze formacji. W strefie bałtyckiej i podlaskiej są to formacje: z Pieszkowa, Narwi, Polika, Kopalina, Kielna i Władowa (z ogniwami z Rzepniewa, Strabli i Proniewicz), w strefie lubelskiej zaś formacja Uherki (fig. 2; tab. 1). Pod względem litologicznym formacje węglanowe Modlińskiego i Szymańskiego (1997, 2008) wykazują znaczne podobieństwo i w kilku przypadkach tworzenie odrębnych jednostek litostratygraficznych w rejonie bałtyckim, podlaskim i lubelskim wydaje się nieuzasadnione (np. formacje z Pieszkowa, Kopalina i Kielna). Z tego powodu Porębski, Podhalańska (2019) zaproponowali wydzielenie dolnego kompleksu węglanowego o diachronicznych granicach, który obejmuje daping, darywil i dolny/górny sandb (fig. 2). Cechą wyróżniającą sukcesję węglanową dolnego kompleksu jest powszechna obecność powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych (omisyjnych) oraz inicjalnych twardych den z lokalnie zachowaną laminacją mikrobiałną i przejawami autigenyzy żelazisto-fosforanowej (Szymański, 1985; Podhalańska, 1992; Skompski, Paszkowski, 2017). Są one szczególnie dobrze wykształcone w skondensowanych stratygraficznie

profilach wschodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Na Podlasiu rozpoznano trzy luki stratygraficzne w środkowym ordowiku, przy czym najlepiej udokumentowano przerwę w środkowym darywile (Modliński i in., 2002a). Ekwiwalentem profilu skondensowanych w zachodniej strefie bałtyckiej jest alternacja czerwonych wapieni (miejscami gruzłowców) i ciemnych mułowców marglistych, będących głównymi litotypami formacji z Kopalina (Modliński, Szymański, 1997; Skompski, Paszkowski, 2017).

Częściowym ekwiwalentem stratygraficzno-facjalnym dolnego kompleksu węglanowego w słujskiej części skłonu platformy wschodnioeuropejskiej są mułowce formacji ze Słuchowa, początkowo ciemnoszare i poziomo laminowane z cienkimi przewarstwieniami wzbogaconymi w ziarna glaukonitu, a wyżej szarozielone i zbiturbowane (Kędzior i in., 2017). W stropie tej sukcesji występują powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnej i cienkie warstwy muszłowców małżoraczkowo-ramienionogowych (Skompski, Paszkowski, 2017). Pozycja stratygraficzna formacji ze Słuchowa jest ustalona na podstawie graptolitów poziomów *Tetragraptus phyllograptoides*, *Didymograptus balticus*, *Pseudophyllograptus densus* i *Expansograptus simulans* (= *elongatus*) piętra flo (Modliński, Szymański, 1997; Podhalańska, 2019; fig. 2; tab. 1).

W planie facjalnym środkowego ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej, zdominowanym przez wapienie dolnego kompleksu węglanowego, należy odnotować obecność mułowców formacji z Płonki, które występują na zachodnim przedłużeniu syneklizy podlaskiej (fig. 2; tab. 1). Są to zielono-szare mułowce margliste z ciemnoszarymi laminami i lokalnie brunatnymi gruzłami węglanowymi, tworzące interwał o miąższości ok. 5 m (Modliński, Szymański, 2008; Kędzior i in., 2017), podścielony lokalnie zlepieńcem bazalnym (fig. 3E). Ich pozycja stratygraficzna została ustalona na podstawie obecności graptolitów *E. hirundo* dolnego darywila (Modliński, Szymański, 2008). Lokalnie granice formacji z Płonki mają charakter nieciągłości sedimentacyjnych z luką stratygraficzną, która w przypadku granicy dolnej obejmuje piętra tremadok, flo i daping, w przeciwieństwie do nieciągłości stropowej z hiatusem ograniczonym do środkowego darywila.

Górny ordowik na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej jest zdominowany przez mułowce formacji z Sasina (*sensu* Porębski, Podhalańska, 2019; formacja Udala w schemacie litostratygraficznym obniżenia lubelskiego wg Modlińskiego, 1984), które na wschodzie Podlasia i SE Lubelszczyzny są zastąpione przez margle formacji Włodawki (fig. 2; Modliński, Szymański 1997, 2008). Zapis litologiczny formacji z Sasina charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem facjalnym, na które składają się: 1) ciemne i czarne mułowce węgliste, 2) mułowce masywne lub laminowane, skrzemionkowe oraz z fosforanowymi ziarnami obleczońkami, 3) szare i zielono-szare mułowce zbiturbowane z ichtotaksonami *Chondrites*, *Planolites*, *Teichichnus* i *Phycosiphon*, 4) mułowce z laminami

i soczewkami pyłowców (Kędzior i in., 2017). Ogólny plan facjalny mułowców z Sasina wykazuje wzrost bioturbacji osadu we wschodniej części platformy wschodnioeuropejskiej, od ciemnych/czarnych mułowców węglistych dominujących w jej NW części (rejon bałtycki) do ich szaro-zielonej odmiany z laminami i soczewkami pyłowców, które na obniżeniu lubelskim są tylko lokalnie podścielone czarnymi ilowcami (Kędzior i in., 2017). Formacja z Sasina jest jednostką litostratygraficzną o szerokim zasięgu czasowo-przestrzennym, która charakteryzuje się znacznym diachronizmem granic. Jej spąg mieści się między górnym darywilem a dolnym katem, natomiast strop rozciąga się między poziomami graptolitowymi *Pleurograptus linearis* i *Dicellograptus anceps* środkowego i górnego katu (fig. 2; tab. 1; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Podhalańska, 2019). Największy zasięg stratygraficzny formacja ta osiąga w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie reprezentuje interwał od środkowego/górnego darywila po dolny/środkowy kat. W części wschodniej mułowce formacji z Sasina obejmują znacznie większy interwał, mieszczący się między górnym sandbem a dolnym/środkowym katem. Lokalnie, granica spągowa mułowców z Sasina jest podścielona przez cienkie bruki złożone ze spirytywanych ooidów i pizoidów fosforanowych, spoczywających na powierzchni erozyjnej (Kędzior i in., 2017; Skompski, Paszkowski, 2017). W tej, z pozoru monotonnej, sukcesji występują liczne laminy i warstwy K-bentonitów, przeważnie o grubości 0,5–3,0 cm, w nielicznych przypadkach nawet ponad 50 cm (Modliński, 1982b; 1986). Najgrubsze warstwy (30–58 cm) zidentyfikowano w poziomie graptolitowym *Mesograptus foliaceus* (*Mesograptus multidentis*) górnego sandbu (Modliński, 1978).

Ekwiwalentem stratygraficzno-facjalnym formacji z Sasina we wschodniej (marginalnej) części rejonu podlasko-lubelskiego, a także rejonu Suwalszczyzny, są szare i zielonoszare margle i mułowce margliste z przewarstwieniami i konkrekcjami wapieni marglistych, tworzące formację Włodawki (fig. 2; tab. 1). Lokalnie występują także cienkie przewarstwienia wapieni bioklastycznych, reprezentujące wakstony i pakstony, w których dominującym komponentem szkieletowym są fragmenty ramienionogów i trylobitów. Zasięg stratygraficzny tej formacji mieści się między poziomem graptolitowym *Mesograptus foliaceus* górnego sandbu a poziomem *Pleurograptus linearis* dolnego katu (Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 2008; Porębski, Podhalańska, 2019).

W stropowej części profilu ordowickiego platformy wschodnioeuropejskiej dominują utwory węglanowo-margliste, które budują formacje z Kodeńca, Stadnik, Morağa, Tyśmienicy i Ornety (fig. 2; tab. 1; Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2008), natomiast w propozycji litostratygraficznej Porębskiego i Podhalańskiej (2019) występują pod nieformalną nazwą górnego kompleksu węglanowego. W zachodniej części obniżenia bałtyckiego (ślupskim fragmencie skłonu platformy wschodnioeuropejskiej) zapis litofacjalny tego interwału stratygraficznego charakteryzuje się większym udziałem mułowców tworzących trzon litologiczny formacji z Prabut (fig. 2; tab. 1), z mniejszą ilością wapieni marglistych i margli występujących w postaci cienkich przewarstwień i konkrekcji (Modliński, Szymański, 1997). Typowy zapis litofacjalny górnego kompleksu węglanowego jest złożony z szarozielonych i brunatnych wapieni marglistych i margli, tworzących mniej lub bardziej regularne alternacje, niekiedy o gruzłowym wykształceniu, lokalnie także z udziałem przewarstwień wapieni bioklastycznych i mułowców węglanowych. Wapienie bioklastyczne są reprezentowane przez wakstony i pakstony z fragmentami trylobitów, ramienionogów, szkarłupni, małżoraczków, głowonogów i małży. Odnotowano także obecność nieciągłości sedimentacyjnych i poziomów zlepieńcowo-brekcyjowych. Lokalnie w osadach tych występują cienkie warstwy i laminy wzbogacone w ziarna glaukonitu detrytycznego. Pod względem stratygraficznym utwory węglanowo-marglisto-mułowcowe górnego ordowiku należą do górnego katu i hirnantu. Ich ogólnie niewielka miąższość (1,5–3,0 m) w obniżeniu lubelskim i podlaskim wzrasta w NW strefie obniżenia bałtyckiego do 37 m. Dolne granice górnego kompleksu węglanowego i formacji z Prabut są diachroniczne i mieszczą się między środkowym a górnym katem (Modliński, Szymański, 1997, 2008; Porębski, Podhalańska, 2019). Natomiast granica górna ma charakter ciągłego przejścia do czarnych łupków węglistych rudanu formacji z Jantar (sensu Porębski, Podhalańska, 2019; fig. 3F, F1) w skrajnie zachodniej części obniżenia bałtyckiego, a w kierunku wschodnim i SE wyznacza ją powierzchnia niezgodności erozyjnej z luką stratygraficzną, która w swym maksymalnym zasięgu obejmuje najwyższy kat, hirnant i rudan, a ku wschodowi także aeron i telich (fig. 2; tab. 1; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Podhalańska, 2009, 2019; Porębski, Podhalańska, 2019). W hirnantowej części kompleksu węglanowego i mułowców z Prabut odnotowano obecność trylobitów *Mucronaspis mucronata* i *M. olini* oraz ramienionogów typowych dla fauny Hirnantia, reprezentowanych przez *Eostrophaeodonta hirnantensis*, *Hirnantia cf. kielanae* i *H. sagittifera* (Modliński, Szymański, 1997, 2008; Podhalańska, 2009). W obrębie osadów hirnantu zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej występuje domieszka materiału detrytycznego w postaci ziaren kwarcu, o średnicy ok. 2 mm, rozproszonego w mułowcach czy

marglach lub będącego składnikiem diamiktytów (fig. 3F2, F3) tworzących cienkie przewarstwienia albo nieregularne nagromadzenia (Modliński, 1982; Paszkowski i in., 2015; Skompski, Paszkowski, 2017; Porębski i in., 2019). Ich obecność jest najczęściej odnotowywana w utworach formacji z Prabut i Tyśmienicy, a niejednokrotnie towarzyszą im deformacje plastyczne osadu i nagromadzenia klastów mułowcowych i marglistych (Porębski i in., 2019).

## 2.2. BLOK POMORSKI (STREFA KOSZALIN–CHOJNICE)

Utwory ordowiku bloku pomorskiego reprezentują sukcesję osadową zdeponowaną w basenie perykratonicznym rozwiniętym na pasywnym obrzeżeniu Bałtyki (Krzemiński, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006; Mazur i in., 2016; Aleksandrowski, Mazur, 2017). Skąły tego systemu rozpoznano w kilkunastu otworach wiertniczych strefy Koszalin–Chojnice (fig. 4), które jednak nie osiągnęły starszych utworów podścielających sukcesję ordowicką (Podhalańska, Modliński, 2006; literatura tam cytowana). Przykrywają je skały osadowe syluru albo niezgodnie zalegające utwory dewonu, karbonu lub permu. Ordowik bloku pomorskiego to ciemnoszare i szarozielone ilowce i mułowce dolomityczne z nielicznymi przewarstwieniami pyłowców, dolomitów (w tym syderytowych) oraz sporadycznie K-bentonitów (fig. 4). Ta monotonna litologicznie sukcesja mułowcowo-ilasta wykazuje znaczne zaangażowanie tektoniczne i obejmuje interwał stratygraficzny od darywila po dolny kat, chociaż ilaste facje w otworze Toruń 1 mogą należeć także do górnego katu (Podhalańska, Modliński, 2006). Najbardziej kompletny stratygraficznie profil ordowiku występuje w otworze Skibno 1, gdzie na podstawie fauny graptolitowej udokumentowano interwał od górnego darywila po dolny kat, mieszczący się między graptolitowymi poziomami *Hustedograptus teretiusculus* i *Dicranograptus clingani* (Podhalańska, Modliński, 2006). Ponadto zidentyfikowano mikroskamieniałości Chitinozoa wskaźnikowe dla bałto-skańskiego poziomu *Laufeldochitina stentor* pogranicza darywila i sandbu, współwystępującego z taksonami o szerokim zasięgu stratygraficznym, obejmującym środkowy i górny ordowik (Wrona i in., 2001; Samuelsson i in., 2002). Zespół akritarchowy ordowiku bloku pomorskiego jest złożony z form typowych dla sandbu prowincji bałtyckiej, chociaż są obecne także nieliczne taksony pochodzenia perygondwańskiego, podobnie jak w składzie Chitinozoa (Szczepanik, 2000; Wrona i in., 2001; Samuelsson i in., 2002; Stempień-Salek, 2011).

## 2.3. BLOK ŁYSOGÓRSKI

Skały ordowiku na obszarze bloku łysogórskiego rozpoznano w kilkunastu otworach wiertniczych, a także nielicznych odsłonięciach naturalnych występujących w północnej części Gór Świętokrzyskich (fig. 5, 6A). Pod względem litologiczno-stratygraficznym utwory ordowiku w regionie łysogórskim wykazują duże podobieństwo do strefy Biłgoraj–Narol.

### 2.3.1. Region łysogórski Gór Świętokrzyskich

Sukcesja osadowa ordowiku w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich osiąga miąższość ok. 230 m. Najstarszymi skałami tego systemu są ciemne ilowce i mułowce ilaste dolnego tremadoku, które wraz z górnym furongiem tworzą formację z Brzezinek (fig. 5; tab. 2; Trela, 2006). W dolnotremadockiej części tej sukcesji udokumentowano pojedyncze, fragmentarycznie zachowane siateczkowate graptolity z rodzaju *Rhabdinopora* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, 1968). W jej wyższej partii odnotowano także obecność graptolitów z rodzaju *Bryograptus* (otwór Brzezinki 1, zob. Tomczykowa, 1968) wskazujących na szerszy zasięg stratygraficzny tej formacji, sięgający aż po górny tremadok. Do formacji z Brzezinek zaliczono także szare mułowce i ilowce z cienkimi przewarstwieniami piaskowców, występujące w Pobroszynie (fig. 6A), w których rozpoznano późnotremadocki zespół mikroflorystyczny z *Cyamatiogalea polygonophora* i *Caldariola* sp. (Trela i in., 2001). W stropie tej sukcesji jest obecny cienki horyzont żelazisty, kontaktujący erozyjnie z leżącymi wyżej wapieniami środkowego ordowiku (Trela, 2008a).

Środkowy ordowik jest reprezentowany przez wapienie formacji z Pobroszyna (fig. 5, 6A), które tworzą interwał skondensowany o zmiennej miąższości, wynoszącej 0,5 m w Pobroszynie i 2 m w otworze wiertniczym Jeleniów 2 (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Trela i in., 2001; Trela, 2008a). Cechą charakterystyczną tej formacji są powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnej z niewielkimi strukturami mikrostromatolitowymi, impregnowanymi związkami żelaza (fig. 6B). W obrazie mikroskopowym wapieni pobroszyńskich dominuje spartytowy cement blokowy oraz charakterystyczny wachlarzowaty/krzewiasty cement kalcytowy, między którymi zachowały się relikty mułu węglanowego w postaci mikrytu wymie-

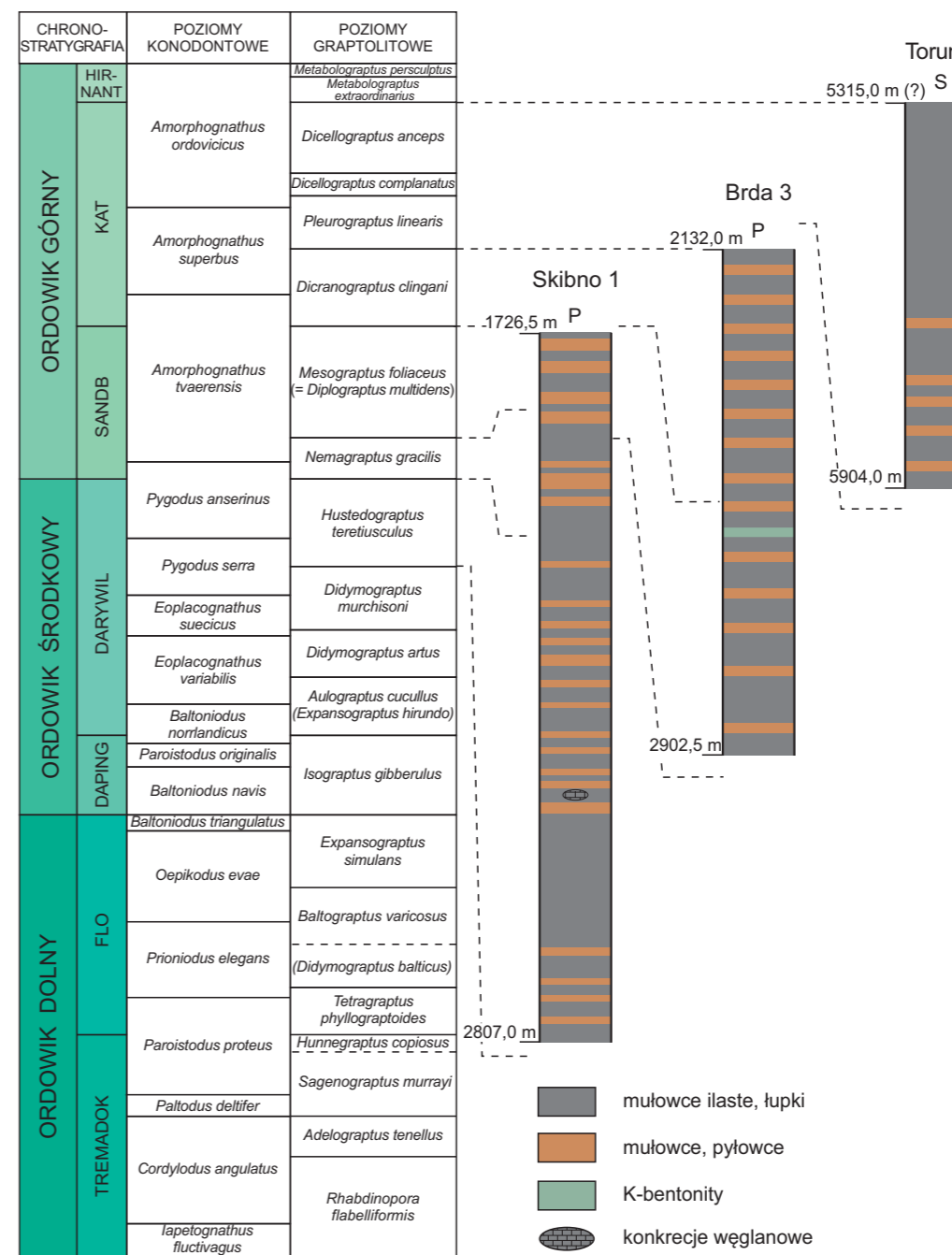
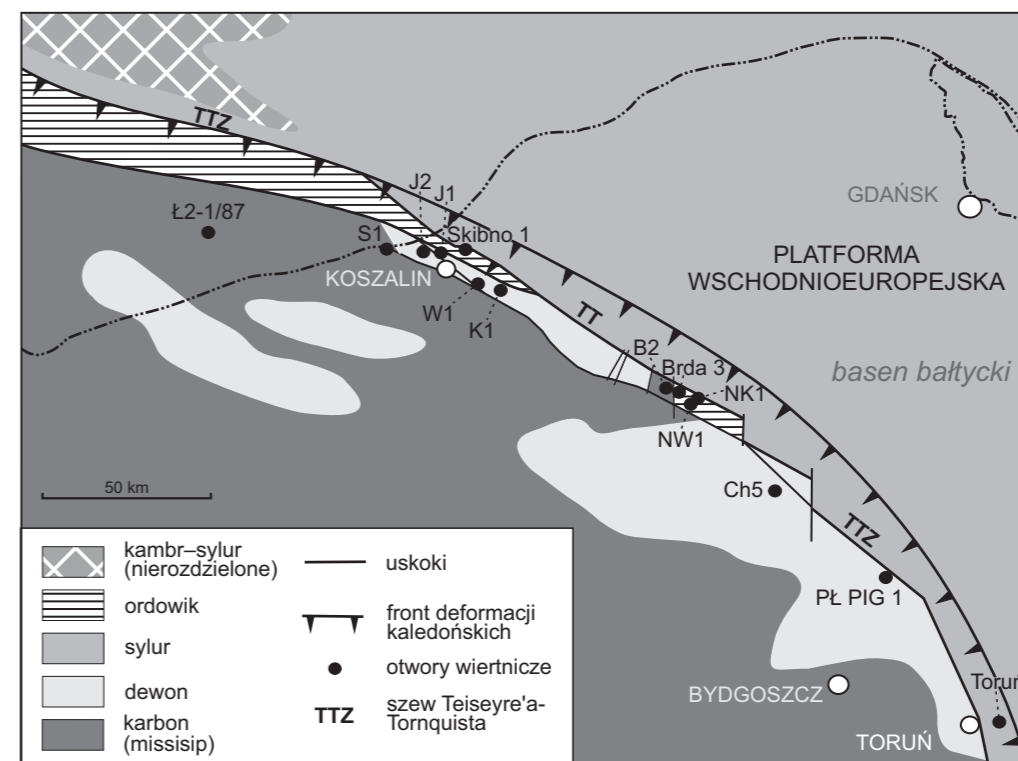
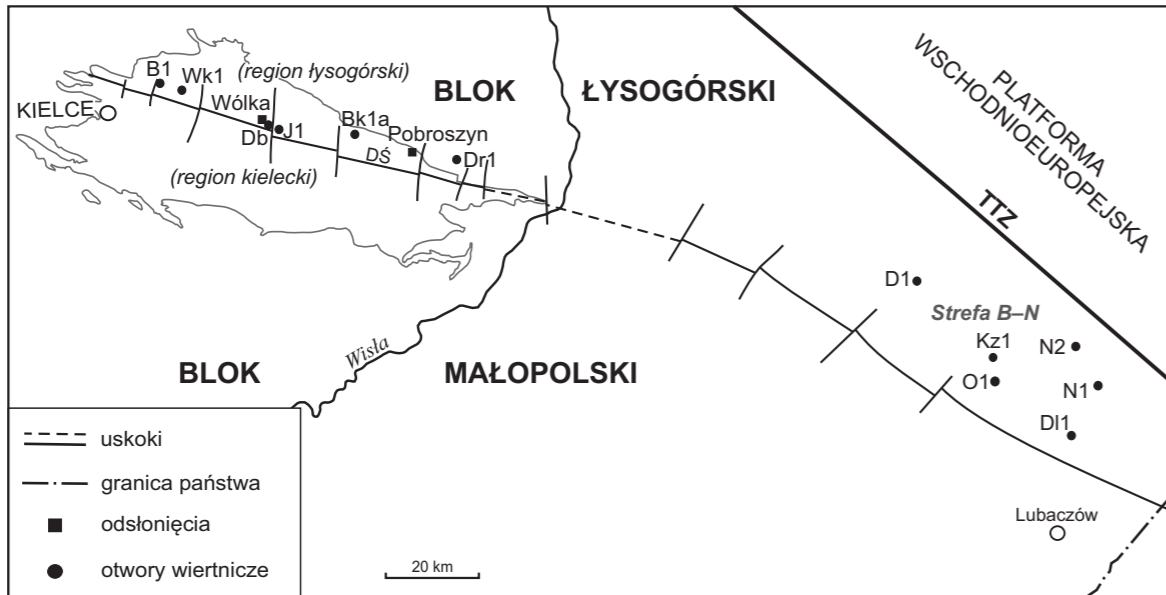


FIG. 4. Profil litologiczno-stratygraficzny ordowiku w wybranych otworach strefy Koszalin–Chojnice (wg Dadleza, 1978; Podhalańskiej, Modlińskiego, 2006). Objaśnienie litologii jak na figurze 2; B2 – Brda 2, Ch5 – Chojnice 5, J1 – Jamno IG 1, J2 – Jamno IG 2, K1 – Kościernica 1, NK1 – Nowa Karczma 1, NW1 – Nowa Wieś 1, PL PIG 1 – Polskie Łąki PIG 1, S1 – Sarbinowo 1



CHRONO-STRATYGRAFIA	POZIOMY KONODONTOWE		POZIOMY GRAPTOLITOWE		
	LAN-DOWER	RUDAN	LAN-DOWER	RUDAN	
ORDOWIK GÓRNY	HIR-NANT		<i>Metabolograptus persculptus</i>		
			<i>Metabolograptus extraordinarius</i>		
			<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	<i>Dicellograptus anceps</i>	
				<i>Dicellograptus complanatus</i>	
				<i>Pleurograptus linearis</i>	
	KAT		<i>Amorphognathus superbis</i>	<i>Dicranograptus clingani</i>	
ORDOWIK ŚRODKOWY	SANDB		<i>Mesograptus foliaceus (=Diplograptus multidens)</i>		
			<i>Nemagraptus gracilis</i>		
			<i>Pygodus anserinus</i>	<i>Hustedograptus teretiusculus</i>	
			<i>Pygodus serra</i>	<i>Didymograptus murchisoni</i>	
			<i>Eoplacognathus suecicus</i>	<i>Didymograptus artus</i>	
	DARYWIL		<i>Eoplacognathus variabilis</i>	<i>Aulograptus cucullus (=Expansograptus hirundo)</i>	
			<i>Baltoniodus norlandicus</i>	<i>Isograptus gibberulus</i>	
			<i>Paroistodus originalis</i>		
			<i>Baltoniodus navis</i>		
			<i>Baltoniodus triangulatus</i>	<i>Expansograptus simulans</i>	
ORDOWIK DOLNY	DAPING		<i>(Pseudophyllograptus densus)</i>		
			<i>Baltograptus varicosus</i>		
			<i>(Didymograptus ballicus)</i>		
			<i>Tetragraptus phyllograptoides</i>		
			<i>Hunnegraptus copiosus</i>		
	FLO		<i>Paroistodus proteus</i>	<i>Sagenograptus murrayi</i>	
			<i>Paltodus deltifer</i>	<i>Adelograptus tenellus</i>	
			<i>Cordylodus angulatus</i>	<i>Rhabdinopora flabelliformis</i>	
			<i>lapeognathus fluctivagus</i>		

FIG. 5. Litologia i stratygrafia ordowiku na obszarze bloku łysogórskiego (na podstawie Bednarczyka, 1981; Modlińskiego, Szymańskiego, 2005; Treli, 2006; zmieniono). Objaśnienie litologii jak na figurze 2; B1 – Brzezinki 1, BK1a – Bukowiany 1a, D1 – Dyle IG 1, Db – Dębniak, D11 – Doliny 1, Dr1 – Daromin IG 1, DŚ – dyslokacja świętokrzyska, J1 – Jeleniów PIG 1, Kz1 – Kozaki 1, N1 – Narol IG 1, N2 – Narol PIG 2, O1 – Osuchy 1, Wk1 – Wilków 1; jasnoszarą czcionką oznaczono poziomy identyfikowane w Bałtoskandii i Polsce, nienależące do standardu biostratygrafii graptolitowej wg The Geological Time Scale

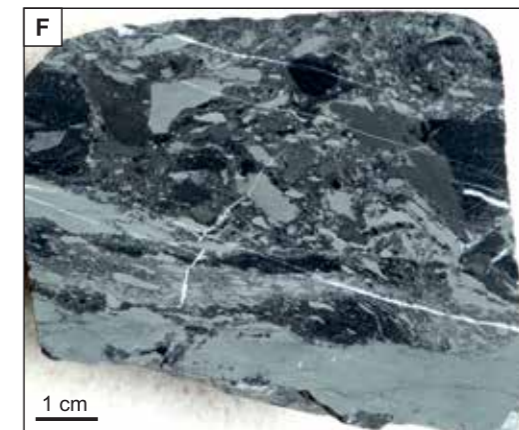
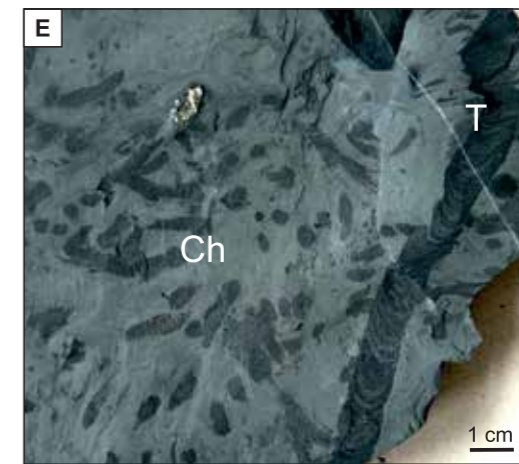
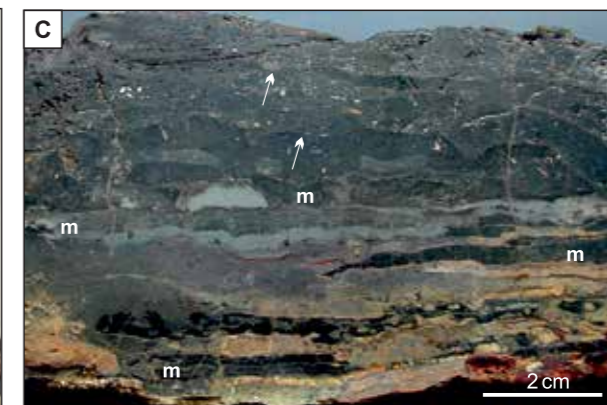
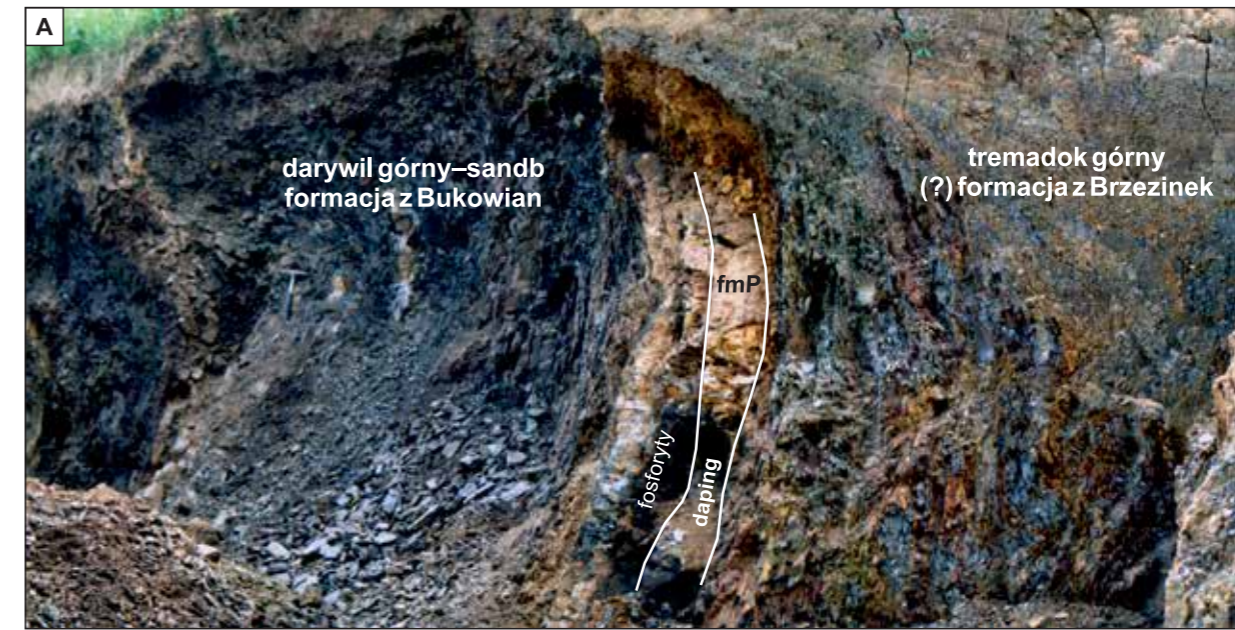
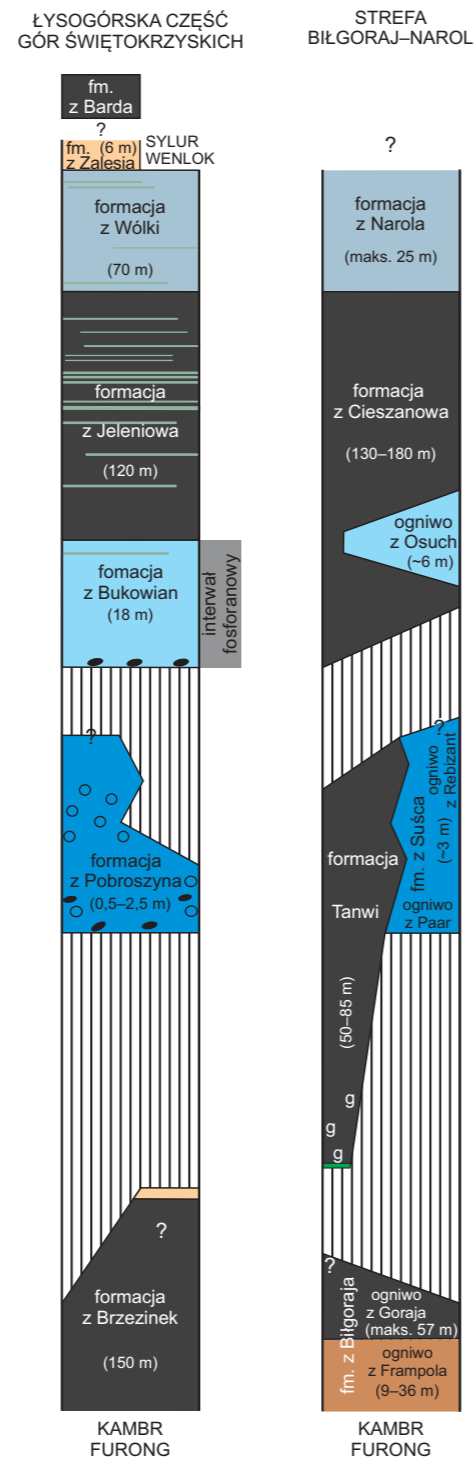


