WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

PROTEROZOIK

Wacław RYKA, Elżbieta KRYSTKIEWICZ

SKAŁY PODŁOŻA KRYSTALICZNEGO

Wstęp

Skały fundamentu krystalicznego zostały nawiercone na głębokości 2302,2 m, a zgłębianie otworu wiertniczego zakończono na 2355,0 m. Z tego odcinka wydobyto rdzeń długości 52,6 m, z którego do badań petrograficznych pobrano 31 próbek. Spis próbek wraz z rodzajem wykonanych badań podano w tabeli 3. Osiem próbek przekazano do badań chemicznych, które zostały wykonane w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Warszawie.

Skały podłoża krystalicznego z otworu wiertniczego Parczew IG 10 ujawniają znaczne zróżnicowanie makroskopo-

Tabela 3

Spis próbek i wykonanych badań

List of analysed samples and type of analysis

Głębokość pobrania próbki [m]	Nazwa skały	Rodzaj analiz
2302,4	migmatyt przeobrażony hipergenicznie	P
2302,8	granitoid metasomatyczny	P
2305,5	granitoid metasomatyczny	P
2306,5	granitoid metasomatyczny	P
2307,2	granitoid metasomatyczny	P
2308,8	pegmatyt	P
2310,0	granitoid metasomatyczny	P, Ach
2311,8	kontakt pegmatytu ze szlirą biotytową	P
2313,5	pegmatyt	P, Ach
2316,5	skała piroksenowa	P
2317,3	skała piroksenowa	P, Ach
2317,8	skała piroksenowa / granitoid	P
2321,8	skała piroksenowa	P, Ach
2322,8	skała amfibolowo-piroksenowa	P, Ach
2324,5	skała amfibolowo-biotytowa	P, Ach
2324,7	skała biotytowo-amfibolowa / kontakt ze skałami otaczającymi	P, Ach
2325,4	skała amfibolowa	P
2326,5	skała piroksenowo-amfibolowa przeobrażona hydrotermalnie	P
2327,8	kontakt skały amfibolowej z granitoidem	P
2331,4	granitoid metasomatyczny	P
2330,7	granitoid metasomatyczny	P
2332,7	granitoid metasomatyczny	P
2340,8	granitoid metasomatyczny	P
2344,3	granitoid metasomatyczny	P
2345,6	granitoid metasomatyczny	P
2346,3	granitoid metasomatyczny	P
2347,6	granitoid metasomatyczny	P
2348,6	granitoid przeobrażony hydrotermalnie	P
2351,0	granitoid metasomatyczny / mobilizat	P
2352,9	granitoid metasomatyczny	P
2354,1	granitoid metasomatyczny	P, Ach

Rodzaj analizy: P – petrograficzna, Ach – chemiczna
Type of analysis: P – petrographic, Ach – chemical

we. W rdzeniu dominują granitoidy metasomatyczne o teksturze migmatytów stromatytowych i homogenicznych, poprzedzielane ławicami skał piroksenowych zamfibolityzowanych i zbiotytyzowanych, miejscami także zbrekcjowanych i spojonych granitoidem. Podrzędne występują żyły pegmatytu. Miejscami granitoidy i skały piroksenowe uległy przeobrażeniom hydrotermalnym, a w górnej części także przeobrażeniom hipergenicznym. Udział poszczególnych rodzajów skał w rdzeniu z otworu wiertniczego Parczew IG 10, przedstawiono w tabeli 4.

Tabela 4

Klasyfikacja i miąższość skał krystalicznych w rdzeniu otworu wiertniczego Parczew IG 10

Classification and thickness of crystalline rocks within the Parczew IG 10 core section

Nazwa skały	Miąższość [m]	Udział procentowy
Granitoidy/migmatyty	33,5	63,7
Pegmatyty	6,8	12,9
Skały piroksenowe	6,7	12,8
Amfibolity	5,6	10,6
Razem	**52,6**	**100,0**

Wyniki badań petrograficznych

Przedmiotem badań petrograficznych były skały piroksenowe i produkty ich przeobrażeń oraz granitoidy metasomatyczne o teksturach migmatytów.

Skały piroksenowe

Skały piroksenowe wystepują na głębokości od 2315,8 do 2324,3 m. Skały piroksenowe megaskopowo są bezładne, drobno- lub średnioblastyczne, jasno- i ciemnozielone. W miarę wzrostu amfibolityzacji i biotytyzacji uzyskują one wymuszoną kierunkowość spowodowaną uporządkowanym ułożeniem żył granitoidowych (pod kątem 60–70°), stają się średnio- i gruboblastyczne i zmieniają barwę na czarną i czarnozieloną.

Badania mikroskopowe ujawniły teksturę bezładną, a pojawienie się ukierunkowania w skałach, związane jest wyłącznie ze strefami kontaktowego przeobrażenia skał piroksenowych na styku z granitoidami oraz blastezą hornblendy i biotytu. Struktura skał piroksenowych jest granoblastyczna, heteroblastyczna, drobno- i średnioblastyczna. W miarę wzrostu ilości hornblendy i biotytu struktura zmienia się na granolepidoblastyczną oraz średnio- i gruboblastyczną. Ze względu na dominujące składniki wyróżniono następujące odmiany: piroksenową, piroksenowo-hornblendową, hornblendowo-biotytową.

Tabela 5[1] przedstawia skład mineralny skał piroksenowych na podstawie wykonanych analiz planimetrycznych.

Z zestawienia wynika, że głównymi minerałami w skałach piroksenowych są piroksen i hornblenda, znacznie ustępują im biotyt, plagioklaz, kwarc i skapolit („oliwin" według opisu archiwalnego). W ilości podrzędnej i akcesorycznej stwierdzono: mikroklin, minerały nieprzezroczyste, apatyt, cyrkon, tytanit oraz produkty wtórnych przeobrażeń: epidot, chloryt, serycyt i kalcyt. W górnej części pakietu skał piroksenowych występują niemal monomineralne skały piroksenowe, natomiast w dolnej części obserwuje się wzbogacenie w skapolit przy jednoczesnym wzroście hornblendy i biotytu.

Piroksen jest ksenoblastyczny. Największe jego blasty osiągają średnicę 15 mm, a przeważnie do 0,6 mm. Reprezentowany jest przez odmianę jednoskośną, niepleochroiczną, bladozielonkawą. Badania wykonane na stoliku uniwersalnym ujawniły następujące cechy optyczne: kąt $2V\gamma = 56°$ i kąt $z/\gamma = 40°$, wskazując na augit diopsydowy. Bardzo rzadko minerał ten bywa zbliźniaczony. Piroksen uległ wtórnym przeobrażeniom, najczęściej amfibolizacji uwidocznionej w zielonkawej hornblendzie, która poczynając od brzeżnych części zastępuje piroksen. Znacznie rzadziej obserwuje się przejawy procesu biotytyzacji.

Skapolit występuje w postaci ksenoblastów o przeciętnej wielkości 0,2–0,4 mm, maksymalnie dochodzących do 3,2 mm. Jest to minerał bezbarwny i niepleochroiczny i bardzo często wtórnie przeobrażony. Zwykle jest poprzecinany siatką żyłek wypełnionych wtórnymi minerałami.

Hornblenda jest ksenoblastyczna, wielkość jej blastów dochodzi do 1,15 mm, a średnio wynosi 0,2–0,4 mm. Odznacza się pleochroizmem w odcieniach: α – żółtawy, β – zielonożółtawy, γ – szmaragdowy. Cechy optyczne: kąt $z/\gamma = 19–20°$ i kąt $2V\alpha = 76°$ wskazuje na hornblendę zwyczajną. Wrostki w hornblendzie są nieliczne. Najczęściej są to minerały nieprzezroczyste, rzadziej tytanit a sporadycznie kwarc. Amfibol ulega często biotytyzacji.

Biotyt wykształcony jest w postaci pojedynczych blastów lub pakietów blaszek. Jest on najczęściej produktem przeobrażenia hornblendy, sporadycznie piroksenu. Niektóre blaszki są pourywane, ujawniając słaby wpływ procesów późnokinematycznych. Biotyt jest pleochroiczny w odcieniach: α – bladożółtawy, γ – oliwkowy. Posiada liczne drobne wrostki minerałów nieprzezroczystych, tytanitu o wielkości dochodzącej do 0,3 mm układającego się zgodnie z płaszczyznami łupliwości. Inkluzje w biotycie tworzy także apatyt. Cyrkon pojawia się sporadycznie, zwykle otoczony jest ciemniejszymi obwódkami pleochroicznymi.

Plagioklaz występuje w małych ilościach. Maksymalnie zawartość jego dochodzi do 10% objętości skały. Tworzy on ksenoblasty, których największe średnice osiągają 1,4 mm.

[1] Dużym problemem w archiwalnym opisie z dokumentacji wiertniczej jest wzmianka o obecności oliwinów, zamieszczona potem również w *Atlasie podłoża krystalicznego* (Kubicki, Ryka, 1982). Późniejsze obserwacje szlifów z odpowiednich interwałów głębokości, połączone z badaniami na mikrosondzie elektronowej wszystkich obiektów o wyglądzie nieco zbliżonym do oliwinów, wykazały że są to zupełnie inne fazy mineralne – skapolity. W tabelach 3 i 5 oraz w kolejnych opisach znajdują się już zweryfikowane informacje i tylko w tym aspekcie odbiegające od oryginalnego opisu petrograficznego z 1975 roku. [przypis red. E. Krzemińska]

Tabela 5

Wyniki analiz planimetrycznych skał piroksenowych w tym skał przeobrażonych w procentach objętościowych

Modal composition of pyroxene rocks and altered pyroxene rocks, in volume percentages

Minerał	Głębokość pobrania próbki [m]								Zakres	Średnia
	2316,6	2317,3	2317,8	2321,8	2322,8	2324,5	2324,7	2325,4		
Kwarc	0,1	2,4	–	–	–	2,6	–	–	0,0–2,6	0,6
Plagioklaz	–	0,7	2,3	10,0	–	0,2	3,6	2,9	0,0–10,0	2,5
Mikroklin	–	0,4	–	–	–	–	–	–	0,0–0,4	0,1
Biotyt	–	0,1	–	2,4	0,1	43,3	43,1	3,1	0,0–43,3	11,5
Piroksen	97,8	95,9	92,5	82,8	37,8	–	–	–	0,0–97,8	50,9
Hornblenda	–	0,2	3,9	–	62,2	47,7	27,1	90,1	0,0–90,1	28,9
Skapolit	–	0,1	0,7	4,8	–	–	2,0	–	0,0–4,8	0,9
Kalcyt	–	–	0,3	–	–	–	–	–	0,0–0,3	0,1
Chloryt	0,1	–	–	–	–	–	–	–	0,0–0,1	0,1
Minerały nieprzezroczyste	–	–	0,1	–	–	0,2	–	–	0,0–0,2	0,1
Apatyt	–	–	0,1	–	–	–	0,2	–	0,0–0,2	0,1
Cyrkon	0,1	–	–	–	–	–	0,1	–	0,0–0,1	0,1
Tytanit	–	0,4	–	–	–	1,7	4,0	1,6	0,0–4,0	1,0
Epidot	–	–	–	–	–	–	–	0,1	0,0–0,1	0,1
Serycyt	1,9	–	–	–	–	–	–	–	0,0–1,9	0,2

Zasadowy oligoklaz wykazuje odkształcenia dynamiczne, a prążki bliźniacze są niewyraźne i wyklinowujące się lub zamazane. Plagioklaz w niewielkim stopniu uległ wtórnym przeobrażeniom w serycyt.

Kwarc obecny jest tylko w kilku płytkach cienkich. Wykształcony jest ksenoblastycznie. Najczęściej występuje w postaci wrostków lub jako cienkie żyły infiltracyjne. Przeciętne blasty tego minerału osiągają 0,4 mm średnicy.

Tytanit wykształcony jest głównie ksenoblastycznie, niekiedy zdarzają się blasty o idioblastycznej formie. Zwykle występują w postaci wrostków w biotycie rzadziej w amfibolu. Maksymalna wielkość średnicy wynosi 0,8 mm. Większym blastom tytanitu zazwyczaj towarzyszą minerały nieprzezroczyste.

Epidot, cyrkon, apatyt są ksenoblastyczne, występują w postaci wrostków w ilościach śladowych. Na ogół nie przekraczają 0,1% objętości skały.

Granitoidy metasomatyczne

Granitoidy metasomatyczne występują w grubych ławicach o rzeczywistej miąższości ponad 6 m. Odznaczają się one mniej lub więcej widocznym ukierunkowaniem zaznaczającym się uprzywilejowanym ułożeniu szlir biotytowych grubości do kilku centymetrów. Zgodnie z tym kierunkiem i prostopadle do niego skała bywa spękana i użylona. Żyłki wypełnione są materiałem hydrotermalnym.

Obecność i lokalnie obfitość szlir biotytowych w granitoidach, zgodne ich ukierunkowanie powoduje, że skała pod względem megaskopowym ujawnia teksturę charakterystyczną dla migmatytów szlirowych. Miejscami odmieszanie metamorficzne minerałów jest wyraźne, a mobilizat wskazuje na lokalne uruchomienie i takie granitoidy odznaczają się teksturą typową dla migmatytów stromatytowych.

W profilu Parczew IG 10, na głębokości 2329,7–2349,5 m dominują granitoidy, w których praktycznie nie dostrzega się ukierunkowania, natomiast widoczne są strefy zasobne w mikroklin. Skały takie wykazują teksturę charakterystyczną dla granitoidów metasomatycznych lub migmatytów cieniowanych. Struktura granitoidów jest nierównoblastyczna od drobno- do gruboblastycznej. Barwa skały jest różowawa, szarozielona i fiołkowa, a tekstura przeważnie masywna. Jedynie w miejscach słabszego zaawansowania mikroklinizacji, widoczna jest reliktowa tekstura kierunkowa zaznaczona w wydłużeniu blastów kwarcu i zgodnym ułożeniem dłuższych osi pakietów, blaszek biotytu. Struktura jest heteroblastyczna. Największe średnice osiąga mikroklin i kwarc, a najmniejsze biotyt. Ze względu na pokrój minerałów widoczna jest struktura granolepidoblastyczna.

Wyniki analiz planimetrycznych skał granitoidowych podane zostały w tabeli 6. Głównymi składnikami granitoidów metasomatycznych są: kwarc, plagoklaz, mikroklin, w znacznie mniejszej ilości wystepują: albit, myrmekit, mi-

Tabela 6

Wyniki analiz planimetrycznych skał granitoidowych w procentach objętościowych

Modal composition of granitoid rocks, in volume percentages

Minerał	Głębokość pobrania próbki [m]																	Zakres	Średnia
	2302,4	2302,8	2305,5	2306,5	2308,8	2310,0	2313,5	2331,4	2330,7	2332,7	2340,8	2344,3	2345,6	2346,3	2348,6	2351,0	2354,1		
Kwarc	35,1	26,3	38,3	32,5	6,8	28,9	8,5	19,2	24,3	17,9	25,1	32,5	35,0	12,9	25,0	29,1	20,7	6,8–38,3	24,6
Plagioklaz	48,0	12,6	5,2	10,2	2,2	13,8	2,2	34,4	11,1	6,3	18,2	14,5	18,6	9,1	34,3	17,2	11,0	2,2–48,0	15,8
Mikroklin	6,9	32,5	25,2	37,1	75,7	36,9	74,0	23,6	32,0	32,6	29,0	32,2	20,4	48,3	1,6	32,2	57,2	1,6–75,7	35,1
Mikropertyt	–	–	14,6	5,4	3,7	–	8,3	–	0,9	–	–	–	–	–	–	–	–	0,0–14,6	1,9
Plagioklaz zalbityzowany	2,6	21,2	11,2	5,3	2,5	0,8	–	1,6	–	–	3,6	3,4	12,2	9,8	8,1	2,0	–	0,0–21,2	5,0
Myrmekit	–	1,4	1,5	1,2	1,2	1,1	0,8	1,2	–	0,5	1,3	2,9	3,0	–	–	2,8	2,7	0,0–3,0	1,3
Biotyt	–	–	0,6	4,3	0,5	13,8	1,1	11,4	0,3	1,8	4,7	2,1	2,0	7,8	3,0	4,2	1,1	0,0–13,8	3,6
Muskowit	–	–	–	–	0,2	–	13,8	–	0,9	0,5	–	–	0,1	0,8	0,2	–	–	0,0–0,9	0,2
Kalcyt	–	–	–	–	–	–	–	–	7,9	0,2	–	0,4	–	–	–	–	–	0,0–7,9	0,5
Chloryt	7,1	3,2	0,2	0,2	0,6	–	–	–	4,9	2,5	1,6	0,9	0,1	2,3	7,2	2,2	0,9	0,0–7,2	2,0
Minerały nieprzezroczyste	0,2	2,4	–	1,0	–	2,7	–	1,2	0,6	3,0	4,3	1,1	1,9	3,6	1,7	0,3	2,7	0,0–4,3	1,6
Apatyt	–	0,4	–	0,1	–	–	–	–	–	–	0,2	–	–	–	–	0,3	–	0,0–0,4	0,1
Cyrkon	0,1	–	–	–	0,3	0,1	–	0,2	–	0,1	–	–	0,1	–	–	0,1	–	0,0–0,3	0,1
Serycyt	0,1	–	3,1	2,7	6,3	2,0	1,8	7,2	17,1	34,6	12,0	10,0	6,7	5,4	18,9	9,6	3,7	0,0–34,6	8,3

kropertyt, biotyt, muskowit, minerały nieprzezroczyste; jako składniki akcesoryczne występują: apatyt i cyrkon. Składniki wtórne reprezentowane są przez: chloryt, serycyt i kalcyt.

Skalenie, które są głównym składnikiem granitoidów metasomatycznych i reprezentowane są przez: mikroklin i plagioklaz. Plagioklaz jest minerałem ksenoblastycznym, prawie nie obserwuje się form o habitusie tabliczkowym. Maksymalnie wielkość blastów dochodzi do 3 mm, a przeciętnie wynosi 0,2–0,4 mm. Plagioklaz nie wykazuje odkształceń dynamicznych. Blasty tego minerału rzadko są spękane. Oprócz pospolitych typów zbliźniaczeń albitowych i peryklinowych sporadycznie występują karlsbadzkie i Roc Tourne. Pomiar optyczny składu plagioklazu wykonany na stoliku uniwersalnym wskazuje na średnią zawartość cząsteczki anortozytowej 31,6% przy wahaniach 30–34% An. Niekiedy można zaobserwować niewyraźną normalną budowę pasową plagioklazu. Najczęściej ujawnia się ona w formach strefowych zbudowanych z albitowej obwódki i zserycytyzowanego jądra. Wrostki w tym minerale reprezentowane są przez kwarc, apatyt, cyrkon oraz produkty wtórnych przeobrażeń. Na brzegach blastów występują dość często struktury myrmekitowe o grubości do 0,11 mm. Plagioklazy w dużym stopniu uległy wtórnym przeobrażeniom – serycytyzacji i albityzacji. Większość blastów plagioklazów jest w nieregularny sposób zserycytyzowana. Początkowa faza serycytyzacji najczęściej ujawnia się wzdłuż płaszczyzn spękań minerału. Niekiedy drobne łuseczki serycytu uległy przeobrażeniu w muskowit. Sporadycznie blaszkom muskowitu towarzyszy nieregularnie wykształcony kalcyt. Albityzacja zaznaczyła się również w wielu plagioklazach, gdzie albit nieregularnie, plamiście wyparł blasty gospodarza.

Zawartość mikroklinu przeciętnie wynosi 35,1% objętości skały. Wykształcony jest on ksenoblastycznie. Maksymalna wielkość blastów wynosi 3,2 mm, a przeciętnie waha się w granicach 0,2–0,4 mm. Większość blastów mikroklinu cechuje się regularną kratką bliźniaczą, choć nie rzadko odznaczają się one niespokojnym wygaszaniem światła. Niekiedy w minerale tym występują przerosty mikropertytowe o strukturze *string-thread* sporadycznie *patch*. Mikroklin miejscami uległ wtórnej albityzacji podobnie jak plagioklaz. Serycytyzacja zaznaczyła się w minimalnym stopniu.

Kwarc jest wykształcony ksenoblastycznie. Przeważnie tworzy słabo dynamicznie odkształcone blasty, sporadycznie smużyście wygaszające światło. Spękane są jedynie duże blasty, wtórnie spojone wodorotlenkami żelaza. Kwarc otoczony bywa wrostkami biotytu, apatytu, plagioklazu, minerałów nieprzezroczystych i cyrkonu. Minerał ten występuje w postaci niewielkich blastów o przeciętnej średnicy 0,1–0,3 mm w otoczeniu dużych porfiroblastów mikroklinu. Maksymalna wielkość ziarn kwarcu wynosi 1,6 mm.

Biotyt występuje najczęściej w postaci pojedynczych blastów, rzadziej pojawia się w pakietach blaszek. Przeciętnie wielkość blastów wynosi 0,05–0,15 mm, a maksymalnie osiąga 1,1 mm. Jest on słabo postkinematycznie odkształcony, spękany, a blaszki rzadko są powyginane. Wykazuje pleochroizm w odcieniach: α – bladożółty, γ – oliwkowobrązowy. Posiada wrostki minerałów nieprzezroczystych, apatytu i cyrkonu, które niekiedy układają się zgodnie z płaszczyznami łupliwości /001/. Zwykle wokół cyrkonu tworzą się ciemniejsze obwódki pleochroiczne. Biotyt miejscami ulega wtórnym przeobrażeniom w chloryt.

Chloryt jest zabarwiony zielonkawo i odznacza się subnormalnymi barwami interferencyjnymi. Niekiedy obok chlorytu występują niewielkie blasty czerwonawego rutylu, ułożone zgodnie z łupliwością biotytu /001/ oraz minerały nieprzezroczyste.

Ksenoblasty apatytu występują najczęściej jako wrostki w biotycie, plagioklazie i kwarcu. Rzadziej obserwuje się apatyt wykształcony idioblastycznie. Maksymalna średnica tego minerału dochodzi do 0,64 mm.

Cyrkon obecny jest w postaci ksenoblastów, sporadycznie ma kształty zbliżone do idioblastycznych. Często jest zabarwiony na brunatnawo i spękany.

Wyniki badań chemicznych

W ośmiu wybranych próbkach wykonano badania chemiczne. Analizy zawartości pierwiastków głównych przeprowadzono w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Warszawie. Wyniki analiz wraz z przeliczeniami na stosunki molekularne podano w tabeli 7. Następnie wyniki analiz przeliczono sposobem Niggliego (1948), a rezultaty podano w tabeli 8.

Analizy wskazują, że granitoidy metasomatyczne i pegmatyty są skałami nasyconymi krzemionką, natomiast skały piroksenowe i produkty przeobrażeń można zaliczyć do grupy skał o niedomiarze krzemionki. Wyniki analiz chemicznych przeliczono metodą Bartha (1962) na jony, a rezultaty tych przeliczeń zamieszczono w tabeli 9. Z tabeli tej wynika charakterystyczna mała suma komórki standardowej w granitoidach metasomatycznych i pegmatycie oraz wysoka suma w skałach piroksenowych i produktach ich przeobrażeń, zwłaszcza w odmianach zbiotytyzowanych. Prawie wszystkie próbki odznaczają się dobrym stanem zachowania z wyjątkiem analizy nr 8, w której Fe^{3+} przeważa nad Fe^{2+}. Uporządkowanie w grupie skał piroksenowych uwarunkowane jest zmiennym stosunkiem piroksenu do plagioklazu, co uwidocznione jest wzrostem ilości glinu i magnezu z jednej strony oraz spadkiem zawartości sodu i wapnia z drugiej.

W produktach przeobrażeń skał piroksenowych obserwuje się stopniowy wzrost zawartości jonów sodu i potasu spowodowany procesami metasomatozy, w których nie bierze udziału krzemionka. Wzrost ilości krzemionki z 47,6 do 62,7% wag. SiO_2 oraz zwiększenie zawartości potasu w stosunku do skał piroksenowych z 1,5 do 6,5% wag. K_2O i sodu z 1,4 do 5,5% wag. Na_2O, interpretowane jest jako metasomatoza potasowo-krzemionkowa, która wyraźnie zaznaczyła w granitoidach metasomatycznych. Procesom metasomatozy towarzyszy ubytek jonów wapnia i magnezu, odpowiednio z 18,3 do 1,3% wag. CaO oraz z 24,6 do 1,2% wag. MgO. We wszystkich próbkach zaznacza się wyraźna przewaga jonów magnezowych nad żelazem i wapniem. Równowagę zawartości tych jonów obserwuje się w granitoidzie metasomatycznym i pegmatycie, od których odbiega próbka nr 8 charakteryzująca się słabym przeobrażeniem hydrotermalnym.

Tabela 7

Wyniki analiz chemicznych skał w % wagowych

Results of chemical analysis of rocks in weight %

Rodzaj skały	Granitoid metasomatyczny	Pegmatyt	Skała piroksenowa	Skała piroksenowa	Skała amfibolowo--piroksenowa	Skała amfibolowo--biotytowa	Skała biotytowo--amfibolowa	Granitoid metasomatyczny
Głębokość pobrania próbki [m]	2310,0	2313,5	2317,3	2321,8	2322,8	2324,5	2324,7	2354,1
SiO_2	73,36	65,03	52,22	50,40	51,92	44,69	44,82	68,52
TiO_2	0,39	0,87	0,23	0,24	0,13	0,88	1,02	0,56
Al_2O_3	12,61	16,81	1,97	6,77	4,25	10,40	13,51	14,42
Fe_2O_3	0,57	0,48	1,47	1,38	1,64	3,11	2,58	2,37
FeO	1,13	0,71	4,20	2,93	3,67	7,61	6,61	1,23
MnO	0,014	0,011	0,26	0,162	0,211	0,184	0,148	0,012
MgO	0,94	0,53	16,01	17,10	17,77	17,96	15,94	0,80
CaO	1,52	1,35	20,85	14,90	17,09	9,30	4,72	1,32
Na_2O	3,12	2,18	0,43	1,39	0,50	1,32	2,53	3,37
K_2O	5,29	10,96	0,07	2,26	1,36	3,25	4,32	6,34
P_2O_5	0,16	0,21	0,34	0,22	0,18	0,20	0,21	0,11
H_2O^+	–	0,02	–	0,86	–	–	1,29	0,20
H_2O^-	0,09	0,10	0,45	0,36	0,25	0,17	0,65	0,05
CO_2	0,64	0,58	1,27	0,58	0,95	0,10	0,56	0,40
S całkowita	0,08	0,03	0,04	ilości śladowe	0,02	0,10	0,12	0,09
Suma	99,91	99,87	99,81	99,55	99,94	99,27	99,03	99,79

Tabela 8

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Niggliego (1948)

Results of the Niggli's (1948) recalculation of chemical analysis data

Rodzaj skały	Granitoid metasomatyczny	Pegmatyt	Skała piroksenowa	Skała piroksenowa	Skała amfibolowo--piroksenowa	Skała amfibolowo--biotytowa	Skała biotytowo--amfibolowa	Granitoid metasomatyczny
Głębokość pobrania próbki [m]	2310,0	2313,5	2317,3	2321,8	2322,8	2324,5	2324,7	2354,1
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Minerały i składniki normatywne [%]								
Q	55,9	43,1	25,6	22,0	24,4	16,8	17,7	50,3
Kp	18,9	38,8	0,3	7,9	4,6	11,1	15,1	22,6
Ne	16,9	11,7	2,3	7,2	2,6	6,9	13,5	18,2
Cd	1,7	1,3	1,8	3,3	3,3	7,7	7,4	1,9

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cs	–	–	27,1	18,8	21,2	9,3	1,9	–
Sp	1,3	1,0	–	–	–	–	–	1,5
Fa	1,1	0,7	4,5	2,8	3,6	7,5	6,6	0,3
Fo	1,3	0,6	33,0	34,6	35,8	36,5	32,7	0,9
Mt	0,5	0,4	1,4	1,5	1,6	2,8	2,3	2,3
Ru	0,3	0,6	0,2	0,2	0,1	0,6	0,7	0,4
Cp	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Pr	0,2	0,1	0,1	–	0,1	0,3	0,4	0,3
Cc	1,6	1,4	3,2	1,4	2,4	0,2	1,4	1,0
Q	58,5	45,1	27,2	22,9	25,6	18,0	19,2	53,6
L	39,0	53,6	4,7	18,9	10,9	26,6	37,8	45,2
M	2,5	1,3	68,1	58,2	63,5	55,4	43,0	1,2
an	4,5	2,6	40,7	17,9	31,2	29,9	20,5	4,3
ab	45,0	22,6	51,8	39,3	25,0	26,7	37,4	42,7
or	50,5	74,8	7,5	42,8	43,8	43,4	42,1	53,0

Tabela 9

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Bartha (1962) w % jonowych

Results of the Barth's (1962) recalculation of chemical analysis data in ion %

Rodzaj skały	Granitoid metasomatyczny	Pegmatyt	Skała piroksenowa	Skała piroksenowa	Skała amfibolowo--piroksenowa	Skała amfibolowo--biotytowa	Skała biotytowo--amfibolowa	Granitoid metasomatyczny
Głębokość pobrania próbki [m]	2310,0	2313,5	2317,3	2321,8	2322,8	2324,5	2324,7	2354,1
Si	64,2	59,3	50,8	48,5	50,1	44,8	43,8	61,3
Ti	0,3	0,6	0,2	0,2	0,1	0,7	0,8	0,4
Al	13,0	18,1	2,2	7,6	4,9	12,3	15,5	15,1
Fe^{3+}	0,4	0,3	1,0	1,0	1,2	2,3	1,9	1,6
Fe^{2+}	0,8	0,5	3,4	2,4	2,9	6,4	5,4	0,9
Mn	–	–	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	–
Mg	1,2	0,7	23,2	24,5	25,5	26,8	23,2	1,1
Ca	1,4	1,3	21,8	15,4	17,7	10,0	4,9	1,2
Na	5,3	3,8	0,8	2,5	0,9	2,5	4,8	5,8
K	5,9	12,7	0,1	2,8	1,6	4,1	5,4	7,2
P	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
C	0,7	0,7	1,7	0,7	1,3	0,1	0,8	0,5
Suma	99,3	98,1	105,6	105,8	106,5	110,3	106,7	95,2

Ewa KRZEMIŃSKA

NOWE BADANIA PETROGRAFICZNE SKAŁ PODŁOŻA KRYSTALICZNEGO

Wstęp

Profil prekambru, reprezentowany jest przez około 52 m dość zróżnicowanych utworów opisanych w dokumentacji wiertniczej jako granitoidy „metasomatyczne" lub migmatyty oraz skały piroksenowe przechodzące w amfibolity. Dominujące granitoidy łącznie z pegmatytami (do 40 m), przewarstwiają się mniejszą ławicą skał piroksenowych, gdzie klinopiroksen stanowi 97% obj. skały (łącznie 7 m), czy skał amfibolowych do 90% obj. amfiboli (łącznie 6 m).

Geneza tak ukształtowanego profilu do tej pory nie została wyjaśniona. Niemal monomineralne ławice (amfibol lub piroksen), o cechach kumulatów, w archiwalnym opracowaniu zostały uznane za efekt metamorfizmu kontaktowego, ze wskazaniem na fację „hornfelsowo-granulitową" jednak bez dokładnego ustalania warunków temperatury metamorfizmu „z uwagi na brak minerałów typomorficznych" (Ryka, Krystkiewicz, 1975). W podsumowaniu autorzy podkreślali ponadto, że skałami macierzystymi w przypadku ławic piroksenowych były prawdopodobnie skały osadowe, piaskowcowo-wapienne, za czym mimo ogólnie braku śladów struktur osadowych, miały przemawiać argumenty geochemiczne, niewielka ilość glinki i znaczny udział wapnia.

Podobnie, pierwotnie osadowy charakter przypisany został granitoidom metasomatycznym, o czym świadczyć miała forma ziarn cyrkonów (elongacja cyrkonów, pierwotnie obtoczonych a następnie zregenerowanych) oraz obecność lamin kwarcowych.

Notowane miejscami struktury typowe dla migmatytów, jednak ze słabo różnicującym się mobilizatem i substratem, mogły być efektem metasomatozy, przy czym mobilizat tylko lokalnie był uruchomiony. Zatem w odniesieniu do obu wymienianych głównych typów skał z profilu Parczew IG 10 postulowany był osadowy protolit oraz kilkuetapowe przemiany. Dla wyjaśnienia genezy tak wykształconego profilu skał podłoża krystalicznego, został wykorzystany typowy dla opracowań z lat siedemdziesiątych i osiemdziesiątych XX w., schemat ewolucji metamorficznej, na który składał się:

- I etap przeobrażeń (preswekofenokarelski) – facja granulitowa – efekt: skały piroksenowe;
- II etap (młodoswekofenokarelski) – facja amfibolitowa – efekt: skały amfibolowe;
- II etap (gotyjski) – migmatyzacja + metasomatoza (doprowadzenie jonów sodu, potasu i krzemionki) – efekt: granitoidy metasomatyczne.

Skały piroksenowe z Parczewa, w których mylnie rozpoznano i opisano oliwiny, dalej jako formacja litostratygraficzna tzw. „gnejsów z oliwinami z Parczewa", znalazły swoje miejsce w podziale litostratygraficznym prekambru podłoża krystalicznego (Kubicki, Ryka, 1982) i wymienione zostały w grupie granulitowej strefy podlaskiej (= kompleks podlaski), jako przykład najstarszych skał metamorficznych dokumentujących wysoki stopień metamorfizmu.

Nowe badania realizowane w ostatnich dziesięciu latach, miały na celu sprawdzenie i weryfikację przedstawianego wcześniej schematu ewolucji metamorficznej oraz przybliżenie genezy dwóch podstawowych typów skał. W pierwszej kolejności wykonane zostały analizy składu chemicznego minerałów ze skał amfibolowych, które w konsekwencji umożliwiły badania termobarometryczne. Przeprowadzono także wstępne geochemiczne i geochronologiczne rozpoznanie granitoidów.

Wyniki badań termobarometrycznych skał amfibolowych

Do badań termobarometrycznych wybrano trzy próbki amfibolitów (skał amfibolowych) z głębokości: 2320, 2326 i 2330 m. Najbardziej typowy dla tych skał skład mineralny charakteryzuje się obecnością amfibolu (hornblendy), biotytu, tytanitu i bardzo rzadko reliktów klinopiroksenów, oraz skapolitu, kwarcu i chlorytu: Hb + Bt + Tnt ± Scp ± Pl ± Qtz ± Cpx ± Chl.

Badania na mikrosondzie elektronowej próbek skał (płytki cienkie) z odpowiednich głębokości, zdecydowanie wykluczyły obecność oliwinów, korygując wcześniejsze opisy składu mineralnego. Obserwowane obiekty, które mogły zostać rozpoznane jako pseudomorfozy po oliwinach (krzemianach magnezu i żelaza), są w rzeczywistości glinokrzemianami wapnia i sodu, o odpowiednio 13% wag. CaO i 6% wag. Na_2O, z nieznacznym udziałem magnezu do 0,13% MgO wag. i żelaza do 0,33% wag. FeO. Jest to skład chemiczny charakterystyczny dla grupy skapolitów, w tym wypadku o dominującym (50–80%) udziale członu końcowego bogatego w wapń mejonitu Me, o umownej nazwie mizzonitu (fig. 4, 5; tab. 10) i stanowi zdecydowanie bardziej logiczną paragenezę w przypadku skał metamorficznych, z wpływem metasomatozy. Minerały te często służą za dowód metasomatozy. Skapolity związane są głównie ze skałami metamorficznymi, zarówno pochodzenia osadowego, jak i magmowego oraz z utworami metasomatycznymi, występując w bardzo szerokim zakresie temperatur i ciśnień i w dość różnorodnych paragenezach. Skapolity były opisywane także jako produkty metamorfizmu regionalnego ortognejsów, w warunkach przejściowych: facja amfibolitowa/facja eklogitowa, skał pierwotnie zasadowo-wulkanicznych z Unsimae (Finlandia), czy ortognejsów gnejsów amfibolowo-piroksenowych Shai Hills (Ghana) (Deer i in., 1987). W celu porównania w tabeli zostały zestawione przykładowe analizy składu skapolitów z Ghany i Finlandii. Ujawnienie obecności skapolitów wyraźnie modyfikuje opis składu mineralnego, nie jest natomiast szczególnie cenną informacją petrogenetyczną. Jednocześnie weryfikuje nielogiczny opis petrograficzny. Oliwiny bowiem są minerałami dość szczególnymi, krystalizującymi z magm najbardziej pierwotnych w procesie ewolucji głębokich zbiorników dolnej skorupy ziemskiej (i płaszcza) i najczęściej i najłatwiej ulegającymi wtórnym przeobrażeniom jako uwodnione krzemiany magnezu i żelaza (ser-

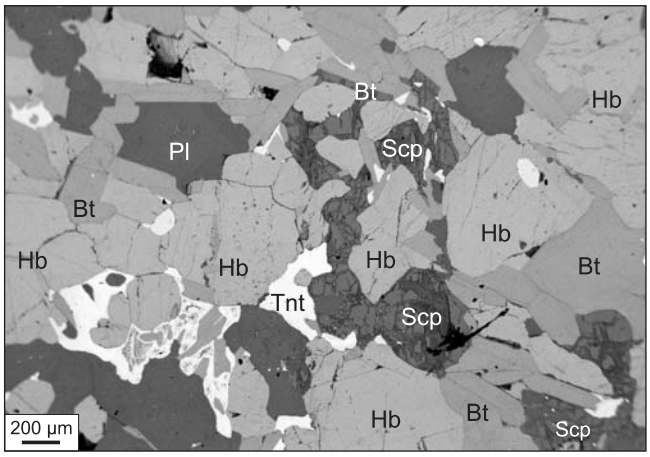


Fig. 4. Amfibolit ze skapolitem (Scp) – amfibole (Hb) o składzie magnezjohastingsytu (centrum) i edenitu (brzeg) z tytanitem (Tnt) i retogresywnym biotytem (Bt) – głębokość 3220 m

Obrazy elektronów wstecznie rozproszonych BEI

Scapolite (Scp) bearing amphibolite – amphibole (Hb) with magnesiohastingsite core and endenite (rim), with titanite (Tnt) and retrogressed biotite (Bt) – depth 3220 m

Backscattered images (BEI)

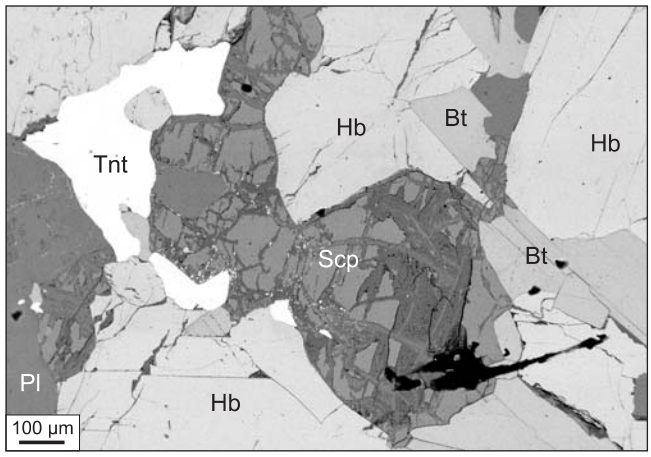


Fig. 5. Amfibolit – blasty skapolitu (Scp) o składzie mizzonitu; wcześniej opisywane jako oliwiny (lub pseudomorfozy po oliwinach) – głębokość 3220 m

Obrazy elektronów wstecznie rozproszonych BEI

Scapolite grain of mizzonite composition; such altered mineral grains were previously described as olivine or pseudomorphs after olivine – depth 3220 m

Backscattered images (BEI)

Tabela 10

Wyniki analiz mikrosondowych (EDS) składu chemicznego skapolitów i tytanitu z amfibolitu z głębokości 2320 m oraz skapolitów z Ghany i Finlandii dla porównania [% wag.]

Microprobe analyses results (EDX) of the chemical composition of scapolite and titanite, from the amphibolite of depth 2320 m as well as skapolite from Ghana and Finland for comparison [weight %]

	Skapolity				Tytanit
	Parczew IG 10		Ghana	Finlandia	Parczew IG 10
	Par-2320; p.6	Par-2320; p.6a			Par-2320; p.9
SiO_2	50,41	50,48	47,52	45,18	29,12
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,03	35,42
Al_2O_3	23,61	23,60	25,21	25,23	2,77
FeO	0,32	0,33	0,30	0,72	1,63
MnO	0,06	0,07	0,02	0,01	0,06
MgO	0,11	0,13	0,14	0,38	0,30
CaO	13,34	13,33	15,48	18,12	29,08
Na_2O	6,09	6,06	4,52	2,74	0,36
K2O	0,46	0,46	0,10	0,43	0,16
SO_3	1,14	0,99	4,17	0	0
Cl	1,67	1,6	0,06	0,06	0
Suma	97,21	97,05	97,52	92,90	98,90

pentyn). W skałach metamorficznych są niezwykle sporadycznie notowane.

W analizowanych próbkach skał amfibolowych jednak dominującą fazą mineralną są amfibole, wykazujące dość zróżnicowane cechy optyczne i chemiczne. Są to jednak wyłącznie amfibole wapniowe (tab. 11), z udziałem wapnia od 13,2 do 14% wag. CaO i z liczbą kationów Ca na poziomie 2,116–2,290 atomy tlenu w komórce elementarnej (a.p.f.u.). Charakterystyczna jest niska zawartość tytanu ok 0,95% wag. TiO_2 nie przekraczająca 0,109 Ti na 23 atomy tlenu w komórce elementarnej. Reprezentowane są co najmniej trzy typy wyróżnianych w klasyfikacji chemicznej amfiboli Leake'a i innych (1997): magnezjohastingsyt, magnezjohornblenda, jako centralne części blastów oraz edenit tworzący najczęściej brzegi blastów.

W trzech badanych próbkach (głęb. 2320, 2326 i 2330 m) amfibole różnią się:

- zawartością alkaliów – bogatsze są amfibole z głęb. 2320 m, gdzie suma Na + K jest większa od 0,5 i wynosi 0,533–0,816, natomiast na głęb. 2326 m suma alkaliów nigdy nie przekracza 0,5 i waha się od 0,300 do 0,481;
- ilością kationów Si i Al w komórce elementarnej, szczególnie pomiędzy próbkami z 2320 i 2326 m;
- zawartością Mg – bogatsze w magnez są amfibole z głębokości 2326 m, gdzie współczynnik magnezowy Mg jest wyższy i waha się od 0,61 do 0,66; zaś na głębokości 2320 m Mg około 0,52;
- obecnością Fe na pozycji żelaza trójwartościowego w strukturze, a najczęściej na brzegach blastów w próbce z głęb. 2320 m, przy czym nieobecne jest we wszystkich przeanalizowanych przypadkach w próbce 2326,0 m;
- w skale z głębokości 2326 m stwierdzono bogate w krzemionkę amfibole, z liczbą od 7,1 do 7,4 kationów Si na 23 atomy tlenu i odpowiednio niską, od 0,64 do 0,93, liczbą kationów Al.

Najbardziej typowa i miarodajna jest próbka amfibolitu ze skapolitami, z głębokości 2320 m. Doskonale zachowane, niezmienione i własnokształtne amfibole wykazują wyraźną różnicę składu między środkiem a brzegiem blastu. Środki mają skład magnezjohastingsytu, ze znacznym udziałem: Fe^{3+} do 0,597 a.p.f.u., a wyraźnie mniejszą zawartością Fe^{+2} do 1,550 a.p.f.u. i z przewagą Mg nad Fe całkowitym. Krawędzie blastów powszechnie mają skład edenitu bez Fe^{3+}, lub z jego niewielkim udziałem. Widoczne są także różnice w zawartości glinu całkowitego w komórce elementarnej od 1,499 a.p.f.u. w drobnym blastach, czy 1,517 a.p.f.u. na brzegu dużego blastu oraz 1,652 a.p.f.u. w środkowej części tego samego osobnika.

Obecne także w amfibolitach plagioklazy tworzą drobne tabliczkowe blasty o składzie andezynu od 31,7 do 37,2% mol. An. Można zarejestrować nieznaczne wahania składu na odcinku środek–brzeg blastów, wskazujące na subtelną normalną budowę pasową, z bardziej zasadowymi środkami – 37,2% mol An, a brzegami kwaśniejszymi – 34,7% mol An (tab. 12).