FIG. 6. Ordowik bloku łysogórskiego A – odsłonięcie ordowiku w Pobroszynie (stan w 1999 r.); widoczne mulowce tremadoku górnego formacji z Brzezinek, wapień ordowiku środkowego (dapingu) formacji z Pobroszyna (fmP) oraz mulowce, margle, wapień i fosforyty formacji z Bukowian środkowego i górnego ordowiku (darywili i sandbu); fotografia z 1999 r.; B – wapień formacji z Pobroszyna ordowiku środkowego (piętro daping), widoczne rozproszone otoczki piaskowców, fosforytów i ziarna kwarcu oraz powierzchnia nieciągłości z mikrostromatolitami żelazistymi; C – warstwa fosforytu w spągu formacji z Bukowian (ordowik środkowy, darywil górny) z widocznymi mikrostromatolitami fosforanowymi (m), powierzchniami erozyjnymi (strzałki) i rozproszonym detrytusem szkieletowym; D – ilowce formacji z Jeleniowa z widocznymi mikrostromatolitami fosforanowymi (m), powierzchniami erozyjnymi (strzałki) i rozproszonym detrytusem szkieletowym; E – zbiturbowany mulowiec marglisty formacji z Wólki w otworze Daromin IG 1 (głęb. 206,8 m), widoczne ichnotaksony *Chondrites* (Ch) i *Teichichnus* (T); F – brekcja złożona z intraklastów mulowców marglistych, ciemnoszarych mulowców ilastych i pojedynczych dużych ziaren kwarcu, formacja z Zalesia, hirnant (otwór Wilków 1, głęb. 604,9 m)

TAB. 2. Litostratygrafia ordowiku bloku lysogórskiego (na podstawie: Modliński, Szymański, 2005; Trela, 2006)

Formacja ilowców i mulowców z Brzezinek	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region lysogórski (lysogórska strefa fałdów)
Litologia	ciemnoszare ilowce i mulowce ilaste, sporadycznie przewarstwiane warstwami piaskowców o miąższości kilku cm (maks. 40 cm). Iłowce i mulowce są na ogół masywne, chociaż lokalnie wykazują delikatną laminację poziomą
Miąższość	ok. 150 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Brzezinki; hipostratotypy: otwory wiertnicze Daromin IG 1 i Wilków 1
Biostratygrafia	graptolity <i>Rhabdinopora</i> sp., <i>Bryograptus</i> sp.; lokalne poziomy trylobitowe <i>Acerocare s.l.</i> i <i>Peltura scarabaeoides</i>
Chronostratygrafia	górnym furong-dolnym tremadok (lokalnie także górnym tremadok, np. Pobroszyn)
Historia badań	litologia i stratygrafia: Tomczyk, Turnau-Morawska (1967); Tomczykowa (1968); Trela i in. (2001); Żylińska (2002); litostratygrafia: Orłowski (1975); Trela (2006); Trela i in. (2025).
Ekwiwalenty	formacja ilowców z Piaśnicy w zachodniej części obniżenia bałtyckiego platformy wschodnioeuropejskiej; ogniwo ilowców z Goraja w strefie Bilgoraj-Narol
Uwagi	formacja lupków z Klonówki w podziale litostratigraficznym kambru Gór Świętokrzyskich Orłowskiego (1975); warstwy lysogórskie wg Tomczykowej (1968)
Formacja piaskowców i ilowców z Bilgoraja	
Występowanie	cały obszar strefy Bilgoraj-Narol
Litologia	piaskowce i ilowce; patrz ogniwo z Frampola i ogniwo z Goraja
Miąższość	63,0–108,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Dyle IG 1 (głęb. 1819,0–1927,5 m); hipostratotyp: otwór. Narol IG 1 (głęb. 3206,4–3269,1 m)
Biostratygrafia	jak w opisie ogniwa piaskowców z Frampola i ogniwa ilowców z Goraja
Chronostratygrafia	ordowik dolny: dolny tremadok
Historia badań	litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005)
Ekwiwalenty	jak w opisie ogniwa z Goraja
Ogniwo piaskowców z Frampola	
Występowanie	cały obszar strefy Bilgoraj-Narol
Litologia	szare i ciemnoszare piaskowce kwarcowe podścielone lokalnie cienkim horyzontem zlepieńca bazalnego
Miąższość	9,0–36,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3261,0–3269,1 m); hipostratotyp: otwór. Dyle IG 1 (głęb. 1885,0–1927,5 m)
Biostratygrafia	graptolity: <i>Rhabdinopora</i> sp.
Chronostratygrafia	dolny ordowik: dolny tremadok
Historia badań	litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005); biostratygrafia: Modliński (2015)
Ekwiwalenty	formacja zlepieńców i piaskowców z Sepopola we wschodniej części obniżenia bałtyckiego platformy wschodnioeuropejskiej
Uwagi	do formacji tej należą prawdopodobnie warstwy lubaczowskie z otworów Uszkowce 1 i Uszkowce 4 (Tomczyk, 1962)
Ogniwo ilowców z Goraja	
Występowanie	cały obszar strefy Bilgoraj-Narol
Litologia	czarne i ciemnoszare ilowce i mulowce z laminami i cienkimi przewarstwieniami piaskowców
Miąższość	od 50 do 73 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Dyle IG 1 (głęb. 1819,0–1885,0 m); hipostratotyp: otwór Narol IG 1 (głęb. 3206,4–3261,0 m)
Biostratygrafia	graptolity: <i>Rhabdinopora</i> sp., ramienionogi: <i>Broeggeria salteri</i> , <i>Obolus</i> sp.
Chronostratygrafia	dolny ordowik: dolny tremadok
Historia badań	litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005); biostratygrafia: Modliński (2015)
Ekwiwalenty	formacja lupków z Brzezinek w Górach Świętokrzyskich; formacja lupków z Piaśnicy w zachodniej części obniżenia bałtyckiego
Formacja ilowców Tanwi	
Występowanie	północno-zachodnia i północna część strefy Bilgoraj-Narol
Litologia	ciemnoszare, czarne i szarozielone ilowce spoczywające na cienkiej warstwie glaukonitytu z klastami fosforytów; w dolnej części ilowców obecne są laminy i warstewki glaukonitytu, a w górnej przewarstwienia, soczewki i gruzły margli i wapieni marglistych
Miąższość	od kilkudziesięciu cm do maks. 85,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Kozaki 1 (głęb. 948,5–1021,0 m); hipostratotyp: otwór Narol PIG 2 (głęb. 2897,65–2918,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Tetragraptus phyllograptoides</i> , <i>Didymograptus balticus</i> , <i>Pseudophyllograptus densus</i> , <i>Pseudophyllograptus angustifolius</i> , <i>Expansograptus hirundo</i>
Chronostratygrafia	dolny ordowik i częściowo środkowy: piętro flo-?dolny darywil
Historia badań	biostratygrafia, litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005); Modliński (2015)
Ekwiwalenty	formacja ilowców ze Słuchowa w zachodniej części obniżenia bałtyckiego; formacja mulowców z Brzeziny w Górach Świętokrzyskich
Formacja wapieni z Pobroszyna	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region lysogórski (lysogórska strefa fałdów)
Litologia	szarozielone wapienie z różowym i rdzawym odcieniem. Są to przeważnie greinstony z rozproszonymi fragmentami ramienionogów, trylobitów, małzorczków i szkarłupni, a także zmienną ilością ooidów/pizoidów fosforanowo-żelazistych. Ponadto, w składzie ziarnowym są obecne nieobtoczone fragmenty ciemnych mulowców, jak i dobrze obtoczone otoczaki piaskowców fosforanowych i ziarna kwarcu. Strop tej formacji wyznacza warstwa czerwonego laminowanego wapienia mikrobialnego o grubości kilku cm (maks. 20 cm)
Miąższość	0,4–2,5 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie we wsi Pobroszyn, ok. 4 km na SE Opatowa
Biostratygrafia	konodony od poziomu <i>Baltoniodus navis</i> do <i>Baltoniodus nordlandicus</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy, piętro daping
Historia badań	biostratygrafia/paleontologia: Dzik (1999, 2020); litostratygrafia: Trela (2006); sedimentologia: Trela (2008a)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Suśca w strefie Bilgoraj-Narol; formacja mulowców i wapieni z Szumska w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich; częściowo formacja wapieni z Kopalina w obniżeniu bałtyckim platformy wschodnioeuropejskiej
Formacja wapieni z Suśca	
Występowanie	południowo-wschodnia część strefy Bilgoraj-Narol
Litologia	wapienie; patrz ogniwo z Paar i ogniwo z Rebizant
Miąższość	1,5–3,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3204,3–3206,2 m)
Biostratygrafia	patrz ogniwo z Paar i ogniwo z Rebizant
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: daping-środkowy darywil
Historia badań	lito- i biostratygrafia: Modliński, Szymański (2005); Modliński (2015); Nehring-Lefeld (2015)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Pobroszyna i formacja margli i wapieni z Szumska w Górach Świętokrzyskich; formacja wapieni z Kopalina w obniżeniu bałtyckim platformy wschodnioeuropejskiej

TAB. 2 cd.

Ogniwo wapieni z Paar	
Występowanie	podobnie jak formacji z Suśca
Litologia	szare i zielonoszare wapienie margliste i margle z licznymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych, mikrostromatolitami, klastami ciemnoszarych fosforytów oraz laminami i cienkimi przewarstwieniami szarozielonych ilowców
Miąższość	0,35–0,8 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3205,7–3206,2 m)
Biostratygrafia	konodony poziomów: <i>Baltoniodus navis</i> , <i>Parostodus originalis</i> , <i>Eoplacognathus variabilis</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: daping-?dolny darywil
Historia badań	patrz formacja wapieni z Suśca
Ekwiwalenty	patrz formacja wapieni z Suśca
Ogniwo wapieni z Rebizant	
Występowanie	podobnie jak formacji z Suśca
Litologia	w części dolnej szare i jasnoszare wapienie organodetrytyczne ze szczątkami szkarłupni, mszywiolów, trylobitów i ramienionogów, a w części górnej wapienie margliste z przewarstwieniami i laminami ilowców wapienistych
Miąższość	0,8–1,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3204,3–3205,7 m)
Biostratygrafia	konodony poziomów: górny <i>Eoplacognathus suecicus</i> – <i>Pygodus anserinus</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: środkowy-górny darywil
Historia badań	patrz formacja wapieni z Suśca
Ekwiwalenty	patrz formacja wapieni z Suśca
Formacja wapieni i mulowców z Bukowian	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region lysogórski (lysogórska strefa fałdów)
Litologia	szare i ciemnoszare margle z przewarstwieniami jasnoszarych wapieni ziarnistych (maks. 20 cm) i mulowców marglistych. Lokalnie udział wapieni przeważa nad marglami i mulowcami. Wapienie ziarniste są złożone ze szczątków szkieletowych ramienionogów, trylobitów i szkarłupni, którym towarzyszą rozproszone ooidy i pizoidy żelazisto-fosforanowe oraz ziarna kwarcu
Miąższość	od kilku do 18 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Bukowiany 1a (głęb. 180,8–198,8 m); hipostratotypy: otwór Jeleniów 2 (głęb. 165,4–180,4) i odsłonięcie w Pobroszynie k. Opatowa
Biostratygrafia	graptolity poziomu <i>Hustedograptus teretiusculus</i> i <i>Nemagraptus gracilis</i> (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Bednarczyk, 1971), chitinozoa poziomów <i>Laufeldochitina striata</i> – <i>L. stentor</i> do <i>L. deunffii</i> – <i>L. dalbyensis</i> (Wrona, 2004)
Chronostratygrafia	środkowy/górny ordowik, piętra: górny darywil-dolny sandb
Historia badań	litologia/biostratygrafia: Tomczyk, Turnau-Morawska (1967); Tomczykowa (1968); Bednarczyk (1971); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Trela (2006); sedimentologia: Trela (2008b)
Ekwiwalenty	częściowo ogniwo wapienia z Osuch w strefie Bilgoraj-Narol
Formacja ilowców z Jeleniowa	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region lysogórski i strefa Zbrza-Brzeziny w regionie kieleckim
Litologia	ciemnoszare ilowce i mulowce ilasto-węglanowe z przewarstwieniami K-bentonitów, pojedynczymi cienkimi przewarstwieniami wapieni; ilowce na ogół bezstrukturalne, chociaż lokalnie wykazują subtelny laminację poziomą, a także słabo dostrzegalną bioturbację, będącą efektem aktywności organizmów tworzących mało urozmaicony mejobentos zasiedlający osad dennej. Zawierają liczne framboidy pirytowe o średnicy 5–20 µm, które niekiedy tworzą mikrolaminy i mikrosoczewki. Ponadto, w ilastym tle tkwią fragmenty bioklastów węglanowych (rozproszone lub tworzące nieciągłe laminy i soczewkowane nagromadzenia), ostrokrawędziste ziarna kwarcu pyłowego, amorficzna materia organiczna oraz zdeformowane skorupki aglutynujących otwornic bentosowych złożone z pyłu kwarcowego (Trela, 2016)
Miąższość	80,0–120,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Jeleniów 2 (głęb. 18,0–165,4 m); hipostratotypy: otwory wiertnicze Wilków 1 (głęb. 676,0–782,0 i Daromin IG 1 (209,0–339,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Nemagraptus gracilis</i> , <i>Mesograptus foliaceus</i> , <i>Dicranograptus clingani</i> i <i>Climacograptus styloideus</i> (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, 1968)
Chronostratygrafia	ordowik górny: sandb i dolny kat
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk, Turnau-Morawska (1964, 1968); Deczkowski, Tomczyk (1969); Tomczykowa (1968); Bednarczyk (1971); Tomczykowa, Tomczyk (2000); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Trela (2006); sedimentologia i geochemia: Trela (2005, 2007, 2015, 2021); Zhang i in. (2011); Smolarek i in. (2014, 2017); Trela i in. (2018); palinologia: Stempień-Salek (2011)
Ekwiwalenty	formacja z Cieszanowa w strefie Bilgoraj-Narol; formacja ilowców z Sasina na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego
Formacja ilowców i wapieni z Cieszanowa	
Występowanie	na całym obszarze strefy Bilgoraj-Narol
Litologia	szare i ciemnoszare ilowce i ilowce wapieniste, lokalnie zielonoszare, z przewarstwieniami K-bentonitów, a w dolnej części z gruzłami i przewarstwieniami wapieni, wapieni marglistych i margli (patrz ogniwo wapieni z Osuch)
Miąższość	130,0–180,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3075,6–3204,3 m)
Biostratygrafia	poziomy graptolity: <i>Hustedograptus teretiusculus</i> , <i>Nemagraptus gracilis</i> , <i>Mesograptus foliaceus</i> , <i>Dicranograptus clingani</i> , <i>Climacograptus styloideus</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: darywil, sandb, dolny kat
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk (1962); Tomczykowa, Tomczyk (1968); Modliński (2015); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005)
Ekwiwalenty	formacja ilowców z Jeleniowa w Górach Świętokrzyskich; formacja ilowców z Sasina na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego
Ogniwo wapienia z Osuch	
Występowanie	południowo-wschodnia część strefy Bilgoraj-Narol
Litologia	szare i ciemnoszare wapienie organodetrytyczne i margliste z przewarstwieniami margli i ilowców, spoczywające na bazalnych zlepieńcach złożonych z klastów wapieni i ilowców
Miąższość	3,0–6,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Narol IG 1 (głęb. 3194,0–3198,2 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomu <i>Nemagraptus gracilis</i> , być może także <i>Hustedograptus teretiusculus</i> ; konodony poziomu <i>Amorphognathus lvaerensis</i> (podpoziom <i>Lenodus variabilis</i> )
Chronostratygrafia	ordowik górny: dolny sandb; być może także środkowy ordowik: górny darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Modliński (2015); Nehring-Lefeld (2015); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Bukowian w lysogórskiej części Gór Świętokrzyskich; spagowa część formacji z Sasina (wcześniej Udala) na Lubelszczyźnie; górna część formacji wapieni z Kielna w zachodniej części obniżenia bałtyckiego

TAB. 2 cd.

Formacja mulowców z Wólki	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie; region łysogórski i strefa Zbrza–Brzeziny w regionie kieleckim
Litologia	szarozielone i zielone ilowce i mulowce margliste, lokalnie z przewarstwieniami (maks. 8 cm) i niewielkimi kongrejami węglanowymi. Dolna część mulowców formacji wólczarskiej jest intensywnie zbioturbowana, co manifestuje się obecnością licznych, nierozpoznawalnych struktur biodeformacyjnych oraz skamieniałości śladowych reprezentowanych przez ichnotaksony: <i>Chondrites</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Planolites</i> i <i>Paleophycus</i> . Natomiast część górna tej sukcesji ma bardziej bezstrukturalny charakter, a bioturbacje są zdecydowanie mniej liczne
Miaższość	40–70 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w miejscowości Wólka k. Nowej Słupi; hipostatotypy: otwory wiertnicze Wilków 1 (głęb. 606,5–676,0 m) i Daromin IG 1 (głęb. 196,0–209,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomu <i>Dicellograptus complanatus</i> (Tomczykowa, Tomczyk, 2000); trylobity <i>Eodindymene pulchra</i> i <i>Staurocephalus clavifrons</i> (Kielan, 1959)
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Bednarczyk (1971); Tomczykowa, Tomczyk (2000); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Trela (2006, 2007); sedimentologia i geochemia: Trela (2005, 2007, 2015, 2021); Zhang i in. (2011); Smolarek i in. (2017); Trela i in. (2018); Smolarek-Lach i in. (2019); palinologia: Stempień-Salek (2011)
Ekwiwalenty	formacja ilowców i wapieni z Cieszanowa w strefie Biłgoraj–Narol; górna część formacji margli Włodawki i dolna część formacji margli i ilowców z Prabut w obniżeniu bałtyckim i podlaskim
Formacja ilowców wapnistych z Narola	
Występowanie	na całym obszarze strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	szare/ciemnoszare ilowce i mulowce wapniste i ilaste z przewarstwieniami szarych margli i wapieni marglistych; w mulowcach ilastych rozproszone ziarna kwarcu do 1,5 mm średnicy oraz drobne klasty węglanowe i ilowcowe. W ilowcach formacji z Narola odnotowano także obecność niewielkich kongreji wapieni marglistych o średnicy 2–3 cm
Miaższość	19,0–25,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Narol IG 1 (głęb. 3051,2–3075,6 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Pandenia megalophthalma</i> , <i>Tretaspis</i> sp. a w części górnej także <i>Mucronaspis</i> sp.
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat, być może także najniższy hirnant
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk (1962); Tomczykowa, Tomczyk (1968); Modliński (2015); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005)
Ekwiwalenty	formacja mulowców z Wólki w Górach Świętokrzyskich; formacja wapieni z Kodeńca i formacja margli Tyśmienicy w obniżeniu lubelskim i podlaskim; formacja margli i ilowców z Prabut w zachodniej części obniżenia bałtyckiego i podlaskiego
Formacja mulowców piaszczystych i margli z Zalesia	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie; region łysogórski i kielecki
Litologia	szare lub szarozielone mulowce ilaste i mulowce piaszczyste z przewarstwieniami piaszczystych oraz ilowców marglistych lub margli, które lokalnie dominują. Pod względem petrograficznym piaszczyste i mulowce piaszczyste to waki kwarcowe o słabo wysortowanym składzie ziarnowym, zbudowane z nieobtoczonych ziaren kwarcu, wśród których obecne są też dobrze obtoczone kwarcie pochodzenia magmowego i metamorficznego o średnicy 2–3 mm, a lokalnie także zdeformowane i rozarte klasty ilowców i mulowców, podrzędnie ziarna glaukonitu oraz fragmenty szkieletołów ramienionogów i liliowce.
Miaższość	0,5–16,0 m (0,5–16,0 m w części kieleckiej i ok. 3,0–5,0 m w części łysogórskiej)
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w bezimiennym potoku w Zalesiu k. Łagowa, w synklinie bardziańskiej; hipostatotypy otwory wiertnicze Szumsko Kolonia 2 (głęb. 22,9–26,6 m) i Wilków 1 (głęb. 601,0–606,5 m)
Biostratygrafia	trylobity: <i>Mucronaspis mucronata</i> , ramienionogi: <i>Dalmanella testudinaria</i> , <i>Hirnantia sagittifera</i> , <i>Eostropheodonta hirnantensis</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: hirnant
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Czarnocki (1928); Kielan (1956, 1959); Temple (1965); Bednarczyk (1971); Chlebowski (1971); Masiak i in. (2003); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); sedimentologia i geochemia: Trela (2005, 2007, 2015, 2016, 2021); Smolarek i in. (2017); Smolarek-Lach i in. (2019); palinologia: Kremer (2001); Masiak i in. (2003); Trela, Szczepanik, 2009; Stempień-Salek (2011)
Ekwiwalenty	górna część formacji margli i ilowców z Prabut w zachodniej części obniżenia bałtyckiego i podlaskiego, a także formacja margli z Ornety w obniżeniu bałtyckim oraz formacja margli Tyśmienicy w obniżeniu podlaskim i lubelskim

szanego z mikrosparitem. Zasięg stratygraficzny formacji z Pobroszyna obejmuje piętro daping i dolny darywil (Trela, 2006), a jej dolna granica ma charakter niezgodności erozyjnej z luką stratygraficzną obejmującą piętro flo (fig. 5; Trela, 2008a).

Na wapieniach formacji z Pobroszyna spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej margle i wapienie z przewarstwieniami ilowców należące do formacji z Bukowian, które tworzą sukcesję o miąższości ok. 20 m (fig. 5; tab. 2; Trela, 2006). Spąg tej formacji wyznacza horyzont fosforytowy o miąższości ok. 30 cm (Trela, 2008b), rozpoczynający się zlepieńcem, na którym spoczywa warstwa z mikrostromatolitami fosforanowymi i powierzchniami erozyjnymi (fig. 6C). W wyższej części formacji bukowieńskiej występują liczne kongreje fosforanowe, a lokalnie także maty mikrobialne pokrywające powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych. Wapienie formacji z Bukowian reprezentują interwał przejściowy między środkowym a górnym ordowikiem, obejmujący górny darywil i niższy sandb. Ich pozycja stratygraficzna została ustalona dzięki obecności graptolitów poziomów *Hustedograptus teretiusculus* i dolny *Nemagraptus gracilis* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, Tomczyk, 2000) oraz faunie Chitinozoa reprezentującej poziomy od *Rhabdochitina striata* i *Laufelochitina stentor* do *Lagenochitina deunffil dalbyensis* (Wrona, 2004).

W górnym ordowiku regionu łysogórskiego dominuje litofacja ilasta, z podrzędnym udziałem piaszczystych i wapieni. Początkowo są to ciemnoszare i czarne ilowce i mulowce ilasto-wapniste, tworzące formację z Jeleniowa (fig. 5; tab. 2), której dolna granica ma charakter diachroniczny. Iłowce i mulowce tej formacji są przekładane licznymi przewarstwieniami K-bentonitów, które tworzą charakterystyczne horyzonty o grubości 0,5–30,0 cm (fig. 6D; Trela i in., 2018). W centralnej części regionu łysogórskiego (otwór Jeleniów 2) formacja jeleniowska reprezentuje interwał stratygraficzny obejmujący niemal całe piętro sandb oraz niższy kat (od poziomu graptolitowego

górny *Nemagraptus gracilis* po *Dicranograptus clingani* i *Pleurograptus linearis* (*Climacograptus styloideus*), natomiast w części wschodniej także wyższy darywil z graptolitami poziomu *Hustedograptus teretiusculus* (Bednarczyk, 1981; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Trela, 2006). Ta dość monotonna litologicznie sukcesja jest rozdzielona przez pakiet szarozielonych zbioturbowanych ilowców, charakteryzujących się mało urozmaiconym zespołem skamieniałości śladowych (Trela, 2007). W otworach Wilków 1 i Daromin IG 1 interwał ten osiąga miąższość ok. 2 m i jest korelowany z środkowym sandbem (Trela, 2007, 2015).

Zapis sedymentacyjny górnego katu w regionie łysogórskim jest zdominowany przez litofację szarozielonych mulowców ilastych i marglistych, w dolnej części intensywnie zbioturbowanych, a w górnej masywnych, miejscami także zsylikowanych, które tworzą formację z Wólki o miąższości nieprzekraczającej 70 m (fig. 5, 6E; tab. 2; Bednarczyk, 1981; Trela, 2006). W otworze Daromin IG 1, w stropie formacji z Wólki wzrasta udział wapieni, które tworzą warstwy o grubości 5–30 cm, z bioturbacjami podobnymi do struktur biodeformacyjnych w mulowcach (Trela, 2007, 2015). Ich dolne i górne granice są ostre, a w przypadku niektórych cieńszych warstw granice te są wygięte, odpowiednio ku dółowi lub górze, co sugeruje, że mamy do czynienia z kongrejami węglanowymi. Pozycja stratygraficzna formacji z Wólki jest dobrze udokumentowana dzięki obecności bogatej fauny trylobitowej poziomów *Eodindymene pulchra* i *Staurocephalus clavifrons* (Kielan, 1959).

Profil ordowiku w regionie łysogórskim kończy litofacja szarych mulowców ilastych i piaszczystych z przewarstwieniami piaszczystych, lokalnie – ilowców marglistych i margli, które tworzą formację z Zalesia, reprezentującą piętro hirnant (fig. 5, 6F; tab. 2; Trela, 2006; Trela i in., 2016). W osadach formacji z Zalesia udokumentowano obecność hirnanckich trylobitów rodzaju *Mucronaspis* (Czarnocki, 1950).

### 2.3.2. Strefa Biłgoraj–Narol

Niższy ordowik w strefie Biłgoraj–Narol jest reprezentowany przez osady silikoklastyczne tremadok, tworzące formację z Biłgoraja, która jest złożona z ognia piaszczystych z Frampola oraz ognia piaszczystych i ilowców z Goraja (fig. 5; tab. 2; Modliński, Szymański 2005). U podstawy piaszczystych frampolskich, które pod względem petrograficznym odpowiadają arenitom kwarcowym lub skątom przejściowym od arenitów do wak, występuje cienka warstwa zlepieńca podstawowego. Ogniu z Goraja jest sukcesją, w której dominują czarne ilowce z laminami i cienkimi warstwami piaszczystych i mulowców, tworzące często interwały heterolitowe. Pozycję stratygraficzną formacji z Biłgoraja ustalono na podstawie obecności graptolitów rodzajów *Rhabdinopora*, *Anisograptus* i *Clonograptus* oraz ramienionogów *Obolus*, *Acrothele* i *Lingulella* (Modliński, Szymański, 2005). Górną granicę ognia z Goraja wyznacza powierzchnia przerwy sedymentacyjnej, z którą jest związana luka stratygraficzna o charakterze diachronicznym. Na NW obejmuje ona najwyższy tremadok, natomiast w kierunku SE jej zakres zwiększa się o piętro flo.

Spoczywające wyżej ilowce formacji Tanwi (ok. 85 m) oraz wapienie formacji z Suśca (3 m) wyznaczają nowy cykl depozycyjny i wskazują na dominację głębokowodnych facji ilastych w części NW i płytkowodnych facji węglanowych w części SE (fig. 5; tab. 2). Lokalnie spąg formacji Tanwi wyznacza cienka warstwa transgresyjnego glaukonitytu (ok. 10 cm) z klastami fosforytowymi, ponad którą występują ciemnoszare ilowce z licznym glaukonitem przechodzące w szare i szarozielone utwory ilasto-margliste z kongrejami węglanowymi. Zasięg stratygraficzny tej formacji obejmuje piętro flo i niższy daping, od poziomu graptolitowego *Tetragraptus phyllograptoides* po *E. hirundo* (Modliński, Szymański, 2005), jednak zdaniem Modlińskiego (2015) w otworze Narol IG 1 piętro flo nie jest reprezentowane. Odpowiednikiem litofacjalnym formacji Tanwi są identycznie wykształcone ilowce formacji z Brzeziny w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (Trela, 2006) oraz ilowce formacji ze Stuchowa z obniżenia bałtyckiego (Modliński, Szymański, 1997). Lateralnym ekwiwalentem wyższej, marglistej, części ilowców Tanwi w strefie Biłgoraj–Narol jest formacja z Suśca, złożona z ognia wapienia z Paar oraz ognia wapienia z Rebizant (fig. 5; tab. 2), której zasięg stratygraficzny odpowiada piętom daping i niższy darywil (Modliński, Szymański, 2005). Są to wapienie margliste o cechach waktostów i pakstostów bioklastycznych z licznymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych i mikrostromatolitami fosforanowymi, które w regionie łysogórskim tworzą formację z Pobroszyna (zob. Trela, 2006, 2008b). Strop formacji Tanwi i formacji z Suśca wyznacza diachroniczna powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej, z którą jest związany hiatus obejmujący różne poziomy graptolitowe piętra darywil, w części NW są to poziomy *Didymograptus artus* i *Didymograptus murchisoni*, a w części SE – poziomy *H. teretiusculus* i wyższy *D. murchisoni* (fig. 5; Modliński, Szymański, 2005).

Górny ordowik w strefie Biłgoraj–Narol to utwory ilasto-węglanowe należące do formacji z Cieszanowa i formacji z Narola (fig. 5; tab. 2; Modliński, Szymański, 2005). Dominującą litofacją formacji z Cieszanowa są ciemnoszare i czarne ilowce (130–180 m), a ich zasięg stratygraficzny rozciąga się od najwyższego darywilu po niższy kat. W ilowcach są obecne kongreje i przewarstwienia wapieni marglistych i margli, a także warstwy i laminy K-bentonitów. Udział wapieni organodetrytycznych i marglistych w formacji cieszanowskiej SE części strefy Biłgoraj–Narol jest na tyle duży, że zostały one ujęte w ogniu wapieni z Osuch, umiejscowione stratygraficznie w niższym sandbie (Modliński, Szymański, 2005). Górny kat i hirnant cechują się większym udziałem mulowców wapnistych i margli tworzących przelawienia w szarych ilowcach formacji z Narola. Ponadto na uwagę zasługuje obecność rozproszonych ziaren detrytycznego kwarcu, o średnicy do 2 mm, co jest typowe dla hirnantu brzeźnej (zachodniej) części platformy wschodnioeuropejskiej i Gór Świętokrzyskich (Modliński, 1982a; Podhalańska, 2009; Trela, 2021a). Za hirnanckim wiekiem górnej części formacji z Narola przemawia obecność fragmentarycznie zachowanych skamieniałości trylobitów z rodzaju *Mucronaspis* (Modliński, Szymański, 2005).

## 2.4. BLOK MAŁOPOLSKI

### 2.4.1. Region kielecki Gór Świętokrzyskich

Ordowik w południowej (kieleckiej) części Gór Świętokrzyskich charakteryzuje się dwu-, a miejscami nawet trzykrotnie mniejszą miąższością w porównaniu do strefy łysogórskiej. Spoczywa z niezgodnością kątową na różnowiekowych utworach kambru (od terenu do furongu), a lokalnie w jego spągu występuje warstwa zlepieńca formacji z Kędziorki o miąższości od kilkunastu do 40 cm (fig. 7; tab. 3; Czarnocki, 1928, 1939; Tomczyk, 1964; Bednarczyk, 1971, Chle-

bowski, 1971; Kowalczewski, 2000; Szczepanik i in., 2004; Trela, 2006).