W amfibolitach dość powszechnie występuje tytanit. Wyniki przykładowej analizy mikrosondowej EDS prezentuje tabela 10. Prawdopodobnie tytanit wiąże w sobie całą zawartość tytanu w skałach, stąd znikomy udział Ti we współwystępujących amfibolach.

Współwystępowanie plagioklazów i amfiboli umożliwia zastosowanie formuły termometru geologicznego hb-pl. Jest to aktualnie dość cenny i znaczący geotermometr, niezawodny dla szerokiego spektrum skał, od facji zieleńcowej do granulitowej, a także dla różnych maficznych i kwaśnych, intruzywnych i wylewnych skał magmowych.

W trakcie realizacji niniejszej pracy stosowana była prostsza wersja kalibracyjna (Blundy, Holland, 1990), która bazuje na zawartości Al^{IV} w amfibolu współwystępującym z plagioklazem w warunkach nasycenia krzemionką. Zawartość glinu w amfibolach, jak wykazały eksperymenty, jest mocno zależna od temperatury, podobnie jak stosunek Na:K.

Funkcją temperatury jest wymiana $(Naf_{-1})^{A} - (AlSi_{-1})^{T1}$ zachodząca podczas reakcji:

1) $NaCa_2Mg_5(AlSi_3)Si_4O_{22}(OH)_2 + 4SiO_2 = Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8$
edenit + 4 kwarc = tremolit + albit

2) pargasyt + 4 kwarc = hornblenda + albit

Temperaturę stanu równowagi w obu przypadkach, obliczyć można na podstawie wzoru:

$$T = 0{,}677\ P - 48{,}98 + Y\ /\ -0{,}0429 - 0{,}008314\ \ln K_D,$$

gdzie:

T – temperatura °K
P – ciśnienie w kbar
Y – współczynnik reprezentujący nieidealny plagioklaz,
$Y = 0$ dla $X_{Ab} > 0{,}5$;
$Y = 8{,}06 + 25{,}5\ (1 - X_{Ab})^2$ dla $X_{Ab} < 0{,}5$
K_D – współczynnik rozdziału = $(Si - 4) / (8 - Si)\ X_{Ab}^{pl}$
Si – liczba atomów krzemu na komórkę elementarną w amfibolach
X_{Ab}^{pl} – ułamek molowy albitu w plagioklazie

Dokładność uzyskanej temperatury stanu równowagi jest rzędu ±75°, dla skał równoważonych w zakresie temperatur 500–1100°C i dla plagioklazów o zawartości wapnia nie przekraczającej An_{92}, oraz amfiboli zawierających mniej niż 7,8 kationów Si w komórce elementarnej.

Analizując środkowe fragmenty minerałów w próbce z głębokości 2320 m i korzystając ze wspomnianej wyżej formuły termometru amfibol–plagioklaz (Blundy, Holland, 1990) uzyskano temperatury 791–818°C. Natomiast stan równowagi między plagioklazami a amfibolami zapisany na brzegach blastów wskazuje temperaturę 733–747°C.

Przemiany retrogresywne odbywały się temperaturach niższych zaledwie o 50–60°C. Oba przypadki wskazują na warunki facji granulitowej.

Podjęto również próbę oceny ciśnienia metamorfizmu. Istnieje kilka empirycznych barometrów opartych na zawartości glinu całkowitego w amfibolach z granitoidów, a oddających ciśnienie krystalizacji. W tym wypadku również obliczenia zostały wykonane zgodnie z kalibracją, którą zaproponowali Blundy i Holland (1990), dzięki której ciśnienie

Tabela 11

Wyniki analiz mikrosondowych (EDS) amfiboli wapniowych z amfibolitu z głębokości 2320 i 2326 m

Results of microprobe analyses of the Ca-amphibole, in the amphibolite from depth 2320 and 2326 m

Numer analizy	Par-2320 Ap7-**r**	Par-2320 Ap8-**c**	Par-2320 Bp1-**r–c**	Par-2320 Bp2-**r–c**	Par-2320 Bp3-**r–c**	Par-2320 Bp4-**r–c**	Par-2320 Bp5-**c**	Par-2326 Ap1-**c**	Par-2326 A.p2.1.-**r**	Par-2326 B.p.4-**r**	Par-2326 B.p.3-**c**	Par-2326 C.p.6-**r**	Par-2326 C.p.5.-**c**
Rodzaj amfibolu	edenit	magnezjo-hastingsyt	magnezjo-hastingsyt	magnezjo-hastingsyt	edenit	edenit	edenit	magnezjo-hornblenda	magnezjo-hornblenda	edenit	edenit	edenit	edenit
Zawartość tlenków w % wag.													
SiO_2	43,60	43,03	41,46	41,78	44,00	43,68	43,02	49,43	49,72	51,37	50,14	49,93	48,21
Al_2O_3	8,33	8,53	8,47	9,13	8,38	8,70	8,35	4,36	3,80	3,15	4,59	4,55	5,34
TiO_2	0,27	0,52	0,95	0,92	0,42	0,50	0,41	0,45	0,00	0,00	0,13	0,28	0,36
FeO	17,21	17,15	18,24	17,41	16,07	16,05	17,50	13,78	14,05	13,54	14,04	14,25	15,04
MnO	1,02	0,86	1,04	1,03	0,99	0,95	0,87	0,88	0,95	0,48	0,71	1,01	0,47
MgO	11,12	12,26	11,14	10,70	10,59	11,01	11,27	13,35	13,66	14,71	13,56	13,25	13,13
CaO	13,98	13,19	13,96	13,68	13,59	13,61	13,66	13,50	13,33	13,82	13,56	13,86	13,74
Na_2O	0,93	1,27	1,88	1,67	0,74	1,03	1,06	0,41	0,75	1,10	0,91	0,60	1,01
K_2O	1,59	1,54	1,32	1,59	1,35	1,17	1,28	0,96	0,78	0,47	0,74	1,13	1,01
Suma	98,05	98,35	98,46	97,91	96,13	96,70	97,42	97,12	97,04	98,64	98,38	98,86	98,31
Liczba kationów na 23 atomy tlenu													
Si	6,625	6,443	6,349	6,417	6,763	6,674	6,551	7,340	7,393	7,471	7,344	7,311	7,137
Al^{IV}	1,375	1,505	1,528	1,583	1,237	1,326	1,449	0,660	0,607	0,529	0,656	0,689	0,863
Al^{VI}	0,117	0,000	0,000	0,069	0,280	0,240	0,050	0,103	0,059	0,110	0,136	0,096	0,069
Ti	0,031	0,059	0,109	0,106	0,069	0,057	0,047	0,051	0,000	0,000	0,014	0,031	0,040
Fe^{3+}	0,047	0,597	0,159	0,000	0,000	0,000	0,282	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	2,139	1,550	2,176	2,450	2,065	2,05	1,946	1,711	1,747	1,647	1,720	1,745	1,862
Mn	0,131	0,109	0,135	0,134	0,129	0,123	0,112	0,111	0,120	0,059	0,088	0,125	0,059
Mg	2,519	2,737	2,543	2,45	2,427	2,508	2,559	2,955	3,028	3,189	2,961	2,892	2,898
Ca	2,276	2,116	2,290	2,251	2,238	2,228	2,229	2,148	2,124	2,153	2,128	2,174	2,179
Na	0,274	0,369	0,558	0,497	0,220	0,305	0,313	0,118	0,216	0,310	0,258	0,170	0,290
K	0,308	0,294	0,258	0,311	0,265	0,228	0,249	0,182	0,148	0,087	0,138	0,211	0,191
Suma	15,842	15,779	16,105	16,268	15,693	15,739	15,787	15,379	15,442	15,456	15,444	15,444	15,594
Mg#	0,54	0,64	0,54	0,52	0,54	0,55	0,57	0,63	0,63	0,66	0,63	0,62	0,61

r – brzeg ziarna / *rim grain*, **c** – środek ziarna / *core grain*, Mg# = Mg / (Mg + Fe^{2+})

krystalizacji / blastezy można oszacować zgodnie z równaniem: p = 5,03 $Al^{Tot.}$ na 3,53 kbar

Zakres stosowania ograniczony jest do wapniowych amfiboli analogicznie jak w termometrze hb-pl. Jednakże o badaniach Andersona, Smitha (1995) rekomenduje się używanie amfiboli jako barometrów, gdy Fe# < 0,65, gdzie Fe = Fe/ (Mg + Fe).

W przypadku składu chemicznego amfiboli z próbki z głębokości 2320 m udział Al wskazuje na wahania ciśnienia od 4,8 do 4,0 kbar (brzeg–środek ziarn). Świadczy to o niewielkiej dekompresji skały w trakcie blastezy amfiboli i generalnie niskociśnieniowych warunkach metamorfizmu (tab. 13).

Wcześniejsze opisy petrograficzne postulowały dla skał amfibolowych (amfibolitów) warunki metamorfizmu jednak o nieco niższych retrogresywnych temperaturach odpowiadających zakresowi facji amfibolowej. Oznacza to pewną niezgodność w proponowanym wcześniej schemacie ewolucji i konieczność dalszych badań (geochemicznych i geochronologicznych).

Tabela 12

Wyniki analiz mikrosondowych (EDS) plagioklazów z amfibolitu z głębokości 2320 m

Results of microprobe analyses (EDX) of plagioclase in the amphibolite from depth 2320 m

Numer analizy	Par-2520 p4-**c**	Par-2520 p3-**r**	Par-2520 p5-**r**	Par-2520 p6-**c**	Par-2520 p7-**r**	Par-2330 p3-**c**
Zawartość tlenków w % wag.						
SiO_2	59,55	59,00	61,53	60,96	61,02	61,02
Al_2O_3	25,45	25,22	25,48	24,57	23,50	25,45
Na_2O	7,27	7,92	6,85	7,82	7,07	7,46
K_2O	0,16	0,00	0,05	0,31	0,04	0,26
CaO	7,77	8,00	6,73	6,80	6,77	6,57
FeO	0,23	0,55	0,12	0,00	0,28	0,00
Suma	100,43	100,69	100,76	100,46	98,68	100,76
Liczba kationów na 8 atomów tlenu						
Si	2,67	2,65	2,72	2,72	2,74	2,70
Al	1,35	1,33	1,32	1,29	1,24	1,33
Na	0,63	0,69	0,58	0,67	0,62	0,64
K	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Ca	0,38	0,38	0,33	0,32	0,33	0,31
Fe	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
Suma	5,05	5,07	4,96	5,02	4,94	4,99
Zawartość cząsteczek albitu (Al), ortoklazu (Or) i anortytu (An) w %						
Ab	61,8	64,5	63,7	66,3	65,3	66,7
Or	1,0	0,0	0,0	2,0	0,0	1,0
An	37,2	35,5	36,3	31,7	34,7	32,3

Objaśnienia pod tab. 11 / *for explanations see Tab. 11*

Wyniki badań geochemicznych granitoidów

Nowe analizy chemiczne (pierwiastki główne i wybrane śladowe) wykonano w 6 próbkach granitoidów z głębokości od 2304 do 2349 m. We wszystkich przypadkach są to skały różowe lub ciemnoróżowe, średnio- i drobnokrystaliczne, z reguły z widoczną miejscami teksturą kierunkową.

Próbki granitoidów są dość zróżnicowane geochemicznie. Obok skał charakteryzujących się niskim udziałem krzemionki od 44,7–55,6% wag. występują także odmiany bogatsze w Si z umiarkowanie wysokim udziałem krzemionki 67,6 do 71,5% wag. SiO_2, przy zbliżonej w większości zawartości glinu – 13–16% wag Al_2O_3. W bogatszych w krzemionkę granitoidach ilości magnezu są bardzo niskie i oscylują między 0,27 a 0,97% wag. MgO. Bardziej zasadowe próbki z głębokości 2345 i 2348 m cechuje zawartość magnezu od 8 do 12% wag. Podobnie duże różnice dotyczą zawartości żelaza od maksymalnie 12,7 i 6,5% wag $Fe_2O_{3\ całk}$ w próbkach maficznych, do 1,6–3,1% wag. $Fe_2O_{3\ całk}$ w próbkach bogatszych w

Tabela 13

Wyniki obliczeń warunków temperatury i ciśnienia metamorfizmu w amfibolitach – próbka z głębokości 2320 m

Results of metamorphic temperature and pressure estimation for amphibolites – sample from depth 2320 m

Pary minerałów hb-pl	ln KD	Temperatura [°C]	$Al_{tot.}$	Ciśnienie [kbar]
Ap7–3-**r**	0,230	797	1,492	4,0
Ap8–6-**c**	0,039	799	1,505	4,1
Ap8–4-**r–c**	–0,027	810	1,505	4,1
Bp1-6-**c**	–0,059	818	1,528	4,2
Bp2–4-**c**	–0,058	808	1,652	4,8
Bp3–7-r	0,377	733	1,517	4,1
Bp4–7-**r**	0,275	747	1,566	4,4
Bp5–4-**c–r**	0,084	791	1,499	4,0

Objaśnienia pod tab. 11 / *for explanations see Tab. 11*

krzemionkę. Niejednorodność analizowanych skał dość dobrze ilustruje graficzne zestawienie danych geochemicznych (fig. 6). Na diagramach Harkera widoczny jest wyraźny odwrotny trend zawartości $Fe_2O_{3\ całk}$, TiO_2, oraz MgO w funkcji SiO_2. Mimo takich zmienności relacje FeO całkowitego i MgO dość zgodnie wskazują na magnezowy charakter granitoidów. Zawartość K_2O mieści się w szerokim zakresie 2,2–8,6% wag., a udział sodu jest niższy o około 3% wag. i maksymalnie dochodzi do 4,7% wag. Na_2O, stąd skały należą zarówno grupy granitoidów potasowych (większość), jak i sodowych (fig. 6). Dość istotny jest fakt, że straty prażenia najczęściej wynoszą od 0,5 do 1,3% wag., co oznacza względnie dobry stopień zachowania skał.

Zawartość pierwiastków głównych może być podstawą do próby sklasyfikowania granitoidów. Na podstawie sumy alkaliów i krzemionki (TAS) projekcje składu chemicznego obejmują aż trzy pola: gabra, monzodiorytu oraz kwarcowego monzonitu. Pozycje te świadczą o umiarkowanym charakterze skał, wyjątkiem jest próbka o zasadowym charakterze z głębokości 2345 m. Dane geochemiczne dokumentują

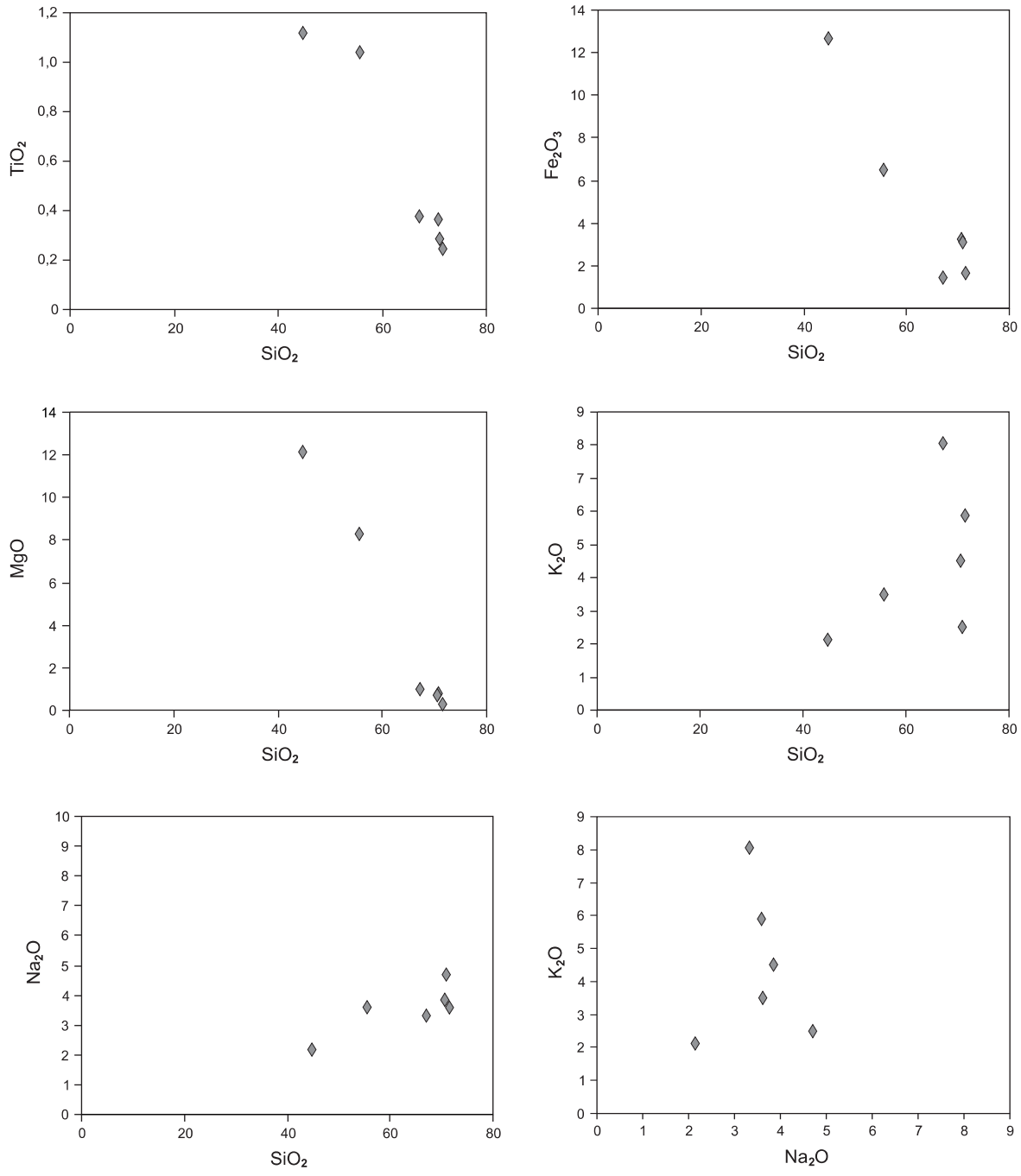


Fig. 6. Diagramy Harkera w funkcji SiO_2 oraz diagram Na_2O–K_2O

Harker diagrams in terms SiO_2 and diagram of Na_2O–K_2O

także inne istotne różnice. Niektóre próbki granitoidów z profilu Parczew IG 10 wykazują charakter metaluminiowy (fig. 7), a inne ze współczynnikiem ACNK >1 peraluminowy (głęb. 2304, 2314, 2342 m). Żadna z projekcji nie plasuje się w polu peralkalicznym diagramu ANK *vs* ACNK (Maniar, Piccoli, 1989). Relacje pomiędzy zawartościami pierwiastków śladowych: rubidu, niobu i itru także nie jednolite, co więcej nie powtarzają się grupy zdefiniowane na podstawie pierwiastków głównych. Wyróżniające się dwie próbki o niskiej zawartości niobu z głębokości 2342,0 i 2349,7 m są dość bogate w krzemionkę (~70% wag. SiO_2). Jest to wyraźny dowód na ewentualny metamorfizm (nieizochemiczny, czy metasomatozę) i ogólną modyfikacje zawartości mobilnych pierwiastków głównych. Jednak niektóre niekompatybilne pierwiastki śladowe mogą odzwierciedlać pierwotne zawartości protolitu. Na tego typu pierwiastkach oparte są klasyfikacje dyskryminujące możliwe środowisko geotektoniczne (fig. 7B, C). Projekcje 6 próbek nie tworzą jednolitej grupy. Zawartości Nb i Y są jednak podobne jak w typowych granitoidach łuków wulkanicznych do synkolizyjnych (VAG). Takie cechy notuje także diagram z dodatkowym udziałem rubidu (fig. 7C).

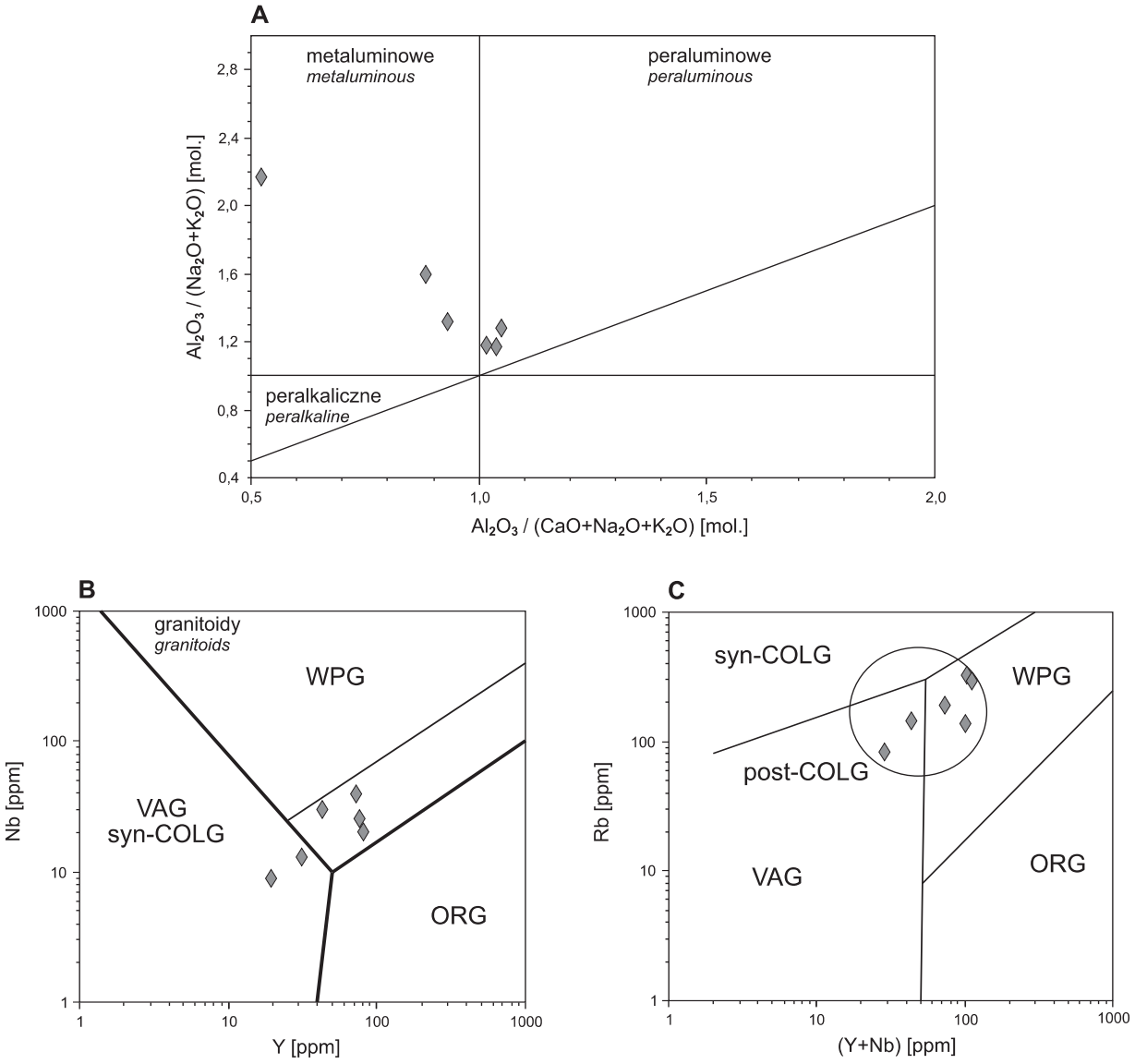


Fig. 7. Diagramy klasyfikacyjne dla granitoidów z profilu Parczew IG 10: A – diagram A/CNK–A/NK (Maniar, Piccoli, 1989); B, C – diagramy wskazujące cechy środowiska geotektonicznego (Pearce i in., 1984)

Pola: ORG – granity grzebietów oceanicznych, VAG – granity łuków wulkanicznych, WPG – granity wewnątrzpłytowe, syn-COLG – granity synkolizyjne, post-COLG – granity postkolizyjne

Classification diagrams for granitoides from the Parczew IG 10 section: **A** – A/CNK-A/NK (Maniar, Piccoli, 1989); **B**, **C** – indicating the features of tectonic setting (Pearce *et al.*, 1984)

Fields represent: ORG – ocean ridge granites, VAG – volcanic arc granites, WPG – within-plate granites, syn-COLG – syn-collisional granites, post-COLG – post-collisional granites

Ewa KRZEMIŃSKA, Janina WISZNIEWSKA, Ian S. WILLIAMS

WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ GEOCHRONOLOGICZNYCH

Do rekonesansowych badań izotopowych U–Pb (SHRIMP) na cyrkonach wytypowano jedną próbkę drobnokrystalicznego szaroróżowego granitoidu z profilu Parczew IG 10, bez szlir biotytowych, ze spągu profilu z głębokości 2348 m. Jest to skała o składzie monzodiorytu o umiarkowanej zawartości krzemionki około 55,6% wag SiO_2, i o wysokim udziale magnezu około 8% wag. MgO oraz względnej równowadze sodu i potasu ($K_2O = Na_2O$ ok. 3,5% wag.). Zawartości Y i Nb określono na poziomie odpowiednio 76,6 i 25,6 ppm.

Cyrkony wyreparowane z rdzenia głębokości 2348 m w obrazie SEM-CL (fig. 8) prezentują bardzo subtelne, ciemne przyrosty metamorficzne o najczęściej słabej luminescencji, świadczące o epizodzie metamorficznym lub metasomatycznym. Widoczne są jednak przede wszystkim doskonale zachowane, rozległe środki cyrkonów z dość jednolitą typową magmową pasowością. Ziarna cechuje głównie koncentryczna budowa pasowa z pojedyńczymi zatokami korozyjnymi oraz szersze obrosty metamorficzne. Wygląd wewnętrznej budowy cyrkonów widoczny w obrazie katodoluminescencyjnym świadczy o magmowym protolicie, a typ pasowości środków przemawia najbardziej za wyraźnie felzytowym charakterem stopu.

Badania geochronologiczne wykonano w 2005 roku w laboratorium RSES ANU w Canberrze. Na mikrosondzie jonowej SHRIMP przeanalizowanych zostało jedynie sześć ziarn cyrkonów o koncentrycznej pasowości. Analizy U–Pb wykonano w czerech ziarnach, w środkowych fragmentach oraz w dwóch w brzegowych. W obu przypadkach zawartości uranu i toru były podobne, a parametr Th/U dość niski ok. 0,40–0,48.

W środkowych partiach ziarn wartości stosunków $^{207}Pb/^{235}U$ są bardziej zróżnicowane nawet w granicach błędu w porównaniu z dość zgodnym układem wyników $^{207}Pb/^{206}Pb$, wskazując na przybliżony wiek od 1790 ±12 do 1881 ±18 mln lat ($^{207}Pb/^{235}U$) oraz 1801 ±17 do 1881 ±9 mln lat ($^{207}Pb/^{206}Pb$). Uzyskane wyniki 4 były konkordantne, 1 prawie konkordantny i 1 dyskordantny (fig. 9). W większości obarczone są bardzo dużymi błędami, rzędu 11–18 mln lat i tym samym są mało precyzyjne. Jako najbardziej prawdopodobny wiek krystalizacji magmowego protolitu granitoidu o składzie monzodiorytu z próbki z głębokości 2348 m, można uznać 1833 ±25 mln lat. Wiek metamorfizmu czy przemian metasomatycznych nie został zdefiniowany.

W badaniach wieku prekambryjskich kratonów, najbardziej niezawodną techniką geochronologiczną okazuje się analiza układu izotopowego U–Pb–Th, wykonywana najczęściej na cyrkonach. W tym przypadku temperatura zamknięcia układu izotopowego jest bardziej zbliżona do temperatury magmy i wynosi ponad 800°C, co oznacza odporność układu (szczelność) nawet na metamorfizm w warunkach facji granulitowej.

Właśnie badania U–Pb na cyrkonach przyczyniły się do wielu istotnych zmian w interpretacji budowy geologicznej kratonu wschodnioeuropejskiego (Schastok, 2000; Bogdanova i in., 2006), szczególnie w odniesieniu do tradycyjnie archaicznych (preswekofenokarelskich) elementów w tej części kratonu. Począwszy od 1993 roku publikowane kolejne dane izotopowe U–Pb ze środkowych partii cyrkonów, podkreślają paleoproterozoiczny wiek magmowego, protolitu różnych skał metamorficznych. Obrazy wewnętrznej budowy cyrkonów dokumentują prostą ewolucję skał oraz wiek 1982 ±26 mln metadacytu z Okolova z centralnobiałoruskiego pasa granulitowego i 1799,7 ±6,7 mln maficznego granulitu, z białorusko-podlaskiego pasa granulitowego (Bogdanova i in., 1994).

W przypadku skał typu granitoidów z profilu Parczew IG 10, nie ma dowodów na wieloetapowy metamorfizm osadowego protolitu.

Badania petrogenetyczne granitoidów i amfibolitów z tego profilu są kontynuowane.

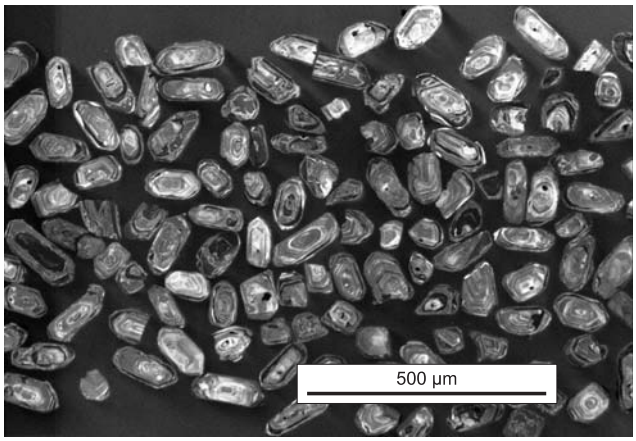


Fig. 8. Obrazy katodoluminescencyjne (SEM-CL) reprezentatywnych ziaren cyrkonów przeznaczonych do analiz izotopowych: cyrkony z oscylacyjną strefowością magmową i obwódkami metamorficznymi

Cathodoluminescence images of zircon grains selected for SHRIMP analysis; zircons showing oscillatory zoned cores and metamorphic rims

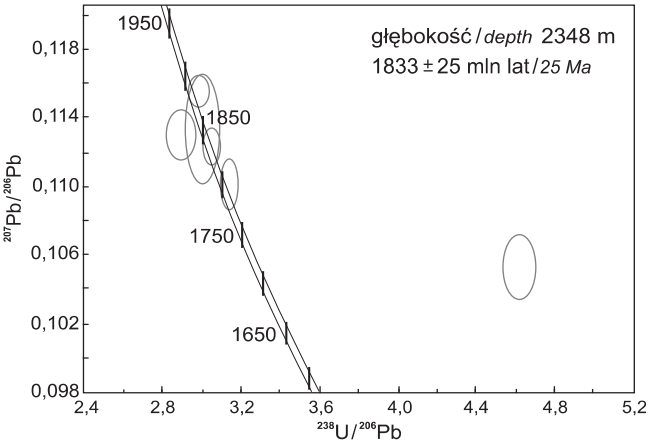


Fig. 9. Diagram konkordii dla wyników analiz izotopowych cyrkonów

Concordia plots for SHRIMP zircon analyses

Zbigniew CYMERMAN

BADANIA STRUKTURALNE PODŁOŻA KRYSTALICZNEGO

Wstęp

W południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, w której znajduje się obszar z profilem Parczew IG 10, skały krystalicznego podłoża występują na znacznie płytszych głębokościach niż w sąsiednim regionie Mazowsza. Na wyniesieniu łukowsko-wisznickim podłoże krystaliczne znajduje się już na głębokościach poniżej 500 m (wiercenia Wisznice IG 1, Holeszów IG 1, Holeszów IG 2 i Mosty IG 1). W rowie lubelskim podłoże krystaliczne występuje dopiero na głębokościach 5–9 km, a na obszarze obniżenia nadbużańskiego na głębokości od 2 do 5 km. W obrębie regionu z profilem Parczew IG 10 znajduje się południowa część prekarelskiej strefy fałdowej tzw. kompleksu podlaskiego (Ryka, 1973a; Kubicki, Ryka, 1982).

Płytsze występowanie podłoża krystalicznego i poszukiwania węglowodorów spowodowały, że w omawianym regionie zlokalizowanych jest 21 otworów wiertniczych zakończonych w krystalicznym podłożu prekambryjskim, m.in. Parczew IG 10. W otworach tych przewiercono łącznie nieco ponad 1725 metrów w prekambryjskich skałach krystalicznych. Niestety, archiwalny materiał wiertniczy z krystalicznym podłożem jest zachowany tylko w 8 otworach wiertniczych z tego regionu. Badaniami strukturalnymi i kinematycznymi objęto łącznie około 1100 m zachowanych rdzeni wiertniczych (Cymerman, 2004). Ponad połowa zbadanego materiału wiertniczego pochodzi z wiercenia Holeszów IG 2.

W wierceniu Parczew IG 10 podłoże krystaliczne nawiercono na głębokości 2302,2 m. Wiercenie to zakończono na głębokości 2355,0 m w skałach krystalicznych. Łącznie przewiercono 62,8 m skał krystalicznych. W Centralnym Archiwum Geologicznym PIG–PIB są zachowane 62 pojedyncze skrzynie z rdzeniem wiertniczym zawierającym skały krystaliczne.

Litologia

W omawianym otworze litologia skał krystalicznych jest zróżnicowana. Obok grubo- i średniokrystalicznych granitoidów mikroklinowych, amfibolitów i skał piroksenowych o słabo wykształconej teksturze kierunkowej występują tu przede wszystkim różnego typu migmatyty. Według autora niniejszego rozdziału migmatyty stromatytowe stwierdzono na głębokości 2306,5–2308,6 m i 2346,5–2355,0 m. Migmatyty nebulitowe o różnym stopniu homogenizacji występują na głębokościach 2309,5–2310,0; 2315,4–2315,8 i 2327,5–2329,4 m, a migmatyty diktionitowe – na głębokości 2325,9–2326,2 m. Skała piroksenowa, częściowo zamfibolityzowana i zbiotytyzowana występuje na głębokości od około 2314,0 m do prawie 2328,5 m, przy czym w części spągowej jest ona intensywnie zmigmatytyzowana.

Porównanie litologii migmatytów i granitoidów z otworu Parczew IG 10 wskazuje na największe podobieństwa do rdzeni z otworu Okuniew IG 1. Także niektóre fragmenty rdzeni z otworu Parczew IG 10 wykazują duże podobieństwo do pewnych rdzeni z różnych interwałów z otworów Wrotnów IG 1 i Kaplonosy IG 1.

Dane strukturalne

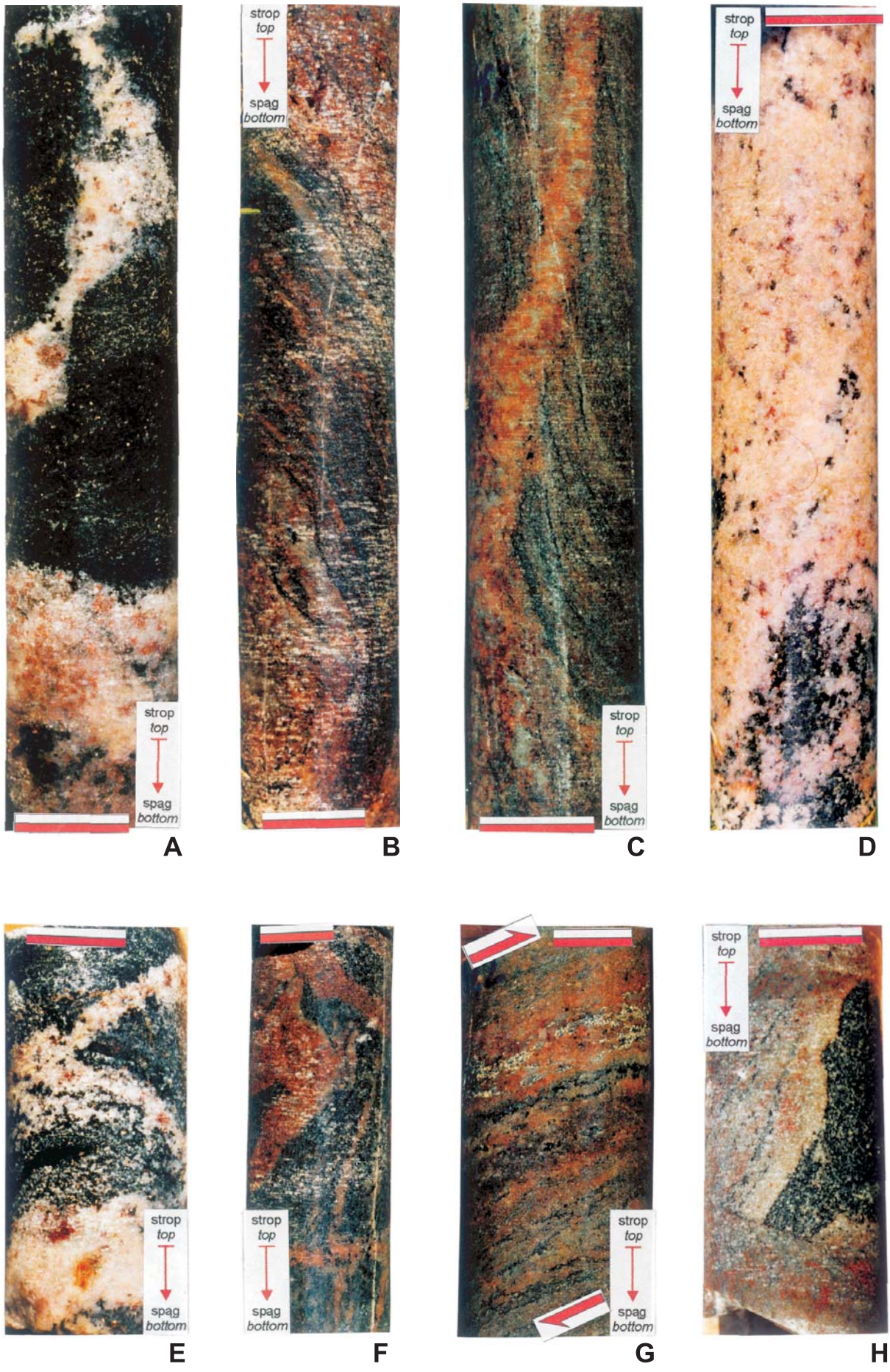
Badania strukturalne z elementami kinematyki całego zachowanego materiału wiertniczego skał krystalicznych z otworu Parczew IG 10 wykonał Cymerman (2004). W wyniku tych badań wydzielono w nich struktury planarne (foliacja metamorficzna S_M, uskoki, spękania), struktury linijne (elongacyjna lineacja ziarna mineralnego L_M i rysy ślizgowe) i wskaźniki ścinania podatnego (fig. 10, 11).

Foliacja metamorficzna S_M typu złupkowania rekrystalizacyjnego jest różnie wykształcona w różnych typach skał. Folia-

→

Fig. 10. **A** – częściowo zmigmatytyzowana skala piroksenowa o teksturze raftowo-agmatytowej; struktury typ nabrzmień i zwężeń; głęb. 2327,0 m; **B** – migmatyt stromatytowy (lit-par-lit) z cienkimi sillami różowych granitoidów; głęb. 2308,0 m; **C** – gnejs cienko laminowany (ultramylonit) o lewoskrętnym (nasuwczym) zwrocie ścinania; prawie pionowa dajka czerwonego granitoidu; głęb. 2325,7 m; **D** – heterogeniczne granitoidy mikroklinowe; głęb. 2312,0 m; **E** – częściowo zmigmatytyzowany amfibolit o teksturze raftowo-agmatytowej; struktury typu nabrzmień i zwężeń; głęb. 2324,3 m; **F** – fałdy wąskopromienne do izoklinalnych; migmatyt fałdowo-flebitowy; głęb. 2307,0 m; **G** – migmatyt stromatytowy (lit-par-lit) z cienkimi sillami różowych granitoidów; prawoskrętny zwrot ścinania podatnego; przekrój prostopadły do foliacji S_M i prawie równoległy do lineacji L_M; głęb. 2347,2 m; **H** – jasna, antytetyczna dajka granitoidowa przecinająca zmigmatytyzowane amfibolity; głęb. 2349,7 m. Skala biało-czerwona = 4 cm (A–E) i 3 cm (F–H)

A – partly migmatized pyroxenite-bearing rocks with raft-agmatite texture; pinch and swell structures; depth 2327,0 m; **B** – stromatitic migmatite (lit-par-lit) with thin sills of pink granitoids; depth 2308,0 m; **C** – thin layered gneiss (ultramylonite) with a sinistral (overthrusting) sense of shear; almost vertical dyke of pink granitoids; depth 2325,7 m; **D** – heterogeneous microclinic granitoids; depth 2312,0 m; **E** – partly migmatized amphibolites with raft-agmatite texture; pinch and swell structures; depth 2324,3 m; **F** – tight to isoclinal folds; fold-flebitic type of migmatites; depth 2307,0 m; **G** – stromatitic migmatite (lit-par-lit) with thin sills of pink granitoids; dextral sense of ductile shear; section perpendicular to S_M foliation and almost parallel to L_M lineation; depth 2347,2 m; **H** – white, anthitetic granitoid dyke cutting migmatized amphibolites; depth 2349,7 m. White-red scale = 4 cm (A–E) i 3 cm (F–H)


strop
top
spąg
bottom
A
B
C
D
E
F
G
H

cja S_M nie jest praktycznie rozwinięta w nebulitowych migmatytach (bezkierunkowych granitoidach i amfibolitach), jak np. w interwałach głębokości 2310,0–2315,5 i 2327,5–2329,4 m. Foliacja S_M jest najlepiej wykształcona w gnejsach laminowanych (mylonitycznych) na głębokości 2302,2–2303,0 m, najczęściej zapada pod kątem około 50–55°, co stwierdzona na głębokości 2308,5–2309,0; 2321,0 i 2327,5 m oraz w przedziale 2343,2–2344,0 m. Bardziej strome upady foliacji S_M do wartości około 70° stwierdzono na głębokości: 2306–2308,5; 2309,5–2309,8; 2312,5 i 2330,0 m. Upady foliacji S_M o kątach 40–45° rozpoznano na głębokości: 2307,2–2307,8 i 2346,5 –2355,0 m, a o kątach upadu około 25–35° – w przedziale głębokości od 2346,0 do 2364,3 m. Orientacja foliacji S_M jest czasem dodatkowo podkreślona szlirami (paleosomem) biotytowymi, jak np. na głębokości około 2303 i 2343,0 m.

Lineacja ziarna mineralnego L_M, głównie biotytowa jest mniej lub bardziej równoległa do kierunku upadu foliacji S_M. Wskaźniki kinematyczne obserwowane w płaszczyźnie XZ elipsoidy deformacji wskazują na mechanizm deformacji rotacyjnej (ścinanie proste) z przemieszczeniami typu strop ku górze wiercenia. Taki nasuwczy charakter deformacji w warunkach podatnych wyznaczono w oparciu o porfiroklasty typu σ, jak na głębokości: 2307,4–2307,7 i 2346,5–2355,0 m. Także lokalny rozwój stref ścinania o miąższości do 10 cm i upadach do 30°, a zinterpretowanych jako asymetryczne pasemka ścinania typu C', jak na głębokości 2302,2–2303,0 m, potwierdza dodatkowo nasunięciowy charakter deformacji podatnej w tym wierceniu.

Uskoki w omawianym wierceniu występują bardzo rzadko. Na ogół są to struktury ustawione konsekwentnie do foliacji S_M pod średnimi do stromych kątami upadu i prawie horyzontalnymi rysami ślizgowymi. Na głębokości 2306,2 m stwierdzono uskok homotetyczny o upadzie około 60° z prawie horyzontalną orientacją rys ślizgowych. Czasem uskoki są współplanarne do powierzchni foliacji S_M z orientacją rys ślizgowych ustawioną prawie zgodnie z kierunkiem upadu powierzchni uskokowej. Takie uskoki stwierdzono m.in. na głębokości: 2307,2 i 2309,0 m,

Spękania skalne występują przeważnie dość rzadko, na ogół maksymalna ich liczba dochodzi do około 3–4 na 1 mb rdzenia. Wyjątkiem jest strefa intensywnego spękania rozpoznana na głębokości od około 2330 do 2340 m. Spękania są na ogół strome o kątach upadu 70–85°, jak na głębokości 2302,2–2303,0 m. Lokalnie są one zabliźnione, głównie białym kalcytem, rzadko – kwarcem ze skaleniami, jak na głębokości 2304,0–2305,0; 2320,0–2320,4 i 2330,0–2340,0 m. Cienka, maksymalnie do kilkunastu milimetrów miąższości, prawie pionowa żyła białego kwarcu znajduje się na głębokości od około 2321,0 m do prawie 2327,5 m. Strome żyłki pegmatytowe do 1,5 cm miąższości przecinają antytetycznie powierzchnie foliacji S_M na głębokości około 2345,6 m.

Podsumowanie

Wyniki szczegółowych badań strukturalnych i kinematycznych z całego zachowanego archiwalnego materiału wiertniczego z otworu wiertniczego Parczew IG 10 (Cymerman, 2004) przedstawiają się następująco:

1) nadal nie jest znany charakter protolitu dla migmatytów; podatne strefy ścinania są trudniejsze do rozpoznania w rdzeniach z omawianego otworu wiertniczego; prawdopodobnie decydujący wpływ na to miała zasadniczo postścięciowa rekrystalizacja związana z procesami migmatytyzacji i związanymi z nimi homogenizacjami pierwotnej skały oraz dodatkowo późniejszego umiejscawiania w formie licznych sill granitoidów mikroklinowych; procesy migmatytyzacji o różnym stopniu intensywności i charakterze rozwoju neosomów przyczyniły się w sposób zasadniczy do trudności w odróżnianiu gnejsów od migmatytów, a tym samym zmylonityzowanych granitoidów od anatektycznych granitoidów;

→

Fig. 11. **A** – diktionitowy typ migmatytów ze strukturami typ nabrzmień i zwężeń w amfibolicie laminowanym; głęb. 2320,6 m; **B** – migmatyt stromatytowy (lit-par-lit) z sillami i dajkami granitoidów i pegmatytów czerwonych; głęb. 2306,6 m; **C** – migmatyt stromatytowy (lit-par-lit) z rzadkimi, cienkimi sillami granitoidów (neosom); przekrój skośny do foliacji S_M i skośny do lineacji L_M; głęb. 2351,1 m; **D** – gnejs warstewkowy, lewoskrętny (nasunięciowy) zwrot ścinania podatnego zdefiniowany przez struktury mylonityczne typu S-C; przekrój prostopadły do foliacji S_M i równoległy do lineacji L_M; głęb. 2347,2 m; **E** – zmigmatytyzowany gnejs warstewkowy (migmatyt stromatytowy); fałdy wąskopromienne do izoklinalnych; migmatyt fałdowo-flebitowy; głęb. 2444,4 m; **F** – gnejs migmatytowy typu lit-par-lit; asymetryczne struktury wskazują na nasunięciowy charakter deformacji; przekrój prostopadły do foliacji S_M i równoległy do lineacji L_M; głęb. 2446,2 m; **G** – faldy ptygmatytowe w homogenicznym migmatycie; głęb. 2349,7 m; **H** – lewoskrętny (nasunięciowy) zwrot ścinania podatnego zdefiniowany przez struktury mylonityczne typu S-C i fałdy asymetryczne; migmatyt stromatytowy; przekrój prostopadły do foliacji S_M i równoległy do lineacji L_M; głęb. 2350,0 m. Skala biało-czerwona = 4 cm (B, C, E, G) i 3 cm (A, D, F, H)

A – diktionitic-type of migmatites with pinch and swell structures in migmatitised amphibolite; depth 2320,6 m; **B** – stromatitic migmatite (lit-par-lit) with sills and dikes of red granitoids and pegmatites; depth 2306,6 m; **C** – stromatitic migmatite (lit-par-lit) with rare and thin sills of granitoids (neosome); section oblique to S_M foliation and oblique to L_M lineation; głęb. 2351,1 m; **D** – sinistral (overthrusting) sense of ductile shear defined by S–C type of mylonitic structures; layered gneiss; section perpendicular to S_M foliation and parallel to L_M lineation; depth 2347,2 m; **E** – migmatised layered gneiss (stromatitic migmatite); tight to isoclinal folds; fold-flebitic migmatite; depth 2444,4 m; **F** – migmatitic gneiss (lit-par-lit); asymmetric structures define an overthrusting deformation; section perpendicular to S_M foliation and parallel to L_M lineation; depth 2446,2 m; **G** – ptygmatitic folds in homogenic migmatite; depth 2349,7 m; **H** – sinistral (overthrusting) sense of ductile shear defined by S-C type of mylonitic structures and asymmetric folds; stromatitic migmatite; section perpendicular to S_M foliation and parallel to L_M lineation; depth 2350,0 m. White-red scale = 4 cm (B, C, E, G) i 3 cm (A, D, F, H)


strop
top
spąg
bottom

A


strop
top
spąg
bottom

B


strop
top
spąg
bottom

C


strop
top
spąg
bottom

D


strop
top
spąg
bottom

E


strop
top
spąg
bottom

F


strop
top
spąg
bottom

G


strop
top
spąg
bottom

H

2) w zbadanym otworze wiertniczym dominują średnie wartości kątów upadu foliacji mylonitycznej S_M (najczęściej z zakresie wartości 40–50°), natomiast lineacja ziarna mineralnego L_M, głównie typu biotytowego, jest prawie zawsze zorientowana równolegle do kierunku upadu foliacji S_M, tzn. jest ona nachylona pod umiarkowanymi kątami;
3) nieliczne wskaźniki kinematyczne, głównie porfiroklasty skaleniowe typu σ dokumentują nasunięciowe deformacje w reżimie ścinania prostego w warunkach podatnych;
4) nie ustalono kieruneku transportu tektonicznego w czasie nasunięciowych deformacji, ponieważ brakuje orientacji struktur tektonicznych w niezorientowanych rdzeniach z omawianego otworu badawczego.

Lokalizacja otworu Parczew IG 10 oddalonego od najbliższych otworów o kilkadziesiąt kilometrów, a w dodatku o umiarkowanym i stromym, a nie horyzontalnym, upadzie foliacji S_M, uniemożliwia jakąkolwiek korelację litologiczną lub litostratygraficzną. Jednak, fakty te nie przeszkodziły Ryce (Kubicki, Ryka, 1982) korelować skały z otworu Parczew IG 10 z prekarelską strefą fałdową z tzw. strefy podlaskiej.

Z powodu braku większej liczby nowych datowań radiometrycznych (znany jest tylko jeden, prawdopodobny wiek 1833 ±25 mln lat z próbki z głębokości 2348,0 m), trudno jest ustalić dokładny czas powstania i deformacji skał krystalicznych z otworu Parczew IG 10. Na podstawie określonego wieku można obecnie zakładać umownie, że deformacje kwaśnego protolitu magmowego powstały w czasie orogenezy swekofeńskiej, ewentualnie gotyjskiej. Bogdanova (2001, 2005) wprowadziła nowy termin tektoniczny – „orogeneza duńsko-polska", który jest prawie synonimem orogenezy późnogotyjskiej. Oznaczenia cyrkonów z ortoamfibolitów Łomży, bez odziedziczonych jąder i przerostów metamorficznych, wykonane metodą SHRIMP, wynoszą 1802 ±9 mln lat; dane te zinterpretowano jak czas zasadowej intruzji (Wiszniewska i in., 2004). Może być to także synchroniczny czas kwaśnych intruzji magmowych, ostatnio datowanych radiometrycznie w sąsiednich rejonach Polski północno-wschodniej (Wiszniewska i in., 2004; Wiszniewska, Krzemińska, 2005; Williams i in., 2009).

Bardzo zróżnicowane anomalie magnetyczne i grawimetryczne na obszarze północno-wschodniej Polski prawdopodobnie wyrażają trójwymiarowe formy podatnych łusek krystalicznych lub ich wielozestawów. Struktury te powstały prawdopodobnie podczas kolizji terranu bałtyckiego (Cymerman, 2004), określanego także jako terran zachodniolitewski (Skridlaite, Motuza, 2001) czy też jako terran polsko-litewski (Bogdanova, 2005) z terranem polsko-łotewskim (Cymerman, 2004), inaczej definiowanym jako litewsko-białoruskim (Bogdanova, 2005), czy wcześniej jako wschodniolitewskim (Skridlaite, Motuza, 2001). Silnie zróżnicowane przemieszczenia nasuwcze do transpresyjnych wzdłuż heterogenicznych stref ścinania doprowadziły do powstania złożonych struktur, o cechach wielozestawów łusek. Te wielozestawy zbudowane są z szeregu domen górnoskorupowych, uformowanych w warunkach facji amfibolitowej, czasem poprzekładanych tektonicznie przez domeny dolnej skorupy ze skałami powstałymi w warunkach facji granulitowej. Na pograniczu Mazowsza z Podlasiem nie ustalono transportu tektonicznego domen strukturalnych. Można jedynie zakładać podobny regionalny transport tektoniczny o zwrocie „strop" ku południowemu-zachodowi lub południowi, jak w przypadku skał krystalicznych Podlasia (Cymerman, 2004).

EDIAKAR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi wstępne i strukturalna lokalizacja profilu Parczew IG 10 w ediakarze

W otworze wiertniczym Parczew IG 10 strop sukcesji ediakarskiej według próbek rdzeniowych występuje na głębokości 2181,0 m, a spąg na głębokości 2302,2 m. Miąższość utworów ediakaru wynosi 121,2 m. W ediakarskim interwale profilu nie wykonano geofizycznych profilowań gamma i neutron-gamma. Odcinek profilu odpowiadający utworom ediakaru był rdzeniowany w dużym zakresie. W 100% rdzeniowano część profilu ediakaru, obejmującą formację siemiatycką i lubelską (łopiennicką). Odcinek odpowiadający ediakarskiej części formacji włodawskiej był rdzeniowany w 60%.

Obszar, na którym zlokalizowano otwór wiertniczy Parczew IG 10, w ediakarze był położony w północno-zachodniej strefie lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, który był dużą jednostką stukturalną, obejmującą południowo-zachodnią, marginalną część paleokontynentu Baltiki. W późnym neoproterozoiku w wyniku oddziaływania procesów tektonicznych, związanych z rozpadem paleokontynentu Rodinii/Pannotii, doszło w tym rejonie do powstania strefy ryftowej (Poprawa, Pacześna, 2002). W ediakarze rejon ten znajdował się kolejno w sukcesywnie rozwijających się depocentrach synryftowych. Były to początkowo rozległe depocentra Białopole–Terebiń, Kaplonosy–Terebiń i w końcowych etapach fazy synryftowej niewielkie depocentrum Parczew–Radzyń (fig. 12). W wymienionych depocentrach rozwijał się estuariowy system depozycyjny, który trwał w tej części lubelskiego basenu sedymentacyjnego do końca ediakaru (Pacześna, 2006).

Wydzielenia stratygraficzne w ediakarze i problematyka jego granic

Dolna część utworów górnego ediakaru w profilu Parczew IG 10 reprezentowanych przez kontynentalne osady formacji siemiatyckiej, podobnie jak w innych profilach zlokalizowanych na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, nie ma ściśle ustalonej pozycji stratygraficznej. Jedyne datowania radiometryczne U–Pb i K/Ar utworów wulkanicznych, bezpośrednio podścielających osady formacji siemiatyckiej wykonano w otworze Kaplonosy IG 10, określając ich wiek na 551 ±4 mln lat (Compston i in., 1995).

W lubelskiej sukcesji ediakaru wyróżniono tylko jeden poziom biostratygraficzny *Sabellidites+Vendotaenia*. Definiuje go rozprzestrzenienie sinic Vendotaenides, prymitywnych akritarch z rodzaju *Leiosphaeridia* i organizmów o nieustalonej pozycji systematycznej z rodzaju *Sabellidites* (Moczydłowska, 1991; Pacześna, 1996, 2008). Rodzaj *Sabellidites* nie ogranicza swojego występowania tylko do interwału poziomu *Sabellidites* w ujęciu Arenia (1982) i Lendzion (1983a, b), ale występuje również w nadległym poziomie *Platysolenites antiquissimus*. Ze względu na szeroki zasięg stratygraficzny, rodzaj *Sabellidites* nie jest odpowiednim wskaźnikiem stratygraficznym, upoważniającym do wydzielenia odrębnego poziomu biostratygraficznego. W górnej części poziomu *Sabellidites* (*sensu* Lendzion, 1983a, b) pojawiają się pierwsi przedstawiciele rodzaju *Platysolenites*. Fakt ten również podważa zasadność wyróżniania odrębnego poziomu *Sabellidites*. Jednocześnie w korelowanym z polskim poziomem *Sabellidites* rosyjskim horyzontem Rovno, występuje zespół organizmów z grupy *Vendotaenides*, organizmów bezszkieletowych i skamieniałości śladowych, bardzo zbliżony do odpowiednich zespołów z utworów zaliczanych tam do ediakaru (w dawnej terminologii wendu).

Wcześniejsi badacze stosowali inny podział przejściowej sukcesji ediakarsko-kambryjskiej, zaliczając poziom *Sabellidites* do kambru i wydzielając w najwyższym ediakarze biostratygraficzny poziom *Vendotaenia* (Lendzion, 1983a, b).

Górna granica systemu ediakarskiego, będąca jednocześnie granicą ediakaru i kambru jest prowadzona w profilu otworu Parczew IG 10 na głębokości 2181,0 m na podstawie pierwszego wystąpienia charakterystycznego, dolnokambryjskiego zespołu akritarch *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum* (Moczydłowska, 1991) i wystąpieniem zespołu typowych dolnokambryjskich skamieniałości śladowych, w tym ichnogatunku *Trichophycus pedum* (Seilacher) (dawna nazwa rodzajowa *Phycodes*). Wspomniany ichnorodzaj jest zgodnie ze standardami globalnymi uważany za wskaźnikowy dla spągu systemu kambryjskiego.

W profilu otworu Parczew IG 10 wyróżniono w kolejności stratygraficznej formację siemiatycką, lubelską (łopiennicką) i dolną część formacji włodawskiej, które zaliczono do ediakaru.

Formacja siemiatycka

Według próbek rdzeniowych odcinek profilu Parczew IG 10 odpowiadający formacji siemiatyckiej obejmuje interwał profilu od głębokości 2278,6–2302,2 m o miąższości 23,6 m.

Formację siemiatycką reprezentują głównie utwory gruboklastyczne. W spągowej części formacji są to masywne, polimiktyczne zlepieńce zbudowane z klastów kwarcowych, skaleniowych i fragmentów skał podłoża krystalicznego. Klasty są źle obtoczone, o średnicy od 0,5 cm do 4,0 cm. Inną grupą utworów są we wspomnianej wyżej części profilu szare piaskowce bardzo gruboziarniste, warstwowane małokątowo (15–20°) przekątnie w dużej skali. Podrzędnie występują jasnoszare piaskowce gruboziarniste, masywne. Drobniejszą frakcję reprezentują jasnoszare piaskowce gruboziarniste z cienkimi warstewkami piaskowca drobnoziarnistego, małokątowo (10°) warstwowane przekątnie w dużej skali. Zupełnie znikomy udział w profilu formacji siemiatyckiej mają szare mułowce masywne, które tworzą nieliczne warstewki o miąższości 10,0 cm w piaskowcach gruboziarnistych. Miąższość warstw zlepieńców i piaskowców jest niewielka i waha się od 0,3 do 3,0 m. Klastyczne osady formacji siemiatyckiej deponowane były na stożku aluwialnym oraz w korytach rzek roztokowych i otaczających je równiach zalewowych (Pacześna, 2006, 2007, 2010).

Formacja lubelska (łopiennicka)

Według próbek rdzeniowych odcinek profilu Parczew IG 10, odpowiadający formacji lubelskiej (łopiennickiej) obejmuje interwał od głębokości 2238,0–2278,6 m i miąższości 40,6 m

Podobnie jak w otworach Busówno IG 1 i Łopiennik IG 1 (Pacześna, 2007, 2008) utwory formacji lubelskiej (łopiennickiej) tworzą bardzo charakterystyczny pakiet, wyróżniający się w ediakarskiej części profilu Parczew IG 10 swoistym wykształceniem litologicznym. Całość profilu budują bardzo drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe o miąższości warstewek nie przekraczających 1,0 mm. W kompleksie heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych występują warstwy drobnoziarnistego piaskowca o miąższości od 2 do 25 cm. We wkładkach piaskowcowych pojawia się przekątna laminacja riplemarkowa w bardzo drobnych zestawach, nieprzekraczających 1,5 cm wysokości, oraz laminacja smużysta i pozioma. Charakterystycznym składnikiem organicznego spektrum formacji lubelskiej (łopiennickiej) są masowo występujące w drobnolaminowanych heterolitach organizmy z grupy Vendotaenides. W skład wspomnianej grupy organizmów wchodzi jeden gatunek i cztery formy morfologiczne, różniące się szerokością plechy. Są to *Vendotaenia antiqua* forma *prima* Gnilovskaya, *Vendotaenia antiqua* forma *secunda* Gnilovskaya, *Vendotaenia antiqua* forma *tertia* Gnilovskaya oraz *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya. Ostatnia z wymienionych form morfologicznych cechuje się najszerszą plechą.

Innym typowym składnikiem organicznym osadów formacji lubelskiej (łopiennickiej) jest zespół skamieniałości śladowych, na który składają się drobne kanały żerowiskowo-mieszkalne osadożerców tworzące nagromadzenia. Średnica kanałów nie przekracza 1,0 mm. Są to kanały o prostej, budowie, bardzo płytko posadowione w osadzie. Należą do nich ichnogatunki *Planolites montanus* Richter i *Torrowangea rosei* Webby.

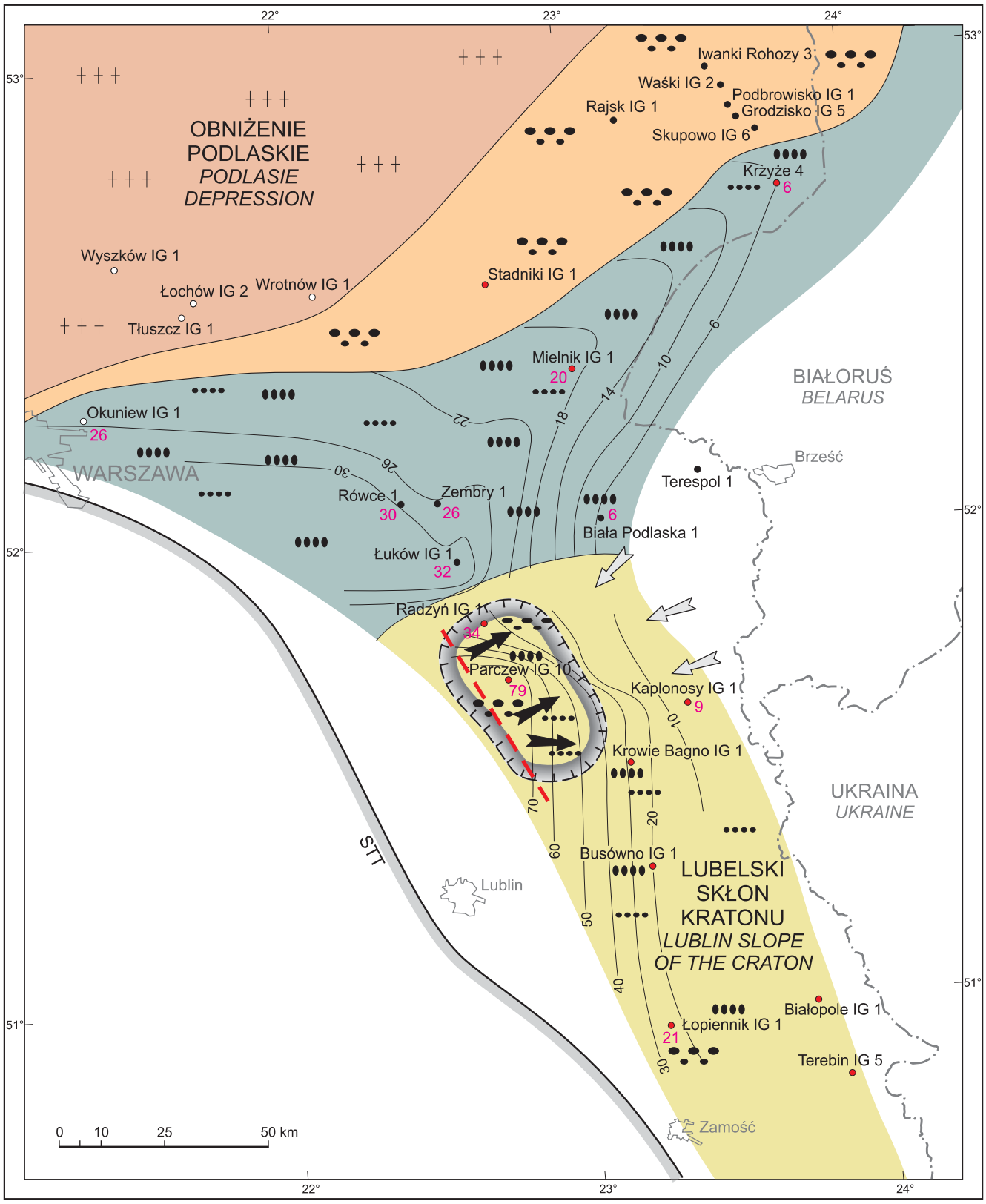
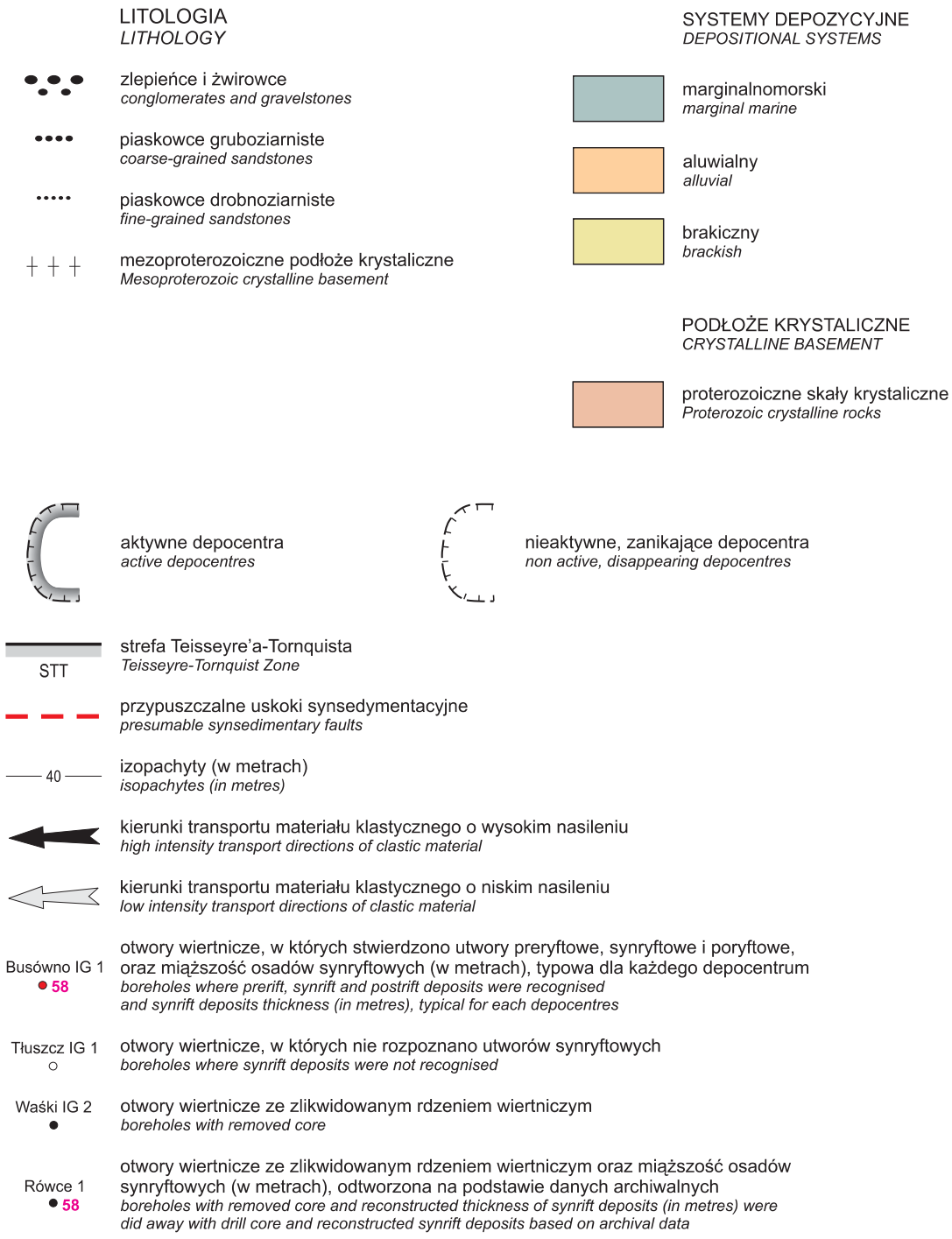


Fig. 12. Mapa facjalno-miąższościowa, pokazująca zasięg estuariowego i przybrzeżnego, morskiego systemu depozycyjnego oraz lokalizację depocentrum Radzyń–Parczew w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym na przełomie fazy synryftowej i poryftowej w późnym ediakarze i wczesnym kambrze (wg Pacześnej, 2006)

Combined facies map and isochore map, showing the range of estuarine and marginal marine depositional systems and location of the Radzyń–Parczew depocentre in the Lublin–Podlasie sedimentary basin at the turn of syn-rift and post-rift phase in the late Ediacaran and early Lower Cambrian (after Pacześna, 2006)

OBJAŚNIENIA DO FIGURY 12
EXPLANATIONS TO FIGURE 12



Inną charakterystyczną grupą skamieniałości śladowych są ślady pełzania organizmów po powierzchni osadu, reprezentowane przez ichnorodzaj *Gordia* isp. Podobnie jak wspomniane kanały żerowiskowo-mieszkalne, cechują je niewielkie rozmiary.

Osady formacji lubelskiej (łopiennickiej) deponowane były w środowiskach równi mieszanych, piaszczystych i mułowych oraz w kanałach rozwiniętych na równi pływowej (Pacześna, 2006, 2008, 2010).

Formacja włodawska (odcinek ediakarski)

Według próbek rdzeniowych jest to odcinek od głębokości 2181,0–2238,0; miąższość 57 m.

Dominującym rodzajem utworów formacji włodawskiej w profilu Parczew IG 10 są w dolnej części profilu, jasnoszare piaskowce gruboziarniste z dużokątowym (30–40°) warstwowaniem przekątnym w dużej skali, z bardzo licznymi ziarnami glaukonitu i cienkimi warstewkami ciemnoszarego iłowca.

Ku górze przechodzą one w szarozielone piaskowce drobnoziarniste, z nielicznym glaukonitem, z rzadkimi przewarstwieniami szarego mułowca. W piaskowcach występuje małokątowe (20°) warstwowanie przekątne w dużej skali oraz liczne intraklasty czarnego iłowca. W odcinku profilu, odpowiadającym górnej części formacji włodawskiej dominują drobnoziarniste piaskowce. Są to głównie ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste, małokątowo (20°) warstwowane przekątnie w dużej skali. Minimalny udział w tej części profilu litologicznego mają jasnoszare, masywne piaskowce drobnoziarniste.

Utwory o najdrobniejszej frakcji – mułowce i rzadziej iłowce, są charakterystyczne dla dolnej części formacji włodawskiej, gdzie przewarstwiają się zarówno z piaskowcami gruboziarnistymi, jak również z piaskowcami drobnoziarnistymi.

Dolna część osadów formacji włodawskiej reprezentuje sedymentację na równiach pływowych, głównie na równi mieszanej i mułowej. Inny typ sedymentacji reprezentują piaszczyste osady, zdeponowane w wysokoenergetycznych strefach kanałów pływowych, rozwiniętych w strefie niżejpływowej lub na równi pływowej. Natomiast górna część formacji włodawskiej została zdeponowana w środowiskach płytkiego, otwartego przybrzeża z wyraźnymi wpływami falowania (Pacześna, 2006, 2007, 2008, 2010). W utworach formacji włodawskiej nie stwierdzono występowania skamieniałości śladowych.

Jolanta PACZEŚNA

ŚRODOWISKA DEPOZYCJI OSADÓW GÓRNOEDIAKARSKICH

Uwagi wstępne i metodyka badań

Rejon profilu Parczew IG 10 był w górnym ediakarze zlokalizowany w północnej strefie lubelskiej części podlasko-lubelskiego basenu sedymentacyjnego. Depozycja osadów ediakaru była związana ze zdarzeniami ryftowymi, które stanowiły końcowy efekt rozpadu mezo-neoproterozoicznego paleokontynentu Rodinii/Pannotii (Poprawa, Pacześna, 2002; Bogdanova i in., 2008). Pod koniec neoproterozoiku we wspomnianym basenie w rowach i półrowach tektonicznych rozwijały się sukcesywnie depocentra sedymentacyjne wypełnione osadami fluwialnymi i następnie estuariowymi. Były one związane z końcowymi stadiami fazy synryftowej późnoediakarskiego ryftu (Pacześna, 2006). Utwory fluwialne zalegają bezpośrednio na skałach podłoża krystalicznego.

Wyróżnione w profilu facje oznaczono symbolami literowymi zaproponowanymi przez Mialla (1977, 2000), wprowadzając jednocześnie modyfikację, polegającą na oznaczeniu dużą literą cech teksturalnych danej facji, czyli frakcji uziarnienia osadów oraz ustawieniu wspomnianego wcześniej symbolu frakcji uziarnienia na drugim miejscu za symbolem literowym, oznaczającym litologię. Cechy strukturalne facji – struktury sedymentacyjne i skamieniałości śladowe oznaczono w kodzie facji małą literą i umieszczono na końcu kodu. Dla części facji, zwłaszcza piaskowcowych oraz heterolitowych wprowadzono nowe symbole, oddające swoiste cechy lito- i biofacjalne omawianego materiału (tab. 14). W określaniu i opisie genezy struktur przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

Systemy depozycyjne

Systemy depozycyjne wyróżnione w analizowanych profilach zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych (fig. 13), determinujących ich oznaczenie oraz procesów depozycyjnych, które zadecydowały o ich rozwoju. W określaniu środowisk sedymentacji jako narzędzia wykorzystano skamieniałości śladowe (analiza ichnofacjalna) oraz struktury sedymentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne (analiza sedymentologiczna).

W profilu Parczew IG 10 aluwialne systemy depozycyjne reprezentowane są przez system depozycyjny stożków aluwialnych oraz rzek i strumieni roztokowych. Wśród estuariowych systemów depozycyjnych wyróżniono system depozycyjny delt estuariowych i równi pływowych.

Aluwialne systemy depozycyjne

System depozycyjny stożków aluwialnych

Opis. Spektrum facjalne stożków aluwialnych jest zdominowane przez obecność bardzo gruboziarnistej facji zlepieńcowej Gl i facji gruboziarnistych piaskowców małokątowo warstwowanych przekątnie SCl. Zlepieńce są zbudowane ze źle obtoczonych klastów kwarcu o średnicy około 1,0–5,0 cm oraz fragmentów skał granitowych podłoża krystalicznego (fig. 14). Podrzędnie występuje facja SCm – gruboziarnistych piaskowców masywnych. Warstwy zlepieńca zalegają na bardzo gruboziarnistych piaskowcach facji SCm i SCl z wyraźnie wykształconym małokątowym warstwowaniem przekątnym.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W profilu Parczew IG 10 występuje odwrócone uziarnienie frakcjonalne, co może potwierdzać obecność stożka aluwialnego w dolnej części ediakarskiego odcinka profilu w omawianym otworze. Powyższa sekwencja facji jest porównywalna do opisywanych sukcesji facji przez Blaira i McPhersona (1994) oraz Lopez-Blanco i innych (2000) w utworach, gdzie cykle odwrócone są interpretowane jako typowe dla progradujących lobów stożków aluwialnych w ich proksymalnych częściach. Wykształcenie osadów facji Gl i brak obtoczenia klastów oraz obecność facji SCl i SCm w profilu Parczew IG 10, świadczą o depozycji w warunkach górnego ustroju prądu i wskazują na bardzo krótki transport materiału w środowisku zalewów warstwowych i strumieni roztokowych, przepływających okresowo na powierzchni stożka.

Tabela 14

Zestawienie facji wyróżnionych w utworach górnego ediakaru

Listing of facies distinguished in the upper Ediacaran deposits

Facja (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedymentacyjne	Skamieniałości śladowe
Gl	Zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym z małokątowym (10–15°) warstwowaniem przekątnym, składające się z dobrze obtoczonych klastów miodowego kwarcu o średnicy 0,5 do 1,0 cm; miąższość warstw: 0,3–1,0 m	brak
Gm	Zlepieńce o zwartym i rozproszonym szkielecie ziarnowym, masywne, składające się z klastów szarego kwarcu, różowych skaleni i mułowców wykazujących różny stopień obtoczenia, tkwiących w piaskowcowym spoiwie; miąższość warstw: 0,2 m	brak
SC	Piaskowce bardzo gruboziarniste, masywne, zawierające ziarna kwarcu i skaleni o średnicy do 0,5 cm; miąższość warstw: 0,3–3,1 m	brak
SCl	Piaskowce gruboziarniste, warstwowane małokątowo (10–12°) przekątnie; miąższość warstw: 0,3–2,0 m	brak
SCm	Piaskowce gruboziarniste, masywne; miąższość warstw: 0,3–3,0 m	brak
SCx	Piaskowce gruboziarniste z warstwowaniem przekątnym o nierozpoznawalnym w rdzeniu rodzaju; miąższość warstw: 0,2–0,3 m	brak
SCh	Piaskowce gruboziarniste z warstwowaniem poziomym; miąższość warstw: 1,1 m	brak
SM	Piaskowce średnioziarniste, masywne z nielicznymi ziarnami skaleni i kwarcu o średnicy 0,3–0,5 cm; miąższość warstw: 0,2–4,1 m	brak
SMl	Piaskowce średnioziarniste z małokątowym (10–15°), planarnym warstwowaniem przekątnym; miąższość warstw: 0,7 m	brak
SFl	Piaskowce drobnoziarniste z małokątowym (10–15°), planarnym warstwowaniem przekątnym; liczny glaukonit; miąższość warstw: 0,4–18,0 m	brak
SFm	Piaskowce drobnoziarniste, masywne, z nielicznymi ziarnami kwarcu o średnicy 0,4–0,8 cm; miąższość warstw: 0,2–1,4 m	brak
SFh	Drobnoziarniste piaskowce z warstwowaniem poziomym; miąższość warstw: 0,2–1,4 m	brak
SFp	Piaskowce drobnoziarniste warstwowane małokątowo (10–15°) przekątnie planarnie; miąższość warstw: 0,5–1,0 m	brak
Sx	Piaskowce drobno- i gruboziarniste z przekątnym warstwowaniem wszelkiego typu; typ warstwowania nierozpoznawalny w rdzeniu; bardzo liczny glaukonit; miąższość warstw: 0,5–1,5 m	brak
SFr	Piaskowce drobnoziarniste z przekątną laminacją riplemarkową; miąższość warstw: 0,2–8,0 m	brak
SFf	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą; miąższość warstw: 0,3–1,5 m	brak
SFo	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją soczewkową; miąższość warstw: 0,3–0,6 m	brak
Fh	Heterolit piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowy, bardzo drobnolaminowany, z warstwami piaskowca drobnoziarnistego o miąższości od 2,0 do 25,0 cm z przekątną laminacją riplemarkową, smużystą i soczewkową; liczne drobne konkrecje pirytu; bardzo liczne *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya; miąższość warstw: 1,5–6,7 m	*Torrowangea rosei* Webby *Gordia* isp. *Planolites montanus* Richter
F	Mułowce i iłowce, ciemnoszare, ciemnoczerwone i pstre, masywne; miąższość warstw: 0,2–3,2 m	*Planolites montanus* Richter *Planolites beverleyensis* (Billings)

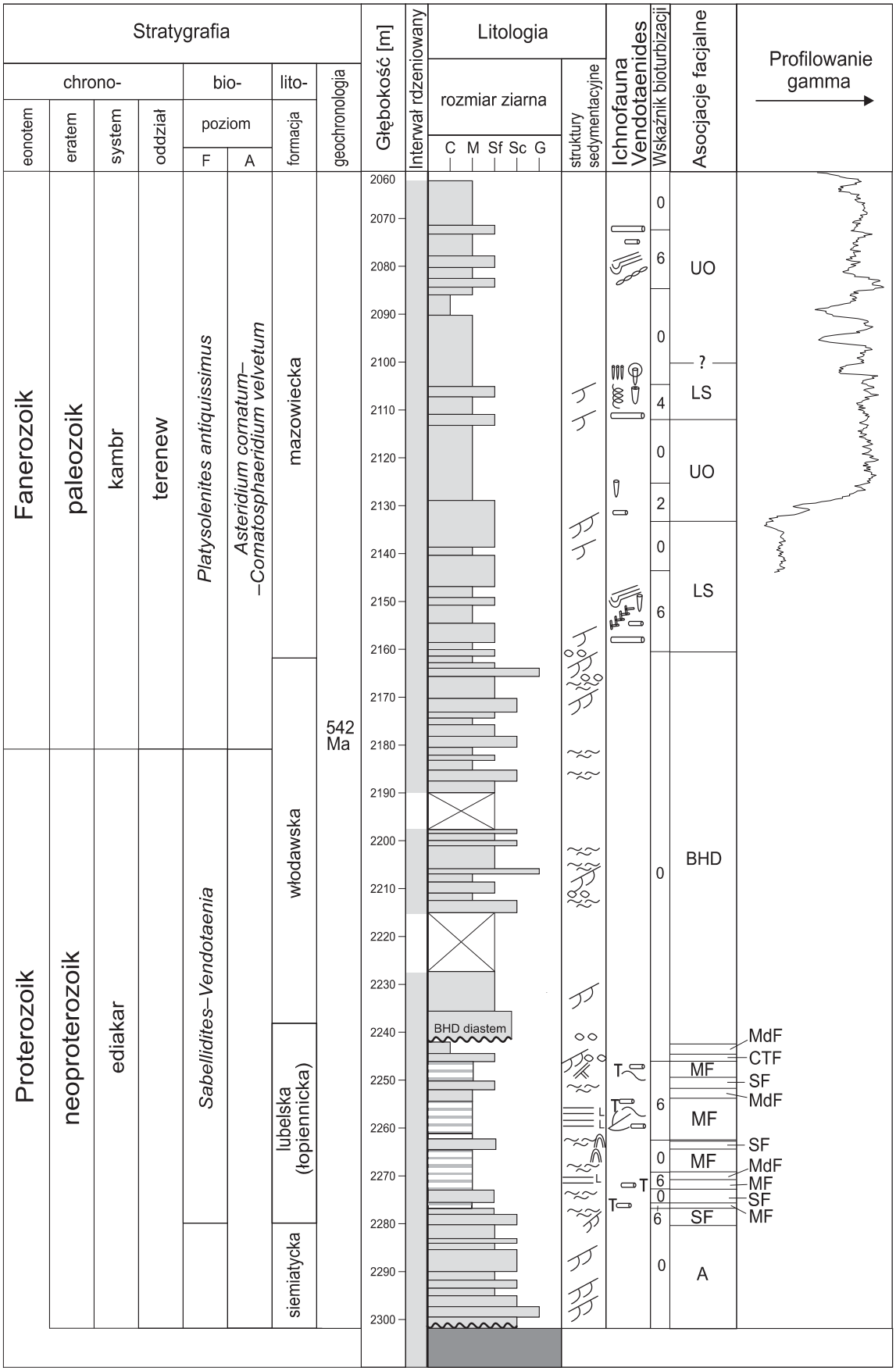


Fig. 13. Rozmiar ziarna, stratygrafia, struktury sedymentacyjne, skamieniałości śladowe, asocjacje facjalne w utworach górnego ediakaru i dolnego kambru

Grain size, stratigraphy, sedimentary structures, trace fossils, facies associations in the upper Ediacaran to Lower Cambrian deposits

OBJAŚNIENIA DO FIGURY 13
EXPLANATIONS TO FIGURE 13

LITOLOGIA
LITHOLOGY

C — iłowce / *claystones*

M — mułowce / *mudstones*

Sf — piaskowce drobnoziarniste / *fine-grained sandstones*

Sc — piaskowce gruboziarniste / *coarse-grained sandstones*

G — zlepieńce / *conglomerates*

 heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe / *sandstone-mudstone-claystone heteroliths*

 podłoże krystaliczne / *crystalline basement*

 litologia nieinterpretowana – brak rdzenia i pomiarów geofizycznych / *lithology non interpreted – non-cored interval and lack of geophysical log*

STRUKTURY SEDYMENTACYJNE
SEDIMENTARY STRUCTURES

 planarne warstwowanie przekątne lub nieokreślonego rodzaju / *planar cross bedding or indeterminate bedding*

 przekątna laminacja riplemarkowa / *ripple cross lamination*

 laminacja pozioma / *horizontal lamination*

 laminacja smużysta / *flaser lamination*

 powierzchnie reaktywacyjne / *reactivation surface*

 diapiry mułowe / *mud diapire*

 klasty iłowcowe i mułowcowe / *mudstone and claystone clasts*

 powierzchnia erozyjna / *erosional surface*

BHD diastem — luka erozyjna delty estuariowej / *bay head delta diastem*

SKAMIENIAŁOŚCI
FOSSILS

 *Vendotaenia antiqua*

SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE
TRACE FOSSILS

 *Monocraterion* isp.

 *Bergaueria major*

 *Bergaueria* isp.

 *Skolithos linearis*

 *Treptichnus triplex, Treptichnus bifurcus, Treptichnus* isp.

 Neonereites uniserialis

 *Gyrolithes polonicus*

 *Teichichnus rectus*

 Planolites beverleyensis

 Planolites montanus

T — *Torrowangea rosei*

 Gordia isp.