W centralnej części regionu kieleckiego (synklina bardziańska i rejon Wysoczek) na osadach terenu spoczywają mulowce i piaszczyste/pyłowce glaukonitowe z warstwami i nodułami chalcodonitów, należące do formacji z Wysoczek (fig. 8A, B, C; tab. 3; Dzik, Pisera, 1994; Trela, 2006). Miąższość tej formacji zmienia się od kilkunastu metrów w Zalesiu (fig. 8A) do ok. 30 m w Kędziorkie (fig. 7). Część warstw mulowcowych zawiera znaczną domieszkę materiału piroklastycznego, reprezentowanego przez świeże biotyty, plagioklasy, kwarc pirogeniczny, skalenie potasowe (Chlebowski, 1971; Salwa, Trela, 2019). Późnotremadocki wiek formacji z Wysoczek dokumentują konodonty *Paltodus deltifer* (Szaniawski, 1980, Dzik, Pisera, 1994), akritarchy *Acanthodiacrodium*, *Stelliferidium*, *Caldariola*, *Spirea* i *Vulcanisphaera* (Górka, 1969; Szczepanik, 2003) oraz ramienionogi bezzawiasowe (Bednarczyk, 1999; Bednarczyk, Stupnicka, 2000; Holmer, Biernat, 2002).

W zachodniej (Bukówka, Biesak, Brzeziny, Zbrza) i wschodniej (Międzygórz, Kleczanów, Lenarczyce) części regionu kieleckiego górny tremadok jest zdominowany przez fację piaszczystą, wykształconą jako piaszczyste glaukonitowe formacji z Międzygórz (fig. 7, 8D, 9A; tab. 3). Ich miąższość jest zmienna i waha się od 2 m w Brzeziniach, Bukówce i Lenarczykach do kilkunastu metrów w Międzygórz, a nawet 30 m w rejonie Biesaka (fig. 7; Bednarczyk i in., 1970). Lokalnie piaszczyste glaukonitowe spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej na zlepieńcu formacji z Kędziorki (fig. 9A). O ich późnotremadockim wieku świadczą obecność skamieniałości ramienionogów *Thysanotos siluricus* (Bednarczyk, 1964, 1971, 1981), taksonu, który zdaniem Bednarczyka (1999) należy do późnotremadockiej asocjacji *Thysanotos–Leptembon* znanej zarówno z peryferycznych rejonów paleokontynentu Gondwany (Saksonia, Turynia, Czechy), jak i obszaru Bałtyki (Estonia, Ural). Ponadto w piaszczystych tych udokumentowano obecność ramienionogów *Rosobolus robertinus*, *Celodobolus mirandus* i *Pidiobolus cf. minimus* (Bednarczyk, Stupnicka, 2000), które w Czechach występują w osadach dolnego flo (Mergl, 1999). Zasięg stratygraficzny formacji z Międzygórz wydaje się być zatem szerszy i prawdopodobnie obejmuje także dolny flo (por. Znosko, Chlebowski, 1976; Dzik, Pisera, 1994).

W Międzygórz, w obrębie piaszczystych glaukonitowych, występują zlepieńce tworzące pakiet o miąższości 5 m (fig. 7, 8D; Tomczyk, 1954; Turnau-Morawska, 1960), podobne pod względem litologicznym do zlepieńca formacji z Kędziorki, które według Bednarczyka i Stupnickiej (2000) są tektonicznie zaklinowane w piaszczystych formacji międzygórskiej. Bednarczyk (1981) nadał pakietowi zlepieńcowemu z Międzygórz rangę nieformalnego ognia z Chelma i umieścił w górnym tremadoku, natomiast Dzik i Pisera (1994) włączyli go do formacji z Międzygórz jako jej człon reprezentujący dolny flo. Pozycja stratygraficzna zlepieńca z Chelma jest wciąż niepewna, a główną przesłanką przy ustaleniu jego wieku są mikroskamieniałości Chitinozoa, pochodzące z fragmentów ilowców (nieco plastycznych), wśród których zidentyfikowano *Cyathochitina primitiva* (= *Euconochitina primitiva*), *Lagenochitina cf. esthonica* i *Desmochitina minor* (Chlebowski, Szaniawski, 1974). W Estonii zasięg stratygraficzny *E. primitiva* jest ograniczony do górnego tremadoku i dolnego flo (Hints, Nölvak, 2006). Na tej podstawie przyjęto, że zlepieńiec z Chelma jest młodszy od późnego tremadoku i został zdeponowany we wczesnym flo (Dzik, Pisera, 1994), a zdaniem Bednarczyka i Stupnickiej (2000) nawet później, bo pod koniec tego piętra. Należy jednak w tym miejscu nadmienić, że zespół akritarchowy zidentyfikowany w cienkich soczewkach ilastych jest charakterystyczny dla pogranicza tremadoku i flo (Z. Szczepanik, inf. ustna, 2020), co zdaje się potwierdzać sugestię Dzika i Pisery (1994) o depozycji zlepieńca z Chelma na początku flo.

W SW części regionu kieleckiego, na piaszczystych glaukonitowych spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej piaszczyste i mulowce z zdeformowanymi ooidami szamozytowymi, klastami szamozytowymi i mulowcowymi (fig. 9B) oraz polemami i smugami hematytowymi, udokumentowane przez Tomczyka, Turnau-Morawską (1964) w Brzeziniach i zaliczone przez nich do górnego darywilu (górnego lanwimu). W schemacie litostratygraficznym ordowiku zaproponowanym przez Trelę (2006) zostały one wyodrębnione jako formacja Stokowej Góry (ok. 10 m miąższości) i umiejscowione w dolnym flo (fig. 7; tab. 3; Trela, 2006). Brak jest jednak informacji biostratygraficznych pozwalających jednoznacznie określić pozycję chronostratygraficzną tych utworów. Wydaje się, że położenie powyżej piaszczystych glaukonitowych formacji z Międzygórz, a poniżej ilowców z graptolitami dokumentującymi piętra flo, daping i dolny darywil, jest argumentem przemawiającym za interpretacją Trela (2006). Warto zwrócić uwagę, że wnioski stratygraficzne Tomczyka, Turnau-Morawskiej (1964) są oparte na danych z otworu Brzeziny 2, który przewiercił niewielką synklinę (Znosko, 2001), dlatego w profilu dwukrotnie występuje horyzont szamozytowo-hematytowy (głęb. 0,3–17,7; 71,3–73,6 m, zob. Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964). Prace ziemne wykonane w 2004 r. wykazały (Trela, materiały nie-

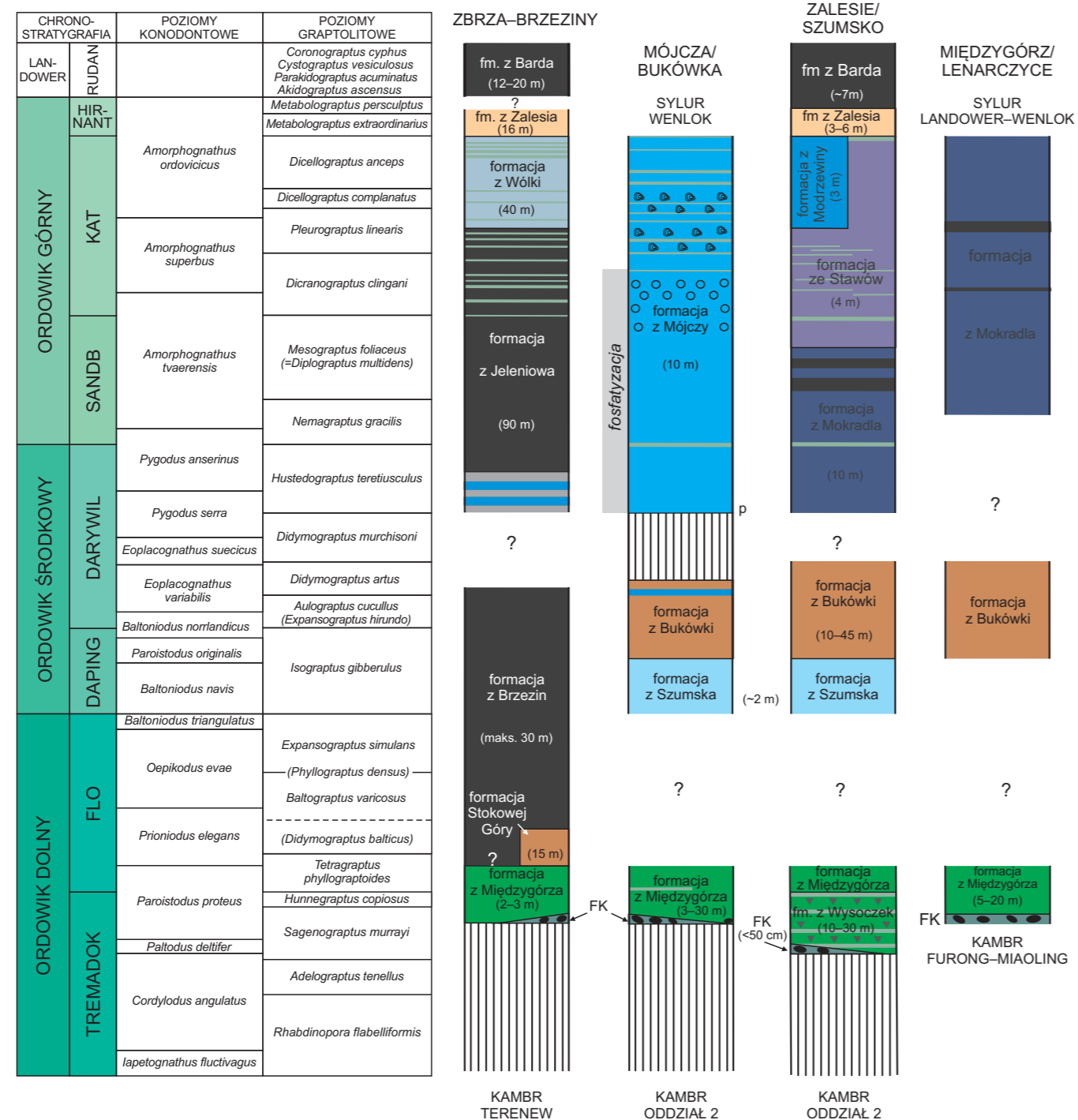
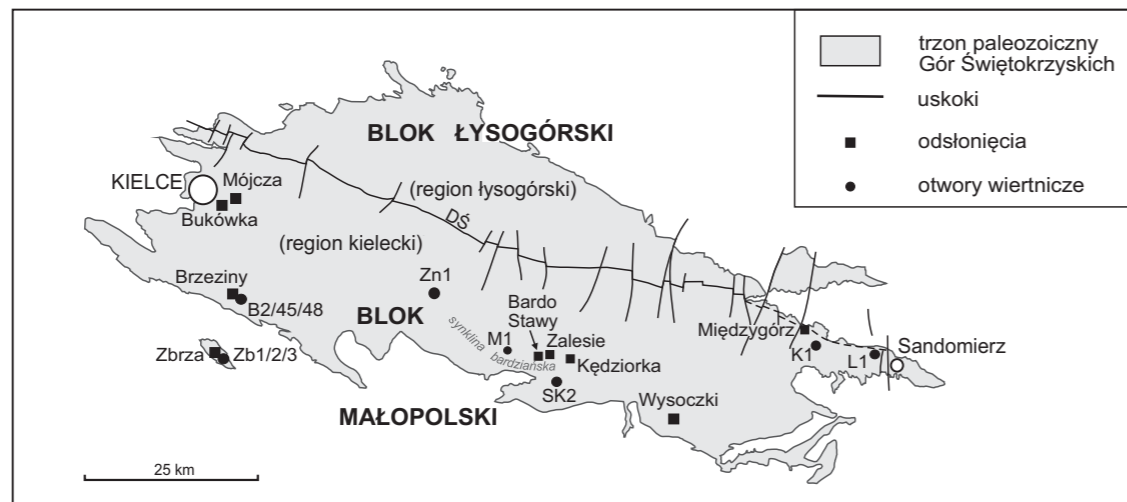


FIG. 7. Litostratygrafia i stratygrafia ordowiku w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (północna część bloku małopolskiego) (wg Bednarczyka, 1981; Dzika, Pisera, 1994; Treli, 2006; zmieniono). Objaśnienie litologii jak na figurze 2; B2/45/48 – Brzeziny 2/45/48; DŚ – dyslokacja świętokrzyska; FK – formacja z Kędziorki; K1 – Kleczanów 1; L1 – Lenarczyce PIG 1; M1 – Mokradle 1; SK2 – Szumsko Kolonia 2; Zb1/2/3 – Zbrza 1/2/3; Zn1 – Zarobiny 1;

TAB. 3. Litostratygrafia ordowiku bloku małopolskiego (na podstawie: Dzik, Pisera, 1994; Bula, 2000; Treli, 2006)

Formacja zlepieńców z Kędziorki	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	zlepieńiec o zwartym, a miejscami nawet rozproszonym, szkieletie ziarnowym i spoiwie piaskowcowo-glaukonitowym z domieszką węglanów i frakcji ilastej. Tworzą go dobrze obtoczone otoczaki (0,5–4 cm średnicy) piaskowców i pyłowców (arenitów kwarcowych) o spoiwie krzemionkowym i fosforanowym, a także rozproszone ziarna kwarcu o średnicy do 1,0 cm
Miąższość	kilka cm do maks. 0,4 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Lenarczyce PIG-1, głęb. 38,9–39,4 m
Biostratygrafia	brak danych
Chronostratygrafia	górnym tremadok–?najniższy flo
Historia badań	litologia: Bednarczyk (1971); Chlebowski (1971); litostratygrafia: Treli (2006)
Ekwiwalenty	horyzont zlepieńca bazalnego w spagu formacji z Rajską na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej
Formacja mulowców glaukonitowych i chalcedonitów z Wysoczek	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	ciemno- i średniolawicowe piaskowce i mulowce glaukonitowe z przewarstwieniami i kongrekcjami chalcedonitów
Miąższość	10,0–30,0 m
Stratotyp/obszar typowy	Zalesie k. Łagowa (synklina bardziańska); hipostatotyp: Zbelutka (wąwóz Chojnów Dół), Wysoczki
Biostratygrafia	konodonty: <i>Paltodus deltifera</i> ; ramienionogi: <i>Thysanotos siluricus</i> , zespół <i>Leptembolon–Thysanotos</i> w tym <i>Leptembolon lingulaeformis</i> , <i>Siphonobolus uralensis</i> , <i>Orbithele ceratopygarum</i>
Chronostratygrafia	górnym tremadok–?najniższy flo
Historia badań	biostratygrafia: Górka (1969); Bednarczyk (1971); Szaniawski (1980); Holmer, Biernat (2002); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Treli (2006)
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	warstwy ze Zbelutki (Bednarczyk, 1981)
Formacja piaskowców glaukonitowych z Miedzygórz	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	zielone i zielonoszare piaskowce glaukonitowe, średnio- i gruboziarniste, lokalnie z rozproszonymi otoczkami piaskowców lub mulowców, a także cienkimi przewarstwieniami i soczewkami zlepieńców piaszczystych. Tworzą warstwy o grubości od kilku do ponad 30 cm i ostrych erozyjnych granicach spągowych z zachowanymi niekiedy hieroglifami mechanicznymi, a także zagłębieniami w formie kanałów wypełnionymi masowym grubszym materiałem piaszczystym lub piaszczysto-żwirowym (np. w Miedzygórz). Piaskowce na ogół masywne, chociaż obecne także warstwy z laminacją poziomą lub niskokątową, podkreśloną przez naprzemienne występowanie szarych i zielonych lamin, zbudowanych odpowiednio z ziaren kwarcu i glaukonitu. W Miedzygórz, na powierzchni stropowej pojedynczych warstw, niewielkie ripplemarki falowe oraz skamieniałości śladowe ichnrodzajów <i>Scolithos</i> i <i>Tiggilites</i> (Bednarczyk, Stupnicka, 2000)
Miąższość	2,0–10,0 m, miejscami nawet 30,0 m
Stratotyp/obszar typowy	kamieniołom Chelm w Miedzygórz k. Opatowa, stratotyp (nieczynny kamieniołom), otwór Lenarczyce PIG-1, hipostatotyp, głęb. 33,5–38,9 m
Biostratygrafia	ramienionogi: <i>Rosobolus robertinus</i> , <i>Celdobolus mirandus</i> i <i>Pidiobolus cf. minimus</i>
Chronostratygrafia	ordowik dolny: najwyższy tremadok–dolny flo
Historia badań	biostratygrafia: Bednarczyk (1964, 1971, 1981, 1999); Bednarczyk, Stupnicka (2000); litostratygrafia: Dzik, Pisera (1994); Treli (2006); petrologia: Chlebowski (1971)
Ekwiwalenty	formacja piaskowców z Rajską na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej
Ogniwo zlepieńców z Chelma	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów), synklina miedzygórska
Litologia	zlepieńiec złożony z dobrze obtoczonych otoczek piaskowców i pyłowców o średnicy 0,5–7 cm, fosforytów, pojedynczych fragmentów zdeformowanych plastycznie ciemnych ilowców oraz obtoczonych ziaren kwarcu o średnicy 0,2–1 cm. Materiał grubookruchowy tworzy zwarty szkielet ziarnowy, spójny piaskowcem glaukonitowym. Otoczki piaskowców i pyłowców szare, zielonoszare, czasami otoczone obwódką glaukonitową. Pod względem petrograficznym reprezentują arenity kwarcowe o spoiwie krzemionkowym lub fosforanowym. Zlepieńce tworzą warstwy o grubości od kilku do 30 cm, czasami z poziomo ułożonymi otoczkami lub słabo zaznaczającym się uziarnieniem frakcjonalnym
Miąższość	ok. 5,0 m
Stratotyp/obszar typowy	kamieniołom Chelm w Miedzygórz k. Opatowa
Biostratygrafia	chitinozoa: <i>Cyathochitina primitiva</i> (= <i>Euconochitina primitiva</i> ), <i>Lagenochitina cf. esthonica</i> i <i>Desmochitina minor</i>
Chronostratygrafia	? najwyższy tremadok–flo
Historia badań	litologia: Tomczyk (1954); Turnau-Morawska (1960); stratygrafia: Chlebowski, Szaniawski (1974); Bednarczyk (1981); Bednarczyk, Stupnicka (2000)
Ekwiwalenty	brak
Formacja piaskowców i mulowców Stokowej Góry	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, SW część regionu kieleckiego (kielecka strefa fałdów)
Litologia	zielono-brunatne, cienko- i średniolawicowe piaskowce i pyłowce i mulowce z rozproszonymi ooidami żelazistymi (szamozytowymi) oraz klastami mulowców i szamozytów i smugami hematytów. Na ogół masywne, czasami ze słabo zaznaczającym się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym oraz laminacją poziomą. Obecne cienkie przewarstwienia mulowców i ilowców, a sporadycznie także cienkie przewarstwienia węglanowe
Miąższość	kilka metrów, maks. 10,0 m
Stratotyp/obszar typowy	Brzeziny, ok. 15 km na południe od Kielc
Biostratygrafia	brak danych
Chronostratygrafia	ordowik dolny: ?dolny flo
Historia badań	stratygrafia/litologia: Tomczyk (1962); Tomczyk, Turnau-Morawska (1964) (szczegółowa charakterystyka petrograficzna wykonana przez Turnau-Morawską)
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	kompleks szamozytowy (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964); formacja szamozytów z Górek (Bednarczyk, 1981)
Formacja mulowców i ilowców z Brzeziny	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, SW część regionu kieleckiego (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szare i zielonoszare mulowce ilaste z przewarstwieniami piaskowców glaukonitowych
Miąższość	ok. 30,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Brzeziny 2 (głęb. 17,6–71,3 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: <i>Pseudophyllograptus densus</i> , <i>Expansograptus simulans</i> , <i>Isograptus gibberulus</i> , <i>E. hirundo</i> i <i>Didymograptus artus</i>
Chronostratygrafia	dolny–środkowy ordowik: flo–dolny darywil
Historia badań	paleontologia/stratygrafia/litologia: Tomczyk, Turnau-Morawska (1964); Bednarczyk (1971); litostratygrafia: Treli (2006)
Ekwiwalenty	formacja ilowców z glaukonitem ze Stuchowa w zachodniej części obniżenia bałtyckiego platformy wschodnioeuropejskiej; formacja ilowców Tanwi w strefie Bilgoraj–Narol
Formacja margli i wapieni z Szumsko	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szarozielone mulowce margliste z rdzawym odcieniem oraz przewarstwieniami wapieni i dolomitów. Lokalnie dominują wapienie lub dolomity margliste
Miąższość	0,5–3,0 m

TAB. 3 cd.

Stratotyp/obszar typowy	otwór Szumsko Kolonia 2, ok. 9 km na S od Łagowa
Biostratygrafia	poziomy konodontowe: <i>Baltoniodus navis</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: dąpiny
Historia badań	paleontologia/biostratygrafia: Bednarczyk, Biernat (1978); Dzik (1994); litostratygrafia: Trela (2006)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Pobroszyna w regionie łysogórskim; częściowo formacja wapieni z Kopalina w basenie bałtyckim platformy wschodnioeuropejskiej
Uwagi	w nieformalnym podziale litostratygraficznym Bednarczyka (1964) zaliczane do warstw z Bukówki
<b>Formacja piaskowców z Bukówki</b>	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	jasnoszare piaskowce średnio- i drobnziarniste z brunatnym lub zielonawym odcieniem, zbiturbowane, lokalnie z przewarstwieniami muszlowców ramienionogowych
Miaższość	od kilku do ok. 40,0 m
Stratotyp/obszar typowy	kamieniołom Bukówka w Kielcach (obecnie nieistniejący); hipostatotypy: odsłonięcie naturalne na górze Zalaźnia w Mójczy i kamieniołom w Międzygórzu k. Opatowa
Biostratygrafia	ramienionogi: <i>Antigonambonites planus</i> , <i>Lycophoria nucella</i> , <i>Orthambonites calligramma</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: dolny–środkowy darywil
Historia badań	biostratygrafia: Bednarczyk (1964, 1966, 1971); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); sedimentologia: Stachacz i in. (2018)
Ekwiwalenty	brak
<b>Formacja wapieni z Mójczy</b>	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szarokremowe i brunatne wapień bioklastyczne z ooidami fosforanowymi i onkoidami żelazystymi
Miaższość	3,0–8,0 m
Stratotyp/obszar typowy	wschodni stok góry Zalaźnia w Mójczy k. Kielc
Biostratygrafia	konodonty poziomów od <i>Pygodus serra</i> do <i>Amorphognathus ordovicicus</i> ( <i>Eoplacognathus variabilis</i> do <i>Amorphognathus ordovicicus</i> wg Dzika i Pisery, 1994)
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: górny darywil–górny kat
Historia badań	paleontologia/biostratygrafia: Bednarczyk (1971); Dzik (1978, 1994a,b,c, 1999); Olempska (1994); Pisera (1994); sedimentologia i litostratygrafia: Dzik, Pisera (1994; 2005, 2006)
Ekwiwalenty	częściowo wapień formacji z Zawiercia w strefie Zawiercie–Żarki, w zachodniej części bloku małopolskiego
<b>Formacja dolomitów z Mokradla</b>	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szare i kremowe dolomity drobnokrystaliczne, wapień dolomityczne
Miaższość	3,0–10,0 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w bezimiennym potoku w Zalesiu k. Łagowa, w synklinie bardziańskiej; hipostatotyp: kamieniołom w Międzygórzu k. Opatowa
Biostratygrafia	konodonty poziomów: od <i>Pygodus serra</i> do <i>Amorphognathus ordovicicus</i>
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: górny darywil–kat
Historia badań	litologia: Czarnocki (1928); biostratygrafia: Bednarczyk (1971); Dzik (1994a, 1999); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Mójczy
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Bednarczyka (1981) ogniwo z Mokradla w formacji z Mójczy; w podziale litostratygraficznym Dzika i Pisery (1994) zaliczone do formacji z Mójczy
<b>Formacja ilowców ze Stawów</b>	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	ilowce i lupki szare i czerwone z przewarstwieniami mulowców marglistych, dolomitów i K-bentonitów
Miaższość	ok. 3,0 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w bezimiennym potoku zwyczajowo nazywane Bardo Stawy k. Łagowa, w synklinie bardziańskiej
Biostratygrafia	brak danych
Chronostratygrafia	ordowik górny–dolny/górny kat
Historia badań	litologia: Czarnocki (1928); Kielan (1956); Chlebowski (1971); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); sedimentologia: Trela (2021); palinologia: Trela, Szczepaniak (2009)
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Bednarczyka (1971) oraz Dzika i Pisery (1994) część formacji z Zalesia
<b>Formacja wapieni i dolomitów z Modrzewiny</b>	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szare i kremowe dolomity drobnokrystaliczne i wapień dolomityczne
Miaższość	2,0–3,0 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w bezimiennym potoku w Zalesiu k. Łagowa, w synklinie bardziańskiej
Biostratygrafia	konodonty poziomu <i>Amorphognathus superbus</i> ; ramienionogi <i>E. himantensis</i>
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat, lokalnie także najniższy himant
Historia badań	litologia i fauna: Czarnocki (1928); Kielan (1956); Chlebowski (1971); litostratygrafia: Bednarczyk (1971, 1981); Dzik (1994a, 1999); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); sedimentologia: Trela (2021)
Ekwiwalenty	górna część formacji wapieni z Mójczy
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Bednarczyka (1971) oraz Dzika i Pisery (1994) część formacji z Zalesia
<b>Formacja ilowców z Jeleniowa – opis patrz tab. 2</b>	
<b>Formacja mulowców z Wólki – opis patrz tab. 2</b>	
<b>Formacja mulowców piaszczystych i margli z Zalesia – opis patrz tab. 2</b>	
<b>Formacja wapieni z Zawiercia</b>	
Występowanie	zachodnia część bloku małopolskiego – strefa Zawiercie–Żarki
Litologia	zrekrytalizowane szare i białoszare wapień, margle i dolomity, lokalnie z cienkimi przewarstwieniami ilowców
Miaższość	ok. 80 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór RK1 k. Zawiercia (głęb. 1130,2–1224,0 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomów: od <i>Eoplacognathus variabilis</i> górnego darywiliu do <i>Ozarkodina sagitta</i> wenloku
Chronostratygrafia	ordowik środkowy (darywil)–dolny wenlok
Historia badań	litologia i stratygrafia: Nehring-Lefeld i in. (1992); Nehring-Lefeld, Szymański (1998); litostratygrafia: Buła (2000)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Mójczy w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich

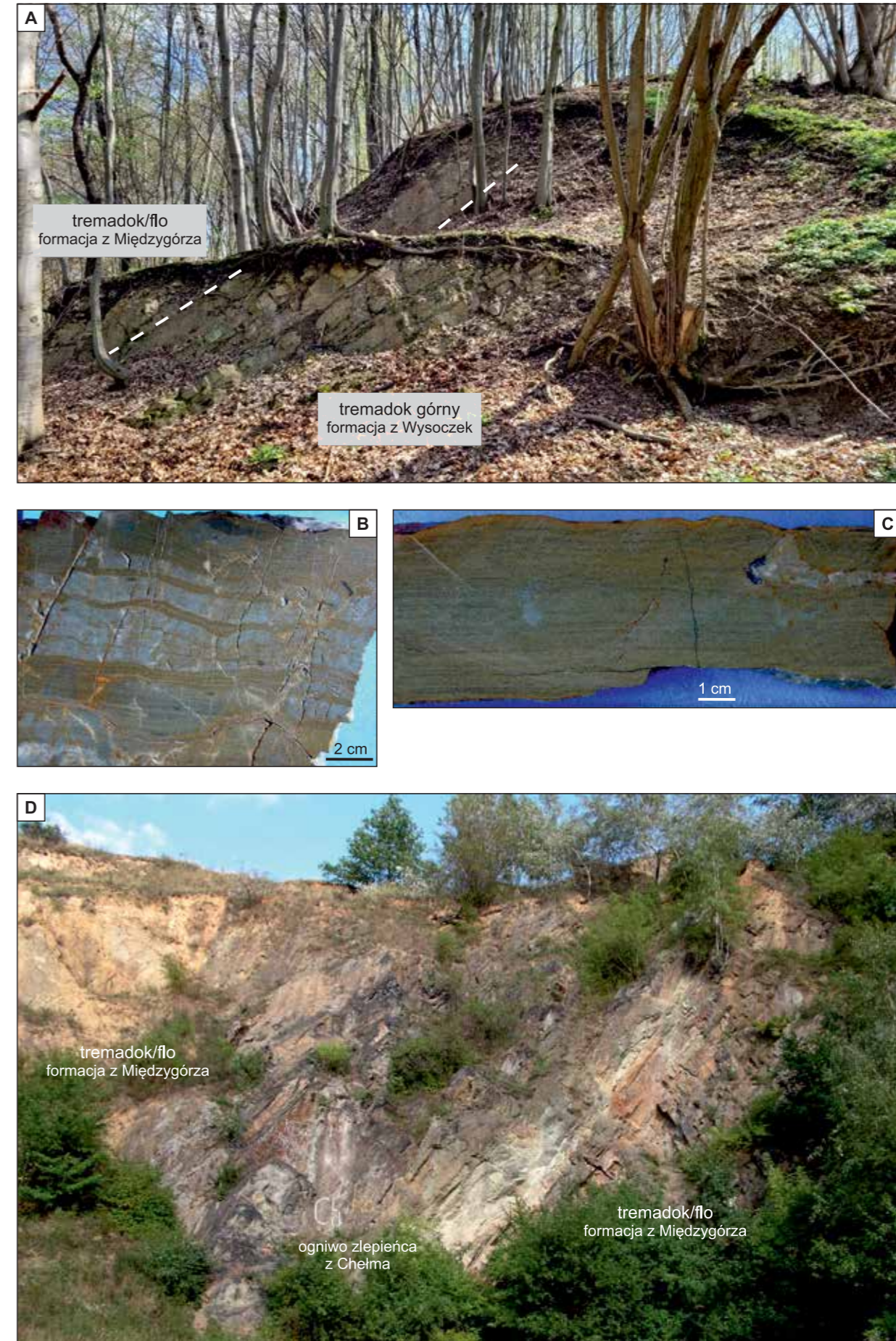
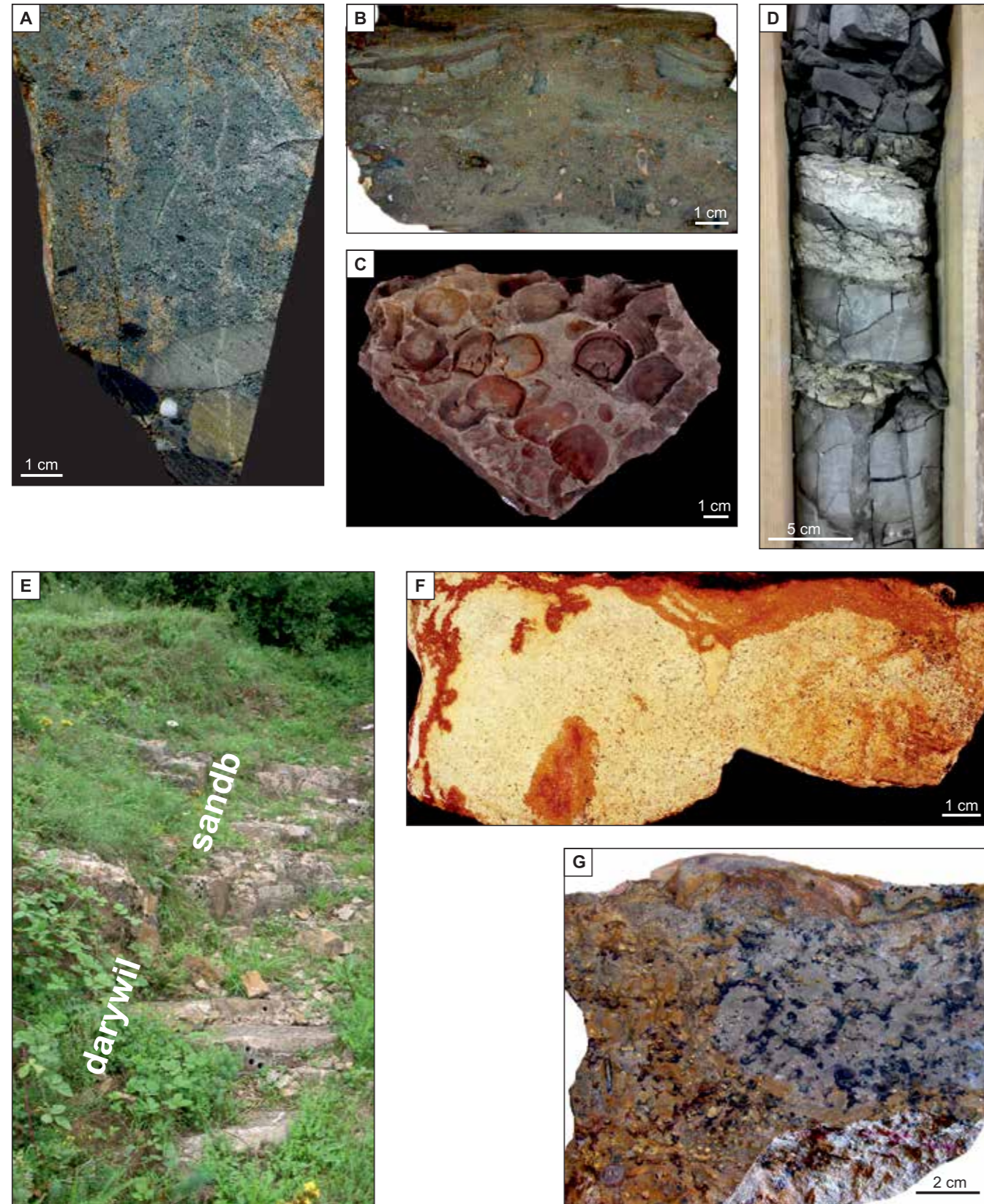


FIG. 8. Ordowik w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich  
 A – odsłonięcie mulowców, piaskowców i chalcodonitów tremadoku górnego formacji z Wysoczek w Zalesiu k. Łagowa; fot. z 2022 r.;  
 B – chalcodonit z przewarstwieniami nieregularnie laminowanego piaskowca glaukonitowego formacji z Wysoczek, Kędziorka (wąwóz Chojnów Dół) k. Łagowa; fot. z 1999 r.;  
 C – nieregularna laminacja pozioma piaskowca glaukonitowego formacji z Wysoczek ze strukturą biogeniczną (ryciem) wypełnioną krzemionką;  
 D – nieczynny kamieniołom w Międzygórzu k. Opatowa z piaskowcami glaukonitowymi tremadoku górnego/najniższego flo oraz pakietem zlepieńców ogniwa z Chelma (stan w 2003 r.)