ŚRODOWISKA DEPOZYCJI
SEDIMENTARY ENVIRONMENTS

BHD — delta estuariowa / *bay head delta*

CTF — kanał na równi pływowej / *tidal flat channel*

SF — piaszczysta równia pływowa / *sand tidal flat*

MF — mieszana równia pływowa / *mixed tidal flat*

MdF — mułowa równia pływowa / *mud tidal flat*

LS — dolne przybrzeże / *lower shoreface*

UO — górne odbrzeże / *upper offshore*

A — aluwialne systemy depozycyjne / *alluvial deposit systems*

STRATYGRAFIA
STRATIGRAPHY

chrono- — Lendzion (1983), Moczydłowska (1991)

bio- — Lendzion (1983), Moczydłowska (1991), Pacześna (1996, 2008)

F — poziomy faunistyczne / *faunal zones* Lendzion (1983)

A — poziomy akritarchowe / *acritarch zones* Moczydłowska (1991)

lito- — Lendzion (1983), Areń (1982), Moczydłowska (1991)

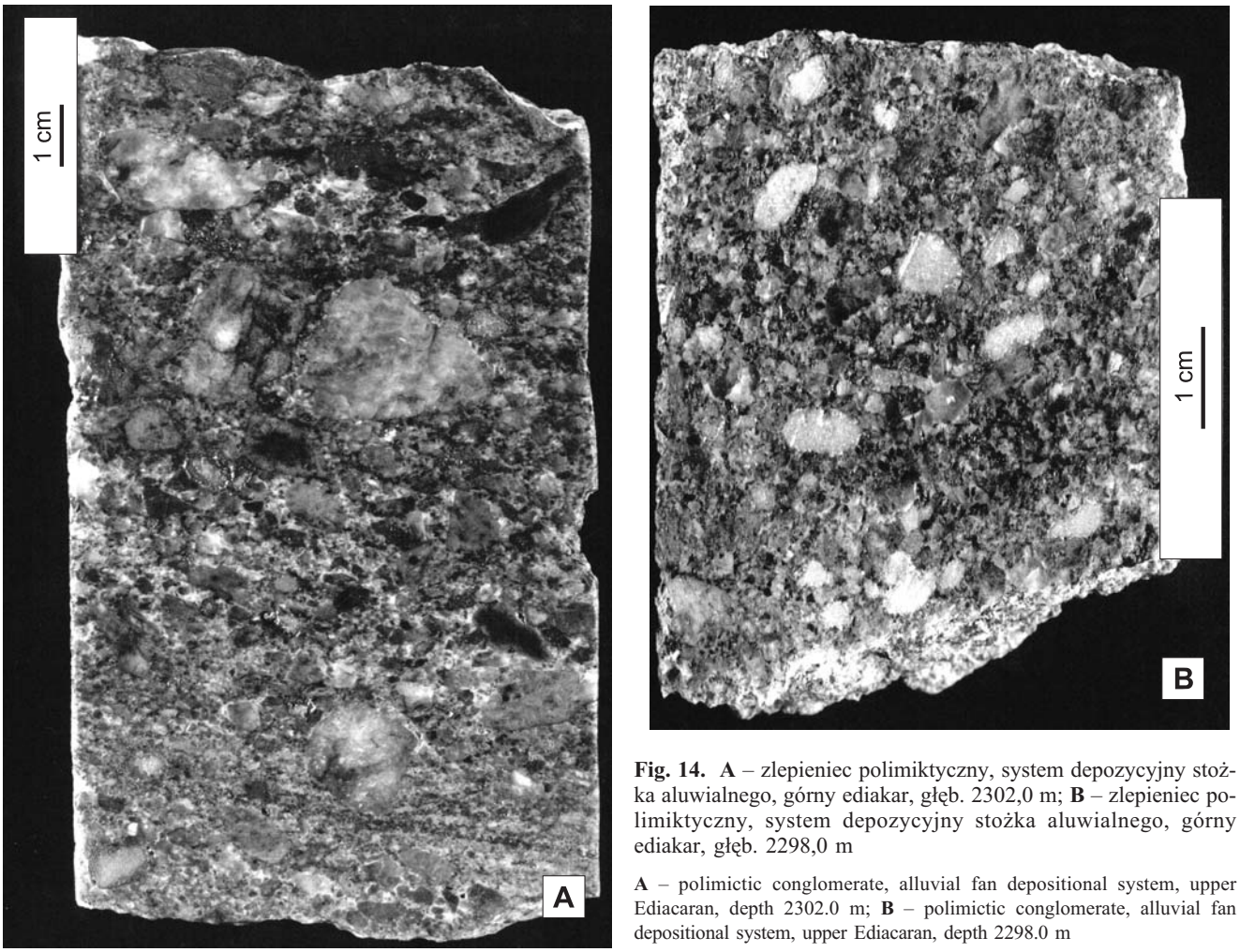


Fig. 14. **A** – zlepieniec polimiktyczny, system depozycyjny stożka aluwialnego, górny ediakar, głęb. 2302,0 m; **B** – zlepieniec polimiktyczny, system depozycyjny stożka aluwialnego, górny ediakar, głęb. 2298,0 m

A – polimictic conglomerate, alluvial fan depositional system, upper Ediacaran, depth 2302.0 m; **B** – polimictic conglomerate, alluvial fan depositional system, upper Ediacaran, depth 2298.0 m

System depozycyjny rzek i strumieni roztokowych

Asocjacja facjalna koryt roztokowych

Opis. Dominującymi facjami są zlepieńce facji Gm i Gl oraz piaskowce facji SC, SM, SCm, SCh, SCl, SMl, SFl, SCx (fig. 15). Facje drobnoziarniste są mniej częste i reprezentuje je głównie facja SMl, SFl, i SFm. Facje SFr i F występują sporadycznie. Licznie występują powierzchnie erozyjne i klasty mułowcowe oraz iłowcowe.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obserwowane w omawianym profilu przewarstwianie się masywnych piaskowców facji SC, SCm z planarnie, małokątowo przekątnie warstwowanymi piaskowcami facji SCl, SMl lub rzadziej SFl lub SCx wskazuje na genezę tych osadów z przepływów o wysokiej koncentracji i górny reżim przepływu.

Powyższe cechy są często notowane w prekambryjskich sukcesjach proksymalnych, efemerycznych strumieni i małych rzek roztokowych, które wypływają z rozległych stożków napływowych (Bhattacharyya, Morad, 1993; Long, 2004; Eriksson i in., 2006). Interpretację powyższą potwierdza obecność sukcesji stożka aluwialnego w najniższej części aluwialnego interwału profilu Parczew IG 10 na głębokości 2302,0–2294,0 m.

Asocjacja facjalna równi zalewowej rzeki roztokowej

Opis. W asocjacji roztokowej równi zalewowej występuje relatywnie mało zróżnicowane spektrum facji. Są to facje F, SFm, SFr, SCm, SCx, SC i SFf. Pakiety reprezentujące osady równi zalewowej występują w stropie cykli nad osadami korytowymi. Są to najczęściej osady facji SC, SCx, SCm. Przewarstwiają się one z drobnoziarnistymi piaskowcami facji SFm, SFr lub F. Pakiety osadów roztokowej równi zalewowej mają generalnie niewielką miąższość od 1,0 do 3,5 m.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W omawianym profilu relatywnie częsta obecność facji SC i SCx na równi zalewowej wskazuje na rozszerzenie zasięgu aktywnych, korytowych procesów depozycyjnych na jej obszar. Podobne związki może odzwierciedlać stosunkowo duża frekwencja facji riplemarkowych, budujących finalny, niskoenergetyczny człon cykli korytowych (Pacześna, 2010). Przewarstwienie się piaskowców gruboziarnistych przekątnie warstwowanych facji SCx i masywnych piaskowców facji SCm z masywnymi piaskowcami drobnoziarnistymi facji SFm lub przekątnie laminowanymi riplemarkowo piaskowcami facji SFr w omawianym odcinku profilu Parczew IG 10, wydaje się ten proces potwierdzać, co jest zgodne z sugestiami Zielińskiego (1998)

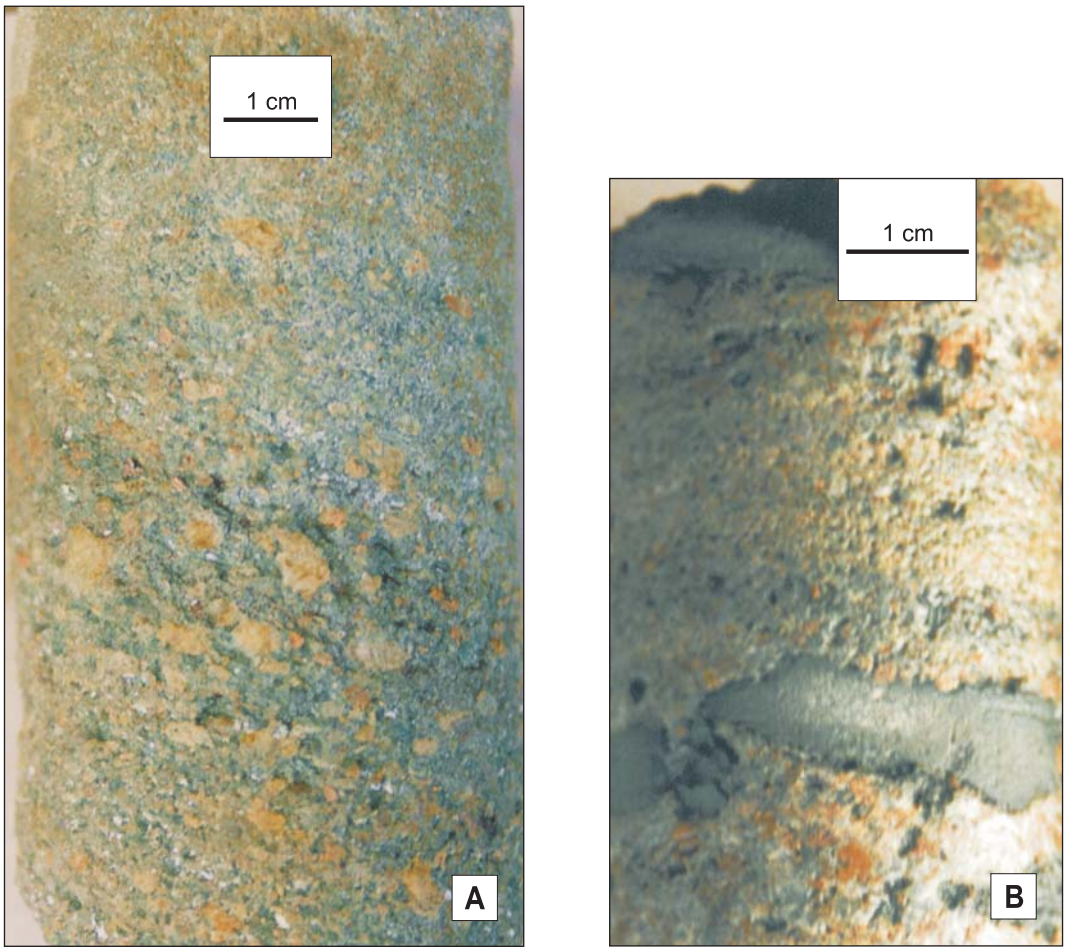


Fig. 15. A – piaskowiec gruboziarnisty ze słabo zaznaczającym się warstwowaniem przekątnym dużej skali, asocjacja facjalna roztokowej koryta rzeki roztokowej, górny ediakar, głęb. 2282,7 m; **B** – bardzo gruboziarnisty piaskowiec z pojedynczymi klastami mułowca i kwarcu, rozmieszczonymi wzdłuż słabo zaznaczającego się warstwowania przekątnego, asocjacja facjalna koryta rzeki roztokowej, górny ediakar, głęb. 2290,0 m

A – coarse-grained sandstone with poorly marked large scale cross-bedding, braided floodplain facies association, upper Ediacaran, depth 2283.0 m; **B** – very coarse-grained sandstone with single quartz and mudstone clasts distributed along poorly marked cross-bedding,braided channel facies association, upper Ediacaran, depth 2290.0 m

oraz Allena i Fieldinga (2007). Fakt przewarstwiania się relatywnie cienkich warstw piaskowca drobnoziarnistego facji SFm i SFr oraz mułowca facji F w analizowanym profilu wskazuje na dystalne części równi zalewowych roztok. Zbliżone relacje między facjami zostały stwierdzone w roztokach późnego permu prowincji Queensland w Australii (Allen, Fielding, 2007) oraz na roztokowych równiach zalewowych najniższego wczesnego kambru na pustyni Mojave w Kalifornii (Fedo, Cooper, 1990).

Estuariowe systemy depozycyjne

System depozycyjny delt estuariowych

Opis. Charakterystyczną cechą spektrum facjalnego systemu depozycyjnego delty estuariowej (*bay head delta*) jest obecność facji bardzo gruboziarnistych reprezentowanych przez facje Gm, SC, SCm oraz facje drobnoziarniste SM, SFl, SFf, SFm oraz F. Wykształcone we wspomnianych facjach osady tworzą warstwy o miąższości od 2 do 9 m. Osady drobnoziarniste, głównie piaskowce facji SFl, SFf, SFm i mułowce facji F występują w środkowej części sukcesji deltowej w profilu Parczew IG 10 w interwale 2243,0–2163,0 m.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W sukcesji fluwialno-pływowej profilu Parczew IG 10, pakiety osadów wykazują charakterystyczny trend wzrostu frakcji uziarnienia ku górze, tworząc sekwencję odwróconą. Jest to wyrazisty kompleks osadów gruboziarnistych, występujący ponad estuariową sekwencją pływową i pod drobnoziarnistymi osadami zbiornika otwartego wybrzeża morskiego. Sekwencje facji o wzrastającej ku górze frakcji uziarnienia mają charakter wyraźnych cykli odwróconych, powtarzających się dwukrotnie w profilu Parczew IG 10. Kwarcowy materiał gruboziarnisty budujący omawianą sukcesję jest bardzo dojrzały. Cecha ta wskazuje na relatywnie długi transport, najprawdopodobniej fluwialny, w środowisku wysokoenergetycznych rzek roztokowych. Obecność w omawianej sukcesji powtarzających się

interwałów o wzrastającej frakcji uziarnienia może świadczyć o deltowym środowisku depozycji osadów. Charakterystyczne usytuowanie deltowej sukcesji w stropie osadów estuariowych i pod utworami otwartego wybrzeża wskazuje z dużym prawdopodobieństwem na obecność w omawianej sukcesji osadów delty estuariowej.

System depozycyjny równi pływowej

Asocjacja facjalna równi piaszczystej

Opis. Asocjacja facjalna piaszczystej równi pływowej składa się głównie z facji SFh, SFf, SFr i SFm. Mułowce facji F występują sporadycznie i tworzą cienkie warstwy o miąższości nieprzekraczającej 10 cm. Bardzo rzadko występuje facja Sx. Pakiety osadów równi piaszczystej osiągają maksymalną miąższość 3 m. Równia piaszczysta stanowi dolną część strefy międzypływowej. Jest to najwyżej energetyczna część równi pływowej. W jej skład wchodzą dobrze wysortowane, drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste piaskowce z bardzo rzadkimi warstewkami mułowca i iłowca, najczęściej występującymi w najwyższych częściach interwałów, sąsiadujących z równią mieszaną. Wśród struktur sedymentacyjnych przeważają przekątne laminacje riplemarkowe i laminacja smużysta.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W omawianym profilu cienkie diapiry mułowe wykształcone na laminach przekątnych w laminacji riplemarkowej, są obok powierzchni reaktywacyjnych wskaźnikami obecności oscylacyjnych prądów pływowych na równi piaszczystej (np. Nishikawa, Ito, 2000; Yoshida i in., 2001). W górnych częściach interwałów z osadami równi piaszczystej wzrasta udział osadów mułowcowo-ilastych oraz pojawiają się cienkie wkładki heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. Oznacza to wyraźny spadek energii środowiska na równi piaszczystej, w miarę posuwania się w kierunku równi mieszanej. Rzadkie epizody wzrostu energii są wskazywane przez wystąpienia warstwowania poziomego. W okresach znacznego spadku energii w cienkich warstwach mułowca i iłowca pojawiają się kanały osadożerców *Planolites montanus* Richter, bardzo rzadko spotykane w obszarach przejściowych do równi mieszanej.

Asocjacja facjalna pływowej równi mieszanej

Opis. Dla pływowej równi mieszanej są charakterystyczne facje drobnolaminowanych poziomo heterolitów Fh. Znacznie rzadziej występują facje F, SFr, SFf i SFo w warstwach piaskowca drobnoziarnistego, tworzących niewielkiej miąższości wkładki w pakietach heterolitów facji Fh. Osady charakterystycznej facji Fh składają się z naprzemianległych, bardzo cienkich (do 1,0 mm miąższości) warstewek piaskowca drobnoziarnistego i mułowca lub rzadziej iłowca (fig. 16 C). Wśród nich występują cienkie (od 2,0 do 20,0 cm) warstewki drobnoziarnistego piaskowca z przekątną laminacją riplemarkową, laminacją smużystą i laminacją soczewkową. W heterolitach piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych występuje bardzo specyficzny zespół skamieniałości śladowych. Szczególnie charakterystyczny jest sposób występowania kanałów osadożerców reprezentowanych przez ichnorodzaje *Planolites montanus* Richter i *Torrowangea rosei* Webby w facji Fh (fig. 16 B), gdzie kanały tworzą upakowane nagromadzenia przy stałej średnicy kanału, nie przekraczającej 1,0 mm. Asocjacja równi mieszanej zajmuje środkową pozycję w strefie międzypływowej, między równią piaszczystą a mułową.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Na obecność asocjacji facjalnej pływowej równi mieszanej w ediakarskim odcinku profilu Parczew IG 10 wskazuje kilka faktów. Należy do nich wielokrotne powtarzanie się epizodów zmian mechanizmów depozycji osadu, na które wskazuje facja Fh. Pływową genezę heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych w profilu Parczew IG 10 potwierdza również obecność diapirów mułowych i powierzchni reaktywacyjnych. Pakiety rytmitów pływowych osiagają w profilu Parczew IG 10 mniejszą miąższość w porównaniu do swoich odpowiedników z profili zlokalizowanych w środkowej i dolnej strefie estuarium. Przykładem może być tutaj profil Łopiennik IG 1, gdzie pakiety rytmitów pływowych osiągają miąższość kilkudziesięciu metrów (Pacześna, 2008). Charakterystyczny sposób występowania skamieniałości śladowych w ediakarskiej części profilu Parczew IG 10, tworzących nagromadzenia, wskazuje na oportunizm ekologiczny twórców śladów, wywołany trudnymi warunkami środowiskowymi, przede wszystkim niedotlenieniem osadów i dużymi wahaniami zasolenia (Pacześna, 1996). Z powyższymi warunkami ma niewątpliwy związek bardzo mała średnica kanałów *Planolites* i *Torrowangea* oraz małe zróżnicowanie ichnotaksonomiczne zespołu skamieniałości śladowych. Deficyt tlenu mogły zwiększać występujące masowo i następnie ulegające rozkładowi cjanobakterie *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya (fig. 16D). Dość częste są ślady pełzania *Gordia* isp., wskazujące na stabilność osadu, umożliwiającą poruszanie się po jego powierzchni organizmów epibentonicznych (fig. 16A).

Asocjacja facjalna równi mułowej

Opis. Asocjację facjalną równi mułowej charakteryzuje facja F. W nielicznych, cienkich warstewkach drobnoziarnistego piaskowca facji SFr występuje przekątna laminacja riplemarkowa. Zespół skamieniałości śladowych jest nieliczny oraz bardzo mało zróżnicowany etologicznie i ichnotaksonomicznie. Są to przede wszystkim jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców *Planolites montanus* Richter i *P. beverleyensis* (Billings). W omawianym profilu osady równi mułowej osiągają maksymalną miąższości 5 m.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Charakterystyczna niska frekwencja jamek żerowiskowo-mieszkalnych osadożerców w omawianym odcinku profilu Parczew IG 10 mogła być spowodowana faktem pozostawania równi mułowej znacznie dłużej w warunkach ekspozycji subaeralnej podczas odpływu, niż ma to miejsce w przypadku osadów równi piaszczystej i mieszanej (Hertweck, 1994). Zmienność warunków środowiskowych nie sprzyjała zróżnicowaniu etologicznemu zespołów in- i epifauny, zmuszając organizmy do przyjęcia oportunistycznej strategii rozwoju i bujnego rozwoju ilościowego przy niskim urozmaiceniu etologicznym. Jed-

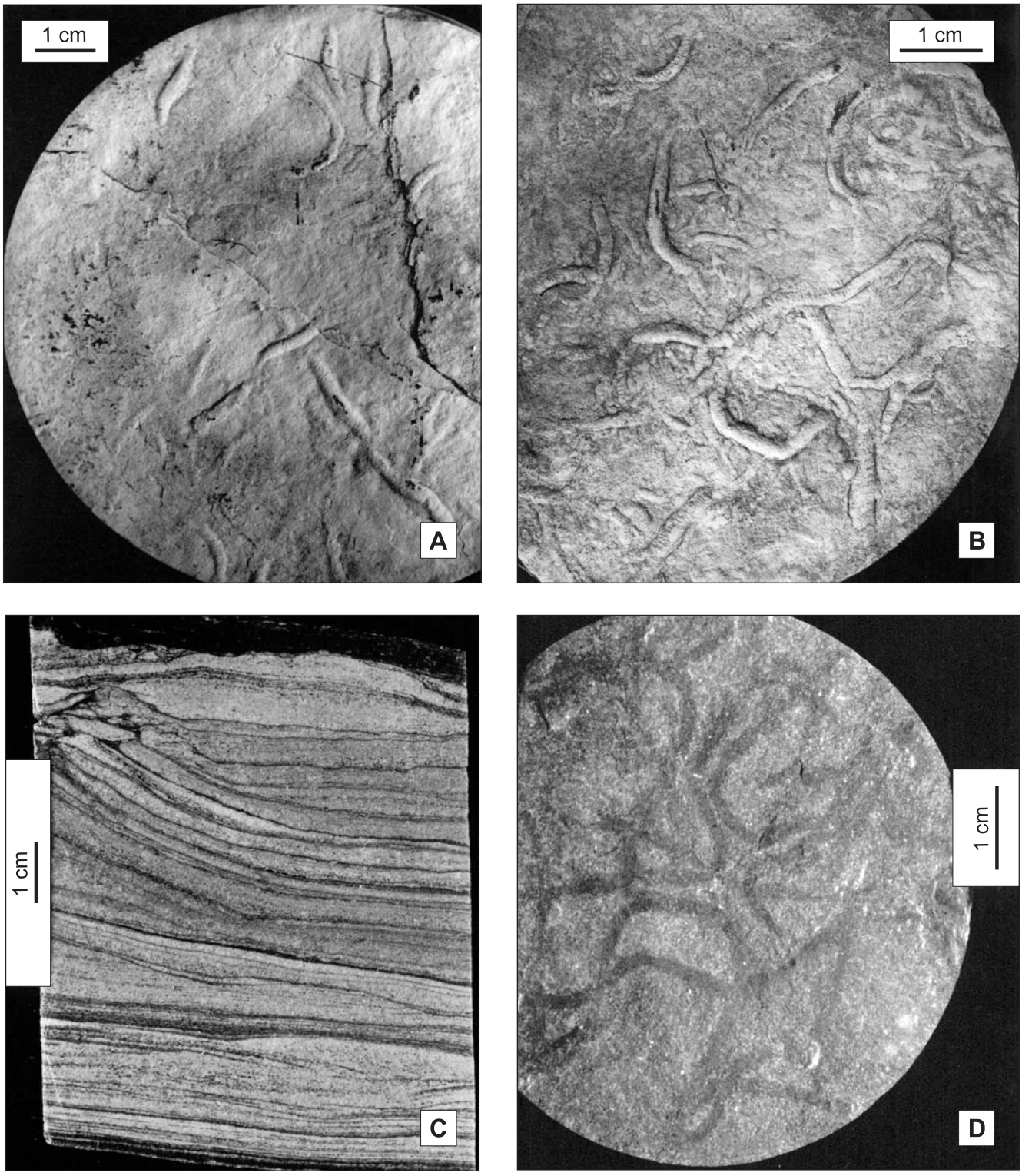


Fig. 16. **A** – *Gordia* isp., asocjacja facjalna pływowej równi mieszanej, głęb. 2272,7 m; **B** – *Torrowangea rosei* Webby, asocjacja facjalna pływowej równi mieszanej, głęb. 2260,8 m; **C** – heterolit piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowy, asocjacja facjalna pływowej równi mieszanej, głęb. 2270,5 m; **D** – *Vendotaenia antiqua* forma *tertia* Gnilovskaya, asocjacja facjalna pływowej równi mieszanej, głęb. 2272,9 m

A – *Gordia* isp., mixed tidal flat facies association, depth 2272.7 m; **B** – *Torrowangea rosei* Webby, mixed tidal flat facies association, depth 2260.8 m; **C** – sandstone-mudstone-claystone heterolith, mixed tidal flat facies association, depth 2270.5 m; **D** – *Vendotaenia antiqua* forma *tertia* Gnilovskaya, mixed tidal flat facies association, depth 2272.9 m

nocześnie duża liczebność infauny była związana z bogatymi zasobami pokarmowymi w mule. Substancja organiczna pochodząca z rozkładu masowo występujących na równi pływowej plech sinic Vendotaenides najprawdopodobniej stanowiła podstawową masę tych zasobów.

Asocjacja facjalna kanałów na równi pływowej

Opis. W skład asocjacji facjalnej kanałów pływowych na równi pływowej wchodzą facje SCl, SC, Sx, SFl, SFp, SFh. Rzadziej występują facje SFr lub SFf. W profilu obserwuje się charakterystyczną, pionową sukcesję facji, którą od dołu rozpoczyna facja SFl lub SFp, ku górze przechodząca w fację SFh. W niektórych pakietach pojawia się facja SFr. W osadach kanałów pływowych na równi pływowej nie stwierdzono występowania skamieniałości śladowych.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Pionowe sekwencje facji oraz pozycja pakietów wymienionych facji w omawianym odcinku profilu, wskazują, że reprezentują one kanały pływowe rozwinięte na równi pływowej zarówno na równi piaszczystej, jak i na piaszczysto-mułowej równi mieszanej. Rzadziej są to kanały rozwinięte na równi mułowej.

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi wstępne i nowe zasady chronostratygrafii systemu kambryjskiego

Na podstawie próbek rdzeniowych stwierdzono obecność utworów kambru w interwale głębokości 1500,1–2181,0 m. Osiągają one miąższość 680,9 m. Według pomiarów geofizycznych strop utworów kambryjskich znajduje się na głębokości 1496,5 m. Różnica 3,6 m w określeniu stropu utworów kambryjskich wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych względem rdzenia. Z powodu braku pomiarów geofizycznych nie określono metodami geofizycznymi spągu kambryjskiego interwału profilu.

Ze względu na brak trylobitowych wskaźników biostratygraficznych i obecność nierdzeniowanych odcinków profilu granice jednostek chronostratygraficznych, w tym granica oddziałów – między dolnym i środkowym kambrem, jest przybliżona i wyznaczona na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych otworu Parczew IG 10 z odpowiednimi krzywymi reperowych i datowanych biostratygraficznie profilów lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego. Wśród tych otworów należy wymienić przede wszystkim profil Radzyń IG 1, Łopiennik IG 1 (Lendzion, 1983a, b, 1993) i Kaplonosy IG 1 (Lendzion, 1989).

Odcinek profilu odpowiadający utworom kambru był w zróżnicowanym zakresie rdzeniowany. W środkowym kambrze zakres rdzeniowania wynosił 87%, a w dolnym kambrze – około 55%.

Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (2009) zatwierdziła nowy podział chronostratygraficzny systemu kambryjskiego (fig. 17). Wyróżnione w nim cztery oddziały i dziesięć pięter nie odpowiadają tradycyjnemu podziałowi kambru (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; Babcock, Peng, 2007). Nowe oddziały kambru poza najniższym terenewem oraz najwyższym – furongiem, nie zostały jeszcze nazwane (stan na listopad, 2011 r.). W systemie kambryjskim wyróżniono dziesięć pięter, z których większość nie jest jeszcze nazwana. Jedynie nazwę uzyskało najniższe piętro fortun oraz cztery z wyższych pięter: drum, gużang, paib i jiangshan.

Kambr dolny (~ terenew + (~) oddział 2)

Spąg sukcesji dolnokambryjskiej występuje według próbek rdzeniowych na głębokości 2181,0 m. Brak rdzeniowania uniemożliwił ustalenie stropu sukcesji dolnokambryjskiej. Według pomiarów geofizycznych jej strop znajduje się na głębokości 1670,0 m (Lendzion *w*: Niesłuchowski, Żelichowski, 1975). Taką samą głębokość stropu dolnego kambru podaje Lendzion w pracy, omawiającej rozwój kambryjskich utworów na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego i w obniżeniu bałtyckim (Lendzion, 1983a). Wskutek braku pomiarów geofizycznych nie ustalono metodami geofizycznymi spągu sukcesji dolnokambryjskiej. Na podstawie wspomnianych głębokości można jedynie z pewnym przybliżeniem ustalić miąższość utworów dolnokambryjskich na około 511 m.

Sukcesję dolnokambryjską budują przede wszystkim utwory piaskowcowe, wśród których dominują szare piaskowce drobnoziarniste z licznym glaukonitem, nieregularnie przewarstwiające się z ciemnoszarymi mułowcami i czarnymi iłowcami. Miąższość przewarstwień iłowcowo-mułowcowych nie przekracza 40 cm. W pakietach piaskowcowych występują drobne konkrecje fosforytowe. W najniższej części profilu dolnego kambru znaczny udział w spektrum litologicznym mają jasnoszare piaskowce różnoziarniste i średnioziarniste z dużym udziałem grubszych ziarn kwarcu, skaleni i glaukonitu w przyspągowych częściach warstw. W wymienionych piaskowcach bardzo licznie występują przewarstwienia iłowców ciemnoszarych oraz warstwa zlepieńców, o miąższości 30 cm, zbudowanych z dobrze obtoczonych klastów szarego kwarcu. W piaskowcu występuje warstwowanie przekątne w dużej skali i warstwowanie poziome. Rzadziej jest obserwowane małokątowe (10–15°) warstwowanie przekątne i laminacja smużysta.

Osady bardzo drobnoklastyczne są reprezentowane przez ciemno- i jasnoszare oraz szarozielone i ciemnoczerwone iłowce z nielicznymi, cienkimi przewarstwieniami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych z glaukonitem. Często

	Tradycyjne wydzielenia Lendzion, 1983a, b; Mens i in., 1990; Geyer i Shergold, 2000	Gradstein i in., 2004	Międzynarodowa Podkomisja Stratygrafii Kambru (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; Babcock, Peng, 2007) Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (2011)	
System	oddział	oddział	oddział	piętro
K A M B R	kambr górny	furong	furong	piętro 10
				jiangshan
				paib
		kambr środkowy	oddział 3	gużang
				drum
				piętro 5
	kambr środkowy	kambr dolny	oddział 2	piętro 4
				piętro 3
			terenew	piętro 2
				fortun

Fig. 17. Zestawienie korelacji tradycyjnych i nowych, ratyfikowanych przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną globalnych, chronostratygraficznych wydzieleń systemu kambryjskiego

List of the traditional and new, chronostratigraphic global divisions of the Cambrian system ratified by the International Commission on Stratigraphy

spotykane są szare mułowce z przewarstwieniami drobnoziarnistego piaskowca z ziarnami glaukonitu. W mułowcach i iłowcach obserwuje się częste pogrązy piaskowca drobnoziarnistego.

W przewarstwiających się piaskowcach, iłowcach i mułowcach występuje bardzo liczna ichnofauna. Są to głównie jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców: *Teichichnus rectus* Seilacher, *T.* isp., *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Planolites beverleyensis* Billings, *P. montanus* Richter, *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Treptichnus lublinensis* Pacześna, *T. cf. bifurcus* Miller, *T.* isp. Wśród skamieniałości śladowych względnie nieliczną grupę etologiczną stanowią ślady przemieszczania się organizmów, do których należą: *Gordia* isp., *Cochlichnus* isp., *Dimorphichnus* isp. i *Bilinichnus simplex* Fedonkin i Palij oraz jamki mieszkalne filtratorów: *Bergaueria* isp., *Monocraterion* isp., *Diplocraterion parallelum* Torell, *D.* isp. i *Skolithos linearis* Haldemann. Charakterystyczną cechą spektrum litologicznego w dolnym kambrze jest obecność piaskowcowo-iłowcowych pakietów, w których osad jest całkowicie przerobiony przez organizmy. Występują tu bardzo liczne, gęsto upakowane skamieniałości śladowe, takie jak: *Diplocraterion parallelum* Torell, *Monocraterion* isp. i *Skolithos linearis* Haldemann.

Utwory dolnego kambru w otworze Parczew IG 10 nie mają dokumentacji biostratygraficznej opartej na faunie trylobitowej. W wyższej części dolnokambryjskiej sukcesji występują skorupki brachiopodów *Lingulella* sp. W jej dolnej części pojawiają się nieliczne rurki prawdopodobnie robaków *Sabellidites* isp. W najniższej części dolnego kambru został wyróżniony poziom *Platysolenites antiquissimus* na podstawie występowania gatunku *Platysolenites antiquissimus* Eichwald oraz *Serpulites petropolitanus* (Janishevsky) (Lendzion, 1983a).

W profilu Parczew IG 10 wyróżniono w kolejności stratygraficznej formację włodawską, mazowiecką, kaplonoską i radzyńską, które zaliczono do dolnego kambru.

Utwory dolnego kambru wykazują się bardzo wysoką frekwencją zróżnicowanych taksonomicznie akritarch. Fakt ten umożliwił rozdzielenie sukcesji dolnokambryjskiej na kilka poziomów biostratygraficznych. Są to w kolejności stratygraficznej następujące poziomy akritarchowe: *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum, Skiagia ornata– Fimbria-*

glomerella membranacea, Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa i *Volkovia dentifera–Liepaina plana* (Moczydłowska, 1991).

Dobrym wskaźnikiem biostratygraficznym jest zespół skamieniałości śladowych, do którego należą: *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Treptichnus triplex* Palij i *T. lublinensis* Pacześna. Są to ichnotaksony wskaźnikowe dla spągu dolnego kambru w całym lubelskim basenie sedymentacyjnym (Pacześna, 1996, 2007, 2008). Ichnogatunek *Trichophycus pedum* (Seilacher) jest w globalnym standardzie stratygraficznym ichnogatunkiem wskaźnikowym dla spągu dolnego kambru (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; Babcock, Peng, 2007). W wyniku korelacji utworów w profilu Parczew IG 10, zawierających wspomniane wyżej skamieniałości śladowe z utworami z innych, sąsiednich otworów (np. z otworem Białopole IG 1), w których stwierdzono występowanie zarówno *Platysolenites antiquissimus,* jak i podobnego zespołu ichnofauny można było stwierdzić, że wspomniany wyżej zespół skamieniałości śladowych wskazuje na spągową część sukcesji dolnokambryjskiej omawianego profilu. Ze względu na ciągłość występowania w profilu do dokładnego wyznaczenia granicy ediakar–kambr użyto Acritarcha. Położenie granicy ediakar–kambr zostało określone na podstawie pierwszego wystąpienia w profilu przedstawicieli zespołu akritarch *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum* (Moczydłowska, 1991).

Środkowy kambr (~ oddział 3)

Według pomiarów geofizycznych kambr środkowy obejmuje odcinek profilu Parczew IG 10 od głębokości 1496,5–1670,0 m i miąższości 173,5 m. Według rdzenia strop środkowego kambru wyznaczono na głębokości 1500,1 m. Różnica 3,6 m wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych względem rdzenia.

Utwory środkowego kambru występują pod utworami ordowiku (tremadoku). Spektrum litologiczne środkowego kambru jest mało urozmaicone. Tworzą go głównie drobnoziarniste, jasnoszare i szarobeżowe piaskowce, często przewarstwiające się z ciemnoszarymi iłowcami lub mułowcami. W piaskowcu drobnoziarnistym występują nieliczne ziarna glaukonitu. Na powierzchniach ilasto-mułowcowych przewarstwień występują bardzo liczne blaszki łyszczyków. W odcinkach profilu, w których występują przewarstwiające się piaskowce, mułowce lub iłowce stwierdzono obecność licznych skamieniałości śladowych: *Monocraterion* isp., *Bergaueria corniculata* (Pacześna), *B. major* Palij, *B.* isp., *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Teichichnus rectus* Seilacher, *T.* isp.

Autorem chronostratygrafii kambru w profilu Parczew IG 10 jest Lendzion (Lendzion w: Niesłuchowski, Żelichowski, 1975; Lendzion, 1983a). Utwory środkowego kambru w otworze Parczew IG 10 nie mają dokumentacji biostratygraficznej. Odcinek profilu na głębokości 1670,0–1500,0 m został zaliczony do środkowego kambru przez Lendzion (Lendzion, 1983a). Ponieważ wspomniana wcześniej autorka nie podała w wymienionej publikacji przedmiotów korelacji oraz jej zakresu, najprawdopodobniej podstawą do wspomnianej wyżej diagnozy chronostratygraficznej była korelacja krzywych pomiarów geofizycznych z otworu Parczew IG 10 z krzywymi pomiarów geofizycznych z regionalnie reperowych, datowanych biostratygraficznie profili.

Według nowego podziału chronostratygraficznego kambru (Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna, 2009) utwory środkowego kambru odpowiadają w przybliżeniu oddziałowi 3.

W piaskowcowo-iłowcowych utworach środkowego kambru wyróżniono formację kostrzyńską.

Jolanta PACZEŚNA

ASOCJACJE FACJALNE W SUKCESJI KAMBRYJSKIEJ

Uwagi wstępne

Ewolucja facjalna lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego w kambrze została zdeterminowana zmianą reżimu tektonicznego basenu na przełomie ediakaru i kambru. Siliciklastyczna sekwencja utworów kambryjskich profilu Parczew IG 01 reprezentuje poryftową fazę ewolucji basenu lubelsko-podlaskiego. Po definitywnym ustaniu procesów ryftowych we wczesnym kambrze, rejon profilu Parczewa IG 10 znalazł się na pasywnym brzegu paleokontynentu Baltiki (Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, 2006).

Facje i metodyka badań

Zakres badań sedymentologicznych obejmował przede wszystkim wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji facjalnych. Facje i ich asocjacje zostały wydzielone na szczegółowym profilu roboczym sporządzonym w skali 1:100. W niniejszym tekście przedstawiono opis facji (zestawienie poniżej) i asocjacji facjalnych oraz interpretację ich środowiska depozycji. Do skrótowych oznaczeń facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano w kodach facji symbole literowe Mialla (1977, 2000) oraz wprowadzono modyfikację polegającą na oznaczeniu symbolem dużej litery cech teksturalnych facji, czyli frakcji uziarnienia. Symbolem małej litery oznaczonono cechy strukturalne – struktury sedymentacyjne oraz skamieniałości śladowe (tab. 15). W określaniu i opisie genezy struktur przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

System depozycyjny przybrzeża

Asocjacja facjalna dolnego przybrzeża

Opis. Dominującą facją jest facja masywnych piaskowców drobnoziarnistych SFm. Sporadycznie występuje fa-

cja SM i SCm. Najbardziej drobnoziarnista facja F jest mniej częsta. Asocjacja facjalna dolnego przybrzeża zawiera także fację SFl. Względnie rzadko występuje facja SFr i SFf w cienkich warstwach piaskowca drobnoziarnistego. Frekwencja, zróżnicowanie etologiczne i ichnotaksonomiczne skamieniałości śladowych jest wysokie. Dominują jamki mieszkalne organizmów filtrujących pokarm z zawiesiny: *Diplocraterion parallelum* Torell, *Bergaueria* isp., *Monocraterion* isp. i *Skolithos linearis* Haldemann. Frekwencja jamek żerowiskowo-mieszkalnych osadożerców jest niewielka. Wśród nich

Tabela 15

Zestawienie facji wyróżnionych w utworach kambru dolnego i środkowego

Listing of facies distinguished in the Lower and Middle Cambrian deposits

Facja (kod	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedymentacyjne	Skamieniałości śladowe
Gm	Zlepieńce zbudowane z dobrze obtoczonych klastów szarego i białego kwarcu o średnicy 0,5–1,3 cm, masywne; miąższość warstwy: 0,3 m	brak
SCm	Piaskowce gruboziarniste, jasnoszare, masywne; miąższość warstwy: 3 m	brak
SM	Piaskowce średnioziarniste, szare, masywne; miąższość warstw 2,5–3,0 m	brak
SFl	Piaskowce drobnoziarniste małokątowo (10–20°) przekątnie warstwowane; liczny glaukonit; miąższość warstw: 0,8–2,5 m	brak
SFm	Piaskowce drobnoziarniste, masywne, jasno- i ciemnoszare, z glaukonitem, z cienkimi przewarstwieniami iłowców i mułowców, z glaukonitem i drobnymi konkrecjami fosforytowymi; miąższość warstw: 0,2–14,0 m	*Monocraterion* isp. *Bergaueria* isp. *Bergaueria corniculata* *Planolites beverleyensis* *Planolites montanus* *Bergauria major* *Teichichnus rectus* *Teichichnus* isp. *Cochlichnus* isp. *Diplocraterion* isp. *Dimorphichnus* isp. *Diplocraterion parallelum* *Skolithos linearis* *Trichophycus pedum* *Gyrolithes polonicus* *Treptichnus* isp.
SFr	Piaskowce drobnoziarniste, szare, z przekątną laminacją riplemarkową; miąższość warstw: 0,7–1,5 m	brak
SFf	Piaskowce drobnoziarniste, szare, z laminacją smużystą; miąższość warstw: 0,5–1,0 m	brak
F	Mułowce i iłowce, szare, szaro-zielone, ciemnoczerwone, masywne, z licznymi blaszkami łyszczyków, z cienkimi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych; miąższość warstw: 0,20–3,5 m	*Planolites beverleyensis* *Gyrolithes polonicus* *Teichichnus* isp. *Teichichnus rectus* *Bergaueria major*

występują: *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Teichichnus rectus* (Seilacher) (fig. 18 C), *Treptichnus triplex* Palij (fig. 18 A) i *Gyrolithes polonicus* Fedonkin.

Interpretacja środowiska sedymentacji. O przypisaniu osadom z omawianego odcinka profilu środowiska depozycji w strefie dolnego przybrzeża zadecydowała obecność piaskowców drobnoziarnistych facji SFl z małokątowym warstwowaniem przekątnym, wskazującym na depozycję w wysokoenergetycznych warunkach górnego ustroju prądu. Innym wskaźnikiem depozycji w wysokoenergetycznej strefie dolnego przybrzeża jest specyficzny zapis ichnologiczny, wskazujący na wysoką energię środowiska, która sprzyjała rozwojowi organizmów filtrujących pokarm z zawiesiny wodnej. W zapisie ichnologicznym fakt ten zaznaczył się zwiększoną liczebnością jamek mieszkalnych filtratorów i wyraźnie zaznaczającym się zmniejszeniem frekwencji jamek żerowiskowo-mieszkalnych osadożerców.