**FIG. 9.** Ordowik w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich od. A – warstwa piaskowca glaukonitowego tremadoku górnego formacji z Międzygórza podścielona zlepieńcem z otoczkami piaskowców, fosforytów i dużymi ziarnami kwarcu (otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 38,9 m); B – piaskowiec glaukonitowo-szamozytowy dolnego flo z rozproszonymi intraklastami piaskowców i mułowców glaukonitowych oraz szczątkami szkieletowymi, formacja Stokowej Góry, Brzeziny k. Kielc; C – piaskowiec z *Antigonambonites planus* i *Lycophoria nucella* ordowiku środkowego formacji z Bukówki, Niestachów k. Kielc (coll. J. Czarnocki, Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa, fot. K. Skurczyńska-Garwolińska); D – ilowce formacji z Jeleniowa ordowiku górnego z warstwami K-bentonitów (otwór Zbrza PIG 1, głęb. 83,5–83,8 m); E – odsłonięcie wapieni ordowiku środkowego i górnego w Mójczy k. Kielc (fot. z 2005 r.), formacja z Mójczy; F – warstwa wapienia z ooidami fosforanowymi formacji z Mójczy, kat dolny, w stropie widoczne twarde dno z drażeniem wypełnionym osadem marglistym, Mójczy k. Kielc; G – warstwa wapienia z onkoidami formacji z Mójczy, kat środkowy, Mójczy k. Kielc

publikowane), że w jądrze tej synkliny występują ilowce z graptolitami dolnego i środkowego ordowiku (górnego flo–dolny darywil), które spoczywają na piaskowcach szamozytowo-hematytowych formacji Stokowej Góry, a te na piaskowcach glaukonitowych formacji z Międzygórza (zob. Trela, 2006).

Zapis sedimentacyjny pogranicza dolnego i środkowego ordowiku w regionie kieleckim wskazuje, że plan facjalny w tym okresie był zdominowany przez dwa kontrastujące typy litologiczne, tj. ilowcowy dominujący w części SW (Brzeziny–Zbrza) oraz piaskowcowo-węglanowy w strefie Mójczy–Zalesie–Szumsko–Międzygórz (fig. 7; Trela, 2022). Był to prawdopodobnie efekt synsedymacyjnej tektoniki uskokowej podłoża (będącej końcowym akcentem tzw. fazy sandomierskiej), która zaowocowała powstaniem w późnym flo głębszego basenu sedimentacyjnego w rejonie Brzezin. Jego wypełnieniem są szarozielone ilowce formacji z Brzezin o miąższości ok. 30 m (fig. 7; tab. 3), z graptolitami poziomów *Pseudophyllograptus densus*, *Phyllograptus elongatus*, *Isograptus gibberulus*, *Expansograptus hirundo* i *D. artus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964), wskazującymi na obecność pięter górnej flo, daping i dolny darywil. Iłowce te są z rzadka przekładane cienkimi przewarstwieniami mułowców i drobnoziarnistych piaskowców z glaukonitem. Lateralnym ekwiwalentem facjalnym ilowców z Brzezin w strefie Mójczy–Zalesie–Szumsko–Międzygórz są utwory węglanowe formacji z Szumska i piaskowce formacji z Bukówki (fig. 7; tab. 3). W strefie tej nie udokumentowano osadów górnego flo, co może mieć związek z luką stratygraficzną w profilu ordowiku tej części regionu kieleckiego, brak jednak danych biostratygraficznych, które potwierdziłyby to przypuszczenie. Wapienie, margle i mułowce węglanowe formacji z Szumska reprezentują piętro daping (Trela, 2006), a ich pozycja stratygraficzna została określona dzięki konodontom poziomu *navis* (Bednarczyk, Biernat, 1978; Dzik, 1994a). Formacja ta spoczywa na piaskowcach glaukonitowych formacji z Międzygórza, osiąga miąższość 1–3 m i jest interpretowana jako środkowordowicki horyzont transgresywny (Trela, 2009). Jednak największe lateralne rozprzestrzenienie mają piaskowce formacji z Bukówki (tradycyjnie zwane piaskowcami ortidymi; fig. 9C) o miąższości od kilkunastu do 50 m (Trela, 2006). Są to arenity kwarcowe, częściowo o spoiwie węglanowym, tworzące warstwy o miąższości 10–50 cm, wykazujące znaczny stopień bioturbacji z ichtotaksonami typowymi dla ichnofacji *Cruziana* i częściowo *Skolithos* (Stachacz i in., 2018). Obecne są także ławice z warstwowaniem przekątnym i laminacją poziomą oraz muszłowce złożone z fragmentów ramienionogów. Formacja z Bukówki reprezentuje wyższy daping i dolny darywil (fig. 7), a jej wiek dokumentują ramienionogi *Antigonambonites planus*, *Lycophoria nucella*, *Orthambonites calligramma* (Bednarczyk, 1971, 1981). Strop tej sukcesji wyznacza powierzchnia nieciągłości sedimentacyjnej z luką stratygraficzną obejmującą środkowy darywil (Trela, 2006), udokumentowana w Mójczy (Dzik, Pisera, 1994).

Podział na dwie strefy litofacjalne utrwalił się w późnym ordowiku, o czym świadczy dominacja ilowców i mułowców w rejonie Zbrza–Brzeziny (część SW), a wapieni i dolomitów w rejonie Mójczy i Międzygórza (część NW i wschodnia), ze strefą przejściową obejmującą obszar synkliny bardziańskiej i Szumska (fig. 7). Facje ilasto-mułowcowe górnego ordowiku w Zbrzy i Brzezinach, podobnie jak w regionie łysogórskim, są zdominowane przez ciemnoszare ilowce górnego darywilu, sandbu i dolnego katu formacji z Jeleniowa (ok. 50 m miąższości) oraz szaro-zielone mułowce margliste i margle górnego katu z pojedynczymi przewarstwieniami i konkrejami węglanowymi, należące do formacji z Wólki o miąższości do 25 m (fig. 7; tab. 3; Bednarczyk, 1981; Trela, 2006, 2021). Podobnie jak w regionie łysogórskim, ilowce formacji jeleniowskiej w Zbrzy przekładane są laminami i warstwami K-bentonitów o miąższości kilku mm do kilkunastu cm (fig. 9D), sporadycznie nawet 30 cm (Trela i in., 2018).

Facje węglanowe najwyższego środkowego i górnego ordowiku są reprezentowane przez wapienie formacji z Mójczy, a w synklinie bardziańskiej i Międzygórzu – dolomity formacji z Mokradla (fig. 7, 9E; tab. 3), które charakteryzują się niewielką miąższością (ok. 10 m) i znaczną kondensacją stratygraficzną (Dzik, 1994a, Dzik, Pisera, 1994). Wapienie formacji mójczyńskiej należą do greinstonów i greinstono-pakstonów bioklastycznych z ooidami fosforanowymi (górnego darywil–sandb), które są zastąpione przez wakston i pakston bioklastyczne i onkoidowe (kat; fig. 9F, G; Trela, 2005). Ich skład ziarnowy jest typowy dla środowisk chłodnowodnych, a składniki allochemiczne i terygeniczne greinstonów i pakstonów są często otoczone obwódkami fosforanowymi (Dzik, Pisera, 1994, Trela, 2005). Rodzaj zachowanych szczątków organicznych i składników nieszkieletowych w dolomitach formacji z Mokradla pozwala przypuszczać, że powstały one w rezultacie dolomitacji wapieni z Mójczy. Zasięg stratygraficzny formacji mójczyńskiej i formacji z Mokradla, ustalony na podstawie fauny konodontowej, rozciąga się od górnego darywilu po górną kat (fig. 7; Trela, 2006; zob. pogląd Dzika, Pisera, 1994).

W synklinie bardziańskiej powyżej dolomitów z Mokradla występują szare i pstre (zielonobrunatne) ilowce z cienkimi przewarstwieniami margli, dolomitów marglistych i mułowców oraz K-bentonitów (fig. 10A; tab. 3; Chlebowski, 1971; Trela, 2021), tworzące formację ze Stawów, o miąższości ok. 3 m (Trela, 2006, 2021). Są to osady górnego sandbu i dolnego katu, w których udokumentowano bogaty zespół mikroflory akritarchowej, złożony z *Baltisphaeridium*, *Polygonium*, *Excilibranchium*, *Ordovicidium*, *Orthosphaeridium*, *Peteinosphaeridium*, *Multiplicisphaeridium* oraz *Veryhachium* (Trela, Szczepanik, 2009). Środkowa i górna część piętra kat jest zdominowana przez wapienie i dolomity formacji z Modrzewiny, tworzące pakiet o miąższości ok. 2,5 m (fig. 7; tab. 3; Trela, 2006). Wapienie (lokalnie zdolomitowane) reprezentują typ wakstonów i pakstonów z licznymi szczątkami szkarłupni (fig. 10B), którym towarzyszą fragmenty szkieletów ramienionogów i trylobitów, a także niewielkie intraklasty węglanowe (Trela, 2021). Pozycję stratygraficzną tego pakietu ustalono dzięki konodontom poziomu *Amorphognathus superbus* (Dzik, 1994a), chociaż należy zwrócić uwagę na obecność ramienionogów *Eostropheodonta hirsantensis* udokumentowanych przez Bednarczyka (1971) wskazujących, że lokalnie formacja z Modrzewiny może obejmować także część piętra hirnanta.

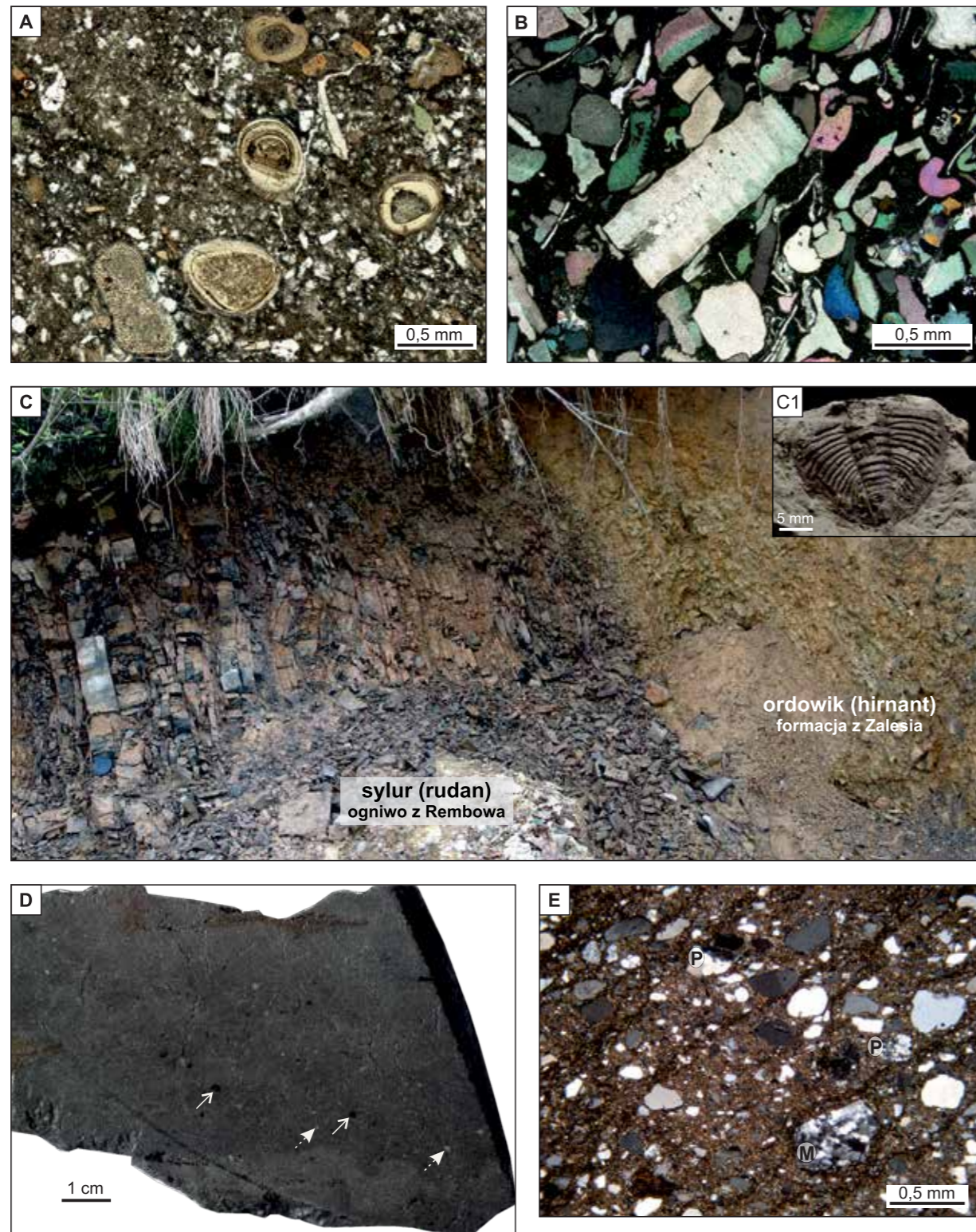
W większości profili regionu kieleckiego piętro hirnanta jest reprezentowane przez mułowce i ilowce margliste oraz mułowce piaszczyste z cienkimi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych – wak kwarcowych (fig. 10C, C1, D, E), które tworzą formację z Zalesia (Trela, 2006, 2021, 2022; tab. 2, 3). Typowe profile hirnanta kieleckiego występują w synklinie bardziańskiej (Zalesie, Bardo Stawy, otwory: Mokradle 1, Zalesie 1), otworze Szumsko-Kolonia 2 oraz Zbrzy (fig. 7; Kielan, 1959; Temple, 1965; Bednarczyk, 1971, 1981; Chlebowski, 1971; Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Trela, 2006, 2021; Trela, Szczepanik, 2009). Pozycję stratygraficzną formacji zaleskiej ustalono na podstawie trylobitów *Mucronaspis mucronata* (fig. 10C1; Kielan, 1959; Bednarczyk, 1971) oraz ramienionogów reprezentujących tzw. „faunę Hirnantia” (Temple, 1965). Na uwagę zasługuje zespół akritarchowy zidentyfikowany w mułowcach tej jednostki litostratygraficznej, w którym dominującym taksonem jest *Veryhachium* współwystępujący z redeponowanymi palinomorfami kambryjskimi oraz typowym dla pery-Gondwany środkowordowickim taksonem *Frankea* (Kremer, 2001; Masiak i in., 2003; Trela, Szczepanik, 2009; Stempień-Sałek, 2011). W osadach tej formacji udokumentowano niedawno skamieniałości najstarszych roślin lądowych z grupy polisporangiofitów (Salamon i in., 2018).

#### 2.4.2. Rejon Zawiercie–Żarki

Skały ordowiku stwierdzono przy SW krawędzi bloku małopolskiego – w rejonie Zawiercia i Żarek – w kilkunastu otworach wiertniczych zlokalizowanych w sąsiedztwie strefy uskokowej Kraków–Lubliniec (fig. 11; Buła, 2000). Rozpoznano w nich silnie zrekrystalizowane szare i białoszare wapienie (spartytowane) środkowego i górnego ordowiku, podścielone warstwą zlepieńca glaukonitowego o miąższości ok. 1 m, który spoczywa niezgodnie na osadach klastycznych ediakaru (Nehring-Lefeld i in., 1992; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998; Buła, 2000). Wapienie te są częścią formacji z Zawiercia, która obejmuje także skały węglanowe syluru, po dolny wenlok włącznie (fig. 11; tab. 3; Buła, 2000). Poza wapieniami spartytowymi, profil węglanów ordowickich w tym rejonie uzupełniają wapienie margliste, margle, dolomity oraz cienkie przewarstwienia i laminy ilowców/mułowców marglistych. W niezmiennych częściach profilu węglanowych zachowały się powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych (Nehring-Lefeld, Szymański, 1998). Całkowita miąższość tej formacji nie przekracza 94 m, a badania fauny konodontowej wskazują, że jej ordowicka część obejmuje interwał stratygraficzny od poziomu *Eoplacognathus variabilis* darywilu po *Amorphognathus ordovicicus* górnego katu i (?) hirnanta (Nehring-Lefeld i in., 1992; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998). Formacja z Zawiercia kontaktuje w stropie z sylurskimi łupkami i mułowcami reprezentującymi wenlok i ludlow, poza otworem 47-Ż, gdzie przykrywają ją osady triasu dolnego, chociaż w kilku otworach wiertniczych kontakt z utworami nadległymi ma charakter tektoniczny (zob. Nehring-Lefeld, Szymański, 1998).

#### 2.4.3. Niecka Nidziańska i Podkarpacie

Ordowik w południowej części bloku małopolskiego został rozpoznany w 20 otworach wiertniczych, zlokalizowanych na obszarze Niecki Nidziańskiej i Podkarpacia (fig. 11). Skały tego systemu spoczywają niezgodnie na klastycznej sukcesji ediakaru, a poniżej osadów syluru oraz dewonu lub karbonu, miejscami bezpośrednio pod mezozoiczną, a nawet mioceniową pokrywą (Buła, Habryn, 2011; i literatura tam cytowana). Kontakt z utworami dewonu i karbonu oraz pokrywą mezozoiczno-kenozoiczną ma charakter niezgodności katowej. Miąższość ordowiku na tym obszarze wykazuje znaczne



**FIG. 10.** Ordovik w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich cd.  
**A** – mułowiec marglisty z ooidami fosforanowymi dolnego katu, formacja ze Stawów (otwór Szumsko Kolonia 2, głęb. 32,1 m);  
**B** – wapień (pakston) krynowidowy środkowego/górnego katu, formacja z Modrzewiny (otwór Mokradle 1, głęb. 180,0–181,2 m);  
**C** – odsłonięcie granicy ordowik/sylur w Bardo Stawach k. Łagowa (fot. z 2006 r.); widoczne mułowce hirnantu formacji z Zalesia oraz czarne radiolaryty rudanu ogniwa z Rembowa formacji z Barda, C1 – trylobit *Mucronaspis mucronata*, Zalesie k. Łagowa, hirnant (coll. Z. Kielan, Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa, fot. K. Skurczyńska-Garwolińska);  
**D** – mułowiec piaszczysty hirnantu z rozproszonymi małymi klastami ilowców (strzałka ciągła) i ziarnami kwarcu (strzałka przerywana), formacja z Zalesia (otwór Szumsko Kolonia 2, głęb. 24,2–26,6 m);  
**E** – obraz mikroskopowy mułowca piaszczystego (waki kwarcowej z fot. D) z rozproszonymi ziarnami kwarcu oraz drobnymi otoczkami skał magmowych (P) i metamorficznych (M)

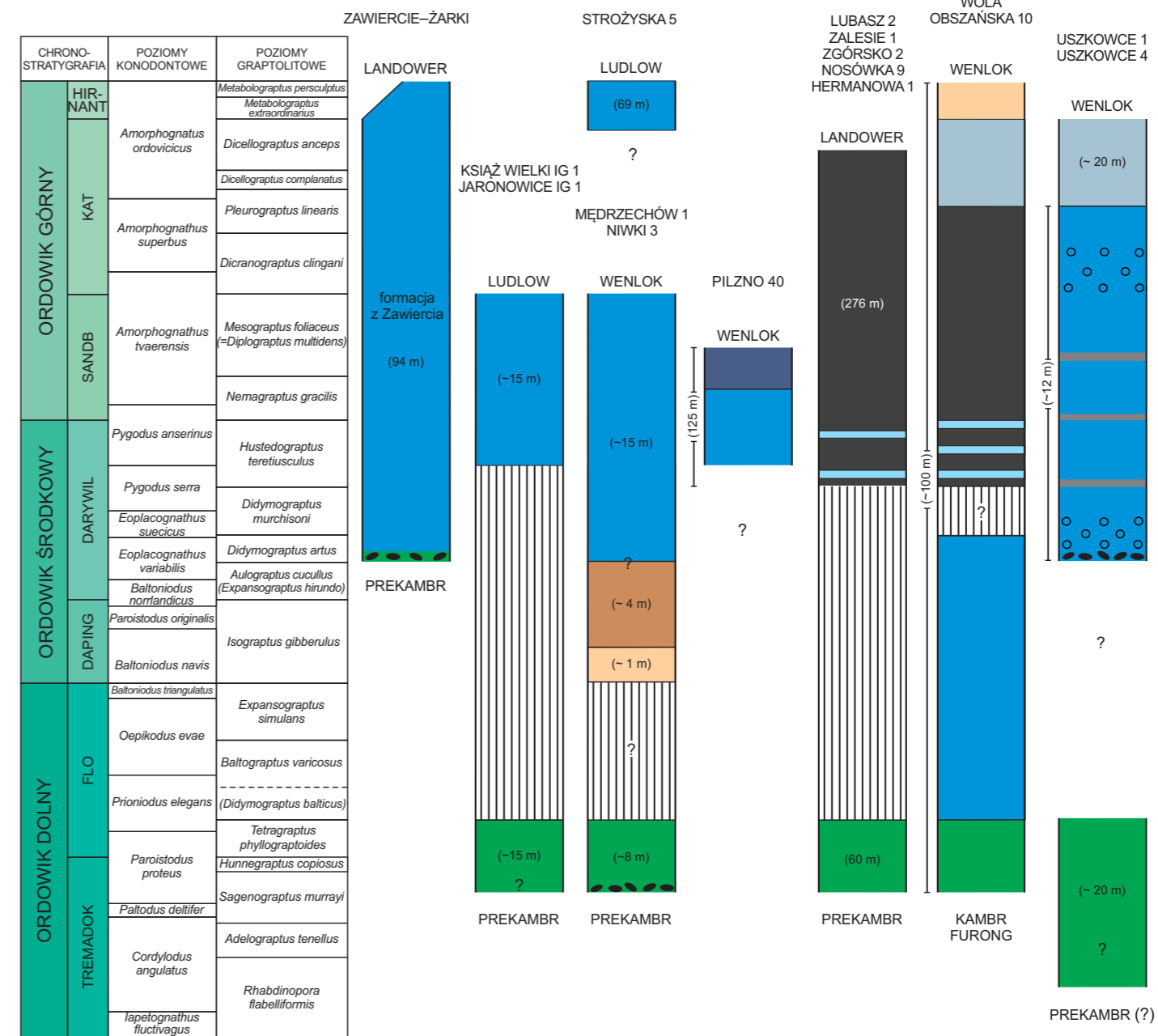
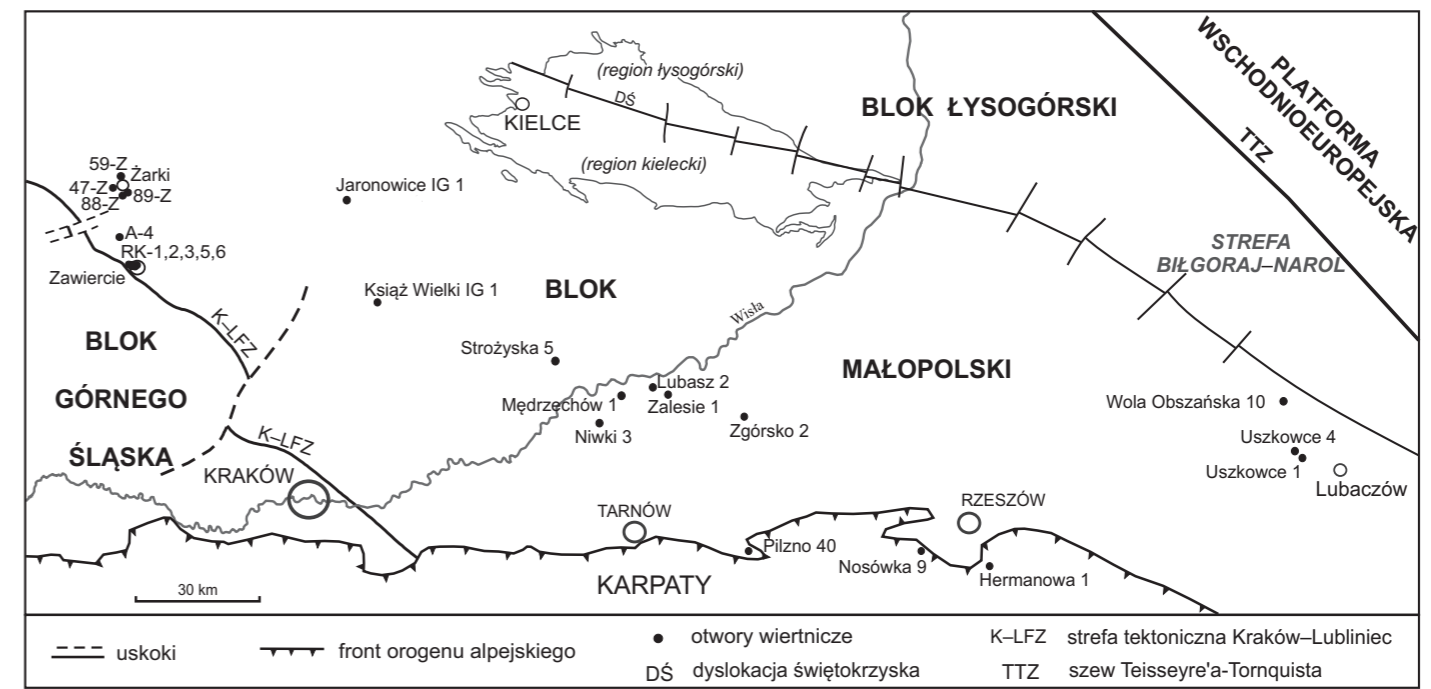
ordowik (hirnant) formacja z Zalesia

sylur (rudan) ogniwo z Rembowa

wahania, od kilkudziesięciu metrów do ponad 300 m w otworze Hermanowa 1 (Maksym i in., 2003). Najstarszymi utworami tego systemu są szare drobnopiękiste piaskowce, miejscami z lekkim odcieniem zielonawym, przekładane cienkimi przewarstwieniami ciemnych mułowców i ilowców, zaliczone do dolnego tremadoku na podstawie obecności fragmentów graptolitów *Rhabdinopora flabelliformis polonica* (Tomczyk, 1962). Piaskowce te są znane tylko z otworów Uszkowce 1 i Uszkowce 4, zlokalizowanych we wschodniej części bloku małopolskiego, na NW od Lubaczowa (fig. 11). Skąpe dane biostratygraficzne i ogólne wykształcenie litologiczne przemawiają za ich korelacją z piaskowcami i ilowcami dolnego tremadoku formacji z Biłgoraja z rejonu Biłgoraj-Narol, formacji z Krzyży na Podlasiu oraz formacji z Sępola w bałtyckim segmencie platformy wschodnioeuropejskiej. Należy zwrócić uwagę, że zarówno Moryc (1961), jak i Tomczyk (1962), wzmiankowali o domieszcze glaukonitu w piaskowcach ordowickich otworów Uszkowce 1 i Uszkowce 4, natomiast w opisie ich profili w bazie CBDG minerał ten pojawia się tylko w tym drugim otworze, a fragmenty graptolitów w spągu pierwszego (Tomczyk, 1962). Nie można zatem wykluczyć, że w otworach Uszkowce 1 i Uszkowce 4 występują piaskowce różnych poziomów tremadoku.

Profil ordowiku w otworach wiertniczych: Jaronowice IG 1, Książ Wielki IG 1, Nosówka 9, Hermanowa 1 i Wola Obszańska 10 rozpoczynają zielone i zielonoszare piaskowce kwarcowe ze zmienną zawartością glaukonitu, przeważnie średnio- i gruboziarniste (fig. 11). Na ogół są one masywne, chociaż niektóre partie wykazują obecność laminacji poziomej, niskokątowego warstwowania przekątnego i normalnego uziarnienia frakcjonalnego. W tle skalnym występują niekiedy rozproszone otoczki piaskowców (w tym fosforanowych) lub mułowców, które czasami tworzą cienkie warstwy i soczewki zlepieńców piaszczystych. Glaukonit występuje w postaci ziaren detrytycznych o średnicy na ogół nie większej niż 0,5 mm (sporadycznie 1,5 mm), lokalnie tworzy także spoiwo kwarcowego szkieletu ziarnowego. Piaskowce te zaliczono do górnego tremadoku i najniższego flo (Jurkiewicz, 1976, 1991; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Buła, 2000; Kowalska i in., 2000; Maksym i in., 2003) przez analogię z podobnie wykształconymi piaskowcami z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich.

Dostępne dane biostratygraficzne pozwalają przypuszczać, że powyżej piaskowców z glaukonitem, a zalegającymi na nich młodszy osadami, występuje luka stratygraficzna, która obejmuje środkowy ordowik, a lokalnie nawet górny flo i niższy sandb (fig. 11; Tomczyk, 1962; Kwiatkowski i in., 1966; Jurkiewicz, 1991; Maksym



**FIG. 11.** Korelacja ordowiku w otworach wiertniczych zachodniej, południowej i wschodniej części bloku małopolskiego (profile litologiczne i stratygrafia wg Tomczyka, 1962; Kwiatkowskiego i in., 1966; Bednarczyka i in., 1968; Jurkiewicza, 1976, 1991; Moryca, Nehring-Lefeld, 1997; Buła, 2000; Kowalskiej i in., 2000; Maksyma i in., 2003). Objasnienia litologii jak na figurze 2

i in., 2003). W otworach Mędrzechów 1, Wola Obszańska 10 oraz Uszkowce 1 i 4 jej zakres może być mniejszy, gdyż obecne w nich mułowce piaszczyste i wapienie zostały zaliczone do środkowego ordowiku (fig. 11; Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000). Na szczególną uwagę zasługuje przejście od piaskowców z glaukonitem do leżących wyżej skondensowanego pakietu węglanowego w otworach wiertniczych Mędrzechów 1 i Uszkowce 4 (Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000). W otworze Mędrzechów 1 piaskowce glaukonitowe są stopniowo zastąpione przez pakiet mułowcowo-łasto-piaskowcowy, w którym Tomczyk (1962) stwierdził obecność graptolitów *Didymograptus* sp. i *Isograptus gibberulus*, dokumentujących dolną część piętra daping (fig. 11), który częściowo odpowiada formacji z Brzezin w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Facja mułowcowa środkowego ordowiku miała prawdopodobnie szerszy zasięg, o czym świadczy obecność zielonych i zielonoszarych iłowców marglistych podścielających kompleks węglanowy pogranicza środkowego i górnego ordowiku w otworze Pilzno 40 (Moryc, Nehring-Lefeld, 1997). W otworze Mędrzechów 1 na mułowcach dolnego dapingu spoczywają piaskowce wapniste (ok. 4 m) z ramienionogami „*Orthis*” sp. i *Leptaena sericea* cf. *restricta* (Tomczyk, 1962), które można korelować ze świętokrzyską formacją z Bukówki. Ponad kompleksem piaskowcowym występują wapienie margliste (typu wakstonów i madstonów) i gruzłowe (zrostkowe wg Tomczyka, 1962) z cienkimi przewarstwieniami margli i mułowców marglistych, początkowo z rozproszonym glaukonitem, a wyżej szarobieżowe wapienie bioklastyczne typu greinstonów i pakstonów z fragmentami szkieletów ramienionogów, trylobitów, szkarłupni, małży oraz z ooidami fosforanowo-żelazistymi (fig. 11). W otworze Mędrzechów 1 spąg pakietu węglanowego mieści się prawdopodobnie w górnym, a może nawet środkowym darywilu, podobnie jak spąg formacji z Mójczy w regionie kieleckim, czy formacji z Zawiercia w zachodniej części bloku małopolskiego. Trudno natomiast wskazać górny zasięg utworów węglanowych w tym otworze, ze względu na brak rdzeniowania na granicy z sylurem oraz zaburzenia tektoniczne (Tomczyk, 1962). Bardziej kompletny pakiet węglanowy pogranicza środkowego i górnego ordowiku, złożony z szarozielonych i pstrych wapieni gruzłowych oraz dolomitów z cienkimi przewarstwieniami mułowców, występuje w otworze Pilzno 40 (fig. 11), położonym w południowej części bloku małopolskiego (fig. 11; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997). Wiek tych osadów został precyzyjnie ustalony na podstawie fauny konodontowej, wskazującej na obecność w tym otworze osadów górnego darywilu i dolnego sandbu. Prawdopodobnie ten sam interwał stratygraficzny reprezentują ordowickie wapienie i dolomity (ok. 14 m) w otworze Książ Wielki IG 1 (fig. 11; Jurkiewicz, 1991), o czym może świadczyć fauna konodontowa w dolnej części pakietu węglanowego, zwłaszcza takson *Scabbardella altipes* wskazujący na pogranicze darywilu i sandbu (Dzik, 1989). Młodsze osady sukcesji węglanowej ordowiku udokumentowane zostały w otworze Stróżyska 5 (fig. 11), zlokalizowanym między Księciem Wielkim a Mędrzechowem, w którym występują wapienie margliste (ok. 70 m) hirnantu z ramienionogami *Eostropheodonta hirnantensis* (Bednarczyk i in., 1968).