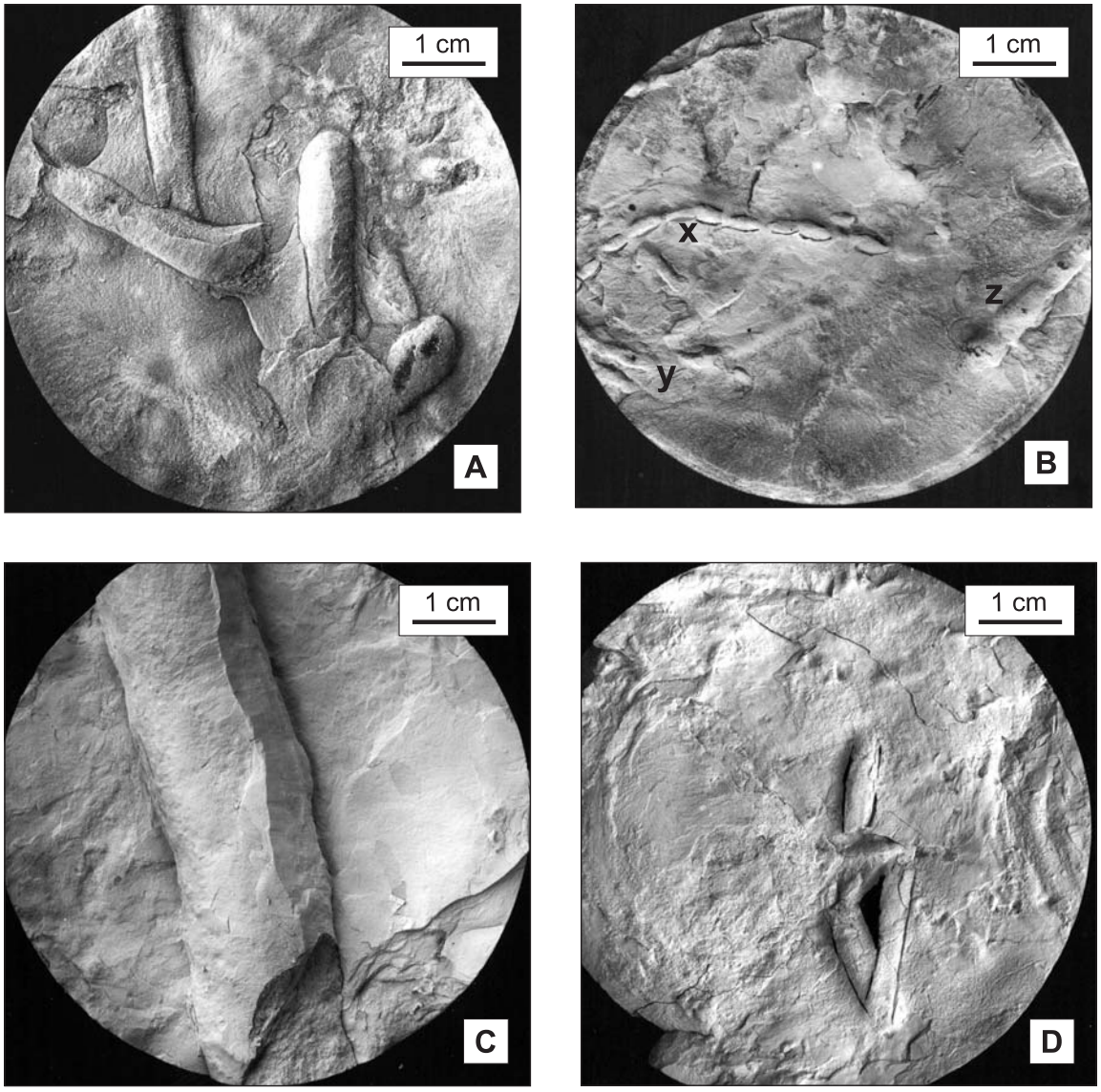


Fig. 18. Charakterystyczne skamieniałości śladowe kambru dolnego

A – *Treptichnus* cf. *triplex* Palij, asocjacja facjalna górnego odbrzeża, formacja mazowiecka, głęb. 2072,4 m; **B** – **x**: *Neonereites biserialis* Seilacher, **y**: *Planolites montanus* Richter, **z**: *Planolites beverleyensis* (Billings), asocjacja facjalna górnego odbrzeża, formacja mazowiecka, głęb. 2075,8 m; **C** – *Teichichnus rectus* Seilacher, asocjacja facjalna dolnego przybrzeża, formacja mazowiecka, głęb. 2116,4 m; **D** – *Treptichnus bifurcus* Miller, asocjacja facjalna górnego odbrzeża, formacja kaplonoska, głęb. 1998,1 m

Characteristic trace fossils of the Lower Cambrian

A – *Treptichnus* cf. *triplex* Palij, upper offshore facies association, Mazowsze Formation, depth 2072.4 m; **B** – **x**: *Neonereites biserialis* Seilacher, **y**: *Planolites montanus* Richter, **z**: *Planolites beverleyensis* (Billings), upper offshore facies association, Mazowsze Formation, depth. 2075.8 m; **C** – *Teichichnus rectus* Seilacher, lower shoreface facies association, depth 2116.4 m; **D** – *Treptichnus bifurcus* Miller, upper offshore facies association, Kaplonosy Formation, depth 1998.1 m

System depozycyjny odbrzeża

Asocjacja facjalna górnego odbrzeża

Opis. Typową cechą asocjacji facjalnej górnego odbrzeża jest dominacja facji F oraz częste występowanie piaskowców drobnoziarnistych facji SFm i SFl. Ostatnie z wymienionych tworzą warstwy o niewielkiej miąższości 1–2 m. Skamieniałości śladowe są liczne i urozmaicone pod względem etologicznym i ichnotaksonomicznym. Wśród jamek mieszkalno-żerowiskowych osadożerców występują: bardzo liczne *Teichichnus rectus* (Seilacher), *Planolites beverleyensis* (Billings) (fig. 18Bz), *P. montanus* Richter (fig. 18 By), *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Treptichnus* cf. *triplex* Palij (fig. 18B) i *T. bifurcus* Miller (fig. 18D). Sporadycznie występuje *Neonereites uniserialis* Seilacher (fig. 18Bx). Wśród domichnia licznie występują drobne jamki *Bergaueria corniculata* Pacześna, *B.* isp., bardzo nieliczne są jamki *Skolithos linearis* Haldemann oraz *Monocraterion* isp.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Jednym ze wskaźników pozwalających przypisać osadom z omawianego odcinka profilu środowisko depozycji w strefie górnego odbrzeża było nieliczne występowanie piaskowców drobnoziarnistych z małokątowym warstwowaniem przekątnym facji SFl w stosunku do podwyższonej frekwencji tej facji w omawianej wyżej strefie dolnego przybrzeża. Świadczy to o zmniejszeniu się energii środowiska. Powyższą diagnozę potwierdza również zapis ichnologiczny, przede wszystkim dominacja jamek żerowiskowo-mieszkalnych osadożerców. Obecność w omawianym odcinku profilu licznych kanałów osadożerców reprezentowanych przez ichnorodzaje *Planolites* i *Teichichnus*, wskazuje na powolną sedymentację mułu z zawiesiny w spokojnym, niskoenergetycznym środowisku. Sprzyjało ono dużej koncentracji substancji odżywczych w osadzie. Spadek energii środowiska spowodował w omawianym profilu niską frekwencję jamek mieszkalnych filtratorów w środowisku górnego odbrzeża w stosunku do stref dolnego przybrzeża, wskazując jednocześnie na pogłębienie się środowiska sedymentacji.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil utworów ordowiku w otworze wiertniczym Parczew IG 10 opracowano na podstawie badań próbek rdzeniowych oraz interpretacji pomiarów geofizyki otworowej. Utwory te przewiercono z ciągłym poborem próbek rdzeniowych, zarejestrowano tu przesunięcie pomiarów geofizycznych względem próbek rdzeniowych wynoszące około 3,5 m. Według próbek rdzeniowych utwory ordowickie występują w interwale 1472,2–1500,1 m, a według pomiarów geofizycznych 1469,0–1496,5 m, tym samym ich miąższość wynosi 27,5 m.

Z uwagi na ograniczoną dokumentację biostratygraficzną ordowiku w profilu Parczew IG 10 przypuszczalny przebieg większości granic stratygraficznych wyznaczono na podstawie pomiarów geofizyki otworowej, przy wykorzystaniu korelacji geofizycznej z innymi reperowymi otworami wiertniczymi obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego, w których granice te mają dokumentację biostratygraficzną. Szczególnie przydatne tu były wykresy natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG). Pomiar ten w niektórych przypadkach (np. w ordowiku czy sylurze) wykazuje duże podobieństwo krzywych pomiarowych z różnych otworów, co umożliwia pewną korelację wyróżnianych poziomów, których izochroniczność nie budzi raczej wątpliwości.

Utwory ordowiku obszaru platformowego Polski powstały w jednym rozległym basenie sedymentacyjnym, w którym zmiany naturalnej promieniotwórczości środowiska (dopływu do niego substancji promieniotwórczej) następowały jednocześnie na dużych obszarach (Modliński, 1982). Wykresy natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) mają podobny kształt w różnych rejonach, mimo że poziom promieniotwórczości tła jest zmienny. Zjawisko to skontrolowano w odległych od siebie profilach i dobrze udokumentowano biostratygraficznie, tak że w pewnych przypadkach można przeprowadzić korelację profilów niezależnie od ich wykształcenia litologicznego.

W profilu wyróżniono utwory od dolnego tremadoku po górny aszgil.

Tremadok (tremadok)

Profil ordowiku rozpoczynają znikomej miąższości utwory dolnego tremadoku ułożone z wyraźną nieciągłością sedymentacyjną na utworach piaskowcowo-ilastych formacji kostrzyńskiej kambru środkowego (Lendzion i in., 1979; Poprawa, Pacześna, 2002). Utwory te wyróżniono w interwale głębokościowym 1499,9–1550,1 m (według próbek rdzeniowych) i zaliczono warunkowo do formacji zlepieńców i piaskowców z Krzyży (?). Są to piaskowce kwarcowe, różnoziarniste, ciemnoszare z odcieniem brązowym o spoiwie ilasto-krzemionkowym i węglanowym w spągu ze zlepieńcem złożonym z słabo obtoczonych okruchów skał ilastych. Ten typ wykształcenia osadów tremadoku dolnego zasadniczo różni się od wykształcenia równowiekowych utworów w innych obszarach Lubelszczyzny, na przykład w rejonie otworów wiertniczych Łopiennik IG 1, Busówno IG 1 (Lendzion i in., 1979) czy w strefie Biłgoraj–Narol (Modliński, Szyma-

ński, 2005). Profil ten wykazuje natomiast duże podobieństwo do tremadoku zachodniej części obniżenia podlaskiego reprezentowanego przez formację zlepieńców i piaskowców z Krzyży, a rozpoznanego wierceniami Łochów IG 2 czy Wrotnów IG 1 (Modliński, 1978; Modliński, Szymański, 2008).

Flo–daping (arenig)

Na rozmytej powierzchni stropowej piaskowców tremadoku dolnego z niezgodnością sedymentacyjną i stratygraficzną (Modliński, 1984) zalegają utwory arenigu reprezentowane przez niższą część formacji wapieni Uherki (głębokość 1496,2–1499,9 m według próbek rdzeniowych). Profil rozpoczyna się warstwą zlepieńca przechodzącego w glaukonityt. Wyżej występują dolomity szare, ciemnoszare, szarobrunatne i wiśniowe z licznymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych. W utworach tych poza przekrystalizowaną fauną brachiopodów i trylobitów z rodzaju *Megistaspis* (?) nie stwierdzono oznaczalnej makrofauny. Na podstawie korelacji litologicznej i geofizycznej z innymi wierceniami Lubelszczyzny można wnioskować, że w profilu reprezentowane są zarówno utwory arenigu dolnego, odpowiadającego zarówno bałtyckiemu piętru latorp, jak i arenigu górnego równowiekowego piętru volkhov.

Darriwil (lanwirn)

Do lanwirnu zaliczono środkową część formacji wapieni Uherki, występującą według prób rdzeniowych w interwale głębokościowym 1491,6–1496,2 m.

W profilu na głębokości 1494,4–1496,2 m występują dolomity jasnoszare i szare z odcieniem brunatnym, a miejscami zielonym, z cienkimi przerostami ilastymi, przechodzące ku górze w wapienie szaroróżowe i wapienie dolomityczne jasnoszare z przerostami ilastymi barwy ciemnoszarej. Miejscami w utworach tych obserwuje się liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych. Z makrofauny zidentyfikowano tu jedynie cystoidy *Echinosphaerites* sp. Na podstawie korelacji litostratygraficznej i geofizycznej utwory z tego interwału można korelować z niższym lanwirnem, odpowiadającym bałtyckim piętrom od kunda po lasnamagi (?).

Wyżej w interwale 1491,2–1994,4 m występują wapienie organodetrytyczne szare i jasnoszare, z nieregularnymi przerostami ilastymi barwy ciemnoszarej, a miejscami z brunatnymi ooidami żelazistymi (?), oraz dość liczną fauną cystoidów *Echinosphaerites* sp. Utwory te można zaliczyć do wyższego lanwirnu, ponieważ w innych profilach regionu w tej części profilu formacji wapieni z Uherki (Modliński, 1984) stwierdzono występowanie *Hustedograptus* (=*Glytptograptus*) *teretiusculus* Hisinger, taksonu wskaźnikowego dla wyższego lanwirnu równowiekowego bałtyckiemu regionalnemu piętru uhaku.

Sandb–kat (karadok–aszgil dolny)

(Karadok)

Utwory karadoku wyróżnione zostały według próbek rdzeniowych w interwale głębokościowym 1484,0–1491,6 m i obejmują one najwyższą część formacji wapieni Uherki oraz formację iłowców Udala (Modliński, 1984).

W obrębie formacji wapieni Uherki na głębokości 1489,9–1491,2 m występują wapienie organodetrytyczne, szare, miejscami szaroróżowe i szarowiśniowe, z ooidami żelazistymi i przerostami ilastymi ciemnoszarymi i szarozielonymi. Utwory te można korelować z najniższym karadokiem, odpowiadającym bałtyckiemu piętru kukruse.

Natomiast na głębokości 1488,5–1489,9 m stwierdzono wapienie szare, z licznym detrytem fauny, przechodzące ku górze w wapienie margliste jasnoszare i jasnoszarozielone, z wkładkami ciemnoszarych iłowców miejscami z licznym biotytem. W stropie utwory formacji są wyraźnie rozmyte i spirytyzowane. W utworach występują liczne szczątki trylobitów, z których zidentyfikowano jedynie *Illaenus* sp., cystoidy *Echinosphaerites* sp i *Heliocrinites* sp., oraz fragmenty graptolitów, brachiopodów i konularii. Utwory tego interwału odpowiadają zapewne bałtyckiemu piętru haljala.

Formacja iłowców Udala według próbek rdzeniowych występuje na głębokości 1484,0–1488,5 m. Są to iłowce ciemnoszare i szare oraz zielone, miejscami cętkowane, z wkładkami wapieni marglistych oraz nielicznymi laminami bentonitu. W wyższej części tych utworów zidentyfikowano: *Tretaspis* sp., *Climacograptus* sp., *Dicellograptus* sp. oraz *Paterula* sp. W omawianym profilu utwory formacji iłowców z Udala zaliczyć można do wyższego karadoku, obejmującego prawdopodobnie bałtyckie piętra od keila po vormsi.

(Aszgil dolny)

Do aszgilu dolnego zaliczono utwory formacji wapieni z Kodeńca (głęb. 1480,1–1484,0 m prób rdzeniowych), która tworzy charakterystyczny pakiet skał wapiennych zabarwionych na różne odcienie koloru brunatnego i czerwonego. Są to głównie wapienie margliste, miejscami z licznym detrytem fauny, brunatnoczerwone, brunatnoróżowe, różowoszare i szarobrunatne, z wkładkami margli i iłowców szarych. W omawianym interwale profilu obserwuje się nieliczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, a w stropie pakietu zaznacza się wyraźna powierzchnia rozmycia. W utworach tych zidentyfikowano: *Illaenus* sp., *Panderia* sp., *Pseudosphaeroxochus* sp., ponadto występują tu pojedyncze cystoidy, liczne fragmenty brachiopodów, liliowców, głowonogi i ślimaki. Jest to dość typowy zespół fragmentów makrofauny dla omawianej formacji, która zaliczana jest do niższego aszgilu (Modliński, 1984), odpowiadającego bałtyckiemu piętru pirgu.

Hirnant (aszgil górny)

Aszgil górny reprezentowany jest przez formację margli Tyśmienicy (głęb. 1472,2–1480,1 m według prób rdzeniowych). Tworzą ją margle i margle ilaste, szare i szarozielone, z licznymi wkładkami, laminami i nieregularnymi soczewkami szarych wapieni drobnokrystalicznych, oraz cienkimi wkładkami zlepów muszlowych i brekcji wapiennych. W części przystropowej osadów formacji występują rozproszone ziarna glaukonitu, a jej strop jest wyraźnie rozmyty.

W utworach tych wśród makrofauny, poza fragmentami głowonogów i szkarłupni, stwierdzono *Mucronaspis* sp. i *Eostropheodonta* sp. Są to charakterystyczne elementy fauny górnego aszgilu, odpowiadającego bałtyckiemu piętru porkuni.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA UTWORÓW ORDOWIKU

W toku badań petrograficznych wyróżniono w nich następujące litofacje:

- zlepieńcową
- glaukonitową
- węglanowo-marglistą
- ilastą
- piroklastyczną

Litofacja zlepieńcowa

W otworze wiertniczym Parczew IG 10 litofacja ta pojawia się w tremadoku, w postaci 20-centymetrowej miąższości zsylifikowanego brunatnoszarego zlepieńca, reprezentowanego w płytce cienkiej przez otoczaki piaskowca mułowcowego i mułowca oraz masę wypełniającą węglanowo-piaszczystą (próbka z głęb. 1500,0 m). Piaskowiec mułowcowy, występujący w materiale otoczakowym składa się z ziarn kwarcu dobrze obtoczonych, o uziarnieniu dochodzącym do 0,65 mm i fosforanowego spoiwa barwy brunatnej, typu bazalno-stykowego. W spoiwie występują także niewielkie ilości wtórnych węglanów i impregnacje wodorotlenkami żelaza, a także skupienia pirytu. Liczne drobne otoczaki mułowca reprezentują jeden typ skały, o uziarnieniu kwarcu detrytycznego około 0,04 mm w spoiwie pirytowym z małą zawartością węglanów.

Masa wypełniająca zlepieńca zawiera obtoczone ziarna kwarcu frakcji dochodzącej do 0,7 mm i duże kryształy pirytu tkwiące w spoiwie sparytowym.

Litofacja glaukonitowa

W profilu otworu wiertniczego Parczew IG 10 litofacja glaukonitowa występuje w nadkładzie zlepieńca spągowego i w badaniach petrograficznych była reprezentowana przez 2 próbki: z głębokości 1499,8 m (glaukonityt zlepieńcowaty) i z głębokości 1499,6 m (glaukonityt). Spągowy w poziomie glaukonitowym glaukonityt zlepieńcowaty (próbka z głęb. 1499,8 m) stanowi skałę złożoną z glaukonitu (rzędu 50% obj.) w spoiwie sparytowym. W płytce cienkiej wykonanej z tej samej skały występuje poza tym okruch (dł. 13 mm) skały fosforanowej, smużysto zabarwionej, brunatnoczarnej oraz otoczak średnicy 10 mm piaskowca o spoiwie fosforanowym, bazalno-stykowym o uziarnieniu 0,08–0,65 mm. W spoiwie sparytowym występują ponadto pojedyncze ziarna frakcji piaszczystej (<1% obj.) należące do kwarcu detrytycznego frakcji do 1,1 mm oraz do skały fosforanowej, a także stosunkowo duże (do 1,6 mm średnicy) skupienia epigenetycznych minerałów krzemionkowych (kwarc, chalcedon, opal) oraz pięknie wykształcone idiomorficzne kryształy pirytu. Spoiwo węglanowe lokalnie bywa impregnowane wodorotlenkami żelaza.

W nadległej części poziomu glaukonitowego (próbka z głęb. 1499,6 m) stwierdzono występowanie głównie glaukonitu frakcji 0,08–0,85 mm w ilości rzędu 50% obj. i pojedynczych ziarn kwarcu detrytycznego (<1% obj.) frakcji przeciętnie 0,1 mm (pojedyncze ziarna sięgają 0,55 mm), w węglanowym spoiwie bazalno-stykowym. Ponadto w płytce cienkiej zauważono drobne skupienia epigenetycznego kwarcu, chalcedonu i opalu utworzonego w wyniku sylifikacji skały, nieco skupień pigmentu pirytowego oraz niewielkiej ilości węglanowych szczątków organicznych. W spoiwie widoczne są lokalne impregnacje związkami żelaza, a większość ziarn glaukonitu wykazuje obecność brunatnych powłok żelazistych. Skała ta odznacza się znaczną zmiennością składu w obrębie płytki cienkiej, występują tu także partie węglanowe, prawie niezawierające glaukonitu.

Litofacja węglanowo-marglista

W profilu ordowiku otworu wiertniczego Parczew IG 10 litofacja węglanowo-marglista pojawia się – analogicznie do innych równowiekowych profili Polski wschodniej i północnowschodniej – w nadkładzie poziomu glaukonitowego w arenigu. W bezpośrednim nadkładzie glaukonitytu (arenig) są to drobnokrystaliczne dolosparyty (próbka z głęb. 1499,5 m) i margle (próbka z głęb. 1499,4 m), zawierające glaukonit. Spągowy w tym kompleksie dolosparyt składa się z kryształów wielkości rzędu 0,10–0,15 mm i zawiera pojedyncze reliktowe ziarna trawiastozielonego glaukonitu wielkości 0,13–0,40 mm, niektóre z obwódkami glaukonitowymi na pierwotnie ostrokrawędzistych okruchach ziarn, bądź w brunatnych obwódkach żelazistych. Występują tu także pojedyncze fosforanowe szczątki organiczne, w przekroju o kształtach igiełkowatych, a także skupienia pirytu.

Nadległy margiel składa się z węglanowych partii sparytowych i mikrytowych oraz ilastych, całkowicie pelitycznych, związanych z powierzchniami rozmywania. W partii ilastej płytki cienkiej zaobserwowano nieliczne ziarna intensywnie

zielonego glaukonitu średnicy do 0,08 mm oraz jedno ziarno kwarcu wielkości 0,08 mm.

Wyżej w profilu (arenig) występuje kompleks dolosparytów szarych, wiśniowych i plamistych ze śladami rozmywania, reprezentowanych w badaniach przez próbki z głęb. 1498,8–1495,8 m. Przeciętna wielkość kryształów węglanów w tych sparytach jest zmienna i waha się od 0,01 mm (próbki z głęb. 1498,8–1497,7 i 1496,8–1496,4 m) poprzez 0,05 mm (głęb. 1497,1 m) do 0,03 mm (głęb. 1495,8 m).

Sporadycznie pojawiają się także sparyty różnokrystaliczne (głęb. 1498,1 m). Niektóre z próbek wykazywały występowanie impregnacji tlenkami i wodorotlenkami żelaza, pigmentu pirytowego, żyłek pirytowych lub większych kryształów pirytu (wielkości 0,4 mm w próbce z głęb. 1497,7 m i 0,08–0,03 mm w próbce z głęb. 1497,1 m). Niekiedy pojawiają się fosforanowe szczątki organiczne, sporadycznie obserwuje się także obecność domieszki ilastej, występującej w postaci bardzo cienkich, gęsto rozmieszczonych między romboedrami dolomitu płatów barwy oliwkowobrunatnej, o wysokiej dwójłomności, czasem o charakterze powłok na powierzchniach rozmywania, w tym przypadku pasmom ilastym towarzyszą pojedyncze ziarna detrytycznego kwarcu frakcji około 0,02 mm.

Następnie, w nadkładzie omówionych dolosparytów występuje kompleks jasnoszarych, szarych i różowych biomikrytów marglistych i margli (próbki z głęb. 1495,6–1490,0 m) należących do lanwirnu i niższego karadoku. Są to skały barwy szarej w płytkach cienkich (ciemnoszare, szarobrunatne), często o całkowicie afanitowej masie podstawowej, z bardzo licznymi węglanowymi szczątkami organicznymi, nieraz znacznych rozmiarów, osiągających 2,5 mm (próbka z głęb. 1495,6 m). Niektóre charakterystyczne kształty lub wewnętrzne struktury okruchów pozwoliły na ustalenie przynależności ich do mszywiołów, trylobitów, szkarłupni, brachiopodów, liliowców. W jednej tylko próbce znaleziono kwarc detrytyczny (jedno ziarno w płytce cienkiej próbki z głęb. 1495,4 m, dobrze obtoczone, o średnicy 0,4 mm), natomiast w większości tego kompleksu występują widoczne makro- i mikroskopowo liczne cienkie powłoki ilaste barwy oliwkowobrunatnej związane z nieciągłościami sedymentacyjnymi, nieraz związane z drobnymi stylolitami. Lokalnie plamisto występują tu też impregnacje tlenkami i wodorotlenkami żelaza. W próbkach z głębokości 1491,5 i 1490,0 m brunatne związki żelaza barwią selektywnie pewne szczątki organiczne, głównie szkarłupni o porowatej strukturze.

Nadległe poziomy skał (karadok) stanowią zwykle ciemnoszare i szare margle odznaczające się dużą zmiennością składu mineralnego i struktury.

Wyróżnić tu można dwa zasadnicze typy skał: margle zbudowane z tła ilasto-marglistego z węglanowymi szczątkami organicznymi (próbki z głęb. odpowiednio 1489,9; 1489,4 i 1488,5 m) oraz szare margle afanitowe i mikryty margliste z obfitym detrytusem szczątków organicznych (próbki z głęb. 1489,6; 1489,0 i 1487,0 m).

W płytkach cienkich margli pierwszego rodzaju widoczne jest tło ilaste, nieco margliste, barwy oliwkowobrunatnej oraz węglanowe szczątki organiczne, luźno rozsiane w tle lub ułożone warstwowo. Margle te zawierają materiał detrytyczny frakcji mułkowej (kwarc i pojedyncze blaszki muskowitu) frakcji przeciętnie 0,03–0,05 mm (przy czym sporadycznie nieliczne ziarna osiągają 0,25 mm) oraz liczne skupienia pirytu, niekiedy znacznych rozmiarów (do 2,5 mm). Akcesorycznie, w nielicznych ziarnach, pojawia się też glaukonit barwy bladozielonej. Skały te wykazują przejawy sylifikacji w postaci impregnacyjnych skupień epigenetycznych minerałów krzemionkowych.

Wśród margli opisanego typu na szczególną uwagę zasługuje próbka z głębokości 1489,9 m, zawierająca poza tłem ilastym barwy oliwkowej węglany w postaci szczątków organicznych, pseudomorfoz i skupień, ostrokrawędziste ziarna kwarcu frakcji piaszczystej (wielkości do 0,54 mm), zwracając uwagę kształtami przekrojów: klinowymi lub o wklęsłych powierzchniach. Skała ta zawiera również glaukonit, stosunkowo licznie tu występujący, często w postaci reliktów widocznych wewnątrz pseudomorfoz węglanowych oraz pseudomorfoz utworzonych wewnątrz porowatych szczątków szkarłupni, a także zrekrystalizowanych ziarn – być może pseudomorfoz po innych minerałach (np. skaleniach). Niezależnie od genezy i sposobu występowania, wszystkie wymienione rodzaje glaukonitu są barwy bladozielonej. Ponadto w skale tej występują także pojedyncze ziarna zbliźniaczonych plagioklazów i blaszki muskowitu wielkości dochodzącej do 1 mm i biotytu (średnio do 0,4 mm) oraz prawie lub całkowicie izotropowe fosforanowe okruchy i szczątki organiczne.

Margle drugiego rodzaju składają się z marglistego tła mikrytowego i zawierają obfity detrytus szczątków organicznych oraz skupienia pirytu, niekiedy także substancję bitumiczną. Jedna z próbek tej grupy (z głęb. 1487,0 m) w badaniach mikroskopowych wykazuje ślady struktur glonowych. W skałach tych występują liczne stylolity i towarzyszące im koncentracje substancji ilastej. Natomiast nie zauważono w nich materiału detrytycznego.

W wyższym kompleksie węglanowo-marglistym występującym w bezpośrednim nadkładzie iłowców karadoku występują ciemnoszare i zielonoszare margle i wapienie margliste (karadok, próbki z głęb. 1485,4 i 1484,3 m) z obfitym detrytusem węglanowych szczątków organicznych, skupieniami pirytu i domieszką mułku frakcji 0,02–0,03 mm. Zawartość substancji ilastej bywa zmienna, a cechy optyczne obserwowane na jej skupieniach (niska dwójłomność, pleochroizm) wskazują na obecność chlorytu.

Wyżej w profilu (aszgil) pojawiają się szare, ciemnoczerwone, brunatne i plamiste biomikryty margliste nieco dolomityczne, o wysokiej zawartości dobrze zachowanych węglanowych szczątków organicznych (próbki z głęb. 1483,2–1480,5 m). Skały te są barwy brunatnowiśniowej, pochodzącej od impregnacji tlenkami i wodorotlenkami żelaza, przy czym impregnacja ta jest nierównomierna i w sposób selektywny obejmuje także niektóre szczątki organiczne, a szczególnie szczątki szkarłupni o porowatej strukturze. Zawartość P_2O_3 w próbce z głębokosci 1402,1 m wynosi 1,66% wag. Sporadycznie obserwuje się także występowanie powłok ilastych związanych z rozmywaniem skały.

W nadkładzie opisanych biomikrytów stwierdzono kompleks margli mułowcowych (próbki z głęb. 1479,5–1472,3 m). W odróżnieniu od niżej leżących biomikrytów zawierają bardzo niewielką ilość drobnych szczątków organicznych, natomiast stałym ich składnikiem jest mułek kwarcowy frakcji przeważnie do 0,04 mm, czasem z domieszką drobnego piasku frakcji do 0,08 m. Materiał detrytyczny zazwyczaj jest nierównomiernie rozmieszczony, a jego zawartość waha sie w granicach 2–5%. Całości obrazu mikroskopowego tych skał dopełnia bardzo obfity pigment i skupienia pirytowe, ziarna ilmenitu i zmienna zawartość substancji bitumicznej oraz drobne romboedry węglanowe. Ponadto próbka z głębokości 1472,6 m, wyróżniająca się dużą zmiennością składu mineralnego i struktury (w płytce cienkiej widoczne są partie i soczewki o przewadze węglanów oraz laminy i soczewki, w których koncentruje się substancja ilasta) i stanowiąca w ogólnej swej masie margiel mułowcowo-piaszczysty, w partiach węglanowych zawiera znaczne ilości ciemnych pelletów frakcji do 0,075 mm oraz pojedyncze ziarna glaukonitu (jedno ziarno w płytce cienkiej). Ponadto skała ta, podobnie jak niżej leżąca próbka z głębokosci 1473,0 m, odznaczają się obecnością gruzłów i nieregularnych soczewek węglanowych.

Wyniki przeliczeń częściowych analiz chemicznych niektórych próbek skał opisanej litofacji zestawiono w tabeli 16.

Tabela 16

Zawartość kalcytu, dolomitu i części nierozpuszczalnych w HCl w skałach węglanowych ordowiku [% wag.]

Contents of calcite, dolomite and precipitates insoluble in HCl in Ordovician carbonate rocks [% weight]

Głębokość [m]	Kalcyt	Dolomit	Części nierozpuszczalne w HCl
1483,2	69,29	8,24	16,04
1482,1	83,10	5,03	8,16
1481,4	64,11	7,23	20,84
1480,5	81,09	6,18	8,72

Litofacja ilasta

W otworze wiertniczym Parczew IG 10 przebadane skały ilaste należą do karadoku i w badaniach petrograficznych reprezentowane były przez próbki z głębokosci 1486,5; 1485,6 i 1472,2 m. Niżej leżący poziom stanowi zsylifikowany iłowiec marglisty z glaukonitem. Glaukonit występuje tu w ziarnach wielkości dochodzącej do 0,5 mm, przeciętnie około 0,15 mm, niekiedy bywa zrekrystalizowany. Często ziarna tego minerału mają brunatne żelaziste obwódki, nie zawsze całkowicie otaczające ziarna. Skała ta zawiera także mułek i pojedyncze ostrokrawędziste ziarna kwarcu frakcji piaszczystej (do średnicy 0,15 mm) oraz pojedyncze fosforanowe szczątki organiczne. Ziarna i skupienia węglanowe wydają się być pseudomorfozami po glaukonicie.

W nadległym poziomie występuje mułowcowy iłowiec marglisty z nieregularnie rozmieszczonymi partiami marglistymi i węglanowymi – mikrytowymi i sparytowymi, z nieregularną laminacją materiałem detrytycznym frakcji mułkowej i drobnego piasku (o uziarnieniu do 0,08 mm). Skała ta zawiera znaczną ilość pirytu w postaci rozsianego pigmentu i jego skupień oraz pojedyncze skupienia węglanowe związane ze szczątkami organicznymi.

W stropie profilu ordowiku otworu Parczew IG 10 występuje poziom iłowca nieco marglistego (próbka z głęb. 1472,2 m), zawierającego małą ilość mułku oraz substancję bitumiczną. Skała ta jest cętkowana, barwy zmiennej, zielonostalowej, odznacza się obecnością znacznie zmienionych szczątków organicznych (zapewne graptolitów), rozszerzonych, w obwódkach barwy brunatnej. Na jednej z powierzchni warstwowania (rozmywania) znajdują się soczewkowo-laminowe skupienia glaukonitu, nie udało się ich jednak otrzymać w płytce cienkiej.

Litofacja piroklastyczna

W ordowiku otworu wiertniczego Parczew IG 10 stwierdzono występowanie 2 cienkich warstewek bentonitowych (na głęb. 1485,4 i 1487,1 m). Ich miąższość wynosi kilka milimetrów, ale jedynie z pierwszej z nich uzyskano ilość materiału umożliwiającą przeprowadzenie badań.

Bentonit ten jest barwy szarej, o płatkowej oddzielności, z biotytem obficie występującym w jednej partii skały (uzyskano próbkę pokruszoną). Płytki cienkiej nie udało się wykonać, natomiast wyniki analizy termicznej wskazują na występowanie illitu, małej zawartości smektytu oraz pirytu.

Zawartość kaolinitu, stwierdzonego rentgenograficznie, okazała się poniżej granicy wykrywalności metody termicznej. W analizie rentgenowskiej otrzymano refleksy podstawowe substancji ilastej: bardzo szeroki, rozmyty refleks 10,00–10,50 Å, o intensywności względnej 11 i bardzo słaby refleks 7 Å (o int. wzgl. 2). Po nasyceniu glikolem otrzymano ostry refleks 10,02 Å oraz bardzo słabe refleksy 17,6; 8,5; 7,6 i 7,11 Å, a po prażeniu w temperaturze 490°C jedynie ostry refleks 10,02 Å. Wyniki te wskazują na występowanie w badanej skale pakietów mieszanych illit/smektyt z przewagą illitu oraz bardzo drobnej zawartości kaolinitu. Poza tym otrzymano refleksy pochodzące od małych zawartości kwarcu, skaleni i kalcytu.

Podsumowanie

W spągu profilu otworu wiertniczego Parczew IG 10 występuje zlepieniec tremadoku. Skład petrograficzny jego otoczaków (skały fosforanowe, mułowcowe i piaskowce) wskazuje na pochodzenie materiału detrytycznego tego zlepieńca ze starszych skał osadowych.

Nadległa sekwencja litologiczna: glaukonityty, wapienie lub dolomity z glaukonitem, wapienie lanwirnu, osady ilaste karadoku i węglanowe aszgilu w profilu ordowiku otworu

wiertniczego Parczew IG 10 jest analogiczna do sekwencji wielu innych równowiekowych profili Lubelszczyzny.

Skały węglanowe i węglanowo-margliste dość często wykazują ślady nieciągłości sedymentacyjnych i obecność powierzchni rozmywania podkreślonych powłokami ilastymi. Na uwagę zasługuje obecność ziarn glaukonitu pojawiających się aż do stropu ordowiku.

Skały ordowiku otworu Parczew IG 10 podlegały wielu procesom epigenetycznym, jak rekrystalizacja, glaukonityzacja węglanów, sylifikacja, pirytyzacja, impregnacja skał węglanowych wodorotlenkami żelaza, zastępowanie glaukonitu węglanami. Szczególnym przykładem jest też iłołupek cętkowany ze stropu profilu ordowiku. Specyficzne rozmieszczenie substancji organicznej i obecność charakterystycznie zmienionych szczątków organicznych prawdopodobnie graptolitów, wykazuje podobieństwo do iłowców cętkowanych otworu Tłuszcz IG 1 (Langier-Kuźniarowa, 1974a, b).

Skład mineralny substancji ilastej ordowiku otworu wiertniczego Parczew IG 10 jest analogiczny do stwierdzonego w równowiekowych profilach Niżu Polskiego (Bàrdosy, Langier-Kuźniarowa, 1964; Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971, 1974a). Zasadniczym składnikiem jest asocjacja illitu i chlorytu (głównie klinochloru), niekiedy z udziałem fazy illitowej, drobnych ilości materiału detrytycznego (kwarcu, skaleni) oraz węglanów i pirytu.

Skład mineralny bentonitu (próbki z głęb. 1485,4 i 1487,1 m) jest analogiczny do składu równowiekowych bentonitów innych regionów Polski i odznacza się obecnością pakietów mieszanych illit/smektyt (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971, 1974a, 1979, 1981, 1990).

Obecność biotytu, prawdopodobnie pochodzenia piroklastycznego, zauważona kilkakrotnie na powierzchniach warstwowania skał ilastych karadoku oraz domieszka materiału interpretowanego jako piroklastyczny w marglu karadockim (głęb. 1488,5 m), a być może także w karadockim marglu z biotytem (głęb. 1489,4 m) wskazywałyby na wielokrotne, chociaż słabe, zaznaczanie się odległych zjawisk wulkanicznych w profilach ordowiku Lubelszczyzny.

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi wstępne i międzynarodowy podział standardowy syluru a podział lokalny

Utwory syluru w otworze wiertniczym Parczew IG 10 zostały nawiercone według rdzenia na głębokości 1071,0–1472,2 m, osiągając miąższość 401,2 m. Według pomiarów geofizycznych osady sylurskie występują na głębokości 1067,5–1469,0 m (miąższość 401,5 m). W profilu Parczew IG 10 udokumentowano utwory landoweru, wenloku i ludlowu. Skały syluru w badanym profilu ułożone są niezgodnie sedymentacyjnie na utworach węglanowo-marglistych ordowiku (aszgilu) i przykryte w stropie utworami silikoklastycznymi karbonu.

Miąższość poszczególnych oddziałów syluru wzrasta ku górze profilu, od nieco ponad 20 m miąższości landoweru do ponad 300 m miąższości ludlowu. Upad warstw wynosi 0°, tylko miejscami, w obrębie stref uskokowych może wynosić 45°. Zakres rdzeniowania utworów sylurskich wyniósł średnio 30,3%. Z uwagi na ograniczony zakres rdzeniowania profilu Parczew IG 10, granice jednostek chronostratygraficznych w nierdzeniowanych odcinkach profilu są przybliżone i wyznaczone między innymi na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych otworu z reperowymi, datowanymi biostratygraficznie regionalnymi profilami na obszarze lubelskim np. Kaplonosy IG 1 oraz Łopiennik IG 1.

Podstawowym źródłem informacji dotyczącym utworów oraz fauny syluru w otworze Parczew IG 10 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1975). Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez Tomczyka (1975) na podstawie fragmentów rdzeni wiertniczych, próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych. Strop i spąg syluru wyznaczono na podstawie rdzenia oraz pomiarów geofizycznych. Głębokości granic jednostek stratygraficznych wyznaczone na podstawie pomiarów geofizycznych są niższe o kilka metrów w porównaniu z wyznaczonymi na podstawie rdzenia (por. fig. 19).

Utwory syluru, podobnie jak pozostałe utwory dolnego paleozoiku badanego profilu, powstały w południowej części lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego, rozciągającego się od późnego proterozoiku wzdłuż zachodniego skłonu Baltiki. Profil syluru otworu wiertniczego jest typowy dla tego obszaru. Przeważają utwory drobnoklastyczne: iłowce i w mniejszym stopniu mułowce oraz przeławicenia wapieni w wyższej części profilu. Zespoły skamieniałości występujące w utworach syluru są mało zróżnicowane, jednak często są dość liczne i dobrze zachowane. Dominującą grupą skamieniałości są graptolity, oznaczone przez Tomczyka (1975); rzadziej spotyka się skorupki ramienionogów bezzawiasowych, małżów i głowonogów.

Dominujące w rdzeniowanych odcinkach profilu graptolity stanowią podstawę biostratygrafii systemu. Jako wzorzec dla biostratygrafii polskich sekwencji utworów systemu sylurskiego wykorzystuje się tradycyjnie schemat podziału wypracowany w klasycznych odsłonięciach obszarów Anglii i Walii. Jego ramy zostały stworzone na początku poprzedniego stulecia; podlegając modyfikacjom schemat ten stosowany jest do dziś pod nazwą Zgeneralizowana Zonacja Graptolito-

wa (*Generalized Graptolite Zonation*, skr. *GGZ*), ustalona przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koren i in., 1996). Schemat podziału chronostratygraficznego syluru według Melchina i innych (2004), oparty na podziale biostratygraficznym Koren i innych (1996) został przedstawiony na figurze 19. Podział graptolitowy przedstawiony przez Urbanka i Tellera (1997) dla obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego jest w znacznym stopniu korelatywny z podziałem standardowym.

Podział syluru, wykorzystany w niniejszym opracowaniu został przedstawiony w ramach znowelizowanej stratygrafii, obejmującej zrewidowane położenie niektórych granic oddziałów zgodnie ze standardowym podziałem syluru (fig. 19). Taksonomiczny skład fauny i jej występowanie w profilu, a także nieformalne wydzielenia litostratygraficzne („warstwy") i ich granice podano według dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1975).

Sukcesja skał sylurskich jest reprezentowana głównie przez osady silikoklastyczne. Są to w większości iłowce, niekiedy margliste, przeławicone mułowcami; w wyższej części profilu, szczególnie w ludlowie wzrasta udział wapieni, występujących w formie przeławiceń lub soczewek.

Landower

Utwory landoweru stwierdzone według rdzenia na głębokości 1451,0–1472,2 m mają miąższość 21,2 m. Są to iłowce, iłowce margliste i dolomityczne, szare, szarozielonkawe i czarne z graptolitami: *Pristiograptus* sp., *P. gregarius* (Lapworth), występującego w poziomie *sedgwickii* górnego aeronu oraz *Rastrites* sp., *Orthograptus* sp., i *Climacograptus* sp. (Tomczyk, 1975).

Obecność najmłodszego piętra landoweru – telychu udokumentowano według rdzenia na głębokości 1451,0–1463,2 m (miąższość 12,2 m) na podstawie występowania retiolitów: *Retiolites geinitzianus angustidens* Elles et Wood, oraz graptolitów *Monograptus marri* Perner, *M. priodon* (Bronn), a także charakterystycznych dla telychu form spiralnych na-

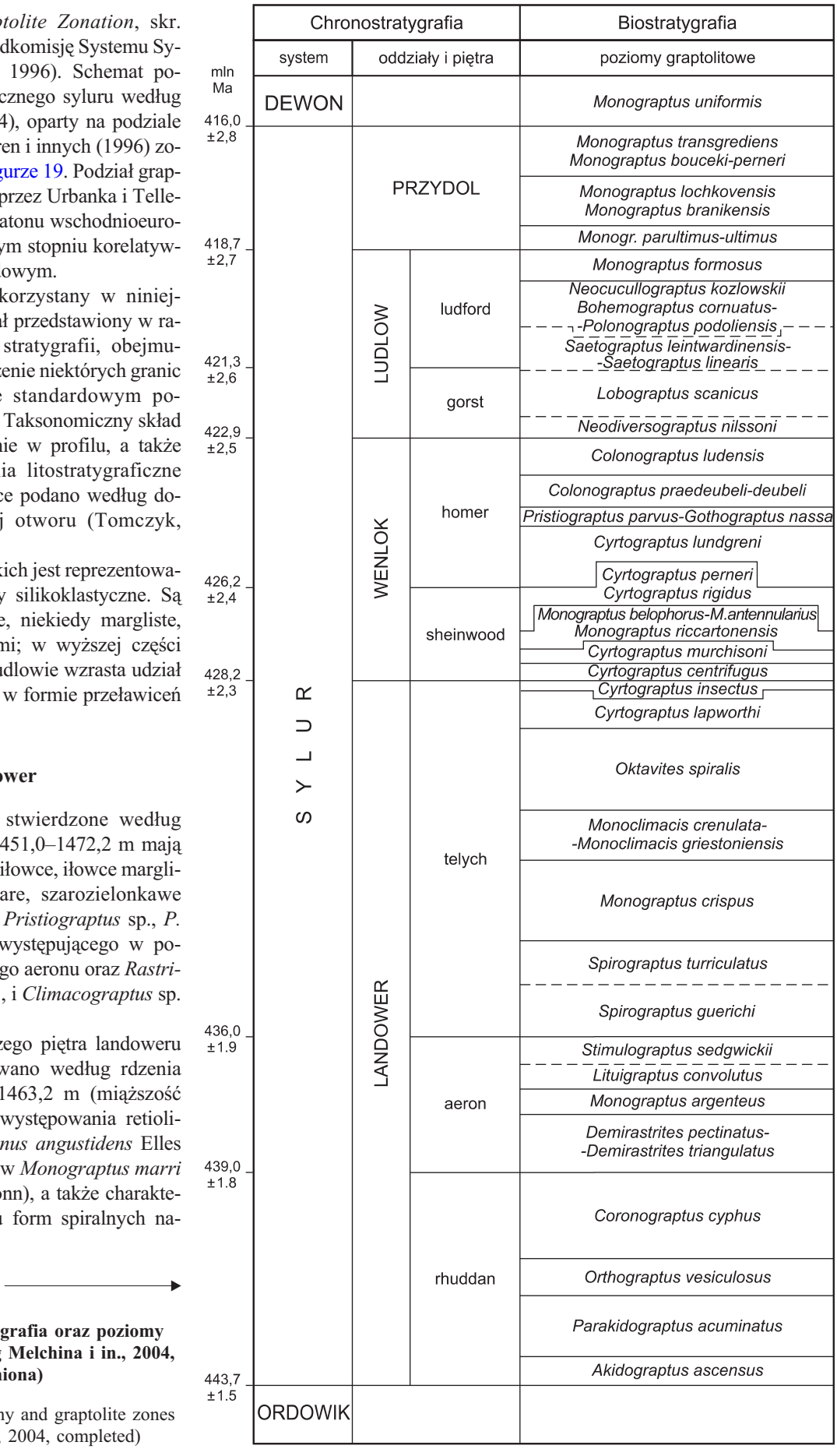


Fig. 19. Chronostratygrafia oraz poziomy graptolitowe syluru (wg Melchina i in., 2004, uzupełniona)

Silurian chronostratigraphy and graptolite zones (after Melchin *et al.*, 2004, completed)

leżących do rodzaju *Spirograptus* sp. oraz *Monoclimacis crenulata* (Törnquist), wskaźnikowej formy poziomu *crenulata* środkowego telychu. Graptolit ten według Tomczyka (1975) występuje na głębokości 1451,0–1455,2 m, natomiast *Monoclimacis* cf. *crenulata* (Törnquist) na głębokości 1455,2–1457,2 m.

Wenlok

Głębokość występowania utworów wenloku określono na podstawie próbek rdzeniowych oraz korelacji litologicznych i geofizycznych z sąsiednimi otworami wiertniczymi. Odcinek profilu odpowiadający utworom wenloku był rdzeniowany w 52%. Dolną granicę wenloku wyznaczono na podstawie prób rdzeniowych na głębokości 1451,0 m w miejscu pojawienia się graptolitów z rodzaju *Cyrtograptus*, w tym *C.* cf. *centrifugus* Bouček. Przybliżoną głębokość górnej granicy ustalono na około 1375,0 m i wyznaczono na podstawie korelacji pomiarów geofizycznych z innymi, lepiej udokumentowanymi paleontologicznie otworami, wśród których należy wymienić Kaplonosy IG 1. Miąższość utworów wenloku wynosi więc około 76,0 m.

Utwory wenloku to głównie szare iłowce laminowane, miejscami złupkowacone, z nielicznymi wkładkami lub konkrecjami szarych wapieni marglistych z liczną, w niektórych interwałach rdzeniowanych, fauną graptolitów. Na podstawie graptolitów stwierdzono obecność sheinwoodu i homeru.

Sheinwood

Obecność utworów sheinwoodu stwierdzono według rdzenia na głębokości 1420,0–1451,0 m (miąższość 31,0 m). Dokumentują go graptolity należące do rodzaju *Cyrtograptus,* występujące już na głębokości 1446,0–1451,0 m. Poza tym występują tu graptolity rodzajów *Retiolites*, *Monoclimacis* i *Mediograptus.* Tomczyk (1975) opisuje obecność *Cyrtograptus murchisoni* Carruthers, taksonu wskaźnikowego dla poziomu *C. murchisoni* niższego sheinwoodu na głębokości 1437,0–1446,0 m. Razem z tą formą opisywane są *Monograptus priodon* (Bronn), *Monoclimacis* sp., *Cyrtograptus* sp., *Streptograptus* sp., *Retiolites geinitzianus* Barrande, *Pristiograptus dubius latus* (Bouček), *Mediograptus* sp. Powyżej występują *Cyrtograptus rigidus* Tullberg, *C. perneri* Bouček, *C.* cf. *ellesi* Wood – przewodnie i charakterystyczne dla wyższego sheinwoodu. Poza graptolitami należącymi do rodzaju *Cyrtograptus* występują licznie graptolity rodzaju *Pristiograptus*, charakteryzujące się długimi zasięgami stratygraficznymi.

Homer

Obecność utworów homeru stwierdzono na podstawie obecności retiolitów *Gothograptus nassa* Holm w przedziale głębokości 1381,3–1388,7 m. Ze względu na przerwę w rdzeniowaniu pewne wyznaczenie stropu homeru i zarazem stropu wenloku nie jest możliwe. Dolną granicę wyznaczono na głębokości 1420,0 m, poniżej której występują według Tomczyka graptolity najwyższego sheinwoodu: *Cyrtograptus perneri* Bouček, oraz *C.* cf. *ellesi* Wood. Powszechnie występuje tu także *Pristiograptus dubius* (Suess) – o długim zasięgu stratygraficznym, od środkowego sheinwoodu po górny przydol (Urbanek, 1997).

Ludlow

Do ludlowu zaliczono utwory występujące według rdzenia na głębokości od 1071,0 m do około 1375,0 m (spąg nie był rdzeniowany). Według Tomczyka (1975) są to warstwy siedleckie (ludlow górny) oraz warstwy mielnickie (ludlow dolny) stanowiące nieformalne jednostki litostratygraficzne. Stopień rdzeniowania utworów ludlowu wyniósł około 21%.

Według próbek rdzeniowych, próbek okruchowych oraz pomiarów geofizycznych w ludlowie występują szare i ciemnoszare iłowce często laminowane z wkładkami mułowców i iłowców marglistych z graptolitami oraz wkładkami szarych wapieni. Osady silikoklastyczne wykazują laminację poziomą; miejscami stwierdzono warstwowanie przekątne i konwolutne. Oprócz licznych gatunków graptolitów charakterystycznych dla ludlowu, Tomczyk (1975) opisuje obecność głowonogów: z rodziny Orthoceratidae, *Kionoceras* sp. i małżów *Cardiola* sp. Oznaczone przez Tomczyka graptolity dokumentują obecność obu pięter ludlowu: gorstu i ludfordu, nierozdzielnych ze względu na niepełną dokumentację paleontologiczną związaną z brakami w rdzeniowaniu profilu. W niższej części ludlowu stwierdzono występowanie *Bohemograptus* sp., *B.* cf. *bohemicus tenuis* (Bouček), *B. bohemicus* (Barrande), *Pristiograptus* sp., *P. dubius frequens* Jaekel, *Monoclimacis* cf. *haupti* (Kuehne), *Cucullograptus* sp., *C.* cf. *aversus* Urbanek. W najwyższej części profilu syluru w marszu 1085,8–1102,0 m Tomczyk (1975) opisuje obecność gatunku *Monoclimacis ultimus* (Perner)(=*Neocolonograptus ultimus* (Perner)), formy wskaźnikowej dla poziomu *ultimus* niższego przydolu (Teller, 1964; Urbanek, 1997; Urbanek, Teller, 1997). Ze względu jednak na słaby stan zachowania fauny w niektórych interwałach nie można wykluczyć, że formy oznaczone jako gatunek *Monoclimacis ultimus* (Perner) mogą reprezentować starszy, górnoludlowski gatunek *Pseudomonoclimacis latilobus* (Tsegelniuk), często mylony z *Neocolonograptus ultimus* (Perner) (Urbanek, 1997). Pozycja taksonomiczna i stratygraficzna graptolitów występujących w wyższej części syluru w profilu Parczew IG 10 wymaga więc rewizji.

Najwyższą część syluru w profilu Parczew IG 10 stanowią szarozielone lub zielone iłowce łupkowate, słabo laminowane z nielicznymi wkładkami zwięzłych wapieni marglistych o miąższości do 3 cm, powyżej których występują utwory karbonu.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, SEDYMENTOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil otworu wiertniczego Parczew IG 10 (fig. 20) zlokalizowany jest we wschodniej części lubelskiego karbońskiego basenu sedymentacyjnego na obszarze wyniesienia łukowsko-wisznickiego (Żelichowski, 1972). Jednostka ta zwana była również przez Porzyckiego (1988) monokliną Łuków–Włodawa. Opisywany otwór dowiązano do oddalonych od niego o około 16 km ku południowi, profili otworów Tarkawica 3 i Gródek 1. Utwory karbonu w otworze Parczew IG 10 występują w interwale 629,0–1067,5 m według pomiarów geofizycznych i mają miąższość 438,5 m. Według

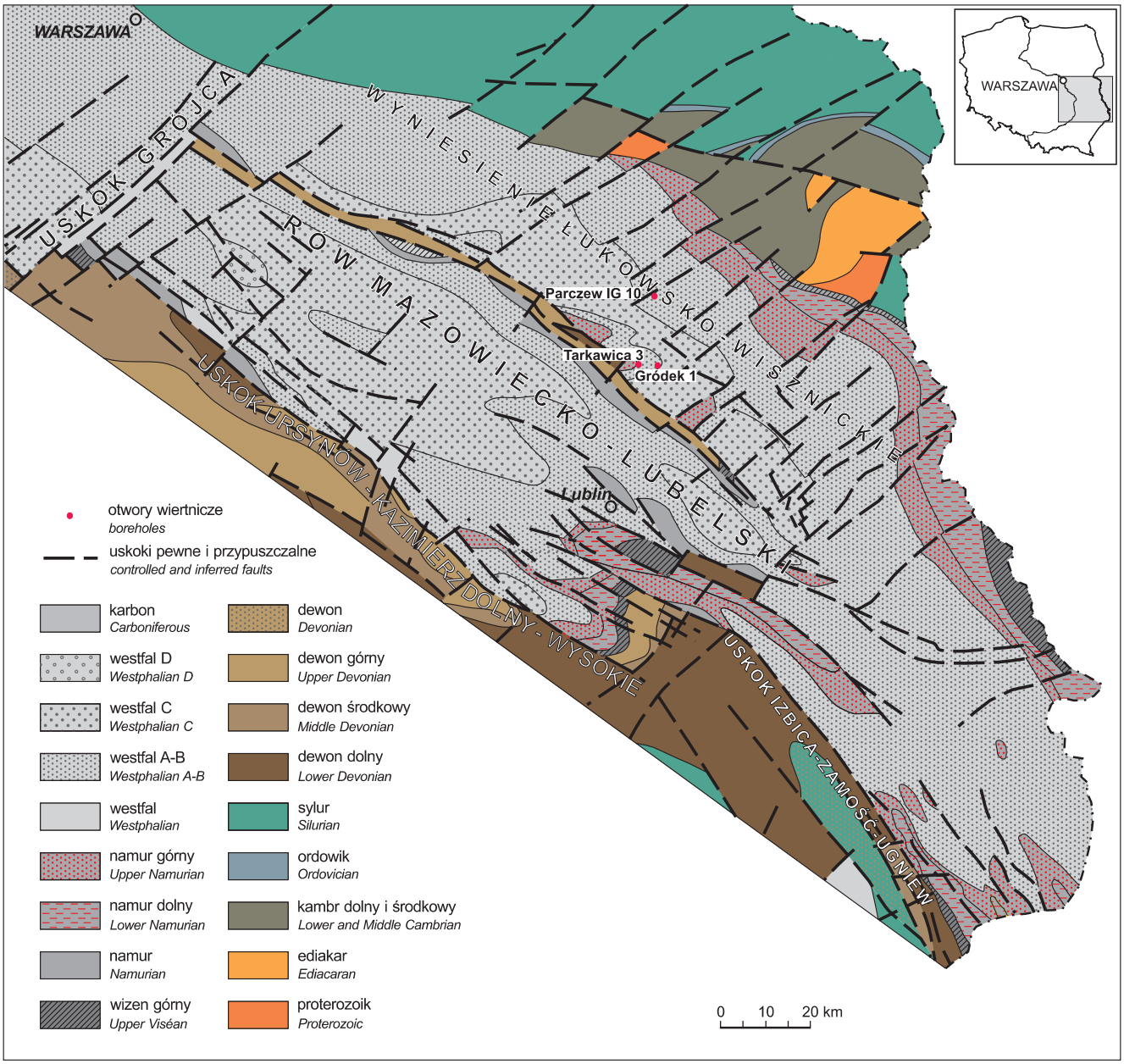


Fig. 20. Mapa lokalizacyjna – fragment mapy strukturalno-geologicznej lubelskiego basenu sedymentacyjnego bez utworów młodszych od karbonu (wg Żelichowskiego, Porzyckiego, 1983, zmienione)

Location map – fragment of the structural-geological map of the Lublin sedimentary basin without strata younger than the Carboniferous (after Żelichowski, Porzycki, 1983, modified)

miary wiertniczej ich spąg znajduje się na głębokości 1071,0 m. W podłożu karbonu występują utwory syluru (ludlowu), natomiast w nadkładzie jury środkowej.

Litologia

Charakterystykę litologii utworów karbonu wykonano na podstawie opisu rdzeni wiertniczych pochodzącego z dokumentacji wynikowej tego otworu (Żelichowski i in., 1975).

W profilu spotykane są wapienie, margle, iłowce, mułowce, piaskowce, zlepieńce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste, węgle, boksyty i diabazy. Miąższościowo dominują skały klastyczne i ilaste.

Ławice węglanowe o miąższości 0,2–6,0 m występują w niższej części profilu. Częściej spotykane są wapienie niż margle. Wśród wapieni występują dwa zasadnicze typy: drobnoziarniste i gruzłowe. Wapienie drobnoziarniste mają barwę od jasno- do ciemnoszarej, jasnobeżowoszarą, brązowoszarą lub brązową. Najczęściej są masywne, mogą też zawierać przeławicenia lub intraklasty wapieni pelitycznych oraz laminy margliste. Spotykane są w nich szczątki fauny – trochitów, muszli ramienionogów, osobniczych i kolonijnych koralowców i małżoraczków. Mogą występować również żyłki zmineralizowane pirytem lub kalcytem oraz drobne konkrecje pirytowe. Drugi typ wapieni gruzłowych jest złożony z szarych gruzłów wapieni drobnoziarnistych i otaczającej je ciemnoszarej substancji marglistej. Spotykane są w nich podobne szczątki fauny, jak w wapieniach drobnoziarnistych, oraz szwy stylolitowe, konkrecje syderytowe i sporadycznie spirytyzowane fragmenty flory.

Margle mają zwykle ciemnoszarą barwę i zawierają przeławicenia brązowoszarych wapieni. Spotykane są również szczątki fauny, wśród których oprócz wymienionych mogą występować ślimaki i fragmenty trylobitów, jak również drobne konkrecje syderytowe lub pirytowe.

Wśród iłowców wyróżniono trzy zasadnicze grupy. Do pierwszej zaliczono warstwy ciemnoszarych i czasami szarych iłowców o miąższości od 1,3 do ok. 11 m, które charakteryzują się obecnością warstwowania poziomego, złupkowacenia oraz szczątków fauny morskiej – muszli ramienionogów, małży i goniatytów, trochitów liliowców, fragmentów trylobitów. Iłowce z tej grupy mogą zawierać laminy, smugi i soczewki syderytu, impregnacje pirytem i sporadycznie zlustrowania. W dotyku są „jedwabiste".

Do drugiej grupy włączono ciemnoszare, szare i czasami jasnoszare iłowce o miąższości około 1,5–5,0 m, które makroskopowo podobne są do tych z grupy pierwszej, ale odróżniają się obecnością szczątków fauny słodkowodnej – muszli małżów i małżoraczków, jak również łusek ryb.

Do trzeciej grupy zaliczono iłowce o miąższości około 0,1–4,0 m, które charakteryzują się obecnością zwęglonych szczątków flory – sieczki roślinnej, stigmarii, apendiksów, megaspor oraz pni kalamitów, kordaitów, pinnularii, sfenofyllów. Iłowce mają najczęściej barwę jasnoszarą lub szarą (rzadziej jasnobrązową, brązowoszarą lub szarozieloną) z zielonym, beżowym lub jasnobrązowym odcieniem. Czasami barwy te układają się plamiście. Cechą charakterystyczną jest gruzłowata tekstura i obecność zlustrowań kompakcyjnych, tak więc cech wyróżniających horyzonty tzw. gleb stigmariowych. Określenie to pojawia się w opisie rdzeni wiertniczych zaledwie kilkukrotnie, ale należy przypuszczać, że charakteryzowane iłowce należą do tego typu utworów. W iłowcach spotykane są również sferolity, konkrecje, smugi i przerosty syderytowe, konkrecje, przerosty i rozproszone kryształki pirytu oraz laminy węgliste. Poza iłowcami mającymi charakter gleb stigmariowych występują również takie o szarej, ciemnoszarej i czarnej barwie, masywne, a czasami warstwowane poziomo i złupkowacone.

W profilu karbonu występują trzy zasadnicze typy mułowców. Do typu pierwszego, częściej spotykanego, włączono mułowce i mułowce piaszczyste o barwie szarej, czasami ciemnoszarej, czarnej, szarej z zielonym lub beżowym odcieniem oraz miąższości wynoszącej około 0,2–10,0 m. Są one warstwowane poziomo, soczewkowo, faliście, smużyście, nieciągle, nieregularnie i skośnie drobnoziarnistymi piaskowcami. Czasami są masywne, bywają też złupkowacone. W obrębie mułowców występują konkrecje, soczewki lub podkreślające warstwowanie laminy syderytu i, dość rzadko, sferolity, impregnacje lub konkrecje pirytowe. Spotykane są liczne zwęglone szczątki flory – pni kalamitów i kordaitów, liści paproci oraz występująca na powierzchniach warstwowania sieczka roślinna, której czasami towarzyszy muskowit. Sporadycznie występują stigmarie i apendiksy. Mułowce czasami są zaburzone przez aparaty korzeniowe roślin. Obserwuje się też zaburzenia związane z obecnością konkrecji syderytowych, drobne uskoki oraz zlustrowania rozwinięte na powierzchniach warstw. W mułowcach rzadko spotykane są muszle słodkowodnych i brakicznych małżów oraz łuski ryb.

W niższej części profilu karbonu występują mułowce wapniste lub dolomityczne, które włączono do typu drugiego. Występują one rzadko, mają miąższość 0,05–0,70 m i barwę ciemnoszarą lub rzadko zielonoszarą. Są warstwowane poziomo, mogą zawierać szczątki fauny morskiej – trochity liliowców, mszywioły, ramienionogi oraz sporadycznie konkrecje syderytowe.

W trzecim typie mułowców występują liczne zlustrowania kompakcyjne, nieregularna oddzielność bryłowa, stigmarie i apendiksy, co nadaje im charakter gleb stigmariowych. Utwory mają miąższość 0,2–2,7 m i barwę szarą, szarą z odcieniem brązowym lub zielonym, szarobrązową, zielonobrązową, czasami pstrą. Występują również w ich obrębie konkrecje syderytowe, zwęglona sieczka roślinna, sferolity i czasami nieregularne przewarstwienia bardzo drobnoziarnistych piaskowców.

W środkowej części profilu karbonu piaskowce zdecydowanie przeważają nad innymi utworami. Występują one w warstwach o miąższości 0,35–15,00 m, które wraz z cienkimi przeławiceniami iłowcowo-mułowcowymi i fitogenicznymi tworzą trzy grube kompleksy dochodzace do około 50 m miąższości. Najczęściej spotykane są piaskowce od drobno- do gruboziarnistych, czasami różnoziarniste, kwarcowe lub kwarcowo-skaleniowe, rzadko z domieszką kaolinitu. Występują barwy jasnoszare, rzadziej szare lub szarobrązowe. Piaskowce mogą być masywne lub warstwowane poziomo, przekątnie, skośnie, faliście, soczewkowo lub nieregularnie.

Warstwowania czasami podkreślone są czarną substancją węglistą, zwęgloną sieczką roślinną, laminami mułowcowymi oraz obecnością muskowitu. W spągach lub w obrębie ławic piaskowców występują powierzchnie erozyjne podkreślone klastami konkrecji syderytowych, mułowcowymi, węglistymi, iłowcowymi i kwarcowymi. Czasami widoczne są cienkie przeławicenia zlepieńcowe. Rzadko występują konkrecje, naloty i impregnacje pirytowe. Piaskowce mogą być porowate i kruche, czasami średniozwięzłe, i rzadko szczelinowate.

W przyspągowej części profilu karbonu występują piaskowce i zlepieńce o specyficznym składzie. Charakteryzuje się on obecnością składników pochodzącymi z podłoża przedkarbońskiego. Piaskowce są bardzo drobno-, drobno- lub gruboziarniste, zlepieńcowe i mają zieloną lub jasnoszarozieloną barwę. Zawierają one okruchy iłowców sylurskich, kwarcytów oraz skaleni. W spoiwie występuje substancja ilasta pochodząca z sylurskich iłowców, miejscami z większą domieszką kaolinitu. W zlepieńcach leżących powyżej spotykane są otoczaki iłowców sylurskich, kwarcyty oraz otoczaki piaskowców makroskopowo podobnych do tych leżących poniżej w profilu, na kontakcie z utworami syluru. Spoiwem zlepieńców są jasnozielonoszare gruboziarniste piaskowce kwarcowe.

W profilu karbonu występują liczne warstwy węgli o miąższości około 0,1–2,4 m. Spotykane są typy humusowe, czasami humosapropelowe, klarynowo-durynowe, durynowo-klarynowe, witrynowe i klarynowe. Węgle są bardzo cienko-, średnio-, grubo- i bardzo grubopasemkowe, półbłyszczące i błyszczące. Występują w nich poziome spękania z soczewkami fuzynu na powierzchniach, jak również pionowe szczeliny, w których często spotykane są kryształki pirytu i kalcytu. Czasami węglom towarzyszą iłowce węgliste (łupki węglowe) o miąższości 0,05–0,30 m, utworzone z naprzemianległych lamin węglistych i iłowcowych.

W niższej części profilu karbonu występuje kompleks skał boksytowych o miąższości około 5,3 m, który składa się z warstw boksytów pelitycznych i okruchowych, których szczegółowa charakterystyka znajduje się w rozdziale *Badania surowcowe boksytów i węgli występujących w utworach karbonu*. Poniżej boksytów leży kompleks diabazów o miąższości około 22 m. Występują w jego obrębie ciemnoszare, szare, czarne i ciemnozielone diabazy drobnokrystaliczne, migdałowcowe i skrytokrystaliczne. W ich obrębie spotykane są dwa systemy spękań wypełnionych minerałami z grupu serpentynów, i miejscami węglanami.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Pierwszy podział utworów karbonu w profilu otworu Parczew IG 10 wprowadzili Żelichowski i inni (1975), na podstawie przesłanek litologicznych oraz oznaczeń mikro- i makrofaunistycznych, których wyniki znajdują się w rozdziałach *Biostratygrafia karbonu na podstawie makrofauny* i *Wyniki badań mikropaleontologicznych utworów karbonu na podstawie otwornic i małżoraczków*. Ze względu na istniejące rozbieżności wieku określonego na podstawie oznaczeń faunistycznych, autorzy nie wyznaczyli niektórych granic pięter, a podział przedstawiał się następująco:

- westfal A–B na głębokości 629,0–767,5 m;
- namur B–C na głębokości 767,5–970,5 m;
- namur A–wizen górny na głębokości 970,5–1034,5 m;
- wizen dolny na głębokości 1034,5–1067,5 m.

Zaproponowane w tym tomie granice chronostratygraficzne wyznaczono na podstawie korelacji wyników stratygrafii sekwencyjnej (fig. 21) z globalnym i zachodnioeuropejskim podziałem karbonu (fig. 22). Zastosowana metodologia miała na celu wyznaczenie w badanym profilu granic sekwencji depozycyjnych, poprzez ich dowiązanie do profili sąsiednich Tarkawica 3 i Gródek 1, jak również wcześniej opracowanego modelu (Waksmundzka, 2005, 2006, 2007a, b, 2010).

Profile litologiczno-facjalne karbonu zarówno w otworze Parczew IG 10, jak również otworach sąsiednich zostały skonstruowane na podstawie archiwalnych opisów rdzeni wiertniczych oraz analiz profili geofizyki otworowej. Następnie wykonano ich korelację litologiczno-facjalną, która była podstawą do wydzielenia granic sekwencji depozycyjnych, powierzchni maksimum zalewu oraz ciągów systemowych (fig. 21). Korelację dowiązano do modelu stratygrafii sekwencji, a ten następnie do podziałów chronostratygraficznych na podstawie dobrze datowanego paleontologicznie izochronicznego horyzontu faunistycznego *Dunbarella* (Musiał, Tabor, 1988), który został zidentyfikowany w profilu rdzeni wiertniczych otworu Parczew IG 10 (Musiał, Tabor, 1975), i który odpowiada granicy westfalu A i B (fig. 22). Do korelacji nie można było wykorzystać innych znanych w karbonie basenu lubelskiego horyzontów faunistycznych, tj. *Posidonia* I i *Posidonia* II, ze względu na ich brak w profilu w związku z usunięciem erozyjnym. Zastosowana metodologia wykorzystująca walor izochroniczności granic stratygrafii sekwencyjnej umożliwiła uszczegółowienie chronostratygrafii i wyznaczenie granic pomiędzy oddziałami i piętrami globalnymi oraz zachodnioeuropejskimi.

Charakterystyka litofacjalna profilu stratygraficznego

Charakterystyka litofacjalna dotyczy obydwu, współistniejących obecnie podziałów karbonu: globalnego i zachodnioeuropejskiego (fig. 22).

Missisip (podział globalny)

Wizen (podział globalny). Piętro wizeńskie podziału globalnego odpowiada opisanym poniżej piętrom zachodnioeuropejskim – wizenowi środkowemu i górnemu.

Wizen środkowy (podział zachodnioeuropejski). Utwory tego wieku stwierdzono w karbonie basenu lubelskiego na podstawie wyników stratygrafii sekwencji (Waksmundzka, 2005, 2007a, b, 2010). W profilu otworu wiertniczego Parczew IG 10 wizenowi środkowemu przypuszczalnie odpowiada najniższa część sekwencji 1, która wykształcona jest jako rzeczne piaskowce korytowe.

Wizen górny (podział zachodnioeuropejski). Wyższa część sekwencji 1, w której występują utwory rzeczne i leżące na nich diabazy, jak również sekwencje 2–4 zaliczone już do wizenu górnego. Jego strop pokrywa się z górną powierzchnią

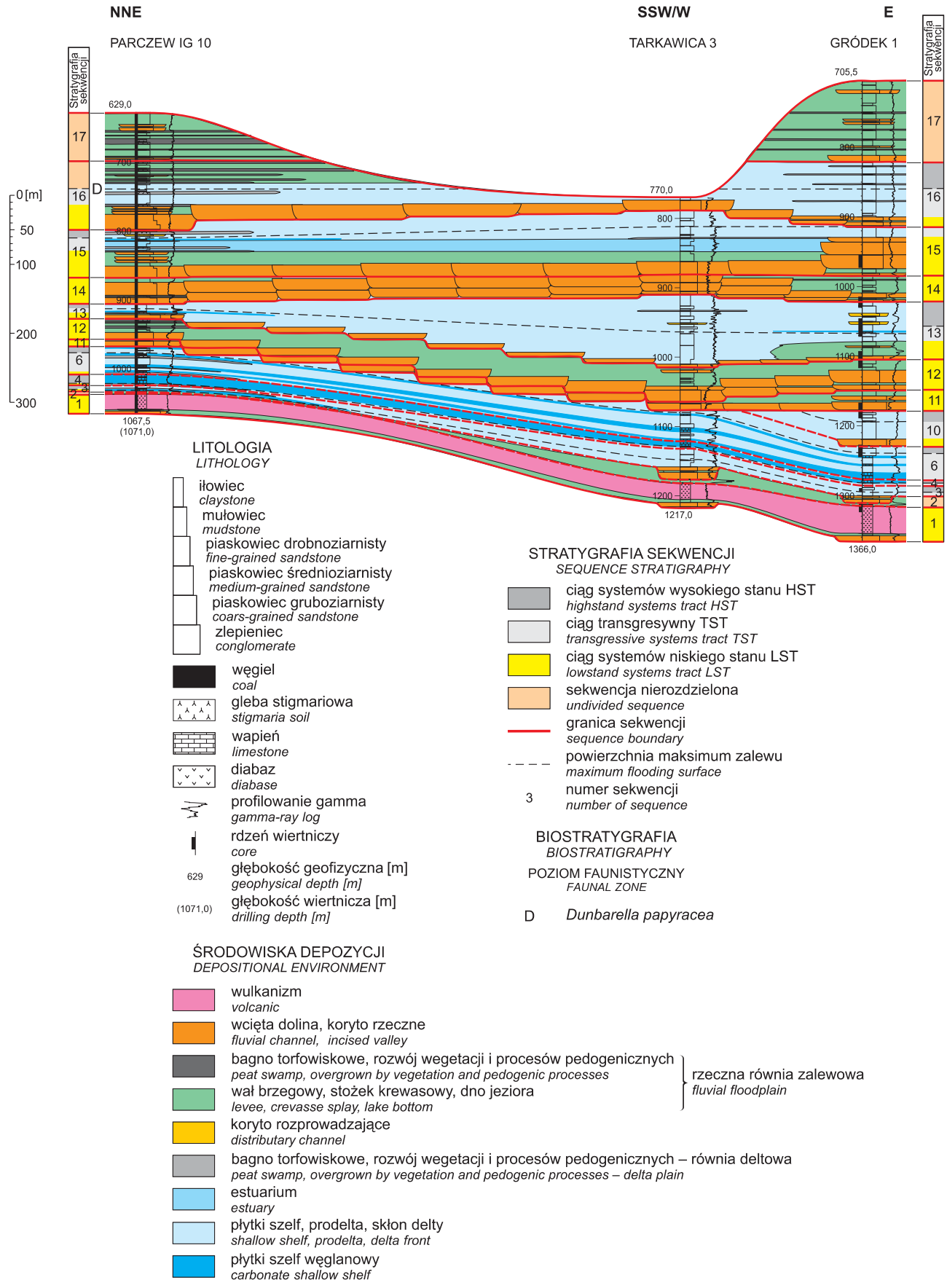
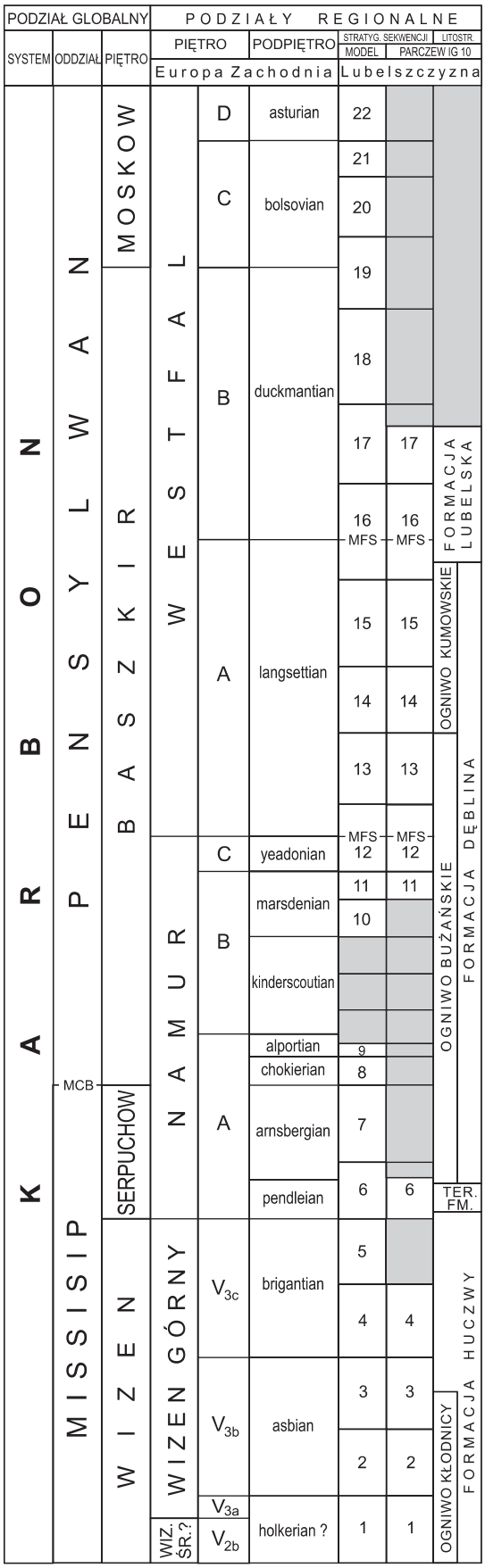


Fig. 21. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu Parczew IG 10

Lithofacial correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession in the Parczew IG 10 borehole area



luki stratygraficzne
stratigraphical gaps

WIZ. ŚR.? przypuszczalny wizen środkowy
supposed Middle Visean

MCB granica śródkarbońska
Mid-Carboniferous boundary

STRATYG. SEKWENCJI stratygrafia sekwencji
sequence stratigraphy

–MFS– powierzchnia maksimum zalewu
maximum flooding surface

LITOSTR. litostratygrafia
lithostratigraphy

TER. FM. formacja Terebina
Terebin Formation

Fig. 22. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu wiertniczego Parczew IG 10

Chronostratigraphy, sequence stratigraphy and lithostratigraphy of the Carboniferous succession in the Parczew IG 10 borehole

niezgodności sekwencji 4. W profilu nie stwierdzono obecności sekwencji 5, co wskazuje na występowanie luki stratygraficznej obejmującej najwyższy górny wizen (wyższy brigantian). Brak utworów tej sekwencji spotykany jest również w innych profilach karbonu we wschodniej części basenu lubelskiego, np. Busówno IG 1 (Waksmundzka, 2007a), czy Krowie Bagno IG 1 (Waksmundzka, 2010).

Utwory sekwencji 2 i niższej części 3 to boksyty, które powstały w warunkach lądowych w wyniku procesów wietrzenia bazaltów. Wyższa część sekwencji 3 i sekwencja 4 wykształcone są głównie jako wapienie powstałe na obszarze płytkiego szelfu węglanowego oraz iłowce i mułowce środowiska delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego. Utwory te tworzą ciągi transgresywne i wysokiego stanu, powstawałe w czasie podnoszenia względnego poziomu morza (WPM) oraz w czasie wysokiego stanu WPM.

Serpuchow (podział globalny). Utwory włączone do serpuchowu w profilu otworu Parczew IG 10 odpowiadają opisanemu poniżej piętru zachodnioeuropejskiemu – namurowi A.

Namur A (podział zachodnioeuropejski). Utwory sekwencji 6 wydatowano na niższą część namuru A. Jego strop pokrywa się z dolną powierzchnią niezgodności sekwencji 11. W tym miejscu występuje erozyjny brak wyższej części sekwencji 6 oraz sekwencji 7–10 i, związana z tym, luka stratygraficzna obejmująca wyższą część namuru A i niższą część namuru B. Obejmuje ona podpiętra zachodnioeuropejskie od arnsbergianu do niższego marsdenianu (fig. 22). Luka stratygraficzna zlokalizowana w obrębie serpuchowu i baszkiru znana jest również na pozostałym obszarze basenu lubelskiego (Waksmundzka, 1998, 2010).

Utwory namuru A wykształcone są jako mułowce, iłowce, wapienie i margle, które powstały w środowisku delty płytkowodnej, płytkiego szelfu węglanowego i ilastego. Tworzą one ciągi transgresywny oraz wysokiego stanu. Jedynie występujące w spągu sekwencji 6 mułowce i gleby stigmariowe powstałe na obszarze równi deltowej odpowiadają warunkom niskiego stanu WPM.

Pensylwan (podział globalny)

Baszkir niższy (podział globalny). Baszkir niższy odpowiada opisanym poniżej piętrom zachodnioeuropejskim – namurowi B oraz C.

Namur B i C (podział zachodnioeuropejski). Piętrom tym przyporządkowano utwory sekwencji 11 i 12. Ich granice odpowiadają granicom pięter. W modelu stratygrafii sekwencji dla karbonu lubelskiego strop namuru C wyznacza powierzchnia maksimum zalewu sekwencji 12. W profilu Parczew IG 10 powierzchnia ta nie występuje ze względu na jej przypuszczalną erozję mającą miejsce w czasie niskiego stanu sekwencji 13. Tak więc w profilu tym strop namuru C wyznacza górna granica sekwencji 12.

W obrębie sekwencji 11 i 12 występują zarówno piaskowce powstałe w korytach rzecznych w obrębie wciętych dolin, jak i mułowce, iłowce, gleby stigmariowe i węgle, reprezentujące środowiska rzecznej równi zalewowej. Utwory te tworzą ciągi niskiego stanu WPM.

Baszkir środkowy (podział globalny). Baszkir środkowy odpowiada scharakteryzowanemu poniżej piętru zachodnioeuropejskiemu – westfalowi A.

Westfal A (podział zachodnioeuropejski). Westfal A obejmuje utwory od spągu sekwencji 13 do powierzchni maksimum zalewu sekwencji 16. Powierzchnia ta jest tożsama z horyzontem faunistycznym *Dunbarella*, który wyznacza granicę westfalu A i B (Musiał, Tabor, 1988).

W obrębie westfalu A dominują piaskowce koryt rzecznych, wypełniające wcięte doliny. Utwory te tworzące całą sekwencję 14, jak również spotykane w niższych częściach pozostałych sekwencji powstawały w warunkach niskiego stanu WPM. W wyższych częściach sekwencji (z wyjątkiem sekwencji 14) spotykane są iłowce, wapienie, margle, mułowce, gleby stigmariowe, węgle, które deponowały w środowiskach estuariowym, delt płytkowodnych oraz płytkiego szelfu węglanowego i ilastego. Utwory te odpowiadają ciągom transgresywnym oraz wysokiego stanu.

Baszkir wyższy (podział globalny). Baszkir wyższy odpowiada scharakteryzowanemu poniżej piętru zachodnioeuropejskiemu – westfalowi B.

Westfal B (podział zachodnioeuropejski). Westfalowi B odpowiadają utwory występujące powyżej powierzchni maksimum zalewu sekwencji 16, aż do stropu karbonu. Interwał ten zawiera wyższą część sekwencji 16 oraz sekwencję 17, i wykształcony jest głównie w postaci iłowców, mułowców, węgli i gleb stigmariowych, które powstawały na obszarze rzecznych równi zalewowych. Rzadko spotykane są cienkie warstwy piaskowców koryt rzecznych. Jedynie przyspągowe iłowce i mułowce reprezentują najwyższą w profilu karbonu wkładkę utworów delty płytkowodnej, powyżej których osady mają charakter wyłącznie rzeczny.

Litostratygrafia

Pierwsze podziały litostratygraficzne karbonu w profilu otworu Parczew IG 10 zostały opracowane na etapie przygotowywania dokumentacji wynikowej. Porzycki (1975) wyróżnił warstwy lubelskie oraz nierozdzielone warstwy kumowskie i bużańskie, z wprowadzonego przez niego podziału litostratygraficznego (Porzycki, 1971 *vide* Porzycki, 1979; fig. 23). Jednakże nie wydzielił on jednostek z niższej części profilu karbonu. Drugi alternatywny podział zaproponował Żelichowski (1975) wzorując się na podziale swojego autorstwa (Żelichowski, 1969; fig. 23). Zaproponował on wszystkie istniejące w tym podziale serie, jednakże nie wyznaczył niektórych granic pomiędzy nimi. Ze względu na niekompletność obu podziałów oraz kilkumetrowe różnice w głębokościach odpowiadających sobie wzajemnie granic, nie zdecydowano się na ich przytoczenie w tym rozdziale. Przypuszcza się, że rozbieżności głębokości mogą być związane z zastosowaniem w pierwszym podziale głębokości wiertniczych, natomiast w drugim głębokości geofizycznych.

W niniejszym rozdziale zaproponowano nowszy podział litostratygraficzny opierający się na jednostkach wyróżnionych przez Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 *vide* Porzycki, 1979), który jest powszechnie stosowany w karbonie lu-

belskim (fig. 23). Granice jednostek zostały skompilowane na podstawie obu starszych podziałów oraz uzupełnień głębokości niektórych granic wprowadzonych na podstawie karty otworu Parczew IG 10 (Mazak, 1975) oraz danych prezentowanych przez Musiał i Tabor (1988 *vide* fig. 38). Głębokości granic podano w mierze wiertniczej, z wyjątkiem stropu i spągu karbonu, które są głębokościami geofizycznymi. Tożsamość granic nowszego podziału z podziałami starszymi pozwoliła na zmianę nazewnictwa odpowiadających sobie jednostek. W profilu wyróżniono:

- formację lubelską na głębokości 629,0–765,8 m (miąższość 136,8 m);
- formację Dęblina na głębokości 765,8–977,1 m (miąższość 211,3 m);
- ogniwo kumowskie na głębokości 765,8–910,05 m (miąższość 44,25 m);

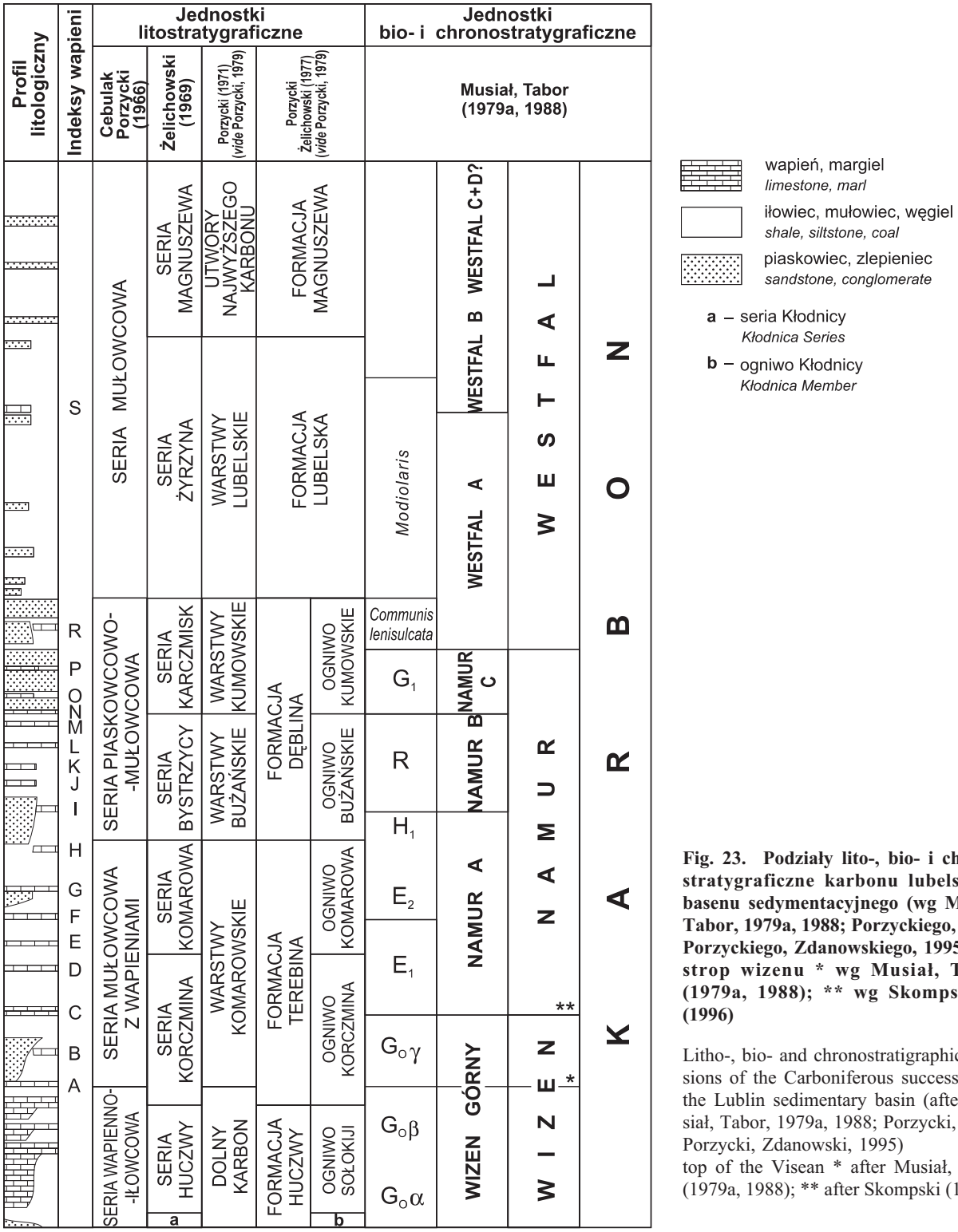


Fig. 23. Podziały lito-, bio- i chronostratygraficzne karbonu lubelskiego basenu sedymentacyjnego (wg Musiał, Tabor, 1979a, 1988; Porzyckiego, 1979; Porzyckiego, Zdanowskiego, 1995)
strop wizenu * wg Musiał, Tabor (1979a, 1988); ** wg Skompskiego (1996)

Litho-, bio- and chronostratigraphic divisions of the Carboniferous succession in the Lublin sedimentary basin (after Musiał, Tabor, 1979a, 1988; Porzycki, 1979; Porzycki, Zdanowski, 1995)
top of the Visean * after Musiał, Tabor (1979a, 1988); ** after Skompski (1996)

- ogniwo bużańskie na głębokości 910,05–977,1 m (miąższość 67,05 m);
- formację Terebina na głębokości 977,1–1006,0 m (miąższość 28,9 m);
- formację Huczwy na głębokości 1006,0–1067,5 m (miąższość 61,5 m);
- ogniwo Kłodnicy na głębokości 1034,5–1067,5 m (miąższość 32,5 m).