Nieco odmiennie przedstawia się kwestia zasięgu stratygraficznego pakietu węglanowego we wschodniej części bloku małopolskiego. W otworze Wola Obszańska 10 spąg tworzących go osadów spoczywa na rozmytej powierzchni piaskowców glaukonitowych, impregnowanej związkami żelaza (fig. 11; Kowalska i in., 2000), natomiast w otworze Uszkowce 4 jest podścielony cienką warstwą zlepnięcia z otoczkami piaskowców (fig. 11; Tomczyk, 1962). Pod względem litologiczno-facialnym pakiet węglanowy występujący w tych otworach jest początkowo złożony z wapieni marglistych typu wakstonów oraz margli, które ku górze zastępowane są przez pakstony i greinstony z fragmentami ramienionogów, trylobitów, szkarłupni, małżoraczków oraz towarzyszących im licznych ooidów żelazistych (Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000). W stropie kontaktuje on z różnymi piętrami sukcesji mułowcowej środkowego i górnego ordowiku, w otworze Wola Obszańska 10 z górnym darywilem (Kowalska i in., 2000), a w otworach Uszkowce 1 i Uszkowce 4 ze

środkowym/górnym katem (zob. Tomczyk, 1962). Na tej podstawie można przypuszczać, że w otworze Wola Obszańska 10 pakiet węglanowy (o miąższości kilku metrów) obejmuje daping i dolny (?środkowy) darywil (fig. 11), podobnie jak w strefie Biłgoraj-Narol i regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Natomiast w Uszkowcach zasięg tego pakietu (maks. 14 m) jest szerszy, gdyż obejmuje także sandb i dolny kat (fig. 11; zob. Tomczyk, 1962), dlatego może być stratygraficznym ekwiwalentem formacji mójczańskiej z regionu kieleckiego. Przy obecnym stanie rozpoznania biostratygraficznego nie można jednoznacznie rozstrzygnąć kwestii dolnego zasięgu pakietu węglanowego w otworach wschodniej części bloku małopolskiego, dlatego nie jest wykluczone, że w najniższej części reprezentuje on także górną część piętra flo, podobnie jak w pobliskim otworze Narol PIG 1 (Modliński, 2015).

Architektura facjalna górnego ordowiku w centralnej i wschodniej części bloku małopolskiego, między Wisłą, Rzeszowem i Lubaczowem, jest zdominowana przez mułowce i iłowce tworzące sukcesję o miąższości przekraczającej 270 m, reprezentującą interwał od górnego darywilu po hirnant (fig. 11). W otworach Lubasz 2, Zalesie 1, Zgórsko 2 i Hermanowa 1 sukcesja ta spoczywa na dolnoordowickich piaskowcach z glaukonitem (fig. 11), a kontakt między nimi ma charakter niezgodności erozyjnej z luką stratygraficzną obejmującą prawdopodobnie daping (może nawet część piętra flo) oraz dolny i środkowy darywil (Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Maksym i in., 2003). W otworze Wola Obszańska 10 poniżej sukcesji mułowcowej występują wspomniane wcześniej wapienie środkowego ordowiku (Kowalska i in., 2000), co przemawia za stratygraficznie kompletnym profilem, chociaż nie można wykluczyć między nimi niewielkiej luki. Podstawową litofacją sukcesji mułowcowej są ciemnoszare i szare iłowce i mułowce ilaste, które w górnym darywilu są przewarstwiane cienkimi wapieniami marglistymi, natomiast w sandbie i dolnym kacie tworzą monotonną litologicznie sukcesję urozmaiconą przewarstwieniami K-bentonitów. W górnym kacie mułowce (ok. 20 m) te są bardziej margliste, zielonoszare lub brunatnoszare, miejscami nawet piaszczyste (fig. 11), które lokalnie (otwór wiertniczy Uszkowce 4) spoczywają z luką stratygraficzną wprost na skondensowanej warstwie wapieni, prawdopodobnie środkowego, a być może też górnego ordowiku (fig. 11; zob. Tomczyk, 1962). O pozycji chronostratygraficznej mułowców górnego katu zdecydowała obecność trylobitów rodzaju *Tretapsis* oraz graptolitów *Orthograptus truncatus* cf. *pauperatus* i *Dicellograptus complanatus* (Tomczyk, 1962).

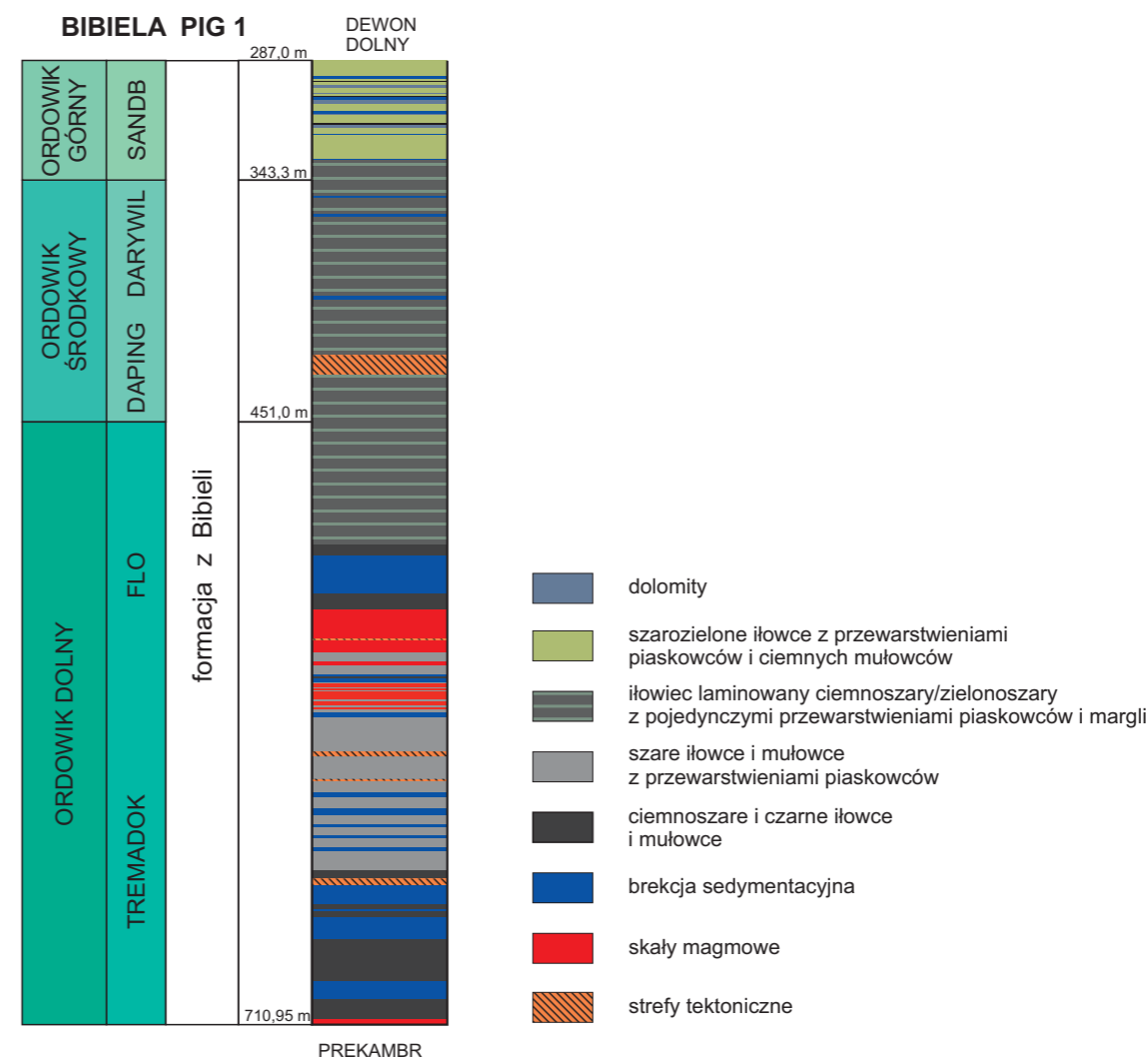
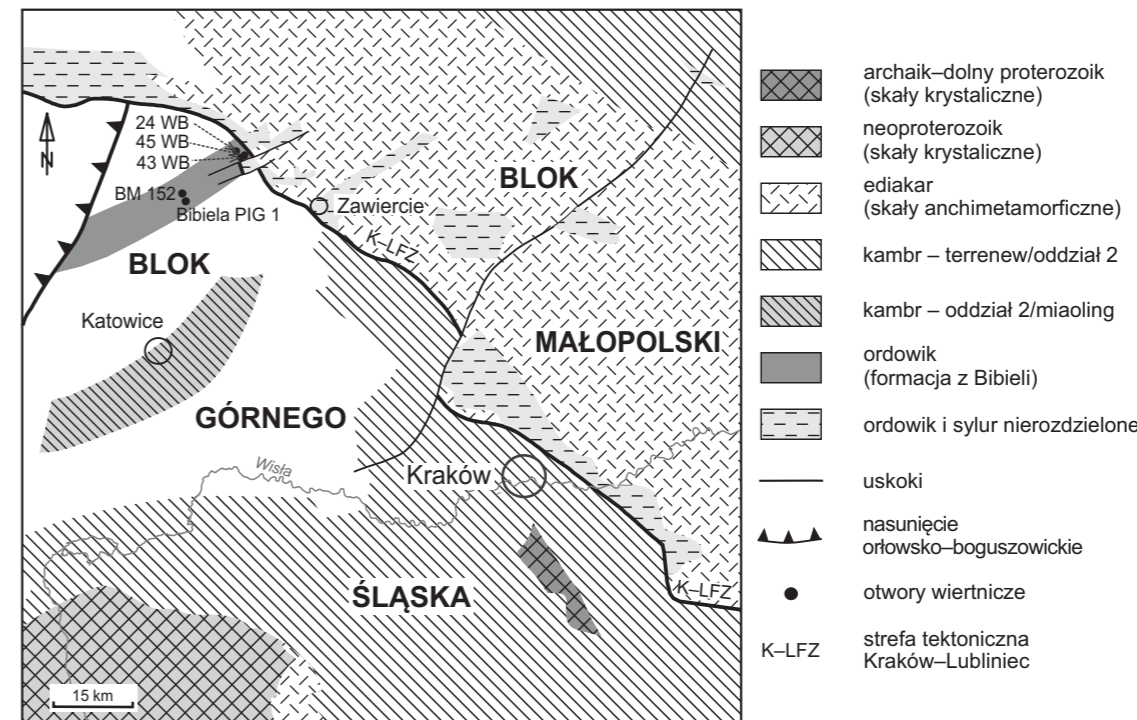
Osady hirnantu facji klastycznej w SE części bloku małopolskiego udokumentowano dotychczas w otworze Wola Obszańska 10 (fig. 11). Są to mułowce cechujące się zaburzoną strukturą z licznymi klastami iłowców, margli i wapieni oraz rozproszonymi dużymi ziarnami kwarcu (Kowalska i in., 2000). Zdaniem Porębskiego i in. (2019) są to diamikty związane z oddziaływaniem gór lodowych, które były odpowiedzialne za deformację i resedymencję osadów na szelfie Bałtyki. O ich hirnanckim wieku świadczy obecność ramienionogów *Eostropheodonta* aff. *hirnantensis* (zob. Kowalska i in., 2000).

2.5. BLOK GÓRNOŚLĄSKI

Osady ordowiku na obszarze bloku górnośląskiego zostały udokumentowane w otworach wiertniczych 24 WB, 43 WB i BN 152, zlokalizowanych w jego północnej części (fig. 12). W otworze BM 152 występuje stratotyp formacji z Bibieli, którą tworzą zielonoszare i ciemnoszare iłowce oraz łupki krzemionkowe z przewarstwieniami piaskowców i dolomitów o grubości 10–15 cm (tab. 4; Buła, 2000; Buła i in., 2015). Wykonane ostatnio wiercenie Bibiela PIG 1 (fig. 12) dostarczyło nowych danych dotyczących wykształcenia facjalnego, zasięgu stratygraficznego, petrologii i tektoniki formacji z Bibieli (Habryn i in., 2023; Jachowicz-Zdanowska, 2023; Krzemińska, 2023; Paczeńska, 2023; Żaba, Salwa, 2023), które są podstawą do rewizji litostratygraficznej

formacji z Bibieli. W tym otworze została przewiercona ponad 420-metrowa sukcesja iłowcowo-mułowcowa obejmująca dolny, środkowy i częściowo górny ordowik, która charakteryzuje się znacznym zaangażowaniem tektonicznym wynikającym z obecności stref uskokowych i towarzyszących im brekcji (Habryn i in., 2023; Żaba, Salwa, 2023). Jej dolną granicę przyjęto na głębokości 710,95 m w spągu pakietu skał magmowych, który od wyżej leżących iłowców i mułowców rozdziela brekcja tektoniczna, podobnie jak od występujących niżej skał ediakaru (Habryn i in., 2023). Natomiast w stropie iłowce ordowiku kontaktują z podobnie wykształconymi utworami dolnego dewonu bez zmiany wartości kąta upadu.

Ordowik dolny formacji z Bibieli to szare, szarozielone i czarne iłowce z przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych, cienkimi warstwami margli dolomitycznych oraz pojedynczymi kilkucentymetrowymi przewarstwieniami tufitów (fig. 12; Habryn i in., 2023; Krzemińska, 2023). W niższej partii tego interwału dominują ciemnoszare iłowce, miejscami z większym udziałem przewarstwien piaskowcowych, natomiast iłowce w części stropowej są bardziej zielone i wykazują charakterystyczną laminację poziomą (typu „warwowego”) złożoną z naprzemiennych zielonych i ciemnoszarych lamin (fig. 12). Charakterystyczną litofacją tej pozornie monotonnej sukcesji są zlepnięcia śródoformacyjne, a w jej dolnej części także



TAB. 4. Litostratygrafia ordowiku bloku górnośląskiego (na podstawie: Buła, 2000; Habryn i in., 2023)

Formacja z Bibieli	
Występowanie	blok górnośląski
Litologia	ciemnoszare, czarne i zielone iłowce i łupki iłasto-krzemionkowe, miejscami dolomityczne z cienkimi przewarstwieniami piaskowców, lokalnie także dolomitów. Charakterystycznym litotypem tej formacji są zlepnięcia śródoformacyjne i brekcje sedymencyjne. iłowce wykazują poziomą laminację o charakterze „warwowym” złożoną z naprzemiennych zielonych i ciemnoszarych lamin
Miąższość	420 m w otworze Bibiela PIG 1
Stratotyp/obszar typowy	otwór BM-152 (głęb. 284,6–375,6 m)
Biostratygrafia	konodonty: <i>Drepanodus</i> sp., <i>Panderodus</i> cf. <i>gracilis</i> , <i>Baltoniodus</i> cf. <i>previabilis</i> ; ramienionogi <i>Paterula portlocki</i> oraz mikroflora akritarchowa
Chronostratygrafia	ordowik dolny-górny (tremadok-sandb) wg danych akritarchowych z otworu Bibiela PIG 1
Historia badań	litostratygrafia i sedymentologia: Piekarski i in. (1985); Buła (2000); Habryn i in. (2023); Paczeńska (2023); biostratygrafia: Gladysz i in. (1990); Siewniak-Madej (1994); Jachowicz (2005); Jachowicz-Zdanowska (2023)
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	jednostka litostratygraficzna wymagająca rewizji uwzględniającej dane z otworu Bibiela PIG 1

FIG. 12. Lokalizacja otworów wiertniczych z osadami ordowiku występującymi na bloku górnośląskim oraz profilu litologicznego ordowiku w otworze Bibiela PIG 1 (mapa odkryta dolnego paleozoiku i prekambru wg Buły, 2000; Buły i in., 2015)



CHRONO-STRATYGRAFIA	POZIOMY GRAPTOLITOWE	PLATFORMA WSCHODNIO-EUROPEJSKA	STREFA KOSZALIN-CHOJNICE	BLOK ŁYSOGÓRSKI		BLOK MAŁOPOLSKI (STREFA KIELECKA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH)	
				STREFA BIŁGORAJ-NAROL	STREFA ŁYSOGÓRSKA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH		
ORDOWIK GÓRNY	HIRNANT	<i>Metabolograptus perscultus</i>				formacja z Barda	
		<i>Metabolograptus extraordinarius</i>					
	KAT	<i>Dicellograptus anceps</i>					formacja z Wólki
		<i>Dicellograptus complanatus</i>					
		<i>Pleurograptus linearis</i>					
		<i>Dicranograptus clingani</i>	formacja z Sasina	litostratygrafia – brak	formacja z Cieszanowa	ogniwo z Osuch	
<i>Mesograptus foliaceus</i>							
SANDB	<i>Nemagraptus gracilis</i>						
	<i>Hustedograptus teretiusculus</i>						
ORDOWIK ŚRODKOWY	DARYWIL	<i>Didymograptus purchisoni</i>					
		<i>Didymograptus artus</i>					
		<i>Expansograptus hirundo</i>	formacja Płonki				formacja z Brzezin
	<i>Isograptus gibberulus</i>						
DAPIING	<i>Pseudophyllograptus densus</i>						
ORDOWIK DOLNY	FLO	<i>Didymograptus balticus</i>	formacja ze Słuchowa				
		<i>Tetragraptus phyllograptoides</i>					
		<i>Hunnegraptus copiosus</i>					
	TREMADOK	<i>Sagenograptus murravi</i>					
		<i>Adelograptus tenellus</i>					
		<i>Rhabdinopora flabelliformis</i>	formacja z Piaśnicy formacja z Białowieży		ogniwo z Goraja		formacja z Brzezinek

FIG. 14. Poziomy graptolity udokumentowane w jednostkach litostratygicznych ordowiku w Polsce (wg: Tomczyk, 1968; Bednarczyk, 1971, 1981; Modliński, Szymański, 1997, 2005, 2008; Masiak i in., 2003; Trela, 2006; Podhalańska, Modliński, 2006; Porębski, Podhalańska, 2019; Podhalańska, 2019)

został także odnotowany w ilowcach formacji ze Słuchowa, na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (Bednarczyk, 1979).

**Ordowik środkowy.** W środkowym ordowiku występuje pięć poziomów graptolitowych, przy czym najstarszy *Isograptus gibberulus* w całości definiuje piętro daping, natomiast poziomy: *Expansograptus hirundo*, *Didymograptus artus*, *Didymograptus purchisoni* i *Hustedograptus teretiusculus* należą do piętra darywil (Cooper, Sadler, 2012).

Taksony wskaźnikowe dla poziomów *gibberulus* i *hirundo* stwierdzono w świętokrzyskiej formacji mułowców z Brzezin (fig. 14), gdzie współwystępują z *Phyllograptus elongatus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964). Zespół graptolitowy zidentyfikowany w wyższej części formacji Tanwi, w strefie Biłgoraj-Narol, wskazuje, że ona także mieści się w poziomach *gibberulus* i *hirundo* (Modliński, Szymański, 2005). W profilu Narol PIG 2 oprócz *Ex. hirundo* w formacji tej występują *Didymograptus extensus*, *D. uniformis*, *D. nitidus*, *Azygograptus suecicus* (Modliński, 2015). Ponadto takson *I. gibberulus* odnotowano w otworze Mędrzechów 1, w centralnej części bloku małopolskiego (Tomczyk, 1962), a na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej takson *Ex. hirundo* razem z *Phyllograptus* sp. został znaleziony w ilowcach formacji Płonki (fig. 14), której wiek Modliński i Szymański (2008) określili na arenig górny (dolny darywil).

Poziom *Didymograptus artus* jest obecny w świętokrzyskiej formacji mułowców z Brzezin (otwór Brzeziny 2, głęb. 17,6–24,7 m; (fig. 14), w której zidentyfikowano takson *D. artus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964). Natomiast poziom *murchisoni* środkowego darywila wyróżniono w zachodniej części obniżenia bałtyckiego w otworze Kościerzyna IG 1 (Modliński, Szymański, 1997), gdzie taksonowi wskaźnikowemu towarzyszą *Didymograptus stabilis* i *Pseudoclimacograptus* sp.

W Polsce poziom *Hustedograptus teretiusculus* stwierdzono w profilach ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej, w kieleckiej i lysogórskiej części Gór Świętokrzyskich oraz strefie Biłgoraj-Narol (fig.

14; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Tomczyk, Tomczykowa, 2000; Modliński, Szymański, 2005). Poza gatunkiem wskaźnikowym poziom ten charakteryzują między innymi *Pseudoclimacograptus scharenbergi*, *Orthograptus calcaratus*, *O. calcaratus acutus*, *Climacograptus angustatus* (Podhalańska, 1980). W profilach platformy wschodnioeuropejskiej, na obszarze zachodniej części obniżenia bałtyckiego i wyniesienia Łeby, poziom *teretiusculus* występuje w spągu formacji mułowca z Sasina (fig. 14; Podhalańska, 1980; Bednarczyk, 1996), podobnie jak w podłożu niecki płocko-warszawskiej (Modliński, Szymański, 2008; Modliński, Podhalańska, 2019). W ordowiku świętokrzyskim poziom *teretiusculus* datuje spąg ilasto-węglanowej formacji z Bukowian oraz formacji ilowców z Jeleniowa (Trela, 2006 i literatura tam cytowana), a w strefie Biłgoraj-Narol spąg formacji ilowców z Cieszanowa i ogniwo wapieni z Osuch (Modliński, Szymański, 2005; fig. 14). W regionie lysogórskim oraz obszarze zbrzańsko-brzezińskim Gór Świętokrzyskich zespół faunistyczny tego poziomu jest reprezentowany przez takson indeksowy *Hustedograptus teretiusculus* (niekiedy *H. cf. teretiusculus*), który współwystępuje z *Pseudoclimacograptus scharenbergi*, *Normalograptus brevis* oraz *Dicellograptus* sp., *Didymograptus* sp. i *Nemagraptus* sp. (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczyk, Tomczykowa, 2000).

**Ordowik górny.** W standardowej zonacji graptolitowej górnego ordowiku wyodrębniono osiem poziomów graptolitowych (zob. Bergström i in., 2000; Cooper, Sadler, 2012). W piętrze sandb są to: *Nemagraptus gracilis*, *Mesograptus foliaceus* (dzieliący się na *Climacograptus peltifer* w części dolnej i *Climacograptus wilsoni* w części górnej). Natomiast w piętrze kat są to poziomy: *Dicranograptus clingani* (dzieliący się na *Dicranograptus caudatus* w części dolnej i *Dicellograptus morrissi* w części górnej), *Pleurograptus linearis* (jego bałtycki odpowiednik to *Climacograptus styloideus*), *Dicellograptus complanatus* i *Dicellograptus anceps* (dzieliący się na *Dicellograptus complexus* w części dolnej i *Paraorthograptus pacificus* w części górnej). W piętrze hirnant występują poziomy: *Metabolograptus extraordinarius* i *Metabolograptus perscultus*.

Poziomy *Nemagraptus gracilis* i *Mesograptus foliaceus* (w starszej zonacji graptolitowej odpowiada poziomowi *Diplograptus multidens*) są definiowane na podstawie obecności taksonów wskaźnikowych, odpowiednio *N. gracilis* i *Mesograptus foliaceus* (= *Diplograptus multidens*). W Polsce poziomy te zidentyfikowano w sukcesji ilowców formacji z Sasina platformy wschodnioeuropejskiej, świętokrzyskiej formacji z Jeleniowa oraz formacji z Cieszanowa w strefie Biłgoraj-Narol (fig. 14; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Modliński, Szymański, 1997, 2005; Tomczyk, Tomczykowa, 2000; Podhalańska, 2019). W formacji jeleniowskiej towarzyszą im *P. scharenbergi*, *Climacograptus* sp. oraz *Hustedograptus* sp., *Dicranograptus* sp. i *Diplograptus* sp. (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Tomczyk, Tomczykowa, 2000).

Zespół graptolitowy poziomu *Dicranograptus clingani* udokumentowano w ilowcach formacji z Sasina platformy wschodnioeuropejskiej, świętokrzyskiej formacji z Jeleniowa (w części lysogórskiej i zbrzańsko-brzezińskiej) oraz formacji z Cieszanowa w strefie Biłgoraj-Narol (fig. 14; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Tomczyk, Tomczykowa, 2000).

kowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Modliński, Szymański, 1997, 2005, 2008; Tomczyk, Tomczykowa, 2000; Podhalańska, 2019). Takson wskaźnikowy tego poziomu – *Dicranograptus clingani* – występuje w towarzystwie *Orthograptus calcaratus*, *O. truncatus* i *Climacograptus minimus*.

Poziom *Climacograptus styloideus* lokuje się w środkowym kacie, a takson wskaźnikowy tego poziomu *Climacograptus cf. styloideus* zidentyfikowano w stropie ilowców formacji z Jeleniowa, w lysogórskiej części Gór Świętokrzyskich, gdzie występuje wspólnie z *C. tubuliferus*, *C. minimus*, *Dicellograptus cf. pumilus*, *D. cf. caduceus*, *O. truncatus* i *O. cf. calcaratus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967).

Poziom *Dicellograptus complanatus* w standardowej zonacji graptolitowej znajduje się w dolnej części górnego katu. W Górach Świętokrzyskich obecność taksonu *D. aff. complanatus* odnotowano tylko w spągu formacji ilowców z Wólki, w otworze Daromin IG 1 (fig. 14; Tomczykowa, Tomczyk, 2000). Ponadto takson ten występuje w mułowcach katu, w otworze Uszkowce 1 k. Lubaczowa (Tomczyk, 1962).

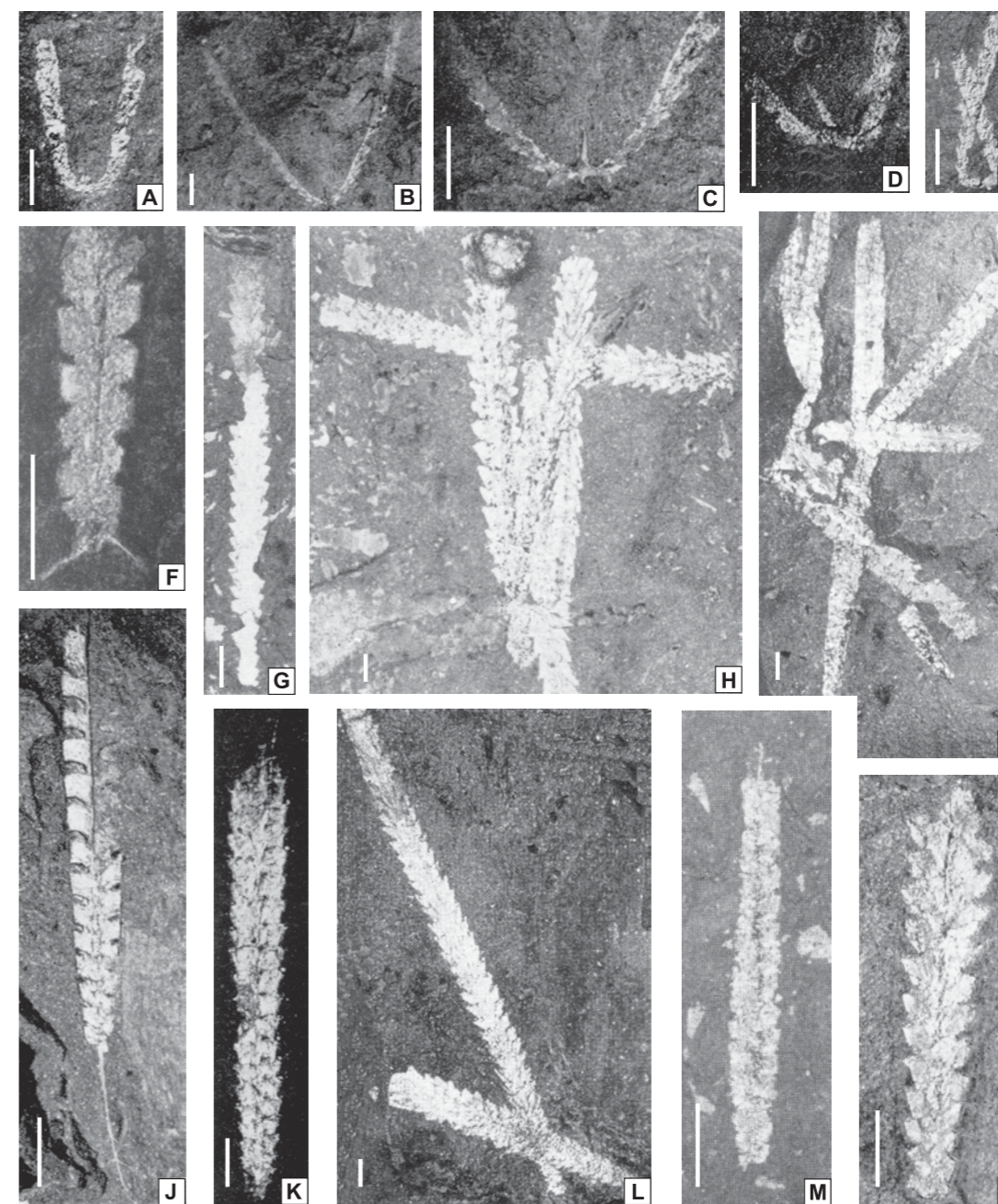


FIG. 15. Wskaźnikowe i charakterystyczne graptolity ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej (formacja z Sasina; Podhalańska, 2009, zmieniono): A – *Dicellograptus pumilus* Lapworth, otwór Leba 8, głęb. 2671,8 m; B, C, E – *Dicellograptus johnstrupi* Hadding, otwór Białogóra 2, głęb. 2613,2 m; D – *Dicellograptus caduceus* Lapworth, otwór Leba 8, głęb. 2671,8 m; F – *Diplacanthograptus spiniferus* (Ruedemann), otwór Białogóra 2, głęb. 2616, 2 m; G – *Orthograptus truncatus intermedius* Elles et Wood, otwór Białogóra 1, głęb. 2668,0 m; H – *Orthograptus pauperatus* Elles et Wood, otwór Leba 8, głęb. 2669,8 m; I – *Climacograptus styloideus* Elles et Wood, otwór Dębki 2, głęb. 2597,7 m; J – *Climacograptus caudatus* Lapworth, otwór Białogóra 2, głęb. 2614,2 m; K – *Orthograptus quadrimucronatus* (Hall), otwór Dębki 2, głęb. 2597,7 m; L – *Orthograptus calcaratus vulgatus* Elles et Wood, otwór Białogóra 2, głęb. 2669,8 m; M – *Climacograptus minimus* Carruthers, otwór Leba 8, głęb. 2671,8 m; N – *Orthograptus truncatus truncatus* (Lapworth), otwór Białogóra 2, głęb. 2614, 2 m. Skala 2 mm