Odniesienie wymienionych granic jednostek litostratygraficznych do schematu stratygrafii sekwencji dla utworów karbonu basenu lubelskiego umożliwiło określenie ich rozpiętości czasowej (fig. 22). Formacja Huczwy obejmuje utwory od środkowego wizenu do najniższego namuru A. Ogniwo Kłodnicy wydatowano na wizen środkowy i niższy wizen górny. Formacja Terebina odpowiada niższej części namuru A. Wiek ogniw bużańskiego i kumowskiego należących do formacji Dęblina określono odpowiednio na wyższy namur A–niższy westfal A oraz wyższy westfal A. Formacja lubelska obejmuje najwyższy westfal A–niższy westfal B.

Wiek utworów powyższych jednostek litostratygraficznych odbiega od ich zasięgów podawanych w literaturze (fig. 23). Różnice te występują również w innych profilach karbonu w basenie lubelskim (Waksmundzka, 2007a, b, 2008a, b), co potwierdza diachronizm granic jednostek litostratygraficznych, uchodzących w literaturze za izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977 *vide* Porzycki, 1979).

Łucja MUSIAŁ, Maria TABOR, Maria I. WAKSMUNDZKA (redakcja)

BIOSTRATYGRAFIA KARBONU NA PODSTAWIE MAKROFAUNY[2]

Liczne nagromadzenia skamieniałości obserwuje się w dolnej części utworów karbonu, tj. na głębokości 991,6–1637,1 m oraz w obrębie dwóch horyzontów faunistycznych, spotykanych wyżej w profilu – na głębokościach 740,5–746,5 m oraz 814,0–830,4 m.

Fauna występująca w interwale 991,6–1637,1 m to głównie ramienionogi, liczne korale i liliowce oraz w mniejszej ilości małże, głowonogi i ślimaki. Zespół ten zawiera skamieniałości przewodnie dla wizenu górnego, tj.: *Gigantoproductus* cf. *latissimus* (Sowerby), *Gigantoproductus* sp., *Spirifer* cf. *trigonalis* Martin oraz *Dimorphoceras (Metadimorphoceras)* cf. *lunula* Knopp. Ponadto w zespole tym obok form długowiecznych występują również gatunki obejmujące swym zasięgiem zarówno wizen górny, jak i dolną część namuru A. Są to: *Spirifer bisulcatus calcaratus* McCoy, *Rugosochonetes laguessianus* (de Koninck), *Rugosochonetes longispinus* (Roemer), *Eomarginifera frechi* (Paeckelmann), *Streblopteria ornata* (Ether).

Powyżej przyjętego na głębokości 1008,7 m stropu wizenu górnego, oznaczono liczną faunę występującą w interwale około 17 m miąższości. W przewadze jest to fauna małżowa i ramienionogowa typowa dla dolnej części namuru A (L_1). W tym zespole obok gatunków namursko-wizeńskich i form długowiecznych pojawiają się skamieniałości charakterystyczne dla namuru A – *Phillipsia mucronata* (McCoy), *Polidevcia vasiceki* Kumpera, Prantl, Ružička, *Nuculavus ostraviensis* cf. *transversale* (Klebelsberg), *Anthraconeilo ivaniczi* Szulga.

W profilu otworu wiertniczego Parczew IG 10 wyższe poziomy namuru A i namuru BC nie są udokumentowane faunistycznie, ponieważ odcinek profilu występujący powyżej głębokości 991,6 m o miąższości około 150 m, to utwory w przewadze piaskowcowe, w których nie znaleziono makrofauny, z wyjątkiem pojedynczego przedstawiciela rodzaju *Lingula*.

Górną granicę utworów namuru, na podstawie porównania litologii z profilami sąsiednich otworów, zaproponowano w stropie interwału piaskowcowego, na głębokości ?842,0 m.

W profilu karbonu zlokalizowano horyzont faunistyczny z *Carbonicola pseudorobusta* Trueman na głębokości 814,0–818,0 m. Tworzy go wkładka z bardzo licznymi małżami słodkowodnymi w spągu oraz występująca powyżej ławica z fauną morską. Wśród fauny słodkowodnej oprócz bardzo licznych *Carbonicola* sp. oznaczono następujące gatunki, wskazujące na środkową część westfalu A – strefę *Communis*: *Carbonicola pseudorobusta* Trueman, *Carbonicola cristagalli* Wright, *Carbonicola* cf. *communis* Davies et Trueman, *Naiadites flexuosus* (Dix et Trueman). Fauna morska reprezentowana jest przez liliowce, ramienionogi, małże, ślimaki i pojedyncze, źle zachowane głowonogi. W zespole tym brak jest gatunków przewodnich.

Horyzont faunistyczny z *Dunbarella papyracea* uznawany za granicę westfalu A i westfalu B występuje na głębokości 740,5–746,5 m. Oznaczono wśród spotykanej w nim fauny formy charakterystyczne, tj.: *Dunbarella papyracea* (Sowerby), *Posidonia sulcata* Hind oraz liczne *Edmondia* sp. Występujące w nim goniatyty są w większości nieoznaczalne, oprócz trzech okazów *Anthracoceras* sp.

Spągowa słodkowodna część horyzontu charakteryzuje się obecnością gatunków z rodzaju *Carbonicola*, typowych dla westfalu A oraz form pojawiających się w najwyższym westfalu A i osiągających pełny rozwój w westfalu B. Są to: *Anthracosia regularis* (Trueman), *Naiadites quadratus* (Sowerby) i *Naiadites productus* (Brown).

Wkładki z fauną z głębokości 706,3–707,9 m, w których oznaczono *Naiadites productus* (Brown) i *Naiadites* sp., w których spotykane są również łuski ryb występują w obrębie utworów westfalu B.

Na podstawie przeprowadzonych badań makrofaunistycznych w profilu karbonu w otworze Parczew IG 10 wydzielono:

- westfal B na głębokości 740,5 m,
- westfal A na głębokości 740,5–?842,0 m,
- namur na głębokości ?842,0–1008,7 m,
- wizen górny na głębokości 1008,7–1637,1 m.

[2] Oznaczenia i taksonomia makrofauny pochodzą z 1975 roku

Teresa MIGIER, Maria I. WAKSMUNDZKA (redakcja)

FITOSTRATYGRAFIA KARBONU NA PODSTAWIE FLORY[3]

Profil otworu wiertniczego Parczew IG 10 został opróbowany pod kątem florystycznym na odcinku od 659,2 do 948,2 m. Dobrze zachowana, dość zróżnicowana, równomiernie rozprzestrzeniona flora występuje tylko w górnej części profilu, w próbkach z głębokości 659,2–767,7 m. W tym interwale flora jest bogata i występuje w nagromadzeniach. Spotykane są bardzo liczne gatunki z klasy Equisetinae (Sphenopside) oraz sporadycznie paprociolistne i lepidodendrony. Nie stwierdzono obecności sigillarii. Poniżej 767,7 m w próbach pomiędzy głębokościami 812,9–948,2 m flora wystepuje sporadycznie.

Biorąc pod uwagę nierównomierne rozmieszczenie flory w profilu karbonu, fitostratygrafię można określić tylko w górnej jego części na głębokości 659,2–767,7 m. Duża liczba gatunków, z takimi przedstawicielami jak: *Paripteris pseudogigantea* (Potonié) Gothan i *Paripteris linguaefolia* (Bertrand) Gothan, w asocjacji z pozostałymi paprociolistnymi, których oznaczono w sumie 60, pozwala zaliczyć interwał ten do westfalu B.

Poniżej 767,7 m flora jest nieliczna, a oznaczenia przeważnie rodzajowe i bardzo trudno na podstawie tych danych wyciągnąć wnioski stratygraficzne. Można jedynie przypuszczać, że występujące w niższej części profilu utwory reprezentują dolny westfal, a także górny namur BC. Może na to wskazywać występowanie *Stylocalamites undulatus* (Sternberg), *Lepidodendron aculeatum* Sternberg i *Sphenophyllum cuneifolium* Sternberg. Nieoznaczalne gatunkowo, bardzo drobnolisteczkowe formy roślinne, zbliżone w przekroju do gatunków z rodzaju *Lyginopteris* występujące w ostatnich próbach z głębokości 940,5–948,2 m mogą reprezentować namur A.

Zaproponowana fitostratygrafia, ze względu na nieliczne dane jest przybliżona, a granice pięter wyznaczone na podstawie głębokości skrajnych prób wskazujących na dany wiek. Tak więc w profilu karbonu otworu Parczew IG 10 wyznaczono:

- westfal B na głębokości 659,2–767,7 m;
- westfal A–namur BC na głębokości 812,9–926,5 m;
- ?namur A na głębokości 939,6–948,2 m.

Stanisława WOSZCZYŃSKA

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW KARBONU NA PODSTAWIE OTWORNIC I MAŁŻORACZKÓW[3]

Badania mikrofaunistyczne zostały wykonane głównie na podstawie prób pochodzących z dolnego odcinka profilu karbonu z otworu Parczew IG 10. Wykaz oznaczonej mikrofauny wraz z frekwencją znajduje się w tabeli 17. W próbkach z głębokości 728,0 i 745,0 m mikrofauny nie stwierdzono, natomiast na głębokości 974,0–1036,5 m występowały otwornice i małżoraczki typowe dla górnego wizenu (tab. 17).

Tabela 17

Wykaz otwornic i małżoraczków oznaczonych w utworach karbonu

Listing of foraminifera and ostracoda determined in the Carboniferous deposits

Głębokość [m]	Mikrofauna	Frekwencja
1	2	3
728,00	brak	–
745,00	brak	–
974,00	*Archaediscus karreri* Brady	1
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	4
	Pseudoendothyra struvei (Müler)	1
	Tetrataxis sp.	5
975,00	*Endothyra excentralis* Cooper	14
	Archaediscus karreri Brady	5
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	35
	Pseudoendothyra struvei (Müler)	10
975,50	*Pseudoendothyra struvei* (Müler)	10
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	3
1000,00	?*Rectocornuspira issatchkensis* (Dain)	20
	Amphissites urei (Jones)	5
	Youngiella elongata (Jones et Kirkby)	2
	Maciolatus strigosus Gorak	6
	Scrobicula scrobiculata (Jones, Kirkby et Brady)	10
	Kekkettina bituberculata (McCoy)	2
	?*Cribroconcha insculpta* Robinson	4
	Cribroconcha perplexa Robinson	10

[3] Oznaczenia i taksonomia flory pochodzą z 1975 roku

[3] Oznaczenia i taksonomia mikrofauny pochodzą z 1975 roku

tabela 17 cd.

1	2	3
1000,00 cd.	*Healdia cornigera* (Vine)	2
	Bythocyproidea ukrainica Gurevitsch	10
	Bythocyproidea delicata Gurevitsch	8
	Bairdia distracta Eichwald	2
	Kirkbya quadrata Robinson	3
	człony łodyg liliowców	3
	zęby ryb	2
1000,30	*Amphissites urei* (Jones)	6
	?*Rectocornuspira issatchkensis* (Dain)	45
	Maciolatus strigosus Gorak	9
	Bythocyproidea ukrainica Gurevitsch	6
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	6
	?*Cribroconcha insculpta* Robinson	1
1101,30	*Archaediscus krestovnikovi* Rauser	10
	?*Rectocornuspira issatchkensis* (Dain)	10
	Loeblichia ammonoides (Brady)	1
1001,65	*Archaediscus krestovnikov*i Rauser	5
	Archaediscus karreri Brady	2
	?*Rectocornuspira issatchkensis* (Dain)	1
1002,00	*Archaediscus karreri* Brady	5
1002,40	*Archaediscus krestovnikovi* Rauser	3
	Archaediscus karreri Brady	2
1002,50	*Archaediscus krestovnikovi* Rauser	5
1002,75	*Archaediscus krestovnikovi* Rauser	3
1008,50	?*Rectocornuspira issatchkensis* (Dain)	8
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	10
	Cribroconcha perplexa Robinson	5
	Scrobicula scrobiculata (Jones, Kirkby et Brady)	1
1009,00	*Loeblichia ammonoides* (Brady)	5
	Rectocornuspira sp.	3
	?*Rectocornuspira issatchkensis* (Dain)	7
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	10
	?*Cribroconcha insculpta* Robinson	5
	Cribroconcha sp.	8
	Maciolatus strigosus Gorak	1
	Bythocyproidea ukrainica Gurevitsch	5
	człony liliowców	3
1009,40	*Loeblichia ammonoides* (Brady)	50
	Cribroconcha sp.	5
	Bythocyproidea ukrainica Gurevitsch	4
	Bairdia lagumen Jones et Kirkby	1
	Endothyra excentralis Cooper	1
	Maciolatus strigosus Gorak	1
	kielichy liliowców	5
1009,90	*Loeblichia ammonoides* (Brady)	95
	Endothyra excentralis Cooper	2
	?*Rectocornuspira issatchkensis* (Dain)	10

1	2	3
1009,90 cd.	*Archaediscus krestovnikovi* Rauser	10
	Tetrataxis sp.	5
	Maciolatus strigosus Gorak	1
	Bairdia sp.	3
	?*Cribroconcha insculpta* Robinson	3
1010,40	*Valvulinella youngi* (Brady)	10
	Tetrataxis sp.	10
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	15
	Endothyra excentralis Cooper	10
	Bairdia sp.	3
1010,50	*Archaediscus krestovnikovi* Rauser	10
	Howchinia bradyina (Howchin)	1
	Endothyra excentralis Cooper	7
1010,50	*Tetrataxis conica* Ehrenberg	10
	Valvulinella youngi (Brady)	2
1014,50	*Loeblichia ammonoides* (Brady)	15
	Paramillerella sp.	10
1015,00	*Archaediscus krestovnikovi* Rauser	1
1016,00	*Palaeotextularia convexa* Brazhnikova	5
	Valvulinella youngi (Brady)	5
	Endothyranopsis crassus (Brady)	3
1016,50	*Valvulinella youngi* (Brady)	6
	Endothyra sp.	5
	Loeblichia ammonoides (Brady)	10
	Tetrataxis conica Ehrenberg	8
1018,00	*Archaediscus karreri* Brady	6
1019,00	*Valvulinella youngi* (Brady)	4
	?*Eostaffella proikensis* Rauser	10
	?*Palaeotextularia convexa* Brazhnikova	6
	Bairdia lagumen Jones et Kirkby	2
1020,00	*Endothyranopsis crassus* (Brady)	5
	Archaediscus karreri Brady	5
	Youngiella elongara (Jones et Kirkby)	1
	?*Eostaffella proikensis* Rauser	5
1026,00	*Archaediscus karreri* Brady	7
1034,00	*Howchinia bradyina* (Howchin)	7
	Archaediscus karreri Brady	8
	Endothyranopsis crassus (Brady)	1
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	10
1035,00	*Archaediscus karreri* Brady	5
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	6
1035,10	*Endothyranopsis crassus* (Brady)	3
	?*Palaeotextularia convexa* Brazhnikova	2
1036,50	*Archaediscus karreri* Brady	20
	Archaediscus krestovnikovi Rauser	5
	Endothyranopsis crassus (Brady)	3

Stanisław SKOMPSKI

WYKSZTAŁCENIE FACJALNE WAPIENI DOLNOKARBOŃSKICH W REJONIE OTWORU PARCZEW IG 10

Nadzieje związane z występowaniem boksytów i utworów alitowych w spągu profilu karbońskiego skłoniły do zaprojektowania serii otworów regularnie rozłożonych w odległości kilkuset metrów do 1,5 km wokół centralnie zlokalizowanego otworu Parczew IG 10. Odwiercono 4 takie otwory o symbolach PMA-3, 4, 5, 6. Bliskie odległości tych profili stworzyły niezwykle dogodne warunki do prześledzenia małoskalowych zmian facjalnych w obrębie rdzeniowanych w 100% osadów wizenu. Porównanie profilu Parczew IG 10 z pobliskimi profilami z otworów Parczew IG 6 i IG 8 pozwala także na określenie morfologii powierzchni, na którą transgredowało morze wizeńskie. Jedynym miejscem na Lubelszczyźnie, w którym można obserwować podobną sytuację, są okolice położonego w odległości około 40 km profilu Orzechów IG 2 (Skompski, 1998).

Profil skał osadowych górnego wizenu, zalegających na wulkanitach i ich zwietrzelinie, obejmuje 4 cyklotemy typu Yoredale, zaczynające się wapieniami lub marglami, a kończące osadami fitogenicznymi: węglami, łupkami węglowymi lub glebami stigmariowymi. Cyklotemy te powstały w warunkach sedymentacji deltowej, a ich pojawianie się prawdopodobnie jest efektem ruchów eustatycznych (Skompski, 1996). Pozycja stratygraficzna cyklotemów jest niejednoznaczna, wobec znanych trudności w identyfikacji poziomów wapiennych. Pierwotnie Skompski (1988) zidentyfikował najwyższy z badanych poziomów jako tzw. wapień A. W opracowaniu z roku 1996 roku, bazując na znacznie szerszym materiale otworowym zidentyfikował ten poziom jako tzw. wapień D, jednocześnie przesuwając granicę wizenu i namuru na strop wapienia C. Tym samym, niezależnie od identyfikacji poziomów wapiennych, cały analizowany kompleks został zaliczony do najwyższego wizenu. W niniejszym opracowaniu przyjęto terminologię zastosowaną w pracy Skompski (1996).

Skały klastyczne rozdzielające kompleksy wapienne reprezentują różne środowiska i formy sedymentacji deltowej: nasypy przyujściowe, front delty, kanały rozprowadzające i obszary równi rozpościerające się między nimi, glify krewasowe (szczegółowa charakterystyka: Skompski, 1996). Warstwy wapienne nieznacznie przewyższają swoją miąższością skały klastyczne. Analiza cykliczności sedymentacji, miąższości i wykształcenia cyklotemów oraz występowanie glonów wapiennych pozwalają dosyć jednoznacznie skorelować profile trzech bliskich sobie otworów: Parczew IG 6, IG 8, IG 10 (fig. 24). Z korelacji tej wynika brak co najmniej 2 najstarszych cyklotemów w otworze Parczew IG 10. Obserwacja ta wskazuje, że w opisywanym rejonie w czasie transgresji istniała wyraźna wyniosłość morfologiczna, spowodowana wylewami skał wulkanicznych na speneplenizowane podłoże. Podobne wnioski można także wyciągnąć z ilustracji przedstawionej w pracy Musiał i Tabor (1979b, fig. 2, otwory Parczew IG 6, IG 7). Wysokość względna tej wyniosłości mniej więcej odpowiadała miąższości skał wulkanicznych (zarówno wylewnych, jak i piroklastycznych), czyli wynosiła kilkadzie-

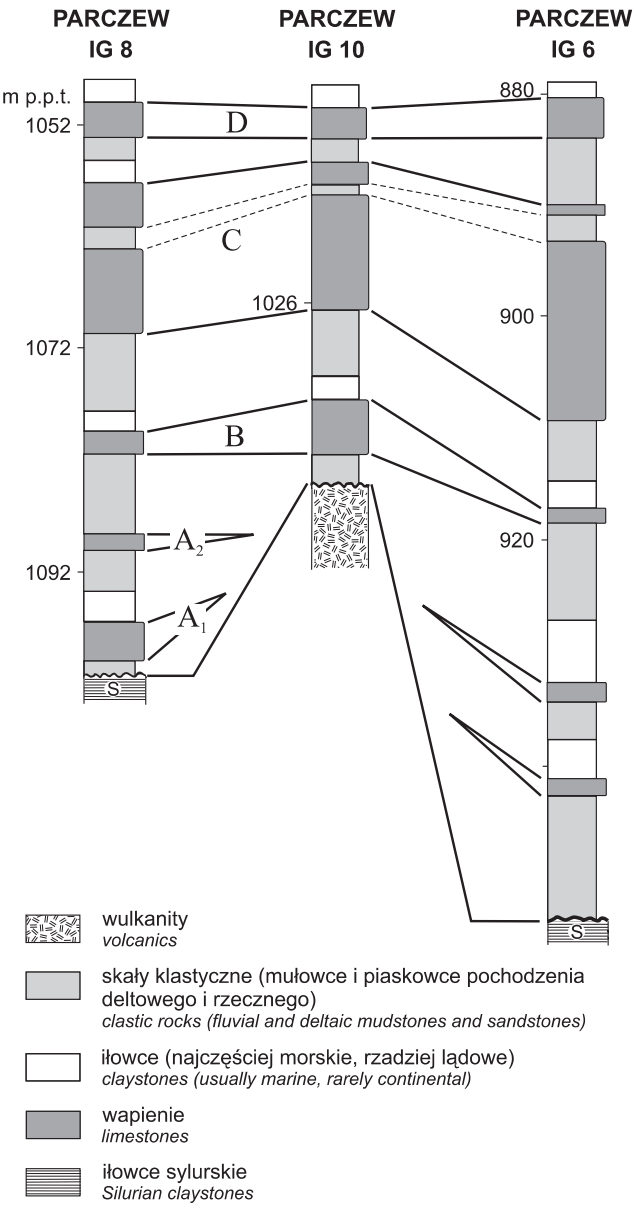


Fig. 24. Schemat korelacyjny wybranych ogniw morskich kompleksu morsko-paralicznego w rejonie otworu Parczew IG 10

Numeracja poziomów wapiennych według Skompskiego (1996). Powulkaniczna topografia terenu spowodowała, że obszar reprezentowany przez otwór Parczew IG 10 nie został zalany w pierwszych fazach transgresji. Litologia profili maksymalnie uproszczona

Correlation scheme of selected marine beds from the marine-paralic complex in the Parczew IG 10 borehole area

Numbering of limestone bands after Skompski (1996). Post-volcanic topography caused that the Parczew IG-10 area was not flooded during the initial phases of the transgression. Lithology of the sections maximally simplified

siąt metrów. Bardzo podobnych wyników dostarcza wspomniana analiza profilu otworu Orzechów IG 2. I w tym przypadku wulkanity stanowiły obszar wyspowy w czasie starszych etapów transgresji, który dopiero pod koniec wizenu był zalewany płytkim morzem.

Morfologia rozpoznana w rejonie Parczewa i Orzechowa zapewne była charakterystyczna dla wszystkich regionów objętych działalnością wulkaniczną we wczesnym i środkowym wizenie. Wyspowy charakter płytkiego przybrzeża w czasie ingresji sprzyjał rozwojowi charakterystycznej i stosunkowo rzadkiej w profilach europejskiego karbonu facji raf koralowych, zapewne tworzących atole wokół poszczególnych wysp. Przykład takiej struktury autor obserwował m.in. w profilu otworu Radzyń IG 10 (głęb. 865,5–873,8 m). Częsta obecność koralli kolonijnych jest zresztą cechą charakterystyczną wszystkich starszych kompleksów wapiennych wizenu w wielu profilach północno-wschodniej Lubelszczyzny; korale takie pojawiają się również sporadycznie w analizowanych profilach zlokalizowanych wokół otworu wiertniczego Parczew IG 10.

Kompleksy wapienne w cyklotemach okolic otworu Parczew IG 10 pojawiły się w momencie, kiedy morfologia zalewanego terenu była już wyrównana. Zgodnie z oczekiwaniami mikrofacje wapieni reprezentują przeważnie środowiska płytkie i bardzo płytkie. Ich spektrum generalnie odpowiada mikrofacjom wapieni północno-wschodniej Lubelszczyzny (Skompski, 1988). Najczęstszą asocjacją są facje glonowe, czasami obfitujące w różnorakie onkoidy (fig. 25, 26). W sumie obejmują one 33% profilu wapieni. Wśród glonów zdecydowanie dominują 2 gatunki rodzaju *Calcifolium*: *C. okense* (Shvetsor et Birina) (częstsze) i *C. punctatum* Maslov. Współwystępują one we wszystkich horyzontach wapiennych, potwierdzając tym samym stratygraficzną przynależność badanego profilu do glonowej zony *Calcifolium punctatum*. Taksonami towarzyszącymi są dazykladowate glony z rodzaju *Kulikia*, natomiast zupełnie rzadko poja-

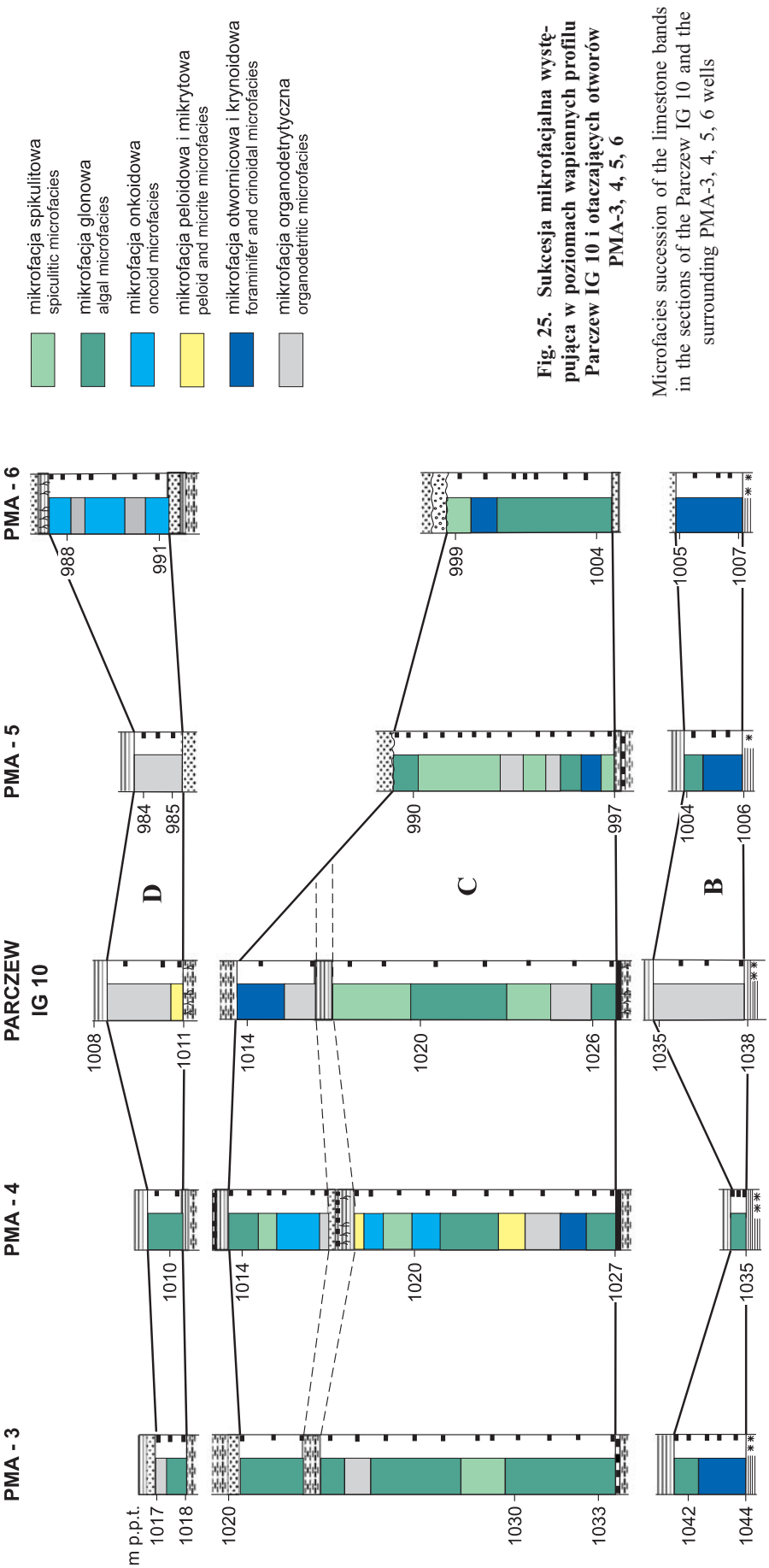


Fig. 25. Sukcesja mikrofacjalna występująca w poziomach wapiennych profilu Parczew IG 10 i otaczających otworów PMA-3, 4, 5, 6

Microfacies succession of the limestone bands in the sections of the Parczew IG 10 and the surrounding PMA-3, 4, 5, 6 wells

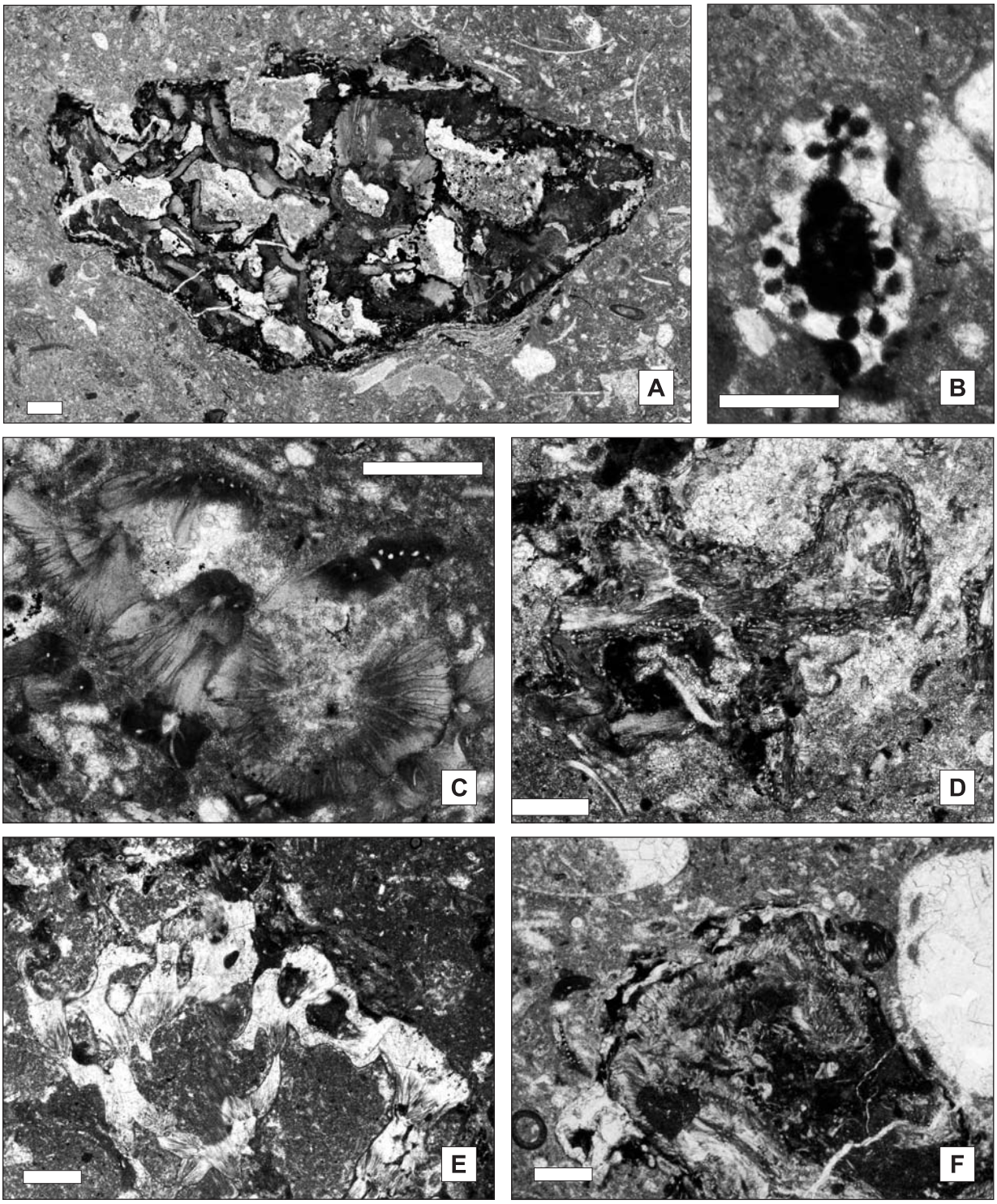


Fig. 26. Glony wapienne typowe dla mikrofacji glonowej w otworach PMA-3, 4, 5, 6 (odcinek skalowy = 0,5 mm)

A – bioklast pochodzący z biolitytowego wystąpienia *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina) (plechy glonów w pozycji wzrostu), próbka PMA 6/A3; **B** – przekrój osiowy *Kulikia sphaerica* Golubtsov, próbka PMA 3/C11; **C** – przekroje podłużne przez liściaste formy plechy *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina), próbka PMA 3/C9; **D** – motek glonowy utworzony przez *Calcifolium punctatum* Maslov; próbka PMA 3/C9; **E** – fragment struktury wzrostowej *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina), próbka PMA 6/B5; **F** – motek glonowy utworzony przez *Calcifolium punctatum* Maslov; próbka PMA 6/C8

Calcareous algae typical of the algal microfacies in the sections PMA-3, 4, 5, 6 (scale bar = 0.5 mm)

A – bioclast from the biolithitic form of *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina) (algal thallus in growth position), sample PMA 6/A3; **B** – axial section of *Kulikia sphaerica* Golubtsov, sample PMA 3/C11; **C** – longitudinal sections through the phylloid forms of *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina), sample PMA 3/C9; **D** – algal nodule composed of *Calcifolium punctatum* Maslov; sample PMA 3/C9; **E** – fragment of the *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina) growth structure, sample PMA 6/B5; **F** – algal nodule composed of *Calcifolium punctatum* Maslov; sample PMA 6/C8

wiają się należące do tej samej grupy Paleobereselle. Równie rzadkie są krasnorosty z grupy Stacheiinae. Dominacja zielenic wskazuje na niewielką głębokość wizeńskiego morza – nie przekraczała ona zapewne kilkunastu metrów i wyznaczana była generalnie przez zasięg światła słonecznego.

Mikrofacja spikulitowa (fig. 27) według wcześniejszych badań autora (Skompski, 1988) statystycznie reprezentuje około 10% wapieni wizeńskich i kojarzona jest ze środowiskami skrajnie płytkimi, w których stowarzyszona jest z mikrofacją onkoidową i peloidową. W badanych kompleksach wapiennych obserwowana jest „nadreprezentacja" tej facji, bowiem obejmuje ona około 20% profilu wapieni. Typowe spikulity charakterystyczne są dla głębszego szelfu i obszarów basenowych. Niemniej wystąpienia gąbek znane są także z bardzo płytkowodnych stanowisk rozpoznanych m.in. w dolnym karbonie platformy wschodnioeuropejskiej (Osipova, Belskaya, 1977).

Drugą pod względem częstości występowania jest mikrofacja organodetrytyczna (fig. 28), ale jej częstotliwość (ok. 20%) wynika w pewnym sensie ze sposobu zdefiniowania tej mikro-

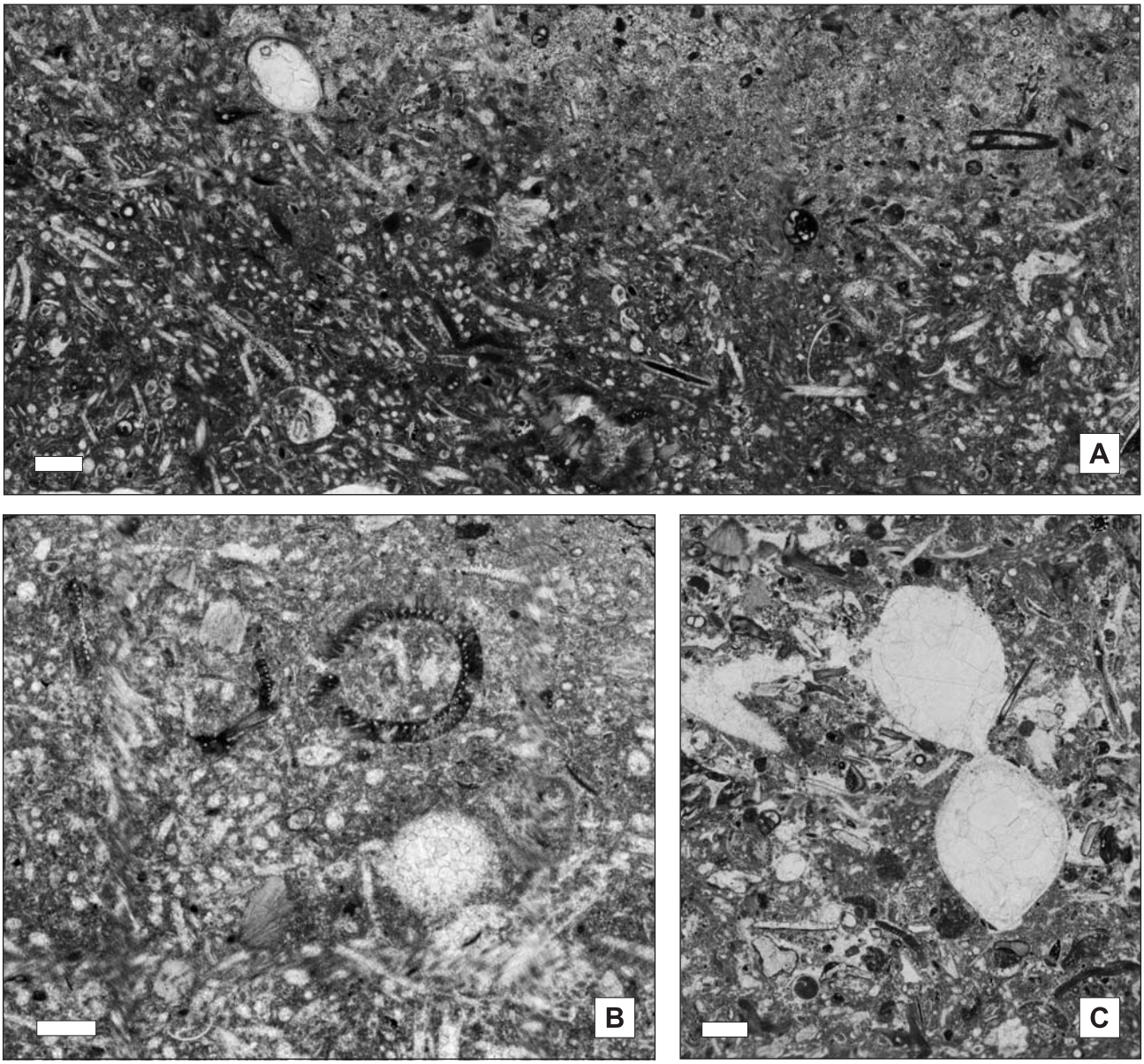


Fig. 27. Mikrofacja spikulitowa z dominującymi igłami płytkowodnych gąbek i akcesorycznymi glonami (odcinek skalowy = 0,5 mm)

A – spikulit z pojedynczymi glonami *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina), otwornicami bentonicznymi ślimakami, małżoraczkami – próbka PMA 3/C9; **B** – poprzeczny przekrój stożkowej formy *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina) w otoczeniu igieł gąbek, próbka PMA 6/C2; **C** – mikroproblematyk (?glon/otwornica) *Saccamminopsis fusulinaeformis* (McCoy); w tle glony z rodzaju *Calcifolium* i *Palaeoberesella*, próbka PMA 3/C12

Spiculitic microfacies composed of spicules from the shallow marine sponges and accessory algal forms (scale bar = 0.5 mm)

A – spiculite with single algal specimens of *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina), benthic foraminifers, gastropods and ostracods – sample PMA 3/C9; **B** – perpendicular section of a conical specimen of *Calcifolium okense* (Shvetsov et Birina), surrounded by sponge spicules, sample PMA 6/C2; **C** – microproblematicum (?algae/foraminifers) *Saccamminopsis fusulinaeformis* (McCoy); in the matrix algal specimens of the genera *Calcifolium* and *Palaeoberesella*, sample PMA 3/C12

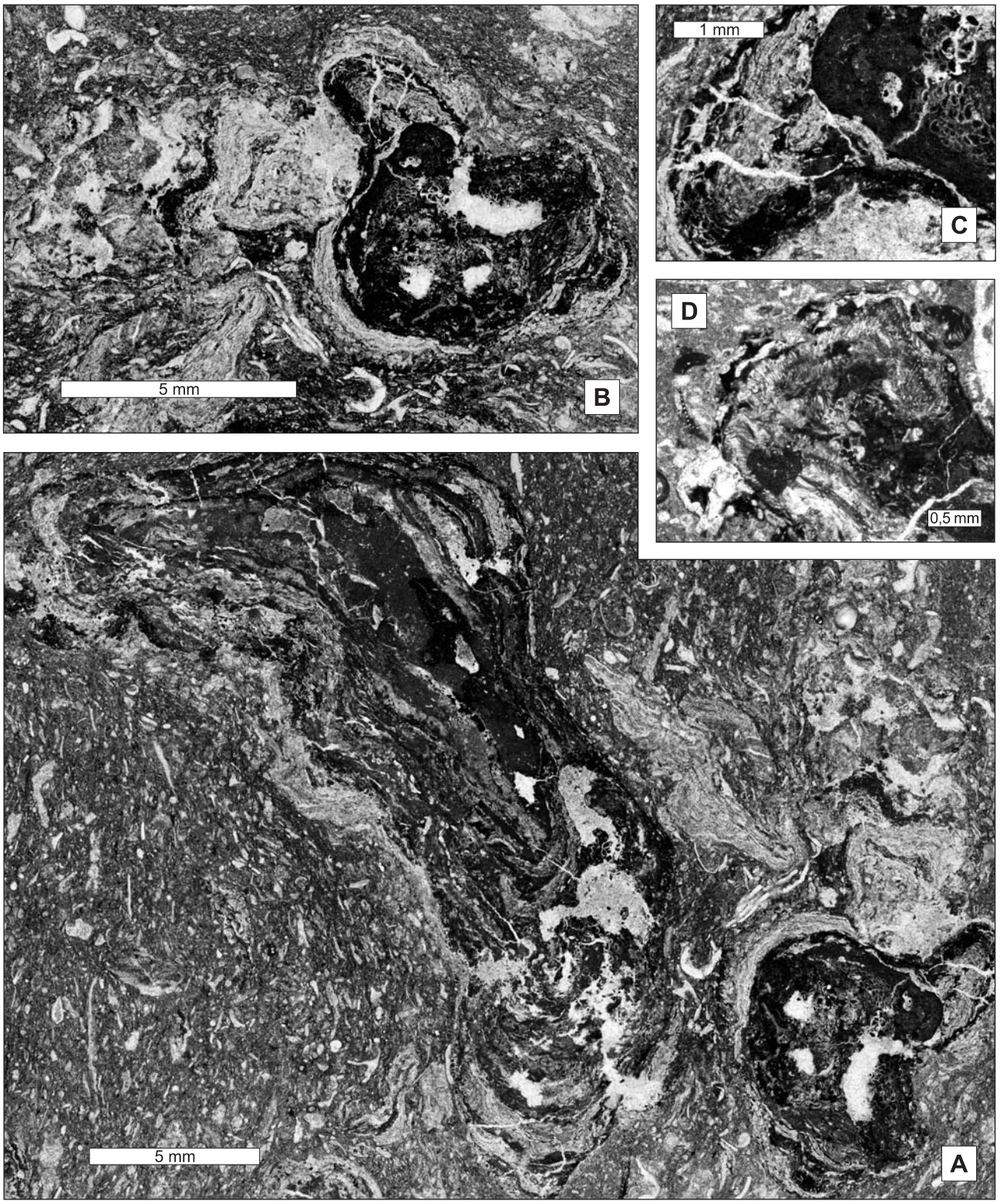


Fig. 28. Struktury onkoidowe w mikrofacji organodetrytycznej

A – duża struktura onkoidowa o złożonej budowie wewnętrznej i zróżnicowanej genezie powłok; próbka PMA 6/C6; **B**, **C** – fragment okazu z fot. A, onkoid o sukcesji powłok: otwornica płożąca z rodzaju *Wetheredella* – struktura mikrobialna – krasnorost z rodzaju *Archaeolithophyllum*; **D** – *Calcifolium punctatum* jako organizm inkrustujący w obrębie powłoki onkoidowej

Oncoidal forms in the organodetritic microfacies

A – large oncoidal form with complex internal structure and different nature of coatings; sample PMA 6/C6; **B**, **C** – fragments of specimen from phot. A, oncoid form with succession of coatings: encrusting foraminifer from the genus *Wetheredella* – microbial structure – red alga from the genus *Archaeolithophyllum*; **D** – *Calcifolium punctatum* as encrustation inside an oncolitic coating

facji. Zaliczono do niej te wszystkie próbki, w których brak było dominujących składników (inne mikrofacje nazwane zostały na podstawie składnika dominującego). Tym samym wartość interpretacyjna tej mikrofacji jest raczej niewielka.