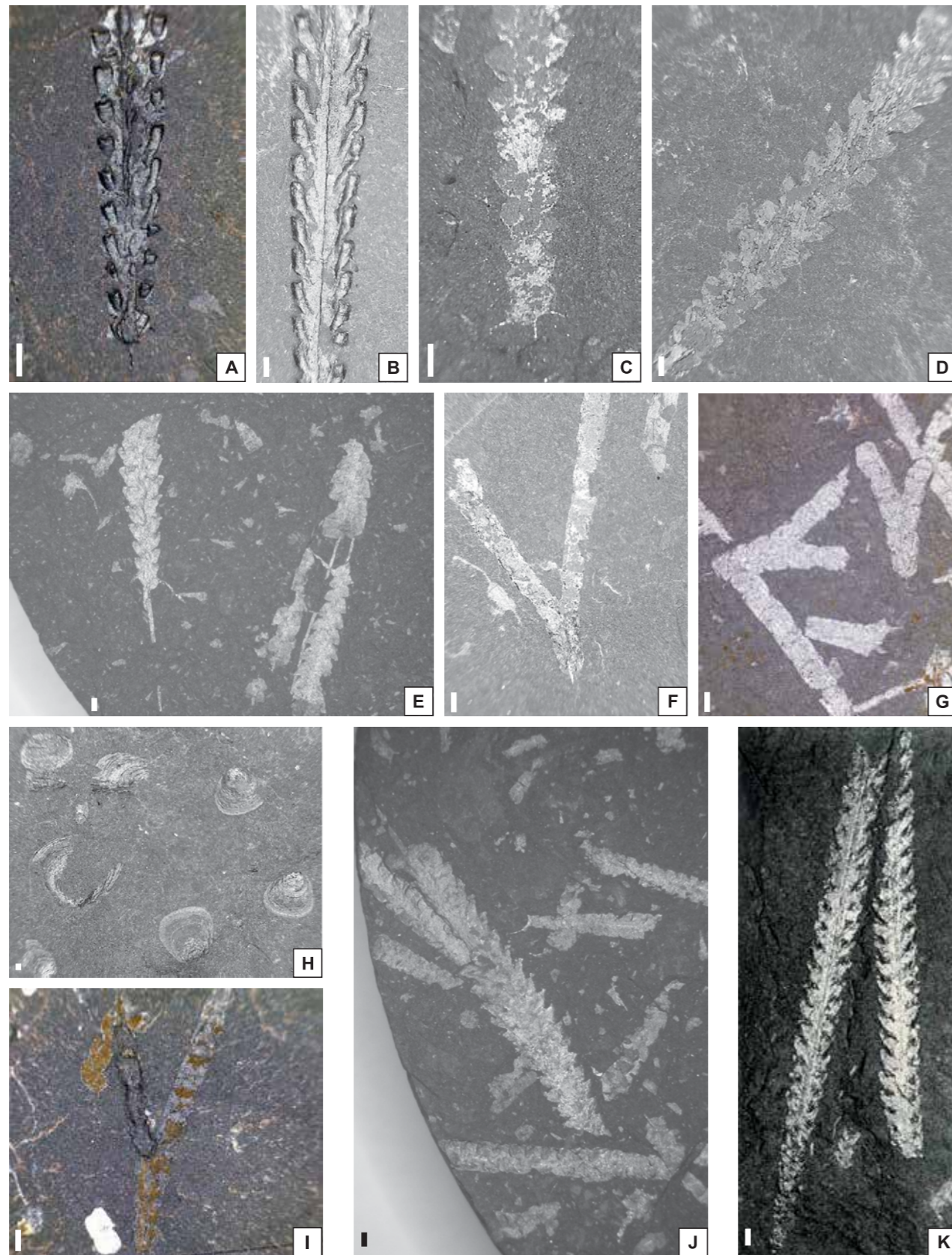


FIG. 16. Wskaźnikowe i charakterystyczne graptolity ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej (Podhalańska, 2019; zmieniono):  
 A, B – *Archiclimacograptus* sp., A: część proksymalna, B: część dystalna, otwór Berejów OU-1, głęb. 2557,0 m;  
 C, D – *Diplograptus compactus* Lapworth, C: część proksymalna, otwór Goździk OU-1, głęb. 4156,2 m,  
 D: część dystalna, otwór Goździk OU-1, głęb. 4159,6 m;  
 E – *Orthograptus calcaratus* Elles et Wood, otwór Kochanowo 1, głęb. 3219,4 m;  
 F – *Dicanograptus clingani* Carruthers, otwór Stoczek OU-1, głęb. 3085,54 m;  
 G – *Dicanograptus clingani* Carruthers, otwór Goździk OU-1, głęb. 4173,0 m;  
 H – Ramienionogi *Obolus* sp., otwór Goździk OU-1, głęb. 4173,9 m;  
 I – *Dicanograptus clingani* Carruthers, otwór Berejów OU-1, głęb. 2560,2 m;  
 J – *Orthograptus calcaratus* Elles et Wood i *Diplacanthograptus spiniferus* (Ruedemann), otwór Kochanowo 1, głęb. 3219,4 m;  
 K – *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), otwór Białogóra 1, głęb. 2674,0 m. Skala 1 mm

CHRONO-STRATYGRAFIA	POZIOMY KONODONTOWE	PLATFORMA WSCHODNIO-EUROPEJSKA	BLOK ŁYSOGÓRSKI		BLOK MAŁOPOLSKI (REJON ZAWIERCIA–ŻARKI –STREFA KIELECKA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH)
			STREFA BIŁGORAJ-NAROL	STREFA ŁYSOGÓRSKA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH	
ORDOWIK GÓRNY	HIRNANT				
	KAT	<i>Amorphognathus ordovicicus</i>			?
		<i>Amorphognathus superbus</i>			
SANDB	<i>Amorphognathus tvaerensis</i>	formacja z Kielna	formacja z Cieszanowa		
ORDOWIK ŚRODKOWY	DARYWIL	<i>Pygodus anserinus</i>			formacja z Zawiercia
		<i>Pygodus serra</i>			
		<i>Eoplacognathus suecicus</i>			
	DAPING	<i>Eoplacognathus variabilis</i>	formacja z Kopalina	formacja z Suśca	
		<i>Baltoniodus norrlandicus</i>			
		<i>Paroistodus originalis</i>	formacja z Pieszkowa	(ogniwo z Paar)	
ORDOWIK DOLNY	FLO	<i>Baltoniodus navis</i>			
		<i>Baltoniodus triangulatus</i>			
		<i>Oepikodus evae</i>	formacja z Narwi		
	TREMADOK	<i>Prioniodus elegans</i>	formacja z Rajska		
		<i>Paroistodus proteus</i>			
		<i>Paltodus deltifer</i>			formacja z Wysoczek
		<i>Cordylodus angulatus</i>			
	<i>Iapetognathus fluctivagus</i>				

FIG. 17. Poziomy konodontowe udokumentowane w jednostkach litostratygraficznych ordowiku w Polsce (wg: Dzik, 1978, 1994a; Bednarczyk, 1979, 1981, 1998; Szaniawski, 1980; Nehring-Lefeld, 1987; Nehring-Lefeld i in., 1992; Modliński, Szymański, 1997, 2005, 2008; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998)

Poziom *Metabolograptus persculptus* jest najmłodszą jednostką biostratygraficzną w standardowej zonacji graptolitowej ordowiku. Występowanie *M. persculptus* stwierdził Tomczyk (zob. Podhalańska, 2015) w profilu Lębork IG 1, w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. W Górach Świętokrzyskich takson *M. cf. persculptus* został odnotowany w Bardo Stawach (fig. 14; gdzie wspólnie z *N. parvulus* i *N. miserabilis*, *N. avitus* i *N. normalis* (Kielan, 1956; Tomczyk, 1962; Masiak i in., 2003) występuje w brunatno-szarych ilowcach wyznaczających spąg formacji z Barda (Trela, Salwa, 2007).

3.2. KONODONTY

Biostratygrafia konodontowa systemu ordowickiego w Polsce jest oparta na standardowej zonacji stworzonej dla prowincji północno-atlantycznej (Cooper, Sadler, 2012). Przykładowe wskaźnikowe konodonty dla platformy wschodnioeuropejskiej przedstawiono na figurach 18 i 19. W tremadoku są to poziomy: *Iapetognathus fluctivagus*, *Cordylodus angulatus*, *Paltodus deltifer* oraz dolna część *Paroistodus proteus*, który obejmuje także dolny flo. W piętrze flo wydzieleno także *Prioniodus elegans*, *Oepikodus evae*, *Baltoniodus triangulatus*. Piętro daping tworzą poziomy: *Baltoniodus navis*, *Paroistodus originalis* oraz *Baltoniodus norrlandicus*, który w środkowej i górnej części mieści się już w darywili. Poziomami pozostałej części piętra darywili są: *Eoplacognathus variabilis*, *Eoplacognathus suecicus*, *Pygodus serra* oraz *P. anserinus*, którego zasięg sięga do najniższego sandbu. Występujący wyżej poziom *Amorphognathus tvaerensis* obejmuje pozostałą część piętra sandb i najniższy kat, i dzieli się na podpoziomy: *Baltoniodus variabilis*, *B. gerdae*, *B. alobatus*. W dolnym kacie wyróżniono poziom *Amorphognathus superbus*, natomiast występujący wyżej poziom *Amorphognathus ordovicicus* obejmuje górny kat i hirnant.

**Ordowik dolny.** Skamieniałości konodontów w dolnotremadockiej części ordowiku w Polsce są nieliczne, a ich obecność została dotychczas stwierdzona w formacji z Piaśnicy obniżenia bałtyckiego

przez Bednarczyka (1998), który stwierdził występowanie poziomu *Cordylodus angulatus*. W polskich profilach dolnego ordowiku zidentyfikowano także takson wskaźnikowy poziomu *Paltodus deltifer* górnego tremadoku, występujący w świętokrzyskiej formacji z Wysoczek (Szaniawski, 1980), na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej w formacji z Piaśnicy (Bednarczyk, 1998) i ogniwie z Odargowa (Modliński, Szymański, 1997; fig. 17).

Obecność zespołu konodontowego poziomu *Paroistodus proteus* z taksonem wskaźnikowym odnotowano na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, w glaukonitytach i wapieniach dolnego flo (Bednarczyk, 1979, 1985, 1998; Nehring-Lefeld, 1987).

Poziom *Prioniodus elegans* dolnego flo posiada swoją dokumentację faunistyczną w profilach ordowiku zachodniej części obniżenia bałtyckiego platformy wschodnioeuropejskiej. Taksony charakterystyczne dla tego poziomu, wymieszane z formami wskaźnikowymi dla poziomu *Paroistodus proteus*, stwierdzono w przewarstwiach węglanowych piaskowców glaukonitowych formacji z Rajska oraz spoczywających na nich wapieniach z glaukonitem (Bednarczyk, 1979, 1998).

**Ordowik środkowy.** Poziom *Baltoniodus navis* piętra daping posiada w Polsce swoją dokumentację faunistyczną w Górach Świętokrzyskich (formacje: z Szumska i Pobroszyna) (Bednarczyk, Biernat, 1978; Dzik, 1994a, 1999, 2020), a także na platformie wschodnioeuropejskiej (formacje: z Pieszkowa, Uherki i z Kopalina) (Bednarczyk, 1979, 1985, 1988; fig. 17). Poziomy konodontowe pogranicza pięter daping i darywili, tj. *Paroistodus originalis* i *Baltoniodus norrlandicus*, nie są udokumentowane w profilach ordowiku Polski, chociaż Bednarczyk (1998) stwierdził obecność taksonu *Baltoniodus cf. norrlandicus* w formacji z Kopalina obniżenia bałtyckiego. Obecność poziomu *Eoplacognathus variabilis* jest dobrze udokumentowana w Górach Świętokrzyskich (formacja z Mójczy) oraz w rejonie Zawiercia (Dzik, 1978, 1994a; Nehring-Lefeld i in., 1992; fig. 17). Zdaniem Nehring-Lefeld i in. (1992) zespół konodontowy formacji z Zawiercia może reprezentować także starsze poziomy,

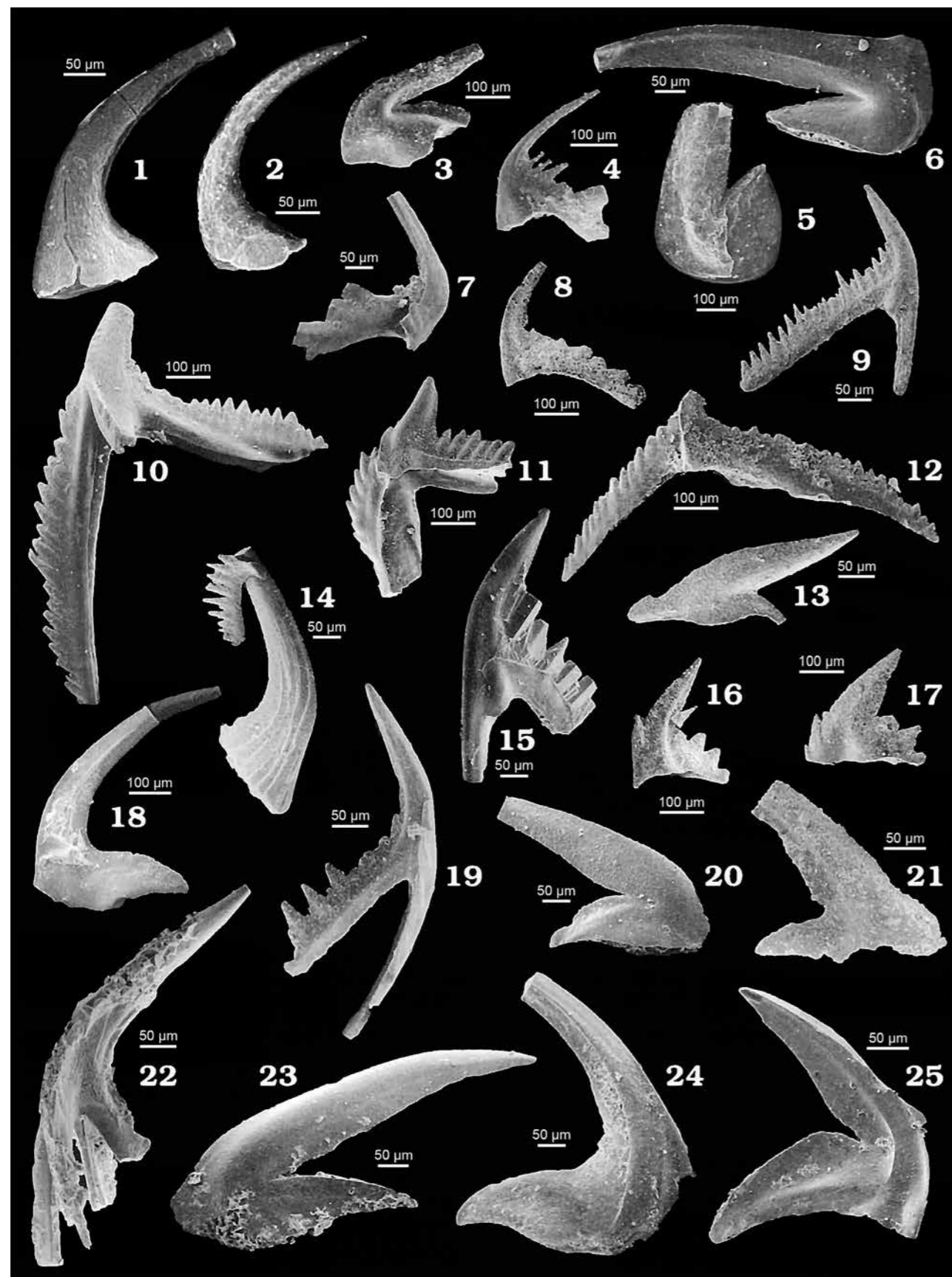


FIG. 18. Konodonty ordowiku w obniżeniu bałtyckim (Bednarczyk, 1998; zmieniono i uzupełniono):  
 1, 21 – *Paltodus deltifer* (Lindström), 1 – otwór Białogóra 1, głęb. 2701,4–2702,0 m; 21 – otwór Gdańsk IG 1, głęb. 3135,4–3137,3 m;  
 2 – *Paroistodus numercuatus* (Lindström), otwór Białogóra 1, głęb. 2701,4–2702,0 m;  
 3, 8, 16 – *Microzarkodella flabellum* (Lindström), otwór Henrykowo 1, głęb. 2423,5–2425,0 m;  
 4, 7 – *Periodon flabellum* (Lindström), 4 – otwór Henrykowo 1, głęb. 2424,5 m; 7 – otwór Łaniewo 1, głęb. 1979,2 m;  
 5, 24 – *Paroistodus parallelus* (Pander), otwór Łaniewo 1, głęb. 1979,2 m;  
 6, 18 – *Paroistodus originalis* (Sergeeva), otwór Łaniewo 1, głęb. 1979,2 m;  
 9, 10, 12, 13 – *Baltoniodus prevariabilis* (Fähræus), otwór Henrykowo 1; 9, 10: głęb. 2419,2 m; 12, 13: głęb. 2424,8 m;  
 11 – *Sagittodontina cf. furcata* (Knüpfer), otwór Henrykowo 1, głęb. 2418,5 m;  
 14 – *Walliserodus cf. ethingtoni* (Fähræus), otwór Henrykowo 1, głęb. 2424,3 m;  
 15, 19, 22 – *Baltoniodus cf. variabilis* (Bergström), otwór Henrykowo 1; 15: głęb. 2419,7 m; 19: głęb. 2421,5 m; 22: głęb. 2419,3 m;  
 17 – *Microzarkodella ozarkodella* Lindström, otwór Henrykowo 1, głęb. 2418,0–2420,2 m;  
 20, 23, 25 – *Oistodus lanceolatus* Pander; 20 – otwór Henrykowo 1, głęb. 2421,5–2422,5 m; 23, 25 – otwór Łaniewo 1, głęb. 1979,8 m

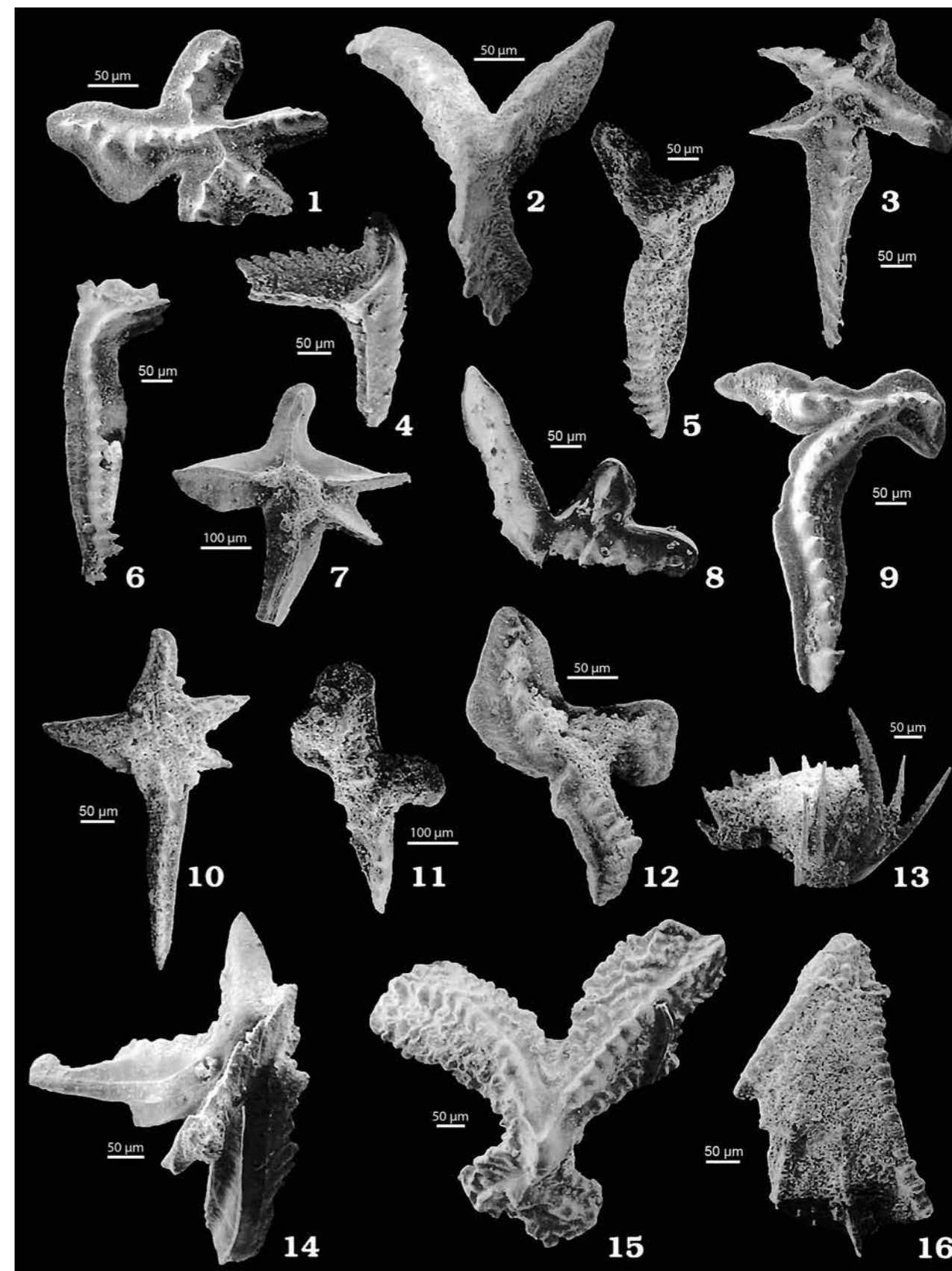


FIG. 19. Konodonty ordowiku w obniżeniu bałtyckim cd. (Bednarczyk, 1998; zmieniono i uzupełniono):  
 1 – *Eoplacognathus cf. robustus* Bergström, otwór Henrykowo 1, głęb. 2410,6 m;  
 2 – *Eoplacognathus zgierzensis* (Dzik), otwór Henrykowo 1, głęb. 2413,5 m;  
 3, 5, 6, 7, 10 – *Eoplacognathus lindstroemi* (Hamar), otwór Henrykowo 1, głęb. 2412,7–2413,8 m;  
 4, 16 – *Pygodus anserinus* Lamont et Lindström, otwór Henrykowo 1, głęb. 2413,2–2413,5 m;  
 8 – *Amorphognathus superbus* (Rhodes), otwór Henrykowo 1, głęb. 2384,0 m;  
 9 – *Eoplacognathus suecicus* Bergström, otwór Henrykowo 1, głęb. 2419,0 m;  
 11 – *Eoplacognathus reclinator* (Fähræus), otwór Henrykowo 1, głęb. 2413,8 m;  
 12 – *Eoplacognathus cf. lindstroemi* (Hamar), otwór Henrykowo 1, głęb. 2413,5 m;  
 13 – *Erraticodon balticus* Dzik, otwór Henrykowo 1, głęb. 2411,2 m;  
 14 – *Sagittodontina* sp., otwór Henrykowo 2, głęb. 2424,8 m;  
 15 – *Polonodus* sp., otwór Henrykowo 2, głęb. 2423,0 m

w tym poziom *Baltoniodus navis*. Natomiast na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej poziom *Eoplacognathus variabilis* i występujący wyżej poziom *Eoplacognathus suecicus* są obecne zdaniem Bednarczyka (1998) w formacji z Kopalina (zob. Podhalańska, 1980).

Poziomy górny darywilu – *Paroistodus serra* i *Paroistodus anserinus* – są udokumentowane w profilach ordowiku świętokrzyskiego (formacja z Mójczy i formacja z Mokradla; fig. 17; Dzik, 1978, 1994a), a na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej obecność taksonów wskaźnikowych obu tych poziomów została odnotowana w formacji z Kielna (Bednarczyk, 1998). Wyższą część poziomu *Paroistodus anserinus* udokumentowano koło Tarnowa w otworze Pilzno 40, na podstawie obecności taksonu *Baltoniodus variabilis* (Moryc, Nehring-Lefeld, 1997).

## 4 Chemostratygrafia izotopowa

Podstawą chemostratygrafii izotopowej ordowiku są badania  $\delta^{13}\text{C}$ , które wykazały obecność dodatnich anomalii będących ponadregionalnymi horyzontami korelacji stratygraficznej, sygnalizującymi klimatycznie uwarunkowane zmiany cyklu węglowego. Niewielkie wahnięcia  $\delta^{13}\text{C}$  o wartości 1,5–2,0‰ VPDB występuje w środkowym ordowiku (środkowy darywil) – MICE (*Middle Ordovician Isotope Carbon Excursion*; Ainsaar i in., 2010). Pięć dodatnich anomalii  $\delta^{13}\text{C}$  rozpoznano w węglanach piętka kat o wartościach mieszczących się w zakresie 1,0–2,5‰ VPDB (Bergström i in., 2010). Są to w porządku stratygraficznym anomalie izotopowe: GICE (*Guttenberg Isotope Carbon Excursion*), z Kope, Fairview, Waynesville i White-water, udokumentowane w Ameryce Północnej i Skandynawii, które posiadają swoje odpowiedniki w Estonii nazwane odpowiednio (GICE, z Rakvere, Saunja, Moe, Paroveja, zob. Ainsaar i in., 2010). Najlepiej udokumentowany dodatni pik jest związany z hirnancką częścią krzywej  $\delta^{13}\text{C}$  (HICE – *Hirnantian Isotope Carbon Excursion*), a jego zapis odnotowano zarówno w osadach węglanowych (maks. 4–6‰), jak i materii organicznej (maks. –24‰) (Marshall, Middleton, 1990; Podhalańska, 2009; Munnecke i in., 2010; Finnegan i in., 2011; Melchin i in., 2013 i literatura tam cytowana). Anomalia ta jest korelowana ze zlodowaceniem na Gondwanie, a wzrost  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  w zapisie izotopowym jest interpretowany jako rezultat pogrzebania materii organicznej (Munnecke i in., 2010; Melchin i in., 2013 i literatura tam cytowana).

Stratygrafia izotopowa węgla ordowiku jest w Polsce rozpoznana fragmentarycznie, a nieliczne badania  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  wykonano zarówno w osadach węglanowych, jak i materii organicznej. Wahania  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  odnotowane w wapieniach katu formacji z Mójczy w Górach Świętokrzyskich (Trela, 2000) – w zakresie od –2,5 do +0,95‰ – występują w tym samym interwale stratygraficznym co anomalie z Guttenberg, Kope/Fairview, Waynesville, Whitewater na globalnej krzywej izotopowej węgla opracowanej dla ordowiku. Z kolei dodatnia anomalia HICE jest udokumentowana w północnej i wschodniej części syneklizy bałtyckiej (Podhalańska, 2009), gdzie  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  osiąga wartość ok. 3‰. Hirnanckie zdarzenie izotopowe posiada także swój zapis w składzie izotopowym węgla materii organicznej w otworze wiertniczym Zwierzyniec 1 na Lubelszczyźnie, gdzie zarejestrowano wzrost wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  od –30,5‰ do –27,0‰, a następnie spadek do poziomu –33‰ w rudanie (Sullivan i in., 2018). Zdarzenie to zostało odnotowane w świętokrzyskiej formacji z Zalesia w Bardo Stawach, jednak dokumentacja związanej z nim dodatniej anomalii

## Magnetostratygrafia

Dane na temat magnetostratygrafii ordowiku w Polsce są nieliczne i pochodzą ze świętokrzyskiego profilu w Mójczy k. Kielc oraz otworu Grabowiec 6 na Lubelszczyźnie (Schätz i in., 2006; Hounslow i in., 2021a). Jednostki magnetostratygraficzne rozpoznano tylko w interwale obejmującym środkowy i górny ordowik (wyższy darywil–hirnant), w którym udokumentowano obecność zon o polarności normalnej. W porządku stratygraficznym są to magnetozony: MO3n (MO3n.1n i MO3n.2n) w najwyższym darywilu profilu mójczańskiego, a także UO1n w sandbie oraz UO2n i UO3n w kacie, obecne zarówno

Ordowik górny. Zespoły konodontów wskazujących na obecność poziomów *Amorphognathus tvaerensis* i *Amorphognathus superbus* udokumentowano w profilach ordowiku świętokrzyskiego (formacje: z Mójczy i Mokradla), platformy wschodnioeuropejskiej (formacje: z Kielna i z Sasina), strefy Zawiercie–Żarki (formacja z Zawiercia) oraz w otworze Pilzno 40 koło Tarnowa (Dzik, 1978, 1994a, 1999; Nehring-Lefeld, 1986; Nehring-Lefeld i in., 1992; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; fig. 17). Ponadto takson *A. tvaerensis* zidentyfikowano w formacji z Cieszanowa, w strefie Biłgoraj–Narol (Nehring-Lefeld, 2015). Najwyższy poziom konodontowy ordowiku – *Amorphognathus ordovicicus* – odnotowano w świętokrzyskich formacjach z Mójczy i Mokradla (fig. 17; Dzik, 1978, 1994a, 1999).

jest w tym profilu fragmentaryczna, gdyż obejmuje tylko spadek wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  od –26‰ w stropie hirnantu do –32‰ w poziomie *Akidograptus ascensus–Parakidograptus acuminatus* dolnego rudanu (Hounslow i in., 2021b). Ponadto w profilu ordowickim otworu Zwierzyniec 1 zarejestrowano zmiany wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  poniżej zdarzenia hirnanckiego, w interwale górny sandb–kat (Sullivan i in., 2018). Występujące tu niewielkie dodatnie wahnięcia  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (ok. –29‰) są lokalnym zapisem zdarzeń izotopowych zidentyfikowanych w katińskim interwale globalnej krzywej węglowej ordowiku i są korelowane z anomaliami z Rakvere, Saunja, Moe, Paroveja (zob. Hounslow i in., 2021a). Należy jednak zwrócić uwagę, że dodatnia anomalia ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  ok. –27‰) na granicy sandb/kat w Zwierzyncu znajduje się w identycznej pozycji stratygraficznej, co zdarzenie GICE w Ameryce Północnej i Bałtoskandii.

Badania izotopowe tlenu osadów ordowickich w Polsce obejmowały analizy stosunku  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  w próbkach skał węglanowych, a także apatycie konodontów z profilu mójczańskiego w Górach Świętokrzyskich (Trela i in., 2022) oraz kalcycie ramienionogów hirnantu z obniżenia bałtyckiego (Podhalańska, 2009). Pierwotny stosunek  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  w próbkach skał węglanowych wykazuje znaczną podatność na oddziaływanie procesów diagenetycznych w przeciwieństwie do apatyty konodontów i niskomagnezowego kalcytu ramienionogów wykazujących większą w tym zakresie odporność. Pomiary  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  w ordowickich konodontach z Mójczy wykazały wyraźny wzrost wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatyt}}$  od późnego darywilu (późny lanwirn) po kat (wczesny aszgil), zbieżny z trendem odnotowanym przez Trotter i in. (2008; zob. też Männik i in., 2021). Trend ten jest interpretowany jako zapis ochłodzenia klimatu ordowickiego zainicjowanego już w środkowym ordowiku – darywilu (Rasmussen i in., 2016). Analizy  $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatyt}}$  konodontów mójczańskich dostarczyły nowych argumentów świadczących o wahaniach  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  w morzach i oceanach wczesnego i środkowego katu (Trela i in., 2022), w okresie, który dotychczas był uznawany za czas stabilizacji klimatu ordowickiego (zob. Trotter i in., 2008; Quinton, MacLeod, 2014). Natomiast wartości  $\delta^{18}\text{O}$  uzyskane z kalcytu ramienionogów hirnantu – poniżej poziomu graptolitowego *Metabolograptus persculptus* – wykazują wyraźny wzrost (od –4,8 do +1,7‰ w otworze Białogóra 2 i od –0,1 do ok. +2,5‰ w otworze Hel IG 1) i są interpretowane jako izotopowy zapis zlodowacenia gondwańskiego na szelfie Bałtyki (Podhalańska, 2009).

w Mójczy, jak i Grabowcu (Hounslow i in., 2021a). Strop profilu mójczańskiego mieści się prawdopodobnie w magnetozone UO3r o polarności odwróconej, natomiast w otworze Grabowiec 6 granica katu z hirnantem charakteryzuje się zmianą z polarności odwróconej na normalną magnetozone UO5n (Hounslow i in., 2021a). Osady hirnantu formacji z Zalesia w profilu Bardo Stawy, w kieleckiej części Gór Świętokrzyskich, charakteryzują się polarnością odwrótną i piętro to mieści się w magnetozone UO6r, która wyznacza strop ordowiku (Hounslow i in., 2021a).

## Sekwencje depozycyjne i ewolucja środowiska sedymencji

Architektura stratygraficzno-facjalna ordowiku na platformie wschodnioeuropejskiej oraz blokach: łysogórskim i małopolskim charakteryzuje się obecnością trzech sekwencji depozycyjnych, które są sedymentacyjnym zapisem zmian względnego poziomu morza na szelfie SW Bałtyki i obszarach przyległych (Szymański, 1984; Jaworowski, 2002; Trela, 2004, 2009, 2022; Modliński, Szymański, 2008; Modliński, Podhalańska, 2010; Kędzior i in., 2017; Skompski, Paszkowski, 2017). Sekwencje te obejmują następujące interwały stratygraficzne: 1) furong–wczesny tremadok, 2) późny tremadok/fło–środkowy/późny darywil, 3) późny darywil–hirnant.

Zapis sedymentacyjny sekwencji furong–wczesny tremadok jest najlepiej wykształcony na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej oraz strefie Biłgoraj–Narol bloku łysogórskiego. Jej spąg wyznacza niezgodność erozyjna, na której spoczywa cienki horyzont zlepionca transgresyjnego oraz przykrywające go piaskowce przybrzeżne dolnego tremadoku, należące na platformie do formacji z Sępola i formacji z Krzyży, a w strefie Biłgoraj–Narol do ogniwa z Frampola (Modliński, Szymański, 2008; Szymański, 2008; Kędzior i in., 2017). Występujące nad nimi ilowce i mułowce bitumiczne formacji z Białowieży i ogniwa z Goraja (odpowiednio w podlaskiej i lubelskiej części platformy) rejestrują prawdopodobnie maksymalny zasięg transgresji wczesnotremadockiej. W bałtyckim segmencie platformy wchodnioeuropejskiej niezgodność spągowa tej sekwencji przechodzi w korelacyjną zgodność zapisaną w ciemnych mułowcach furongu i tremadoku formacji z Piaśnicy dokumentującą ciągłość depozycji w tym interwale stratygraficznym (Modliński, Szymański, 1997; Porębski, Podhalańska, 2019). Ich odpowiednikiem w litewsko-estońskiej części obniżenia bałtyckiego są łupki alunowe (Nielsen, 2004), a w Górach Świętokrzyskich ciemne mułowce formacji z Brzezinek, występujące w regionie łysogórskim, które lokalnie obejmują także część wyższego tremadoku (Modliński, Szymański, 2001; Trela i in., 2001; Trela, 2006, 2009; Trela i in., 2025). Strop sekwencji furong–dolny tremadok wyznacza spągowa niezgodność erozyjna nadległej sekwencji późny tremadok/fło–środkowy/późny darywil (zob. Kędzior i in., 2017; Trela, 2022; literatura tam cytowana).

Zapis sedymentacyjny sekwencji późnego tremadoku/fło–środkowego/późnego darywilu jest najlepiej wykształcony na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, w strefie Biłgoraj–Narol bloku łysogórskiego oraz na bloku małopolskim – w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Dolna granica tej sekwencji ma charakter erozyjny z luką stratygraficzną, która na platformie wschodnioeuropejskiej obejmuje górny tremadok i najniższą część piętra flo, a na przeważającym obszarze także górny kambr – furong (Modliński, Szymański, 1997, 2008). Horyzont zlepioncowy spągu sekwencji oraz spoczywające nad nim piaskowce glaukonitowe i glaukonityty (formacja z Rajska, formacja z Kędziorki, formacja z Wysocka i formacja z Międzygórze) są interpretowane jako zapis cyklu transgresyjnego z przejściem do wysokiego stanu morza. W metodologii stratygrafii sekwencji spągowa niezgodność sekwencji tremadok/fło–środkowy/późny darywil odpowiada zatem transgresyjnej powierzchni erozji przybrzeżnej, na której lokalnie spoczywa bruk zlepioncowy. W południowej (kieleckiej) części Gór Świętokrzyskich transgresja ta wkroczyła już w późnym tremadoku, o czym świadczy obecność konodontów *Paltodus deltifer* w formacji mułowców i chalcedonitów z Wysocka, natomiast do innych rejonów bloku małopolskiego dotarła dopiero na początku piętra flo, a jej facjalnym zapisem są piaskowce glaukonitowe. Depozycja formacji z Wysocka odbywała się w strefie nerytycznej, poniżej sztormowej podstawy falowania, w warunkach przerywanej akumulacji osadu klastycznego przy udziale epizodów sztormowych (Trela, 2001). Okresy dłuższych przerw w depozycji materiału detrytycznego sprzyjały wczesnodiaogenetycznemu wytrącaniu krzemionki, której źródłem był zdewityfikowany materiał piroklastyczny (Chlebowski, 1971; Salwa, Trela, 2019). Natomiast piaskowce glaukonitowe i glaukonityty powstały w płytszej, marginalnej, części basenu sedymentacyjnego, w warunkach synsedymentacyjnej erozji i wielokrotnego przerabiania materiału piaszczystego, co spowodowało kondensację stratygraficzną tych osadów.

W przypadku platformy wschodnioeuropejskiej przyjął się pogląd, że dolnoordowickie glaukonityty formacji z Rajska powstały w czasie potremadockiej transgresji, która miała charakter diachroniczny i najwcześniej wkroczyła na początku flo, w dobie *Didymograptus balticus* (Modliński, 1973; Szymański, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Jaworowski, 2002; Modliński, Podhalańska, 2010). Dane biostratygraficzne (głównie graptolitowe), na których oparto

floański wiek skondensowanej formacji z Rajska, pochodzą z przewarstwień ilastych w górnej części glaukonitytu (zob. Znosko, 1964; Szymański, 1971, 1973), a zatem dolna część tej formacji, zdominowana przez kwarcowo-glaukonitowy materiał detrytyczny z bazalnym brukiem zlepioncowym, może być starsza. Nie można wykluczyć, że transgresja morska wkroczyła w niektórych rejonach platformy już na początku flo, w dobie *T. phyllograptoides*, a nawet pod koniec tremadoku, podobnie jak w estońskiej części basenu bałtyckiego oraz na obszarze bloku małopolskiego. Dodatkową przesłanką stratygraficzną jest obecność ramienionogów pogranicza tremadoku z flo (Bednarczyk, 1969) oraz położenie horyzontu glaukonitowego w spągu formacji ze Stuchowa i formacji Tanwi poniżej (albo w obrębie) poziomu graptolitowego *Tetragraptus phyllograptoides* najniższego flo. Zatem dane stratygraficzne wskazują, że spągowy horyzont glaukonitowy sekwencji późny tremadok/fło–środkowy/późny darywil można łączyć ze zdarzeniami transgresyjnymi zarejestrowanymi na Bałtoskandii w strefie granicznej pięter tremadok i flo (Nielsen, 2004). Stosunkowo gruba sukcesja mułowcowa występująca nad tym horyzontem w zachodniej części obniżenia bałtyckiego (formacja ze Stuchowa) oraz strefie Biłgoraj–Narol (formacja Tanwi) reprezentuje osady zdeponowane w głębszej części szelfu SW Bałtyki (Modliński, Szymański, 2008; Kędzior i in., 2017). Stratygraficznym ekwiwalentem tej sukcesji w rejonie brzezińsko-brzezińskim Gór Świętokrzyskich są mułowce formacji z Brzezina, a za ich facjalną kontynuację można uznać mułowce środkowego ordowiku w otworze Mędrzechów 1 i w spągu otworu Pilzno 40 koło Tarnowa (zob. Moryc, Nehring-Lefeld, 1997).

Poza zachodnią częścią obniżenia bałtyckiego, na niemal całym obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, powyżej horyzontu glaukonitowego występuje skondensowany pakiet węglanowy dolnego i środkowego ordowiku (fło–środkowy darywil). Część tego pakietu odpowiadająca piętom flo i daping jest uznawana za (późnoarenicki) interwał regresyjny (Szymański, 1984). Należy jednak zaznaczyć, że wyraźna tendencja regresyjna związana z interwalem floańskim została odnotowana przez Skompskiego, Paszkowskiego (2017) w stropowej części formacji ze Stuchowa. Natomiast w występującej nad nią sukcesji wapieni dapingu i dolnego/środkowego darywilu formacji z Kopalina cytowani autorzy zidentyfikowali cykliczność zapisu depozycyjnego z tendencją do pogłębiania oraz oznaki splęcenia środowiska w interwale stropowym. Zatem spąg wapieni z Kopalina wydaje się mieć związek z tym samym zdarzeniem transgresyjnym wczesnego dapingu (w dobie *Baltoniodus navis*), które w Górach Świętokrzyskich pozostawiło skondensowany pakiet węglanowy formacji z Pobroszyna w regionie łysogórskim i formacji z Szumska w regionie kieleckim (Trela, 2008a, 2009), a w strefie Biłgoraj–Narol – ogniwo wapieni z Paar formacji z Suśca (Modliński, Szymański, 2008). Zapis sedymentacyjny wskazuje, że wapienie formacji z Pobroszyna powstały w warunkach powolnej depozycji i okresowych przerw w sedymentacji, które sprzyjały rozwojowi twardych den, zmineralizowanych związkami żelaza przy udziale bentosowych biocenoz bakteryjnych (Trela, 2008a). Na obszarze Bałtoskandii we wczesnym dapingu nastąpiło krótkotrwałe pogłębianie środowiska sedymentacji, które na ordowickiej krzywej eustatycznej tego obszaru zostało wyodrębnione jako zdarzenie z Gärdlosa zakończone regresyjnym zdarzeniem z Komstad, z którym jest związana migracja facji węglanowych w kierunku zachodniej, basenowej części szelfu Bałtyki (Nielsen, 2004). Zdaniem Skompskiego, Paszkowskiego (2017) fazę splęcenia środowiska w bałtyckiej części platformy wschodnioeuropejskiej dokumentuje horyzont ze sfosfatyzowanymi i spirytyzowanymi pizoidami/ooidami w stropie wapieni z Kopalina. Natomiast w Górach Świętokrzyskich są to piaskowce ortidowe formacji z Bukówki, w regionie kieleckim z luką stratygraficzną w stropie, obejmującą środkowy darywil (Trela, 2004, 2009); w części łysogórskiej przerwa w depozycji była prawdopodobnie spowodowana przez krótkotrwałą emersję (Trela, 2008a). Niezgodność erozyjna i środkowodarywiliska luka stratygraficzna jest także postulowana w strefie Biłgoraj–Narol, w stropie wapieni formacji z Suśca (Modliński, Szymański, 2005). Istotną rolę w kształtowaniu architektury facjalnej środkowego ordowiku na obszarze bloków małopolskiego i łysogórskiego oraz w brzezińskiej części obniżenia podlaskiego platformy wschodnioeuropejskiej odegrała regionalna aktywność tektoniczna, która przyczyniła się do lokalnego zwiększenia pojemności akomodacyjnej, sprzyjającej depozycji mułowej we wczesnym darywilu (Trela, 2022). W przypadku strefy Biłgoraj–Narol bloku łysogórskiego i rejonu brzezińsko-brzezińskiego kieleckiej części bloku małopolskiego mułowce dolnego darywilu (odpowiednio: formacji Tanwi i formacji z Brzezina) są kontynuacją depozycji osadów drobnoklastycznych, zainicjowanej na początku flo. Natomiast na zachodnim przedłużeniu

6

Sekwencje depozycyjne i ewolucja środowiska sedimentacji

obniżenia podlaskiego mułowce formacji z Plonki są prawdopodobnie zapisem krótkotrwałego, tektonicznie indukowanego, pogłębienia basenu sedimentacyjnego (Trela, 2022).

Sekwencja środkowo/półnodarywisko-hirnancka odzwierciedla gruntowną przebudowę architektury fałdalnej na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej oraz bloków: łysogórskiego i małopolskiego, związaną z szerokim rozprzestrzenieniem drobnoziarnistych osadów klastycznych. Ciemnoszare i czarne mułowce formacji z Sasina, Jeleniowa i Cieszanowa, będące dominującą litofacją tej sekwencji, powstały w następstwie transgresji zainicjowanej między środkowym a późnym darywilem (w zachodniej części basenu bałtyckiego już w dobie *Didymograptus purchisoni*, a na pozostałych obszarach w dobie *Hustedograptus teretiusculus*). Z początkiem tej transgresji był związany epizod wczesnodiagetycznej fosfatogenezy manifestujący się obecnością: 1) warstwowych i konkretyjnych fosforatów w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich (Trela, 2008b), 2) redeponowanych ooidów/pizoidów fosforanowych na platformie i w regionie łysogórskim (Podhalańska, 1992; Trela, 2015; Kędzior i in., 2017; Skompski, Paszkowski, 2017) oraz 3) grubych obwódek fosforanowych na elementach szkieletowych u podstawy formacji z Mójczy w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (Trela, 2005). Półnodarywiska autigeniza fosforanowa (przy udziale biocenozy bakteryjno-cyjanobakteryjnych) w kieleckiej i łysogórskiej strefie Gór Świętokrzyskich odbywała się w warunkach sezonowego oddziaływania upwellingu, aktywnego wzdłuż (obecnego) północnego brzegu bloku małopolskiego aż do późnego sandbu, który dostarczał fosfor uwalniany z dysoksydacyjnych wód przydennych basenu łysogórskiego (Trela, 2005, 2008b).

Ciemne/czarne mułowce formacji z Sasina, Jeleniowa i Cieszanowa są zapisem ujednolicenia planu fałdalnego w dystalnej części szelfu Bałtyki oraz depozycji w warunkach przerywanego deficytu tlenu, a ich maksymalny zasięg przestrzenny nastąpił w dobie *clingani* wczesnego katu (Modliński, 1982a; Trela, 2007, 2016, 2022; Zhang i in., 2011). Warunki te sprzyjały zachowaniu licznych K-bentonitów w zapisie kopalnym, będących świadectwem masowej podażi popiołu wulkanicznego, transportowanego przez wiatry zachodnie ze strefy wulkanizmu wschodniej Awalonii (Modliński, 1978; Trela i in., 2018). Krótkotrwały wzrost natlenienia kolumny wody i osadu dennego, który w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich manifestuje się obecnością zbiturbowanych zielonoszarych mułowców w ciemnych ilowcach formacji jeleniowskiej,

odnotowano między środkowym a późnym sandbem (Trela, 2007, 2009). Zjawisko to miało prawdopodobnie związek z uaktywnieniem cyrkulacji termohalinowej, w następstwie klimatycznie indukowanego obniżenia poziomu morza, które na krzywej eustatycznej Bałtoskandii odnotowane zostało jako zdarzenie z Frognarkilen (Nielsen, 2004). Dodatkowo obecność interwałów zbiturbowanych w ciemnych mułowcach formacji z Sasina na Lubelszczyźnie i Podlasiu wskazuje, że fluktuacje eustatyczne i chwiejny wzrost natlenienia w strefie dennej szelfu Bałtyki były dość częstym zjawiskiem (Kędzior i in., 2017).

Utwory górnego katu na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej oraz bloków: łysogórskiego i małopolskiego należą do regresywnego ciągu systemów depozycyjnych sekwencji środkowo/półnodarywisko-hirnanckiej. Wykształcenie fałdalne tego interwału stratygraficznego, zdominowanego przez zbiturbowane zielonoszare mułowce margliste oraz wapienie margliste, odzwierciedla wzrost natlenienia wód i osadu dennego oraz agradację szelfu mułowego Bałtyki, a następnie progradację rampy wglądowej ku zachodowi (Trela, 2007; Zhang i in., 2011; Kędzior i in., 2017). Zmiana warunków redoks i przejście do cyklu regresywnego na początku późnego katu, odnotowana w polskich profilach górnego ordowiku, koreluje się dość dobrze ze zdarzeniem regresywnym z Grimsøya w Bałtoskandii (Nielsen, 2004). Ogólny trend wzrostu natlenienia w basenie zbrzańskim Gór Świętokrzyskich został na krótko zakłócony pod koniec katu przez okresowo rozwijające się warunki deficytu tlenu w czasie ze zdarzeniem transgresywnym w prehirnanckiej dobie *Dicellograptus pacificus* (górną część doby *Dicellograptus anceps*) oraz depozycją ciemnych mułowców na anoksycznym szelfie zachodniej Laurencji (Finney i in., 2007). W polskich profilach ordowiku glacieustatyczne obniżenie poziomu morza, wymuszone przez zlodowacenie hirnanckie (regresja hirnancka), zaznaczyło się zwiększoną domieszką materiału gruboklastycznego, tworzącego charakterystyczne horyzonty mułowców piaszczystych. Porębski i in. (2019) przedstawili argumenty wskazujące, że są to diamiktyty glacialnomorskie, wytopione z gór lodowych docierających z Gondwany do szelfu Bałtyki, które dodatkowo zaznaczyły swoją obecność poprzez deformację i erozję osadu dennego. Strop sekwencji środkowo/półnodarywisko-hirnanckiej wyznacza nagle przejście do czarnych łupków rudanu (lokalnie także najwyższego hirnanthu) formacji z Jantaru, a w kierunku wschodnim regionalna niezgodność z luką stratygraficzną obejmującą różne piętra dolnego syluru.

Pod względem geochemicznym skały magmowe Gór Kaczawskich odpowiadają bazaltom wewnątrzpływowym oraz bazaltom śródoceanicznym typu E-MORB, które powstały w strefie inicjalnego ryftu, utworzonego w skorupie typu kontynentalnego (Kryza, 1993; Furnes i in., 1994).

7.2. PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA I GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Zapisem osadowym wulkanizmu eksplozywnego w ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej i Gór Świętokrzyskich są liczne K-bentonity o charakterystycznym jasnoszarym, zielonoszarym lub szarozłotym zabarwieniu (fig. 6D, 9D), będące diagetycznym produktem przemian popiołów i tufów wulkanicznych (Czarnocki, 1939; Ryka, Tomczyk, 1959; Chlebowski, 1971; Modliński, 1978, 1982b, 1986; Anczkiewicz i in., 2017; Trela i in., 2018). Tworzą one cienkie laminy (1–5 mm) oraz warstwy o grubości zmieniającej się od 1–2 cm do nawet 58 cm (przeważnie 5–10 cm).

Ordowickie K-bentonity platformy wschodnioeuropejskiej tworzą charakterystyczne przewarstwienia w mułowcach formacji z Sasina i marglach formacji Włodawki, a ich miąższość wykazuje trend wzrastający w kierunku zachodnim (Modliński, 1978). Szczególnie liczne ich wystąpienia odnotowano w interwale przejściowym między piętrami sandb i kat, w poziomie graptolitowym *Diplograptus multidentis* (= *Mesograptus foliaceus*; fig. 20; Modliński, 1978). Najgrubsze warstwy K-bentonitów (maks. 58 cm w otworze wiertniczym Kościerzyna IG 1, zob. Modliński, 1982b) znajdują się w pozycji stratygraficznej (górną część poziomu *Mesograptus foliaceus*, spąg piętra kat) pozwalającej korelować je z górnoordowickim K-bentonitem z Kinnekulle w Szwecji.

Obecność lamin i warstw K-bentonitów odnotowano także w ordowiku świętokrzyskim, tak w części kieleckiej (Mójcza, Zalesie, otw. Zbrza PIG 1), jak i łysogórskiej (otw. Jeleniów PIG 1) (Czarnocki, 1939; Ryka, Tomczyk, 1959; Chlebowski, 1971, 1976; Trela i in., 2018). Najliczniej występują w obrębie mułowców i ilowców formacji z Jele-

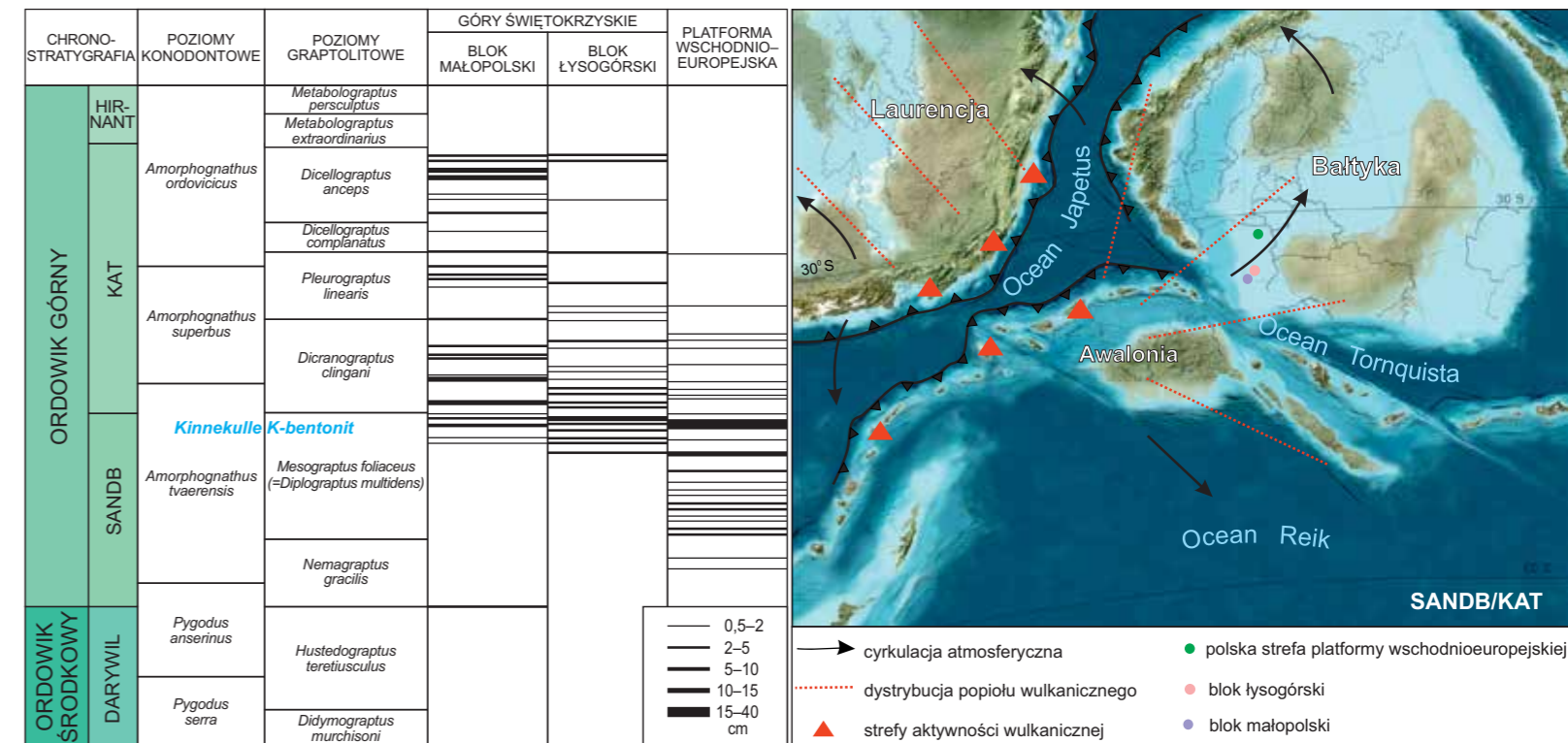


FIG. 20. Dystrybucja stratygraficzna ordowickich K-bentonitów w Górach Świętokrzyskich i basenie bałtyckim platformy wschodnioeuropejskiej (na podstawie Modlińskiego, 1978, 1982b, 1986; Trela i in., 2018) oraz lokalizacja obszaru źródłowego popiołu wulkanicznego na tle paleogeografii i paleocyrkulacji atmosferycznej późnego ordowiku (wg Trela i in., 2018)

niowa, w części odpowiadającej piętrům kat i sandb, a najgrubsze warstwy osiągają miąższość nawet 30 cm (Trela i in., 2018). Ponadto K-bentonity tworzą cienkie przewarstwienia w wapieniach górnego ordowiku formacji z Mójczy oraz mułowcach i marglach formacji ze Stawów w synklinie bardziańskiej (Czarnocki, 1939; Ryka, Tomczyk, 1959; Chlebowski, 1971, 1976; Trela, 2006).

Rozkład miąższości ordowickich K-bentonitów na platformie wschodnioeuropejskiej wskazuje, że obszar źródłowy (wulkanizm źródłowy), z którego pochodził materiał piroklastyczny, znajdował się na zachód od Bałtyki (zob. Modliński, 1978). Zdaniem Huffa (2008) źródłem popiołu wulkanicznego w późnym sandbie i kacie w Ameryce Północnej i Skandynawii był łuk wulkaniczny orogenu takońskiego, funkcjonujący przy wschodniej krawędzi paleokontynentu Laurencja. O ile w przypadku bentonitów północnoamerykańskich związek ten wydaje się oczywisty, gdyż w późnym ordowiku kontynent ten znajdował się w strefie pasatów SE, o tyle w przypadku Bałtyki (zwłaszcza jej SW peryferii) transport ze strefy oro-

geny takońskiego był raczej mało prawdopodobny ze względu na układ cyrkulacji atmosferycznej na półkuli południowej. Zdaniem Torsvika i Rehnström (2003) źródłem popiołu wulkanicznego dostarczanego w tym czasie do skandynawskiej części Bałtyki był wulkanizm wschodniej Awalonii. Materiał piroklastyczny był przynoszony do polskiej części Bałtyki przez wiatry zachodnie i docierał w rejon zajmowany przy tym kontynencie przez Góry Świętokrzyskie (fig. 20). Za awalońskim obszarem źródłowym ordowickich K-bentonitów platformy wschodnioeuropejskiej przemawiają także ich wskaźniki geochemiczne (pierwiastki śladowe i skład izotopowy Hf), typowe dla magmatyzmu alkaliczno-wapniowego z dominacją subalkalicznych riodycytów i dacytów (Anczkiewicz i in., 2017). Według cytowanych autorów magmy o takim chemizmie (na diagramach Y-Nb i Yb-Ta mieszczące się w polach granitów wewnątrzpłytowych i łuków wulkanicznych oraz granitów synkolizyjnych) były związane z łukiem magmowym umiejscowionym przy północnej krawędzi Awalonii (Torsvik, Rehnström, 2003).

7

Magmatyzm

Ordowickie skały magmowe na terenie Polski udokumentowano w Sudetach. Ponadto przejawami magmatyzmu ordowickiego są pylaste osady piroklastyczne wulkanizmu eksplozywnego, obecne w profilach platformy wschodnioeuropejskiej i Gór Świętokrzyskich.

7.1. SUDETY

Magmatyzm ordowicki w Sudetach to kompleks (meta)trachitów z Lubrzy, lawy poduszkowe Podgórek oraz intruzje diabazowe rozpoznane w jednostkach Bolkowa, Świerzawy i Chełmca metamorfiku kaczawskiego (Kryza, Muszyński, 1992; Baranowski i in., 1998; Kryza i in., 2007a, b; Kryza, Zalasiewicz, 2008).

Trachity z Lubrzy reprezentują typ czarnych i jasnoszarych oraz masywnych bazaltów alkalicznych o strukturze afanitowej, miąższości 50–200 m, które występują w towarzystwie maficznych i felytowych skał wulkanoklastycznych (Furnes i in., 1989; Kryza, Muszyński, 1992). Badania wieku bezwzględnych cyrkonów pochodzących z trachitów wykazały, że powstały one ok. 485,7 ± 1,6 mln lat temu, co stanowi istotną przesłankę wskazującą, że pozycja stratygraficzna trachitów z Lubrzy odpowiada strefie granicznej kambru i ordowiku (Kryza i in., 2007a, b; Kryza, Zalasiewicz, 2008).

Lawy poduszkowe Podgórek zaliczono do zieleńców drobnoziarnistych o teksturze afirowej lub niewyraźnej porfirowej (Kryza, Muszyński, 1992; Baranowski i in., 1998). Przyjmują one często formę bulastą przypominającą mniej lub bardziej owalne „poduszki” o wielkości 10–50 cm, a nawet 80 cm; lokalnie lawy te mają także charakter brekcyjowy.

Diabazy tworzą intruzje o miąższości wahającej się od 10 do nawet 100 m, i występują w sukcesji ordowickiej metamorfiku kaczawskiego (Baranowski i in., 1998). Ich kontakt ze skałami osadowymi może być zgodny z warstwowaniem otaczających osadów albo tektoniczny. W strefach kontaktowych diabazy są drobnoziarniste i charakteryzują się szarobeżowym zabarwieniem oraz teksturą afirową, natomiast ich wewnętrzna część jest ciemnoszarzielona, bardziej grubokrystaliczna, o teksturze ofitowej lub subofitowej.

Literatura

Ainsaer L., Kaljo D., Martma T., Meidla T., Männik P., Nõlvak J., Tinn O., 2010. Middle and Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy in Baltoscandia: a correlation standard and clues to environmental history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294: 189–201.

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

Algeo T.J., Marenco P.J., Saltzman M.R., 2016. Co-evolution of oceans, climate, and the biosphere during the ‘Ordovician Revolution’: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 458: 1–11.

Anczkiewicz R., Porębski S., Kędzior A., Paszkowski M., 2017. Geochronologia i tektogeneza ordowicko-sylurskich K-bentonitów basenu bałtyckiego. W: *Opracowanie map zaskięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów* (red. J. Golonka, S. Bębenek): 306–319. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Baranowski Z., 1975. Flysch facies in the epimetamorphic of the northern part of the Kaczawa Mountains (SW Poland). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 45: 21–40.

Baranowski W., Urbanek Z., 1972. Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts., Sudetes. *Bulletin de l’Académie Polonaise des Sciences, Séries des Sciences de la Terre*, 20: 211–216.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 179: 223–257.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1998. Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). *Geologia Sudetica*, 31: 33–59.

Bednarczyk W., 1964. *Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (oelandianu) regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich*. *Biuletyn Geologiczny*, 4: 3–127, 188–197.

Bednarczyk W., 1966. Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 33–43.

Bednarczyk W., 1968. Ordovik rejonu Kętrzyna (NE Polska). *Acta Geologica Polonica*, 18: 707–744.

Bednarczyk W., 1969. Ordovik z wierceń Dobre 1 i Sokółów Podlaski 1 (zachodnia część obniżenia podlaskiego). *Acta Geologica Polonica*, 19: 779–791.

Bednarczyk W., 1971. Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mountains. *Acta Geologica Polonica*, 21: 574–616.

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

Bednarczyk W., 1981. Stratygrafia ordowiku Gór Świętokrzyskich. W: Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 35–41.

Bednarczyk W., 1985. Nowe dane do stratygrafii węglanowego ordowiku Lubelszczyzny. *Przegląd Geologiczny*, 33: 676–680.

Bednarczyk W., 1998. Ordovician conodont biostratigraphy of the Polish part of the Baltic Syncline. *Palaeontologia Polonica*, 58: 107–121.

Bednarczyk W., 1999. Significance of the genus *Thysanotos* Mickwitz 1986 for the Ordovician stratigraphy of East-Central Europe. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 47: 15–25.

Bednarczyk W., Biernat G., 1978. Inarticulate brachiopods from the Lower Ordovician of the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 23: 293–313.

Bednarczyk W., Stupnicka E., 2000. Stratigraphy and new data on tectonics of the Ordovician strata in the section at Międzygórz quarry (eastern Holy Cross Mountains, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 283–297.

Bednarczyk W., Tomczyk H., 1981. Wybrane problemy stratygrafii, litologii i tektoniki wendy i starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich oraz niecki miechowskiej. Punkt 4: Bardo Stawy. W: Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 139–143.

Bednarczyk W., Korejwo K., Łobanowski H., Teller L., 1968. Stratigraphy of the Paleozoic sediments from borehole Strożyska 5 (Miechów trough, S Poland). *Acta Geologica Polonica*, 18: 677–687.

Bednarczyk W., Chlebowski R., Kowalczewski Z., 1970. Budowa geologiczna północnego skrzydła antykliny dymińskiej w górach Świętokrzyskich. *Biuletyn Geologiczny*, 12: 197–223.

Belka Z., Ahrendt H., Franke W., Wemmer K., 2000. The Baltica–Gondwana suture in central Europe: evidence from K–Ar ages of detrital muscovites and biogeographical data. *Geological Society Special Publications*, 179: 87–102.

Belka Z., Valverde-Vaquero P., Dörr W., Ahrendt H., Wemmer K., Franke W., Schäfer J., 2002. Accretion of first Gondwana derived terranes at the margin of Baltica. *Geological Society Special Publications*, 201: 19–36.

Bergström S.M., Finney S.C., Chen X., Palsson C., Wang Z., Grahn Y., 2000. A proposed global boundary stratotype for the base of the upper series of the Ordovician System: the Fagelsang section, Scania, southern Sweden. *Episodes*, 23: 102–109.

Bergström S.M., Young S.Y., Schmitz B., 2010. Katian (Upper Ordovician)  $\delta^{13}\text{C}$  chemostratigraphy and sequence stratigraphy in the United States and Baltoscandia: A regional comparison. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296: 217–234.

Berthelsen A., 1998. The Tornquist Zone north west of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 120: 223–230.

Brenchley P.J., 2004. End Ordovician Glaciation. W: *The Great Ordovician Biodiversification Event* (red. B.D. Webby i in.): 81–83. Columbia University Press.

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

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

Buła Z., Habryn R., Jachowicz-Zdanowska M., Żaba J., 2015. The Precambrian and Lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) – the state of the art. *Geological Quarterly*, 59: 123–134.

Chlebowski R., 1971. Petrografia utworów ordowiku rejonu synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Archiwum Mineralogiczne*, 29: 193–304.

Chlebowski R., 1976. Studium petrograficzne skał tufogenicznych starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Archiwum Mineralogiczne*, 34: 69–134.

Chlebowski R., Szaniawski H., 1974. Chitinozoa from the Ordovician conglomerates at Międzygórz in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 24: 221–228.

Chorowska M., Radlicz K., Tomczyk H., 1981. Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 243–264.

Cocks R.M., Torsvik T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to Mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews*, 27: 39–66.

Cooper R.A., Sadler P.M., 2012. The Ordovician Period. W: *The Geological Time Scale 2012* (red. F.M. Gradstein i in.), 2: 489–523.

Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, 28: 1–117.

Czarnocki J., 1928. Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4: 555–568.

Czarnocki J., 1939. Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 15: 1–41.

Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

Czarnocki J., Samsonowicz J., 1913. Drobny przyczynki do znajomości syluru Gór Kielecko-Sandomierskich. *Sprawozdania z posiedzeń Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, Wydział III, 6: 487–491.

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

Deczkowski Z., Tomczyk H., 1969. Budowa geologiczna antykliny zbrzańskich w pld.-zach. części Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 236: 143–175.

Dzik J., 1978. Conodont biostratigraphy and paleogeographical relations of the Mójca Limestone (Holy Cross Mts, Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, 23: 51–72.

Dzik J., 1989. Conodont evolution in high latitudes of the Ordovician. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 117: 1–28.

Dzik J., 1994a. Conodonts of the Mójca Limestone. *Palaeontologia Polonica*, 53: 43–128.

Dzik J., 1994b. Machaeridians, chitons and conchiferan molluscs of the Mójca Limestones. *Palaeontologia Polonica*, 53: 213–252.

Dzik J., 1994c. Bryozoa of the Mójca Limestones. *Palaeontologia Polonica*, 53: 253–282.

Dzik J., 1999. The Ordovician in the Holy Cross Mountains. W: *International Symposium on the Ordovician System*, ISOS Prague 1999: 3–7.

Dzik J., 2020. Ordovician conodonts and the Tornquist Lineament. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 549: 109–157.