Stosunkowo częstym składnikiem wapieni wizenu Lubelszczyzny są mikrofacje otwornicowe i krynoidowe. W badanych profilach obserwujemy ich obniżony udział – statystycznie w marginalnej strefie karbonu Lubelszczyzny stanowią one około 15–20% (Skompski, 1988), w profilach badanych ich ilość niewiele przekracza 5%. W modelach dolnokarbońskiej sedymentacji epiplatformowej frekwencja otwornic i krynoidów zazwyczaj rośnie w stronę otwartego morza. W związku z tym można uznać tę mikrofację za najbardziej otwartomorską (tym samym najgłębszą fację) występującą w badanych profilach. Jej charakterystyczną cechą jest zazwyczaj wielkie zróżnicowanie taksonomiczne otwornic. W badanych próbkach urozmaicenie to było istotnie bardzo duże, ale zwracała uwagę ponadprzeciętna liczba osobników z rodzaju *Archaediscus*. Zdaniem Gallaghera (1998) cecha ta jest typowa raczej dla płytszych wystąpień facji otwornicowej, a zatem i ta mikrofacja w badanych profilach nie może reprezentować środowiska zbyt głębokiego.

Pozostałe mikrofacje: onkolitowa, mikrytowa i peloidowa w sumie objęły 10% profilu wapieni i nie dawały podstaw do szczegółowych interpretacji.

W sumie spektrum rozpoznanych mikrofacji dość wyraźnie odbiega od przeciętnego spektrum dla tego regionu. Dominacja facji płytkowodnych jest zgodna z oczekiwaniami. Obszar wyspowy w czasie pierwszych wizeńskich ingresji, po zalaniu przez morze zapewne nadal utrzymywał trend niskiej subsydencji. W miarę postępu sedymentacji karbońskiej zapewne tendencja ta zacierała się i wyrównywała w stosunku do przyległych obszarów.

Analiza przestrzennego rozkładu mikrofacji nie ujawnia istotnego ukierunkowania. O ile w obrębie deltowych skał klastycznych zróżnicowanie profili jest znaczne, o tyle w czasie sedymentacji *stricte* morskiej zróżnicowanie to było nieznaczne i owocowało dość przypadkowym rozkładem facji. Następstwo mikrofacji w profilu pionowym poszczególnych kompleksów zazwyczaj wykazuje rozkład przypadkowy, niemniej w przypadku najstarszego kompleksu jest dosyć charakterystyczne. Profil zaczynają bowiem facje morza głębszego, zaś w stropie dominują facje płytsze, co jest zgodne z naturą całego cyklotemu deltowego. Bardziej zastanawiający jest brak takich tendencji w pozostałych kompleksach. Wskazywałoby to na istotny wpływ wahań subsydencji, najprawdopodobniej uwarunkowanej procesami tektonicznymi. Potwierdzeniem tej tezy jest analiza miąższości kompleksu C. Wyraźne erozyjne zniszczenie wyższej części tego kompleksu wapiennego w profilach PMA-5 i PMA-6 wskazuje, że w późnym wizenie w pobliżu Parczewa miały miejsce niewielkie, lokalne perturbacje tektoniczne, spowalniające subsydencję niektórych bloków, ginące przy analizie prowadzonej w większej skali.

Stefan CEBULAK, Józef PORZYCKI, Michał LASKOWSKI, Andrzej RÓŻKOWSKI, Teresa RUDZIŃSKA, Jan SZEWCZYK, Maria KARWASIECKA, Maria I. WAKSMUNDZKA (redakcja)

BADANIA SUROWCOWE BOKSYTÓW I WĘGLI WYSTĘPUJĄCYCH W UTWORACH KARBONU

Charakterystyka surowcowa boksytów

Przeprowadzone w latach 1960–1967 przez Instytut Geologiczny szczegółowe badania petrograficzne, w ramach opracowania rdzeni wiertniczych z otworów nawiercających utwory karbonu na obszarze Lubelszczyzny, doprowadziły do odkrycia w spągu tych utworów serii skał silnie wzbogaconej w glin oraz żelazo, zlokalizowanej w północno-wschodniej części obszaru. Początkowo w serii tej zbadano wkładki boksytów nieposiadające większego znaczenia surowcowego. Następnie w roku 1973 po stwierdzeniu w jej obrębie również obecności wysokich gatunków boksytów tzw. bayerowskich, opracowano program badań rozpoznawczych, w ramach którego wykonano w latach 1974–1975 33 otwory wiertnicze, na obszarze między Włodawą a Łukowem w tej jego części, w której spąg karbonu zalegał powyżej głębokości 1200 m.

Był to pierwszy etap badań rozpoznawczych, którego celem było potwierdzenie występowania serii skał allitowych na całym badanym obszarze oraz lepsze rozpoznanie stosunków facjalnych w jej obrębie, jak również paleomorfologii podłoża. Założono, że efektem pierwszego etapu będzie wyznaczenie na całym badanym obszarze stref najbardziej perspektywicznych pod względem występowania boksytów. Podsumowanie wyników badań wykonanych na podstawie rdzeni wiertniczych pochodzących z odwierconych 33 otworów znajduje się w projekcie archiwalnym Cebulaka i innych (1977). Poniższa charakterystyka skał allitowych, w tym boksytów występujących w profilu otworu Parczew IG 10, została skompilowana na podstawie tego opracowania. Opracowano również szczegółowy projekt planowanego drugiego etapu prac mających na celu dalsze rozpoznanie obszaru występowania boksytów, poprzez wykonanie kolejnych 53 otworów wiertniczych w obszarach perspektywicznych Parczewa i Radzynia oraz badań modelu ciał złożowych. Jednakże drugi etap prac dotychczas nie został zrealizowany.

Zastosowane w poniższej charakterystyce terminy – boksyt, skała boksytowa i boksytopodobna oraz allit nie odnoszą się do ich surowcowej i technologicznej przydatności. Stosowane terminy mają związek z ogólnymi cechami składu mineralogicznego, charakterem sedymentologicznym oraz genezą tych skał.

Termin boksyt rozumiany jest jako skała o strukturalnych, teksturalnych i mineralogicznych cechach boksytu, która może również odpowiadać boksytom w sensie surowcowym. Termin skała boksytowa i boksytopodobna oznacza skały o cechach zbliżonych do boksytów, które jednakże nie mają

wartości surowcowej. Skały te mogą być genetycznie związane z boksytami o wartości surowcowej, jako ich odpowiedniki facjalne z peryferycznych części złoża. Mogą w nich występować niewielkie ilości behmitu lub bardzo duża zawartość masy bezpostaciowej alumożelowej, a także tekstury kolomorficzne.

Terminem allit określono skałę, której cechy strukturalne i teksturalne, tj. barwa i zwięzłość odróżniają ją od typowych skał karbońskich, a wyniki analiz chemicznych potwierdzają wielkość jej modułu krzemianowego – co najmniej 0,87. Natomiast skały allitowe posiadają makroskopowe cechy allitu, ale ich moduł krzemianowy nie został określony laboratoryjnie.

W profilu karbonu Lubelszczyzny, w przyspągowych partiach wizenu górnego występują skały zallityzowane i allitowe zawierajace wkładki i soczewki boksytów. Najbardziej perspektywiczne pod względem występowania boksytów są obszary położone na północ, zachód oraz południowy zachód od Parczewa oraz okolice Radzynia. Z przeprowadzonych badań wynika, że seria allitowa powszechnie występuje w granicach wymienionych obszarów i charakteryzuje się dość dużą miąższością (fig. 29).

W latach 1973–1974 w ramach pierwszego etapu poszukiwań boksytów odwiercono przez Zakład Struktur Wgłębnych Instytutu Geologicznego otwór Parczew IG 10. Natrafiono w nim na skały allitowe o miąższości 33,8 m, z niejednorodnie wykształconym pokładem boksytu o miąższości 1,2 m oraz powyżej i poniżej niego występującymi skałami boksytowymi i boksytopodobnymi. Wydzielony w interwale 1039,4–1040,6 m pokład charakteryzuje się modułem o wartości 4,6 i zawartość Al_2O_3 równą 54%. Jego ciężar objętościowy waha się od 2,56 do 2,59 g/cm^3. Profil litologiczny boksytów wraz z jego opisem, wyniki analiz dyfraktometrycznych, skład chemiczny i ocenę surowcową przedstawiono na figurach 30, 31 oraz w tabeli 18.

W obrębie pokładu w interwale 1039,4–1039,8 m (miąższość 0,4 m) występują skały o module krzemianowym wynoszącym 3,61 i zawartości Al_2O_3 – 44,9%, spełniające kryteria bilansowości, jako boksyty nadające się do produkcji aluminium metodą spiekową. Boksyty te zaliczono do gatunków określonych symbolami B4, B5 i B6.

Natomiast w interwale 1039,8–1040,4 m, o miąższości 0,6 m stwierdzono obecność skał o module równym 8,3 (punktowo dochodzącym do 10), i zawartości Al_2O_3 wynoszącej 64% (punktowo do 67%), spełniających kryteria jakościowe dla boksytu nadającego się do przerobu metodą Bayera. Odpowiadają więc one gatunkom boksytów o symbolach od B2 do B8. Biorąc pod uwagę tylko zawartość Al_2O_3 spełniają one wymogi wszystkich typów boksytów od B0 do B8.

Badania nad przydatnością boksytów z otworu Parczew IG 10 do produkcji materiałów ogniotrwałych wykonano w Instytucie Materiałów Ogniotrwałych w Gliwicach. Wykazały one, że boksyt ten w stanie surowym w zasadzie nie przedstawia większej wartości do wytwarzania wyrobów glinokrzemianowych, ze względu na zbyt wysoką zawartość Fe_2O_3 znacznie przekraczającą dopuszczalną wartość 3,5%. Próby uszlachetnienia tego surowca metodą trawienia kwasem solnym dały pozytywne rezultaty. Produkt osiągnął zawartość Fe_2O_3 równą 3,03%, przy zawartości Al_2O_3 – 58,76% oraz Fe_2O_3 wynoszącą 2,78%, przy zawartości Al_2O_3 równej 65,92%. Ogniotrwałość zwykła tego produktu wyniosła powyżej 177 sP. Wzbogacony boksyt po wypaleniu zawierał do 78,8% Al_2O_3, przy zawartości Fe_2O_3 poniżej 3%. Surowiec o takich parametrach jest poszukiwanym i pełnowartościowym półproduktem przydatnym do wytwarzania wysokoglinowych materiałów ogniotrwałych.

Przeprowadzono także wstępne próby topienia boksytu w celu otrzymania topionych wyrobów ogniotrwałych, o zawartości Al_2O_3 powyżej 85%. Ze względu na małą masę próbki z otworu Parczew IG 10 zmieszano ją z próbkami boksytów z otworu Podedwórze IG 1 o module 1,7–1,8 oraz zawartości Al_2O_3 – 31–36%, a SiO_2 – 18,4–19,8%, które niestety zawierały dużą ilość Fe_2O_3 wynoszącą ponad 25%. Uzyskano produkt, w którym zawartość Al_2O_3 oceniono na około 85%, tak więc topienie dało pozytywne wyniki.

Boksyty występujące w profilu otworu Parczew IG 10 spełniają wymogi kryterium oceny surowcowej i można je zakwalifikować jako zwięzłą, skalistą, behmitową, z niewielką domieszką diasporu, rudę boksytową o symbolu B4 i B5, nadającą się do produkcji aluminium metodą spiekową. W stanie surowym może mieć ona także ograniczone zastosowanie jako boksyt o symbolu B6 – dodatek spiekający w przemyśle materiałów ogniotrwałych. W stanie uszlachetnionym metodą kwasową może być zastosowana, jako poszukiwany półprodukt do wytwarzania wysokoglinowych materiałów ogniotrwałych.

Boksyty w profilu Parczew IG 10 są wyraźnie wzbogacone w tytan. Badania laboratoryjne wykazały zawartość TiO_2 wynoszącą 1,5–9,0% (tab. 18; fig. 31). Wartości te związane są z dość dużym udziałem minerałów tytanowych takich jak ilmenit i tytanomagnetyt w skałach macierzystych, którymi w rejonie otworu wiertniczego Parczew IG 10 są diabazy.

Boksyty, skały boksytowe i allitowe występujące w rejonie Parczewa są wzbogacone w szereg pierwiastków śladowych: Zr, Nb, Y i Th, a niekiedy także w Cu, Zn, Pb, Rb, Nf. Prawdopodobne jest, że również boksyty występujące w profilu Parczew IG 10 wykazują wzbogacenie w wymienione pierwiastki.

Węglozasobność i jakość węgli

W północno-wschodniej części lubelskiego basenu sedymentacyjnego, w obrębie profilu formacji lubelskiej (wyższy westfal A–westfal B; wyższy baszkir), występuje złoże węgla kamiennego, którego granice pokrywają się z obszarem uznawanym za perspektywiczny pod względem boksytonośności. W złożu stwierdzono występowanie do 12 bilansowych pokładów węgla. Ich miąższość zmienia się od 0,8 do 1,72 m, oscylując najczęściej w granicach 0,9–1,2 m. Jedynie lokalnie w profilu otworu wiertniczego Wygnanów IG 1, pojedynczy pokład węgla osiąga 3,4 m miąższości. Węglonośność względna formacji lubelskiej utrzymuje się przeważnie w granicach 4,3–5,1%. Jest to wskaźnik dość wysoki, podobny do

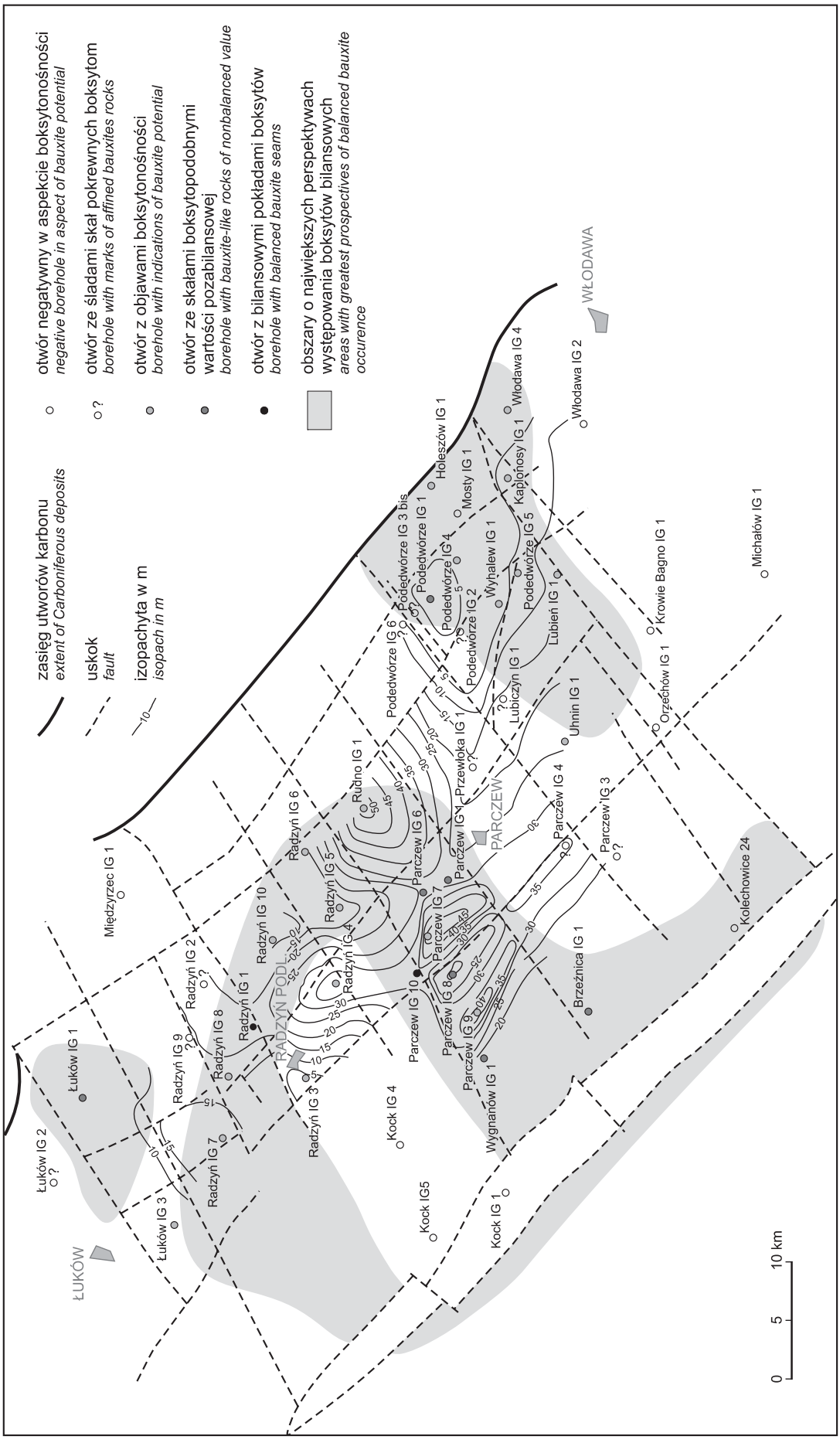


Fig. 29. Mapa perspektyw boksytonośności i miąższości serii allitowej w północno-wschodniej części lubelskiego basenu sedymentacyjnego

Prospective map of bauxite-potential and thickness of the allite series in the NE part of the Lublin sedimentary basin

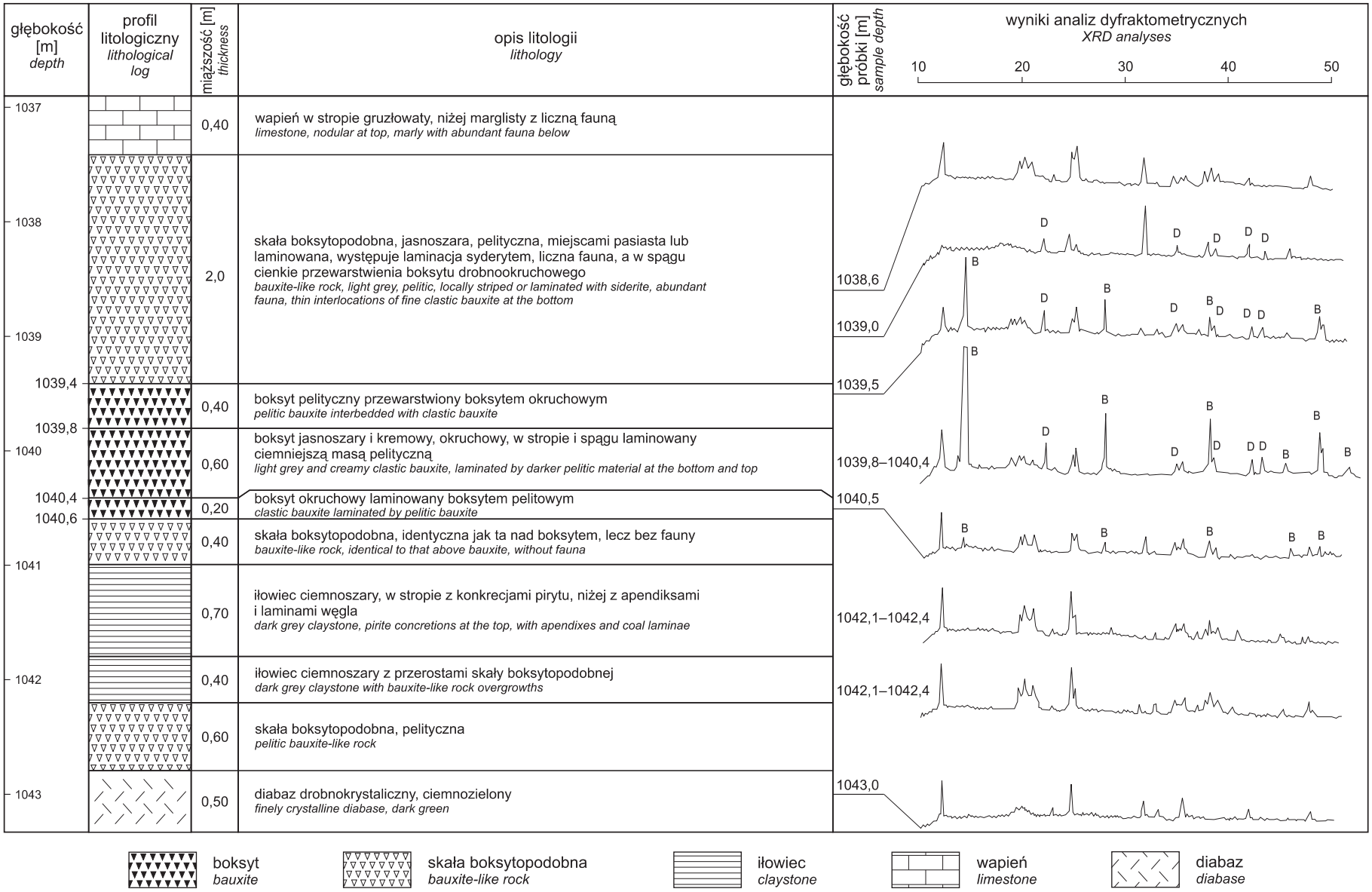


Fig. 30. Profil litologiczny boksytów i skał towarzyszących w otworze wiertniczym Parczew IG 10

Lithological section of bauxites and associated rocks in the Parczew IG 10 borehole

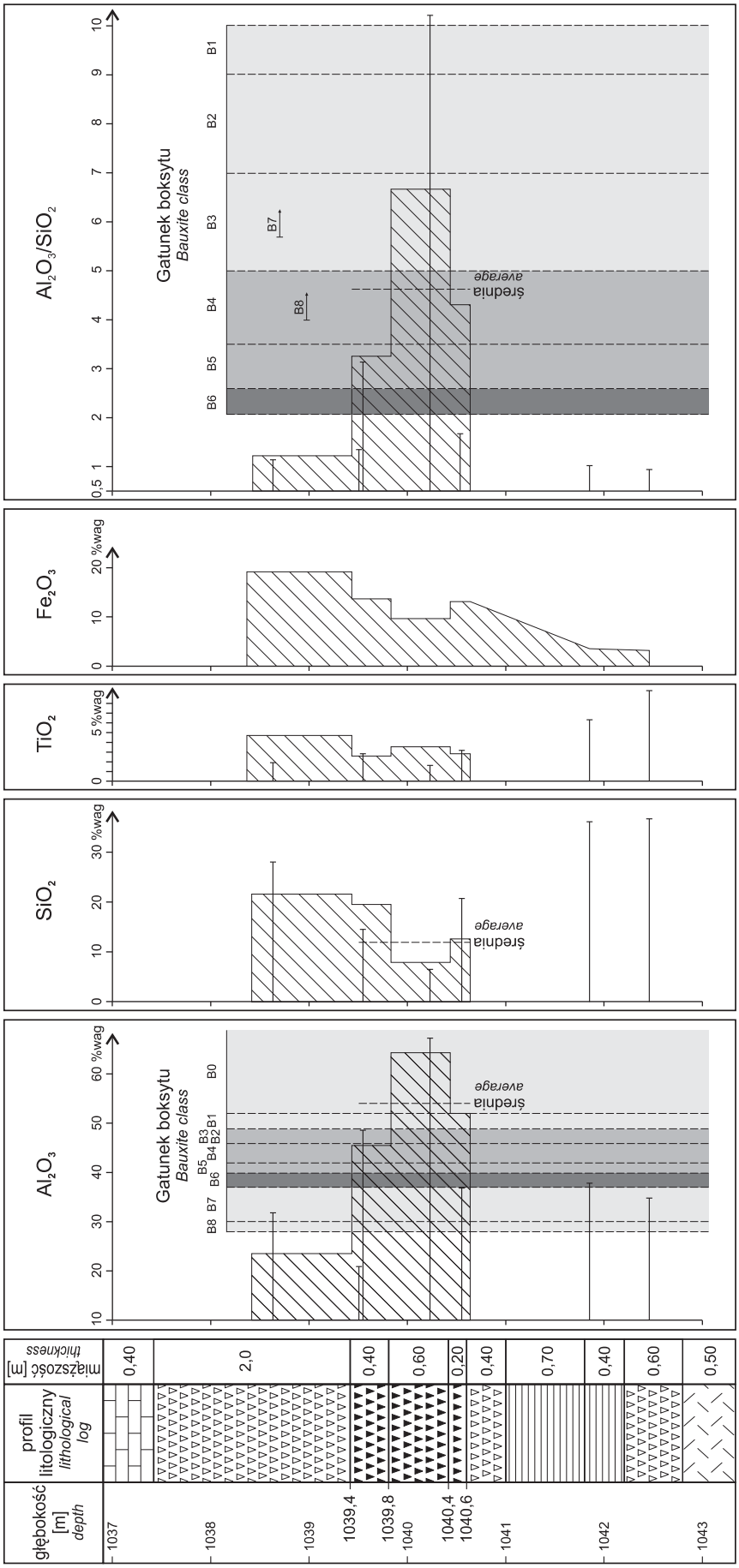


Fig. 31. Skład chemiczny boksytów i skał towarzyszących oraz ich ocena surowcowa w otworze wiertniczym Parczew IG 10

Chemical composition of bauxites and associated rocks as well as their raw mineral estimation in the Parczew IG 10 borehole

Tabela 18

Wyniki analiz chemicznych próbek boksytów

Chemical analysis results of bauxite samples

Głębokość	Rodzaj próby	SiO_2 [% wag.]	TiO_2 [% wag.]	Al_2O_3 [% wag.]	Fe_2O_3 [% wag.]	FeO [% wag.]	MnO [% wag.]	CaO [% wag.]	MgO [% wag.]	Na_2O [% wag.]	K_2O [% wag.]	P_2O_5 [% wag.]	SO_3 [% wag.]	$-H_2O$ 105°C [% wag.]	Straty po prażeniu w całości [% wag.]	FeS_2 [% wag.]	Suma [% wag.]
1038,4–1039,4	uśredniona	21,64	4,66	23,41	0,00	19,06	0,35	3,30	2,65	0,55	0,15	1,24	0,05	0,92	21,18	0,56	99,72
1039,4–1039,8		19,45	2,50	45,63 +P_2O_5	13,87 jako Fe_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1039,8–1040,4		7,79	3,60	64,35 +P_2O_5	9,68 jako Fe_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1040,4–1040,6		12,06	2,70	52,18 +P_2O_5	13,07 jako Fe_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1039,4–1040,6		11,80	4,00	54,40 +P_2O_5	11,77 jako Fe_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1038,6	punktowa	28,32	1,88	31,99	2,16	11,01	0,15	1,60	1,94	0,52	0,11	0,62	0,24	1,06	17,81	0,67	100,08
1039,5*		14,46	2,74	48,53	3,57	11,99	0,10	0,62	1,75	0,40	0,05	0,69	0,01	0,94	14,61	0,62	101,08
1039,5**		15,36	2,74	20,93	3,15	24,06	0,60	2,20	3,88	0,53	0,11	0,68	0,03	0,82	24,84	0,48	100,41
1040,2		6,50	1,50	67,34	1,63	4,09	0,00	0,00	0,65	0,67	0,80	0,46	0,11	0,43	15,32	0,67	100,17
1040,5		22,08	7,00	33,81	3,70	14,90	0,10	0,14	1,88	0,45	0,12	0,00	0,00	1,20	14,03	1,02	100,43
1040,5**		28,80	3,00	33,90	2,74	9,60	0,14	0,09	1,55	0,45	0,39	0,95	0,01	1,20	15,62	1,10	99,54
1041,8		36,37	6,00	37,76	2,65	0,65	ślady	0,09	0,24	0,53	0,04	0,79	0,11	1,15	12,62	1,17	100,17
1042,4		36,81	9,00	34,73	1,95	1,40	0,00	0,06	0,39	0,62	0,08	0,82	0,10	1,72	12,40	0,37	100,45

* próbka jasnej skały; ** próbka ciemnej skały

**sample of light colour; ***sample of dark colour*

wartości notowanych w warstwach załęskich i orzeskich Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

W profilu otworu Parczew IG 10 miąższość złoża węgla wynosi 136,8 m i występuje w nim 5 pokładów bilansowych o miąższości 0,8–1,4 m. Węglozasobność określono na 5,2%. Spąg złoża znajduje się na głębokości 765,8 m, czyli 271,7 m ponizej serii alitowej.

Na podstawie analiz laboratoryjnych próbek węgli pochodzących z pokładów bilansowych określono zawartości podstawowych składników jakości. Stwierdzono, że zawartość popiołu wynosi 4,19–21,15% (średnio 11,18%), a wartość opałowa 5424–6720 kcal/h (średnio 6192 kcal/h). Określono również ilość siarki całkowitej na 0,78–1,84% (średnio 1,32%), jak również prasmoły na 9,28–14,43% (średnio 12,37%). W pokładach bilansowych występują węgle energetyczne gazowo-płomienne typu 32.1 oraz 32.2. Typy te charakteryzuje spiekalność odpowiadająca liczbie Rogi (LR) o wartości 10–15 oraz wysoka zawartość części lotnych. Uwzględniając wartości średnie podstawowych składników jakości stwierdzono, że pokłady węgla mają dobre parametry, a ich względnie wysoka wartość opałowa kwalifikuje je jako dobry surowiec energetyczny.

W profilu ogniwa bużańskiego otworu Parczew IG 10 do głębokości 931 m, spotykane są również pokłady węgli gazowo-koksowych typu 34, o spiekalności wyższej od LR 55.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil jurajski otworu wiertniczego Parczew IG 10 obejmuje utwory wyższej jury środkowej (baton–kelowej) oraz niższej jury górnej (oksford). Utwory te leżą bezpośrednio na piaskowcach karbonu. Stwierdzona luka stratygrafyczna jest w znacznym stopniu luką synsedymentacyjną, obejmującą obserwowane na znacznym obszarze Lubelszczyzny utwory permu, triasu, dolnej jury oraz niższej jury środkowej (por. Żelichowski, Kozłowski, 1983). Zarówno zakres wiekowy obserwowanej luki, jak i profil utworów jurajskich, są charakterystyczne dla północnej części wyniesienia podlasko-lubelskiego oraz południowej części obniżenia podlaskiego (Niemczycka, 1979a). W stropie utworów jurajskich występuje powierzchnia erozyjna, którą przykrywają piaskowce albu. Luka stratygraficzna w tym przypadku obejmuje przedział czasowy od kimerydu po schyłek wczesnej kredy. Utwory kimerydu i być może również tytonu, zostały usunięte w wyniku erozji przedpóźnokredowej.

Jura środkowa

Utwory jury środkowej zostały przewiercone bezrdzeniowo. Na podstawie krzywych geofizycznych na głębokości 617,0–629,0 m wydzielono utwory węglanowe. Próbki okruchowe wskazują na obecność wapieni piaszczystych. Ich miąższość wynosi zaledwie 12,0 m. Podobny profil stwierdzono w pobliskich, dobrze rdzeniowanych, otworach Parczew IG 1, IG 2, IG 7. Utwory jury środkowej w okolicznych wierceniach rozpoczyna zlepieniec żelazisty (Parczew IG 1, Radzyń IG 3, IG 4) lub muszlowiec o lepiszczu piaszczysto-dolomitycznym (Parczew IG 2). Wyżej w profilu występują piaskowce drobnoziarniste, stopniowo przechodzące w wapienie piaszczyste a następnie dolomity piaszczyste (Parczew IG 1). W otworze Parczew IG 2 powyżej muszlowca pojawia się dolomit piaszczysty, a następnie wapienie krynoidowe z ooidami żelazistymi, limonitem i fauną małżową. Na obszarze położonym nieco bardziej na północ (otwory Radzyń IG 1–IG 9) bezpośrednio na starszym podłożu występują wapienie piaszczyste lub krynoidowe.

Korelacja geofizyczna z pełnordzeniowym otworem Radzyń IG 1, w którym z utworów jury środkowej oznaczono małżoraczka *Bairidia* sp. (Ostracoda Nr 6, Lutze) i nieliczne przewodnie otwornice (Bielecka, 1989a, b), oraz z innymi otworami południowego Podlasia (Niemczycka, 1979a) wskazuje, że występujące tu utwory reprezentują baton i kelowej.

W wielu otworach wiertniczych na obszarze wschodniego (Niemczycka, 1979b), południowego (Niemczycka, 1965, 1979a) i zachodniego Podlasia (otwór Łochów IG 2) (Malinowska, 1978; Niemczycka, 1978), czyli na obszarze obejmującym odpowiednio wyniesienie podlasko-lubelskie, północne części niecki lubelskiej oraz obniżenie podlaskie, stwierdzono obecność warstwy bulastej, zawierającej faunę amonitową przewodnią dla najwyższego poziomu keloweju (poz. *athleta*) oraz najniższego poziomu oksfordu (poz. *mariae*). Należy przypuszczać, że warstwa bulasta obecna jest również w wierceniu Parczew IG 10. W pobliskim otworze Parczew IG 1 warstwa bulasta wykształcona jest w postaci margla glaukonitowego, piaszczystego z ooidami żelazistymi, limonitem i liczną fauną amonitową, małżową i brachiopodową. Z warstwy tej Kopik (mat. arch.) oznaczył: *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *spinosum* (Sowerby), *Quenstedtoceras* (*Bourkelamberticeras*) cf. *intermissum* Buckman, *Quenstedtoceras* sp. i *Hecticoceras* sp. Amonity te reprezentują poziom *Quenstedtoceras lamberti*. W położonym na zachód od omawianego wiercenia otworze Kock IG 1, w warstwie bulastej, znaleziono *Peltoceras* cf. *athleta* (Phillips) występujący w poziomach *Peltoceras athleta* i *Quenstedtoceras lamberti* (Dayczak-Calikowska, 1974).

Jura górna

Profil górnej jury obejmuje jedynie utwory oksfordu. Ich dolny odcinek tworzą wapienie organogeniczne gąbkowe oraz w najniższej części dolomity. Występują one na głębokości 578,0–617,0 m i zostały przewiercone prawie bezrdzeniowo. Jedynie z najniższego odcinka pobrano 1,9 m rdzenia z wapieniem organodetrytycznym, marglisto-piaszczystym, zdolomityzowanym, z glaukonitem. Próbki okruchowe wskazują, że wyższy odcinek tworzą wapienie organodetrytyczne gąbkowe, a najwyższy gąbkowo-koralowcowe. Opisane wapienie tworzą formację kraśnicką. Ich miąższość wynosi 39,0 m. Zbliżone wartości obserwujemy w okolicznych wierceniach rejonu Radzynia, Parczewa i Kocka.

Środkowy odcinek profilu (głęb. 549,0–578,0 m) reprezentuje formacja wapieni koralowych o miąższości 29,0 m. Nazwa formacji zastosowana przez Dembowską (1979) brzmi formacja koralowcowa. Obecnie została ona zmodyfikowana według kryteriów polskich zasad klasyfikacji (Racki, Narkiewicz, 2006), które zalecają by pierwszy człon w nazwie formacji wskazywał podstawową litologię. Omawiany odcinek profilu przewiercono bezrdzeniowo. Próbki okruchowe wskazują na obecność wapieni koralowcowych i wapieni mikrytowych.

Najwyższy zachowany odcinek profilu (głęb. 497,0–527,5 m) stanowi formacja bełżycka, zbudowana z wapieni mikrytowych i oolitowych barwy białej. Jej miąższość wynosi 75,5 m. Z całej formacji pobrano jedynie 1,0 m rdzenia pochodzącego z jej górnego odcinka. Stwierdzono w nim wapień mikrytowy, biały, zwięzły. Pozostała część formacji została przewiercona bezrdzeniowo, a wapienie oolitowe rozpoznano w próbkach okruchowych.

Profil litologiczny jury górnej w otworze Parczew IG 10 jest zgodny z obserwowanym w pełnordzeniowych pobliskich otworach Parczew IG 1, IG 2, Radzyń IG 1.

W otworze Parczew IG 10 nie stwierdzono fauny przewodniej. Wiek omawianych osadów górnojurajskich sugeruje korelacja z obszarem Podlasia (Niemczycka, 1979a, b) i lubelszczyzny (Niemczycka, 1976). Formacja wapieni gąbkowych reprezentuje wczesny oksford i przypuszczalnie niższą część środkowego oksfordu. Wiek ten potwierdza obecność w wapieniach gąbkowych z otworu Parczew IG 7 otwornic *Spirillina tenuissima* Gümbel, *S. polygyrata* Gümbel oraz *Paalzowella felfeli seiboldi* Lutze, oznaczonych przez Bielecką (mat. arch.). Również w pobliskim otworze Kaplonosy IG 1, w wapieniach gąbkowych oznaczono szereg otwornic wskazujących na wczesny i środkowy oksford (Bielecka 1989b). Formacja wapieni koralowych wiekowo odpowiada wyższej części środkowego oksfordu. W pobliskich otworach Żebrak IG 1 oraz Kaplonosy IG 1 (Bielecka, 1989b) zostały one wydatowane na podstawie obecności otwornicy *Saccorhiza ramosa* (Brady) i małżoraczka *Lophocythhere multicostata* Coreli (Żebrak IG 1) oraz otwornicy *Discorbis speciosus* Dain (Kaplonosy IG 1). Formacja oolitowa reprezentuje natomiast późny oksford. W otworach Kaplonosy IG 1 (Bielecka 1989b) i Radzyń IG 1 (Bielecka 1989a; Niemczycka, 1989) w wapieniach oolitowych stwierdzono obecność otwornic i małżoraczków charakterystycznych dla tego wieku.

Krzysztof LESZCZYŃSKI

KREDA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi wstępne

W otworze Parczew IG 10 litologia i stratygrafia kredy zostały opracowane przez Krassowską (Niesłuchowski, Żelichowski, 1975) głównie na podstawie analizy próbek okruchowych oraz korelacji profilowań geofizyki wiertniczej poprzez porównanie z sąsiednimi otworami głównie Wygnanów IG 1 i Parczew IG 3 (reperowy profil kredy dla tego obszaru), gdzie wykonano badania mikro- i makrofaunistyczne, datujące biostratygraficznie utwory kredy. Przeprowadzono także korelacje z innymi licznymi otworami odwierconymi w tym regionie. Z wymienionych względów poszczególne granice jednostek chronostratygraficznych są przypuszczalne, a ich miąższości przybliżone. W otworze Parczew IG 10 utwory kredy zostały przewiercone w większości bezrdzeniowo. Pobrano jedynie 2 odcinki rdzenia z głębokości 40,6–46,6 m (mastrycht górny) i 122,0–128,0 m (mastrycht dolny).

Profil kredy otworu Parczew IG 10 jest typowy dla rejonu północno-wschodniej części niecki lubelskiej. Utwory kredy mają stosunkowo niewielką miąższość 447,0 m, z czego na kredę górną (cenoman–mastrycht) przypada 421,0 m. Kreda dolna reprezentowana jest przez 26-metrowej miąższości serię, której przypisuje się wiek alb środkowy–górny. Ponad utworami kredowymi występuje cienka seria utworów paleocenu dolnego.

Kreda dolna

Utwory kredy dolnej mają miąższość 26,0 m. Profil litologiczny odtworzono na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej i regionalnych korelacji z sąsiednimi otworami. Próbki okruchowe mogą nie być reprezentatywne dla odcinka o tak małej miąższości. Na podstawie korelacji regionalnej z bardzo licznymi otworami wiertniczymi wykonanymi na tym obszarze wydzielona seria zaliczona została do środkowego

i górnego albu. Jest ona reprezentowana przez utwory płytkiego szelfu silikoklastycznego: piaski, w stropie z marglami piaszczystymi z fosforytami. Skały te spoczywają ze znaczną luką stratygraficzną na skałach oksfordu górnego.

Kreda górna

Profil litologiczny kredy górnej (od cenomanu po mastrycht) odtworzono na podstawie próbek okruchowych oraz zapisu geofizyki wiertniczej. Profil ten o miąższości 421,0 m buduje seria węglanów otwartego morza. Interwał, któremu przypisuje się wiek cenomański, ma miąższość 7,0 m i reprezentowany jest przez wapienie organodetrytyczne. W turonie–koniaku dolnym występują wapienie szarobiałe, średniej twardości, z czarnymi krzemieniami. Profil koniaku środkowego–górnego, santonu oraz dolnego kampanu tworzy kreda pisząca biała, dość twarda, z krzemieniami. W górnym kampanie, mastrychcie dolnym i najniższym mastrychcie górnym występuje kreda pisząca, marglista. Najwyższą część profilu mastrychtu górnego budują szarobiałe wapienie margliste, kredopodobne. Ponad utworami kredowymi występuje cienka seria utworów paleocenu dolnego o miąższości 4,0 m, reprezentowanych, jak wynika z rozpoznania regionalnego, przez utwory węglanowo-krzemionkowe.

Całość profilu kredowego świadczy o spokojnej, morskiej sedymentacji węglanowej w basenie epikontynentalnym o niewielkim i stosunkowo stabilnym tempie subsydencji. Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy górnej w otworach Wygnanów IG 1, Parczew IG 10 i Parczew IG 3 (tab. 19) wskazuje, że na obszarze tym występuje pełny profil kredy górnej, a interpretowane miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych są podobne we wszystkich otworach wiertniczych. Miąższość utworów kredy regionalnie maleje z południowego zachodu ku północnemu wschodowi (fig. 32).

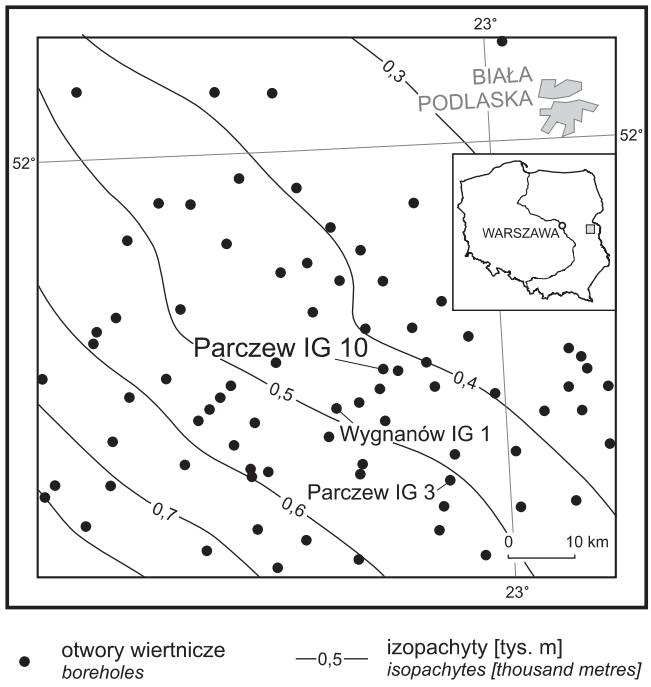


Fig. 32. Miąższość utworów kredy z paleocenem dolnym w rejonie Biała Podlaska–otwór wiertniczy Parczew IG 10

Cretaceous–Lower Paleocene thickness map – Biała Podlaska–Parczew IG 10 borehole region

Tabela 19

Porównanie miąższości (w metrach) kredy i paleocenu dolnego w otworach Wygnanów IG1, Parczew IG 10 i Parczew IG 3

Thickness (in metres) of Cretaceous and lower Palaeocene deposits in the Wygnanów IG 1, Parczew IG 10 and Parczew IG 3 boreholes

Stratygrafia	Otwór wiertniczy		
	Wygnanów IG 1	Parczew IG 10	Parczew IG 3
Paleocen dolny	5,0	4,0	–
Mastrycht górny	117,0	95,5	112,0
Mastrycht dolny	57,0	61,0	71,0
Kampan	108,0	90,0	102,0
Santon	58,0	49,0	51,0
Koniak górny–środkowy turon górny	25,0	22,0	29,0
Koniak dolny–turon	100,5	96,5	118,0
Cenoman	7,5	7,0	13,5
Alb górny–?środkowy	14,5	26,0	14,0
Kreda	487,5	447,0	510,5