Dzik J., Pisera A., 1994. Sedimentation and fossils of the Mójca Limestones. *Palaeontologia Polonica*, 53: 5–41.

Edwards C.T., Saltzman M.R., Royer D.L., Fike D.A., 2017. Oxygenation as a driver of the Great Ordovician Biodiversification Event. *Nature Geoscience*, 10: 12.

Fatka O., Vavrdova M., 1998. Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Menin-1 borehole, southern Moravia). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 73: 55–60.

Feldman-Olszewska A., Roszkowska-Remin J., 2016. Lithofacies of the Ordovician and Silurian formations prospective for shale gas/oil in the Baltic and Podlasie-Lublin areas. *Przegląd Geologiczny*, 64: 968–975.

Finnegan S., Bergmann K., Eiler J.M., Jones D.S., Fike D.A., Eisenman I., Hughes N.C., Tripati A.K., Fischer W.W., 2011. The Magnitude and Duration of Late Ordovician–Early Silurian Glaciation. *Science*, 331: 903–906.

Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S.J., Wajsprych B., 1993. Saxothuringian Zone in Germany and Poland: differences and common features. *Geologische Rundschau*, 82: 583–599.

Furnes H., Kryza R., Muszyński A., Pin C., Garmann L.B., 1994. Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes. *Journal of the Geological Society*, 151: 91–109.

Gładysz J., Jachowicz M., Piekarski K., 1990. Akritarchy paleozoiczne z okolic Siewierza (północne obrzeżenie GZW). *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 623–649.

Golonka J., Bębenek S. (red), 2017. Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węgłowodorów. *Wydaw. Arka, Cieszyn*.

Górka H., 1969. Microorganismes de l'Ordovicien de Pologne. *Palaeontologia Polonica*, 22.

Gürich G., 1896. Das Paläozoicum im Polnischen Mittelgebirge. *Verhandlungen der Russisch Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft*, St. Petersburg, 32, 2.

Gürich G., 1901. Nachträge zum Paleozoicum in polnischen Mittelgebirge. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Beilage Band 13, 33.

Habryn R., Piotrowski A., Teodorski A., 2023. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 163: 14–58.

Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 179: 275–284.

Hempel J., 1867. Description géologique des environs de Kielce, de Chenciny et de Malogoszcz. *Annales des Mines Série III*, 12: 141–183.

Hints O., Nölvak J., 2006. Early Ordovician scolecodonts and chitinozoans from Tallinn, North Estonia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 139: 189–209.

Holmer L.E., Biernat G., 2002. Lingulate brachiopods from Lower Ordovician (Tremadoc) chalcidionites, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47: 141–156.

Hounslo W.M., Harris S.E., Wójcik K., Nawrocki J., Woodcock N.H., Ratcliffe K.T., Montgomery P., 2021a. Geomagnetic polarity during the early Silurian: the first magnetostratigraphy of the Llandovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 567, 110245.

Hounslo W.M., Harris S.E., Wójcik K., Nawrocki J., Ratcliffe K.T., Woodcock N.H., Montgomery P., 2021b. A geomagnetic polarity stratigraphy for the Middle and Upper Ordovician. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 567, 110225.

Huff W.D., 2008. Ordovician K-bentonites: Issues in interpreting and correlation ancient tephros. *Quaternary International*, 178: 276–287.

Jablonski D., 1991. Extinctions: A paleontological perspective. *Science*, 253: 754–757.

Jachowicz M., 2005. Ordowickie akritarchy bloku górnośląskiego. *Przegląd Geologiczny*, 53: 756–762.

Jachowicz-Zdanowska M., 2023. Mikroflora i stratygrafia utworów ordowiku. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 163: 89–106.

Jaworowski K., 2002. Profil dolnego paleozoiku w północnej Polsce – zapis kaledońskiego stadium rozwoju basenu bałtyckiego. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 58: 9–10.

Jaworowski K., Modliński Z., 1979. Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych w ordowiku wschodniej części synkliny perybałtyckiej (NE Polska). *Acta Geologica Polonica*, 22: 711–733.

Jerzmański J., Oberc J., Tomczykowa E., Tomczyk H., 1968. Ordowik. Historia badań. W: *Budowa geologiczna Polski*. Tom 1. Stratygrafia część 1. Prekambry i paleozoik (red. S. Sokolowski): 181–183. *Wydaw. Geol., Warszawa*.

Jurkiewicz H. (red.), 1976. Jaronowice IG-1. Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 34.

Jurkiewicz H. (red.), 1991. Książ Wielki IG 1. Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 71.

Kaljo D., Hints L., Männik P., Nölvak J., 2008. The succession of Hirnantian events based on data from Baltica: brachiopods, chitinozoans, conodonts and carbon isotopes. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 57: 197–218.

Kalvoda J., Babek O., Fatka O., Leichmann J., Melichar R., Nehyba S., Spacek P., 2008. Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. *International Journal of Earth Sciences*, 97: 497–518.

Kędzior A., Dziadzio P.S., Lis P., Liana B., Paszkowski M., Porębski S.J., Ząbek G., 2017. Architektura fałdowa ordowiku zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. W: *Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węgłowodorów* (red. J. Golonka, S. Bębenek): 150–190. *Wydaw. Arka, Cieszyn*.

Kielan Z., 1956. Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 6: 253–271.

Kielan Z., 1959. Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. *Palaeontologia Polonica*, 11: 1–198.

Kosakowski P., Kotarba M.J., Piestrzyński A., Shogenova A., Węclaw D., 2017. Petroleum source rock evaluation of the Alum and Dictionema Shales (Upper Cambrian–Lower Ordovician) in Baltic Basin and Podlasie depression (eastern Poland). *International Journal of the Earth Sciences*, 106: 743–761.

Kowalczewski Z., 2000. Litostratygrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambry świętokrzysko-nidziańskiego (zagadnienia podstawowe i stan ich znajomości). *Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach*, 4: 7–66.

Kowalska S., Kranc A., Maksym A., Śmist P., 2000. Budowa geologiczna podłoża trzeciorzędu w północno-wschodniej części zapadliśka przedkarpacciego, w rejonie Lubaczów–Biszczka. *Nafta-Gaz*, 56: 158–178.

Kremer B., 2001. Acritarchs from the Upper Ordovician of southern Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 46: 595–601.

Kryza R., 1993. Zasadowe skały metauwulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich. *Studium petrologiczne*. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1546, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 39.

Kryza R., Muszyński A., 1992. Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 117–140.

Kryza R., Zalasiewicz J., 2008. Records of Precambrian–Early Palaeozoic volcanic and sedimentary processes in the Central European Variscides: A review of SHRIMP zircon data from the Kaczawa succession (Sudetes, SW Poland). *Tectonophysics*, 461: 60–71.

Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., Zalasiewicz J.A., Sergeev S., Presnyakov S., 2007a. Early Palaeozoic initial-rift volcanism in the Central European Variscides (the Kaczawa Mountains, Sudetes, SW Poland): evidence from SIMS dating of zircons. *Journal of the Geological Society*, 164: 1207–1215.

Kryza R., Zalasiewicz J.A., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Larionov A., 2007b. Precambrian crustal contribution to the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland): evidence from SHRIMP dating of detrital zircons. *International Journal of Earth Sciences*, 96: 1153–1162.

Krzemińska E., 2023. Wiek materiału detrytycznego w profilu otworu. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 163: 149–164.

Krzemiński L., 2023. Petrografia i geochemia nieorganiczna osadów skał ordowiku. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 163: 111–132.

Krzemiński L., Poprawa P., 2006. Geochemia klastycznych osadów ordowiku i syluru ze strefy Koszalin-Chojnice i zachodniej części basenu bałtyckiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 123–147.

Kwiatkowski S., Moryc W., Tomczyk H., 1966. Osady paleozoiczne wiercenia Zalesie 1 kolo Szczucina. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 283–295.

Langier-Kuźniarowa A., 1974. Ordowik. *Prace Instytutu Geologicznego*, 74: 48–60.

Lendzion K., 1983. Biostratygrafia osadów kambry w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 27: 669–694.

Lendzion K., Modliński Z., Szymański B., 1979. Tremadok Lubelszczyzny. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 713–726.

Lenton T.M., Crouch M., Johnson M., Pires N., Dolan L., 2012. First plants cooled the Ordovician. *Nature Geosciences*, 5: 86–89.

Lewandowski M., 1993. Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts (central Poland) and the origin of the Variscan Orogen. *Publications of the Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences A*, 23.

Maksym A., Śmist P., Pietrusiak M., Staryszak G., Liszka B., 2003. Nowe dane o rozwoju utworów dolnopaleozoicznych w rejonie Sędziszów Małopolski–Rzeszów światła wyników wiercenia Hermanowa-1. *Przegląd Geologiczny*, 51: 412–418.

Männik P., Lehnert O., Nölvak J., Joachimski M.M., 2021. Climate changes in the pre-Hirnantian Late Ordovician based on  $\delta^{18}\text{O}$  studies from Estonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 569, 110347.

Marshall J.D., Middleton P.D., 1990. Changes in marine isotopic composition in the Late Ordovician glaciation. *Journal of the Geological Society*, 147: 1–4.

Masiak M., Podhalańska T., Stempień-Salek M., 2003. Ordovician–Silurian boundary in the Bardo Syncline (Holy Cross Mountains) – new data on fossil assemblages and sedimentary succession. *Geological Quarterly*, 47: 311–329.

Masiak M., Stempień-Salek M., Podhalańska T., 2020. Microphytoplanton from middle palaeolatitudes of southern hemisphere – a record from climate change strata of Baltica's O/S boundary. *Geological Quarterly*, 64: 86–103.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. *Kwartalnik Geologiczny*, 50: 89–118.

Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 58: 133–145.

Mazur S., 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., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2017. Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. *Przegląd Geologiczny*, 65: 1511–1520.

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

Melchin M.J., Mitchell C.E., Holmden C., Storch P., 2013. Environmental changes in the Late Ordovician–Early Silurian: Review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. *GSA Bulletin*, 125: 1635–1670.

Mergl M., 1999. Inarticulate brachiopod communities in Tremadoc-Arenig of Prague Basin: a review. *Acta Universitatis Carolinae – Geologia*, 43: 337–340.

Michalski A., 1883. Krótkie sprawozdanie z badań geologicznych w guberni kieleckiej. *Pamiętnik fizjograficzny*, 3: 522–530.

Modliński Z., 1973. Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 72.

Modliński Z., 1976. Stratygrafia i litofacje ordowiku zachodniej części synkliny perybałtyckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 270: 85–108.

Modliński Z., 1978. Uwagi o rozprzestrzenieniu osadów piroklastycznych w ordowiku na Niżu Polskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 49–58.

Modliński Z., 1982a. Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 102.

Modliński Z., 1982b. Profil litologiczno-stratygraficzny – Ordowik. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 54: 55–61.

Modliński Z., 1984. Stratygrafia potremadockich osadów ordowiku Lubelszczyzny. *Kwartalnik Geologiczny*, 28: 1–16.

Modliński Z., 1986. Profil litologiczno-stratygraficzny – Ordowik. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 63: 37–44.

Modliński Z., 1988. Rozwój ordowiku na Pomorzu i przyległym akwenie Bałtyku. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 565–576.

Modliński Z., 1990. Uwagi o biostratygrafii ordowiku wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 585–610.

Modliński Z., 2015. Ordowik. Litologia i stratygrafia. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 143: 109–110.

Modliński Z., Podhalańska T., 2010. Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. *Geological Quarterly*, 54: 109–121.

Modliński Z., Podhalańska T., 2019. Ordowik. Litologia i stratygrafia. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 156: 65–67.

Modliński Z., Szymański B., 1972. Dolny tremadok rejonu Lidzbarka Warmińskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 16: 274–288.

Modliński Z., Szymański B., 1997. The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). *Geological Quarterly*, 41: 273–288.

Modliński Z., Szymański B., 2001a. Stratygrafia i litologia ordowiku Suwalszczyzny (północno-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 394: 55–71.

Modliński Z., Szymański B., 2001b. The Ordovician stratigraphy and paleogeography of the Nida-Holy Cross Mts. Area, Poland – a review. *Geological Quarterly*, 45: 417–433.

Modliński Z., Szymański B., 2005. Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj-Narol (SE Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 416: 45–79.

Modliński Z., Szymański B., 2008. Lithostratigraphy of the Ordovician in the Podlasie Depression and the basement of the Plock-Warsaw Trough (eastern Poland). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 430: 79–112.

Modliński Z., Tomczykowa E., 1975. Ordowik. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 28: 68–71, 75–77.

- Modliński Z., Nölvak J., Szymański B., 2002a. Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Proniewicze IG 1 (NE Polska). *Przegląd Geologiczny*, 50: 64–71.
- Modliński Z., Nölvak J., Szymański B., 2002b. Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Kętrzyn IG 1 (NE Polska). *Przegląd Geologiczny*, 50: 1149–1158.
- Moryc W., 1961. Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 31: 47–83.
- Moryc W., Nehring-Lefeld M., 1997. Ordovician between Pilzno and Busko in the Carpathian Foreland (Southern Poland). *Kwartalnik Geologiczny*, 41: 139–150.
- Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T., 2010. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296: 389–413.
- Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constrains from subsidence analysis and thermal maturity data. *Geological Quarterly*, 46: 255–266.
- Narkiewicz M., Petecki Z., 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geological Quarterly*, 61: 502–520.
- Narkiewicz M., Grad M., Guterch A., Janik T., 2011. Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geological Magazine*, 148: 191–210.
- Nawrocki J., 2015. Jeszcze raz o terranach w Polsce i ich wędrowce. *Przegląd Geologiczny*, 63: 1272–1283.
- Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geological Quarterly*, 50: 59–76.
- Nawrocki J., 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*, 161: 513–522.
- Nawrocki J., Dunlap J., Pecskey Z., Krzemiński L., Żylińska A., Fanning M., Kozłowski W., Salwa S., Szczepanik Z., Trela W., 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Poland): an integrated approach. *Journal of the Geological Society*, 164: 405–423.
- Nehring M., 1969. Konodonty ordowickie z otworu Kętrzyn. *Kwartalnik Geologiczny*, 13: 27–42.
- Nehring-Lefeld M., 1987. Konodonty ordowickie obniżenia podlaskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 279–322.
- Nehring-Lefeld M., 2015. Biostratygrafia mikropaleontologiczna utworów ordowiku. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 111–115.
- Nehring-Lefeld M., Szymański B., 1998. Ordovician stratigraphy in the Żarki-Mysłów area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Geological Quarterly*, 42: 29–40.
- Nehring-Lefeld M., Modliński Z., Siewniak-Madej A., 1992. Biostratigraphy of the Old Paleozoic carbonates in the Zawiercie area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Geological Quarterly*, 36: 171–198.
- Nielsen A.T., 2004. Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. *W: The Great Ordovician Biodiversification Event* (red. B.D. Webby i in.): 84–93. Columbia University Press, New York.
- Olempska E., 1994. Ostracods of the Mójcza Limestones. *Palaeontologia Polonica*, 53: 129–212.
- Orłowski S., 1975. Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 25: 431–448.
- Paczeńska J., 2023. Śródownska depozycji utworów ordowiku. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 106–111.
- Paszowski M., Buniak A., Kędzior A., Mikołajewski Z., Porębski S.J., 2015. Stormy warming-up of Baltica shelf: transition from Hirnantian "iceberg alley" to Llandovery "hot shales". *W: 31.st IAS Meeting of Sedimentology, Abstracts book*: 401.
- Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314: 17–41.
- Piekarski K., Szymański B., Wielgomas L., 1985. Nowy reper stratygraficzny ordowiku w okolicy Myszkowa. *Przegląd Geologiczny*, 35: 502–503.
- Pisera A., 1994. Echinoderms of the Mójcza Limestones. *Palaeontologia Polonica*, 53: 308–317.
- Podhalańska T., 1979. The correlative significance of the Chitinozoa-bearing horizon in the Caradocian profiles of the Łeba region (NW Poland). *Acta Geologica Polonica*, 29: 443–448.
- Podhalańska T., 1980. Stratigraphy and development of Middle and Upper Ordovician deposits in the Łeba Elevation (NW Poland). *Acta Geologica Polonica*, 30: 327–390.
- Podhalańska T., 1992. Phosphatization of the Lower–Middle Ordovician sediments from the Podlasie depression (eastern Poland). *Archiwum Mineralogiczne*, 48: 27–41.
- Podhalańska T., 2009. Późnoordowickie złodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 193.
- Podhalańska T., 2015. Sylur. Stratygrafia, uwagi o litologii, zarys przebiegu sedymentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 145: 74–78.
- Podhalańska T., 2019. Graptolite biostratigraphy and dating of the Ordovician–Silurian shale succession of the SW slope of the East European Craton. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 429–452.
- Podhalańska T., Modliński Z., 2006. Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru Koszalin-Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 39–63.
- Poprawa P., 2006. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 189–214.
- Poprawa P., Ślajupa S., Stephenson R.A., Łazauskiene J., 1999. Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314: 219–239.
- Porębska E., Koszowska E., 2001. Mazuelloidy – apatytowe glony z dolnego paleozoiku Gór Bardzkich (Sudety). *Przegląd Geologiczny*, 49: 1050–1060.
- Porębski S.J., Podhalańska T., 2017. Litostratygrafia ordowiku i syluru. *W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węgłowodorów* (red. J. Golonka, S. Bębenek): 144–149. Wydaw. Arka, Cieszyn.
- Porębski S.J., Podhalańska T., 2019. Ordovician–Silurian lithostratigraphy of the East European Craton in Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 95–104.
- Porębski S.J., Anczkiewicz R., Paszkowski M., Skompski S., Kędzior A., Mazur S., Szczepański J., Buniak A., Mikołajewski Z., 2019. Hirnantian icebergs in the subtropical shelf of Baltica: Evidence from sedimentology and detrital zircon provenance. *Geology*, 47: 284–288.
- Požaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy – orogemem przesuwcym złożonym z terranów. *Przegląd Geologiczny*, 38: 1–9.
- Požaryski W., 1991. The strike-slip terrane model for the North German-Polish Caledonides. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, A-19: 3–15.
- Požaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Przegląd Geologiczny*, 40: 643–651.
- Quinton P.C., MacLeod K.G., 2014. Oxygen isotopes from conodont apatite of the midcontinent, US: Implications for Late Ordovician climate evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404: 57–66.
- Rasmussen C.M.Ø., Ullmann C.V., Jakobsen K.G., Lindskog A., Hansen J., Hansen T., Eriksson M.E., Dronov A., Frei R., Korte C., Nielsen A.T., Harper D.A.T., 2016. Onset of main Phanerozoic marine radiation sparked by emerging Mid Ordovician icehouse. *Scientific Reports*, 6: 18884.
- Roemer F., 1866. Geognostische Beobachtungen in polnischen Mittelgebirge. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 18: 667–690.
- Ryka W., Tomczyk H., 1959. Bentonity w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 3: 689–710.
- Salamon M.A., Gerrienne P., Steemans P., Gorzelak P., Filipiak P., Le Hérisse A., Paris F., Cascales-Miñana B., Brachanec T., Misz-Kennan M., Niedzwiedzki R., Trela W., 2018. Putative Late Ordovician land plants. *New Phytologist*, 218: 1305–1309.
- Saltzman M., 2005. Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. *Geology*, 33: 573–576.
- Salwa S., Trela W., 2019. Lower Ordovician (Tremadocian) tuffaceous mudstones from the Holy Cross Mountains, Poland: mineral composition and early diagenetic silicification. *Mineralogia – Special Papers*, 49: 79.
- Samsonowicz J., 1916. Kambr i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania z posiedzenia Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, 9: 319–358.
- Samsonowicz J., 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku w wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 1: 53–67.
- Samsonowicz J., 1934. Objąśnienie arkusza Opatów. *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Samuelsson J., Vecoli M., Bednarczyk W., Verniers J., 2002. Timing of the Avalonia-Baltica plate convergence as inferred from palaeogeographic and stratigraphic data of chitinozoan assemblages in west Pomerania, northern Poland. *Geological Society Special Publications*, 201: 95–113.
- Schätz M., Zwing A., Tait J., Belka Z., Soffel H.C., Bachtadse V., 2006. Paleomagnetism of Ordovician carbonate rocks from Malopolska Massif, Holy Cross Mountains, SE Poland – Magnetostratigraphic and geotectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 244: 349–360.
- Scotese C.R., 2014. Atlas of Silurian and Middle-Late Ordovician Paleogeographic Maps (Mollweide Projection). *The Early Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project*, vol.1: Maps 73–80.
- Servais T., Harper D.A.T., 2018. The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): definition, concept and duration. *Lethaia*, 51: 151–164.
- Sheehan P.M., 2001. The Late Ordovician mass extinction. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29: 331–364.
- Siewniak-Madej A., 1994. Przegląd badań konodontowych osadów paleozoiku NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przegląd Geologiczny*, 42: 649–652.
- Skompski S., Paszkowski M., 2017. Węgłany ordowiku i syluru pomorsko-lubelskiego obrzeżenia platformy wschodnioeuropejskiej jako stratygraficzny zapis wahań eustatycznych. *W: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węgłowodorów* (red. J. Golonka, S. Bębenek): 191–226. Wydaw. Arka, Cieszyn.
- Smolarek J., Marynowski L., Trela W., Kujawski P., Simoneit B.R.T., 2017. Redox conditions and marine microbial community changes during the end-Ordovician mass extinction event. *Global and Planetary Change*, 149: 105–122.
- Smolarek-Lach J., Marynowski L., Trela W., 2014. Ordovician Jeleniów Claystone Formation of the Holy Cross Mountains, Poland – Reconstruction of redox conditions using pyrite framboid study. *Contemporary Trends in Geoscience*, 3: 59–67.
- Smolarek-Lach J., Marynowski L., Trela W., Wignall P.B., 2019. Mercury spikes indicate a volcanic trigger for the Late Ordovician mass extinction event: an example from a deep shelf on the peri-Baltic region. *Scientific Reports*, 9: 3139.
- Stachacz M., Łaska W., Uchman A., 2018. Large cruzianid trace fossils in the Ordovician of the peri-Baltic area: the case of the Bukówka Formation (Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Quarterly*, 62: 400–414.
- Stempień-Sałek M., 2011. Palynomorph assemblages from the Upper Ordovician in northern and central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81: 21–61.
- Sullivan N.B., Loydell D.K., Montgomery P., Molyneux S.G., Zalasiewicz J., Ratcliffe K.T., Lewis G., 2018. A record of Late Ordovician to Silurian oceanographic events on the margin of Baltica based on new carbon isotope data, elemental geochemistry, and biostratigraphy from two boreholes in central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490: 95–106.
- Szaniawski H., 1980. Conodonts from the Tremadocian chalcodony beds, Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Geologica Polonica*, 25: 101–121.
- Szczepanik Z., 2000. The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland; similarities and differences. *Geological Quarterly*, 44: 275–295.
- Szczepanik Z., 2003. Następstwo stratygraficzne głównych zespołów akritarchowych w ordowiku Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 59: 96–98.
- Szczepanik Z., Trela W., Salwa S., 2004. Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich – komunikat wstępny. *Przegląd Geologiczny*, 52: 895–898.
- Szymański B., 1966. Łupki ditynomemowe warstw krzyżańskich w rejonie Białowieży. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 44–62.
- Szymański B., 1968. Wapienie z ooidami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. *Kwartalnik Geologiczny*, 12: 1–13.
- Szymański B., 1971. Ordowik dolny północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 15: 528–546.
- Szymański B., 1973. Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. *Prace Instytutu Geologicznego*, 69.
- Szymański B., 1974. Tremadok obniżenia perybałtyckiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 18: 223–245.
- Szymański B., 1984. Osady tremadoku i arenigu w północno-wschodniej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 118.
- Szymański B., 1985. Stratomatolity lanwirnu górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 29: 597–624.
- Szymański B., 2008. Zapis litologiczny i mikrofacjalny osadów euksynicznych kambru górnego i tremadoku obniżenia bałtyckiego (północna Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 430: 113–154.
- Temple J.T., 1965. Upper Ordovician brachiopods from Poland and Britain. *Acta Palaeontologica Polonica*, 10: 379–450.
- Tomczyk H., 1954. Stratygrafia gotlandu niecki międzygórskiej w Górach Świętokrzyskich na podstawie fauny z łupków graptolitowych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 93: 1–66.
- Tomczyk H., 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Prace Instytutu Geologicznego*, 35.
- Tomczyk H., 1964. The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and the phenomena of the Caledonian orogeny. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 12: 119–131.
- Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1964. Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin koło Morawicy w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 14: 501–546.
- Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1967. Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. *Acta Geologica Polonica*, 17: 1–46.
- Tomczykowa E., 1964. Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 8: 491–504.
- Tomczykowa E., 1968. Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, 54.
- Tomczykowa E., Tomczyk H., 1968. Ordowik. Stratygrafia. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambry i paleozoik* (red. S. Sokolowski): 215–230. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.
- Tomczykowa E., Tomczyk H., 2000. Starszy paleozoik z otworu Daromin IG 1 – potwierdzenie budowy terranowej bloku łysogórskiego i małopolskiego (Góry Świętokrzyskie). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 393: 167–198.
- Torsvik T.H., Rehnström E.F., 2003. The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics*, 362: 67–82.
- Trela W., 2000. Zapis izotopowy ( $\delta^{13}C$  i  $\delta^{18}O$ ) w wapieniach górnego ordowiku z Mójczy w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 48: 736–740.
- Trela W., 2001. Sedimentological record of changing hydrodynamic conditions in the upper Tremadoc deposits of the Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Quarterly*, 45: 131–142.
- Trela W., 2004. Ordovician sea-level changes in the Malopolska Block (south-eastern Poland). *W: WOGOGOB-2004, 8th Meeting of the Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia. Conference Materials. Abstracts and Field Guidebook* (red. O. Hint, L. Ainsar): 98–99.
- Trela W., 2005. Condensation and phosphatization of the Middle and Upper Ordovician limestones on the Malopolska Block (Poland): response to palaeoceanographic conditions. *Sedimentary Geology*, 178: 219–236.
- Trela W., 2006. Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 54: 622–631.
- Trela W., 2007. Upper Ordovician mudrock facies and trace fossils in the northern Holy Cross Mountains, Poland, and their relation to oxygen- and sea-level dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246: 488–501.
- Trela W., 2008a. Sedimentary and diagenetic environment of Middle Ordovician iron-rich limestones (Pobroszyn Formation) in the northern Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Quarterly*, 52: 199–212.
- Trela W., 2008b. Sedimentary and microbial record of the Middle/Late Ordovician phosphogenetic episode in the northern Holy Cross Mountains, Poland. *Sedimentary Geology*, 203: 131–142.
- Trela W., 2009. Ewolucja środowisk depozycyjnych ordowiku łysogórskiego w Górach Świętokrzyskich na tle krzywej eustatycznej Bałtyki. *Przegląd Geologiczny*, 57: 900–904.
- Trela W., 2015. Ordowik. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 147: 53–59.
- Trela W., 2016. Agglutinated benthic foraminifera in Ordovician and Silurian black mudrock facies of the Holy Cross Mountains (Poland) and their significance in recognition of oxygen content. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 457: 242–246.
- Trela W., 2021. Eustatic and local tectonic impact on the Late Ordovician – Early Silurian facies evolution at SW margin of peri-Baltica (the southern Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Magazine*, 158: 1472–1486.
- Trela W., 2022. Stratigraphy and sedimentary record of the Ordovician system in Poland – a review. *Geological Society Special Publications*, 532: 345–373.
- Trela W., Salwa S., 2007. Litostratygrafia dolnego syluru w odsonięciu Bardo Stawy (południowa część Gór Świętokrzyskich): związek ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną. *Przegląd Geologiczny*, 55: 971–978.
- Trela W., Szczepanik Z., 2009. Litologia i zespół akritarchowy formacji z Zalesia w Górach Świętokrzyskich na tle zmian poziomu morza i paleogeografii późnego ordowiku. *Przegląd Geologiczny*, 57: 147–157.
- Trela W., Salwa S., Szczepanik Z., 2001. The Ordovician rocks of Pobroszyn in the Łysogóry region of the Holy Cross Mountains, Poland. *Kwartalnik Geologiczny*, 45: 143–154.
- Trela W., Bąk E., Pańczyk M., 2018. Upper Ordovician and Silurian ash beds in the Holy Cross Mountains, Poland: preservation in mudrock facies and relation to atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. *Journal of the Geological Society*, 175: 352–360.
- Trela W., Podhalańska T., Smolarek J., Marynowski L., 2016. Llandovery green/grey and black mudrock facies of the northern Holy Cross Mountains (Poland) and their relation to early Silurian sea-level changes and benthic oxygen level. *Sedimentary Geology*, 342: 66–77.
- Trela W., Krzemińska E., Jewuła K., Czupyt Z., 2022. Oxygen isotopes from apatite of Middle and Late Ordovician conodonts in peri-Baltica (the Holy Cross Mountains, Poland) and their climatic implications. *Geosciences*, 12: 165.
- Trotter J.A., Williams I.S., Barnes C.R., Lécuyer C., Nicoll R.S., 2008. Did Cooling Oceans Trigger Ordovician Biodiversification? Evidence from Conodont Thermometry. *Science*, 321: 550–554.
- Turnau-Morawska M., 1960. Złepienie glaukonitowy dolnego ordowiku okolic Międzygórz w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 10: 123–145.
- Unrug R., Harańczyk C., Chocyk-Jamińska M., 1999. Easternmost Avalonian and Armorian-Cadomian terranes of central Europe and Caledonian–Variscan evolution of the polydeformed Kraków mobile belt: geological constraints. *Tectonophysics*, 302: 133–157.
- Urbanek Z., Baranowski Z., 1986. Revision of age of the Radzimowice schists from the Góry Kaczawskie, Western Sudetes. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 56: 399–408.
- van Staal C.R., Whalen J.B., McNicoll V.J., Pehrsson S., Lissenberg C.J., Zagorevski A., van Breemen O., Jenner G.A., 2007. The Notre Dame arc and the Taconic orogeny in Newfoundland. *GSA Memoir*, 200: 511–552.
- van Staal C.R., Whalen J.B., Valverde-Vaquero P., Zagorevski A., Rogers N., 2009. Pre-Carboniferous, episodic accretion-related, orogenesis along the Laurentian margin of the northern Appalachians. *Geological Society Special Publications*, 327: 271–316.
- Walczak A., Belka Z., 2017. Fingerprinting Gondwana versus Baltica provenance: Nd and Sr isotopes in Lower Paleozoic clastic rocks of the Malopolska and Łysogóry terranes, southern Poland. *Gondwana Research*, 45: 138–151.
- Webby B.D., Cooper R.A., Bergström S.M., Paris F., 2004. Stratigraphic framework and time slices. *W: The Great Ordovician Biodiversification Event* (red: B.D. Webby i in.): 42–47. Columbia University Press.
- Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J., 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. *Geological Society Special Publications*, 201: 1–18.
- Wrona R., 2004. Gondwanan provenance of the Łysogóry block (Holy Cross Mountains, Poland) supported by Upper Ordovician chitinozoans from the Pobroszyn section. *W: International Symposium on Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate*: 77.
- Wrona R., Bednarczyk W.S., Stempień-Sałek M., 2001. Chitinozoans and acritarchs from the Ordovician of the Skibno 1 borehole, Pomerania, Poland: implications for stratigraphy and palaeogeography. *Acta Geologica Polonica*, 51: 317–331.

## Literatura

- Wyżga B., 1987. Sedymentacja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich. *Geologia Sudetica*, 22: 119–145.
- Zeuschner L., 1869. Ueber die neuentdeckte Silurformation von Kleczanow im südlichen Pohlen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 21: 257–262.
- Zhang T., Trela W., Jiang S.-Y., Nielsen J.K., Shen Y., 2011. Major oceanic redox condition change correlated with the rebound of marine animal diversity during the Late Ordovician. *Geology*, 39: 675–678.
- Znosko J., 1964. Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika. *Kwartalnik Geologiczny*, 8: 60–72.
- Znosko J., 1998. Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Znosko J., 2001. New data on Caledonian, Alpine-style folding in the Holy Cross Mts., Poland. *Geological Quarterly*, 45: 155–163.
- Znosko J., Chlebowski R., 1976. Rewizja stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46: 135–157.
- Żaba J., Salwa S., 2023. Wyniki badań tektonicznych, analiza tempa depozycji i warunków pogrzebania. Analiza strukturalna rdzenia wiertniczego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 232–244.
- Żelaźniewicz A., Seghedi A., Jachowicz M., Bobiński W., Buła Z., Cwojdzński S., 2001. U-Pb SHRIMP Data confirm the Presence of a Vendian Foreland Flysch Basin next to the East European Craton. W: ESF EUROPROBE Meeting “Neoproterozoic–Early Palaeozoic Time-Slice Symposium: Orogeny and Cratonic response on the Margins of Baltica”, Abstracts: 98–100.
- Żelaźniewicz A., Buła Z., Fenning M., Seghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. *Kwartalnik Geologiczny*, 58: 93–124.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żyto K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych, Wrocław.
- Żelaźniewicz A., Oberc-Dziedzic T., Slama J., 2020. Baltica and the Cadomian orogen in the Ediacaran-Cambrian: a perspective from SE Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 109: 1503–1528.
- Żylińska A., 2002. Stratigraphic and biogeographic significance of Late Cambrian trilobites from Łysogóry (Holy Cross Mountains, central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 52: 217–238.