

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

EDIAKAR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 strop sukcesji ediakarskiej według próbek rdzeniowych znajduje się na głębokości 5306,7 m, a spąg na głębokości 5632,0 m. Nawiercona miąższość utworów ediakaru wynosi 325,8 m. Odcinek profilu odpowiadający utworom ediakaru był w bardzo wysokim stopniu rdzeniowany. Uzyskany rdzeń stanowił 85% całej miąższości ediakarskiego interwału profilu Łopiennik IG 1.

Zapis ediakarskiej ewolucji tektonicznej południowo-zachodniej części lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego w profilu Łopiennik IG 1

W ediakarze rejon otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 był zlokalizowany na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Była to duża jednostka strukturalna zlokalizowana w marginalnej, zachodniej części paleokontynentu Baltiki. Współcześnie przyjmuje się, że na Baltice wystąpiły dwa zdarzenia ryftowe. Starsze z nich było związane z wczesnymi stadiami rozpadu superkontynentu Rodinni/Pannotii i miało miejsce przed zlodowaceniem Varangerian, około 800–700 mln lat temu (Kumpulainen, Nystuen, 1985). Młodsza faza ryftowania miała miejsce na Baltice w późnym neoproterozoiku, w ediakarze, około 650–550 mln lat temu (Kumpulainen, Nystuen, 1985; Greilling i in., 1999; Poprawa i in., 1999; Poprawa, Pacześna, 2002). W trakcie jej trwania w zachodniej części Baltiki rozwinęły się dwa duże systemy basenów sedymentacyjnych o założeniach ryftowych. Do jednego z nich należał system basenów o rozciągłości NW–SE, zlokalizowany wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki. Główny etap jego rozwoju przypadł na późny neoproterozoik (Poprawa i in., 1999; Poprawa, Pacześna, 2002; Jaworowski i Sikorska, 2003) jednak, prawdopodobnie, miał on starsze, wczesnoneoproterozoiczne i przynajmniej częściowo późnoneoproterozoiczne założenia (Kubicki i in., 1972; Kubicki, Ryka, 1982; Ryka, 1984). Basen aulakogenu Orsza–Wołyń (Pożaryski, Kotański, 1979; Poprawa, Pacześna, 2002), przebiegający ukośnie z NE na SW do zachodniej krawędzi Baltiki, stanowił jeden z elementów złożonego systemu basenów ryftowych usytuowanych w centralnej części

kratonu wschodnioeuropejskiego od wschodniej do zachodniej jego krawędzi (Vidal, Moczydłowska, 1995).

Zasady stratygrafii systemu ediakarskiego

W lubelskiej sukcesji ediakaru wyróżniono jeden poziom biostratygraficzny *Sabellidites–Vendotaenia*, który zdefiniowano, bazując na rozprzestrzenieniu sinic z grupy Vendotaenides, prymitywnych, nieskomplikowanych morfologicznie akritarch z rodzaju *Leiosphaeridia* i organizmów o nieustalonej pozycji systematycznej z rodzaju *Sabellidites* (Moczydłowska, 1991; Pacześna, 1996). Dolną granicę omawianego poziomu przesunięto na głębokość 5567,3 m (spąg formacji białopolskiej) ze względu na pierwsze, masowe pojawienie się na tej głębokości sinic *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilevskaja (Pacześna, ten tom) (fig. 6). 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 występowania, *Sabellidites* nie jest odpowiednim wskaźnikiem stratygraficznym, upoważniającym do wydzielenia odrębnego poziomu biostratygraficznego. W górnej części dawnego poziomu *Sabellidites* pojawiają się pierwsi przedstawiciele rodzaju *Platysolenites*. Fakt ten również podważa zasadność wyróżniania odrębnego poziomu *Sabellidites*. Jednocześnie w korelowanym z polskim poziomem *Sabellidites* rosyjskim i ukraińskim horyzontem Rovno, występuje zespół organizmów z grupy Vendotaenides, łącznie z masowo występującym gatunkiem *Vendotaenia antiqua* Gnilevskaja oraz organizmy bezszkieletowe i skamieniałości śladowe. Jest on bardzo zbliżony składem do odpowiednich zespołów z utworów zaliczanych w Rosji i Ukrainie do ediakaru.

Wcześniejsi badacze (np. Areń, 1982; Lendzion, 1983a, b), stosowali inny podział przejściowej sukcesji ediakarsko-kambryjskiej, zaliczając poziom *Sabellidites* do kambru i wydzielając w najwyższym ediakarze biostratygraficzny poziom *Vendotaenia* (Lendzion, 1983a, b; 1993).

Chronostratygrafia				Dawne wydzielenia regionalne (np. Areń, 1982)	Litostratygrafia formacje (wg Lendzion, 1983b; Moczydłowskiej, 1991)	Biostratygrafia		
eratem	system	oddziały na Baltice	oddziały globalne			poziomy faunistyczne (wg Lendzion, 1983b ¹ ; Pacześnej, 1996 ² ; Moczydłowskiej, 1991 ³)	poziomy akritarchowe (wg Moczydłowskiej, 1991)	
PALEOZOIK	KAMBR	kambr środkowy	oddział 3		kostrzyńska	<i>Paradoxides paradoxissimus</i> ¹		
			oddział 2		radzyńska + kaplonoska	<i>Acadoparadoxides oelandicus</i> ³		
		mazowiecka				<i>Protolenus</i> ¹		
						włodawska	<i>Volkovia dentifera</i> – <i>Liepaina plana</i>	
		terenew					górny	<i>Holmia</i> ¹
					<i>Mobergella</i> ¹	<i>Skiagia ornata</i> – <i>Fimbriaglomerella membranacea</i>		
					dolny	<i>Platysolenites antiquissimus</i> ³		
						<i>Asteridium tornatum</i> – <i>Comasphaeridium velvetum</i>		
						<i>Sabellidites–Vendotaenia</i> ^{2, 3}		
NEOPROTEROZOIK	EDIKAR		wend	górny	lubelska			
					białopolska			
					siemiatycka			
					sławatycka			
				ryfej	górny	luka		
					środkowy	poleska		

Fig. 6. Wydzielenia stratygraficzne w ediakarskiej i kambryjskiej sukcesji lubelskiego basenu sedimentacyjnego oraz korelacja oddziałów kambru z palaeokontynentu Baltiki (np. wg Lendzion, 1983a, b; Mens i in., 1990) z nowymi globalnymi oddziałami kambru (wg Babcocka, Penga, 2007)

Stratigraphical divisions in the Ediacaran and Cambrian succession of the Lublin sedimentary basin and correlation between the Cambrian series from Baltica palaeocontinent (e.g. after Lendzion, 1983a, b; Mens *et al.*, 1990) and Cambrian global series (after Babcock, Peng, 2007)

Górna granica systemu ediakarskiego jest prowadzona w profilu Łopiennik IG 1 na głębokości 5306,7 m, bezpośrednio pod pierwszym wystąpieniem skamieniałości śladowej *Trichophycus pedum* (Seilacher) (dawniej *Phycodes pedum* Seilacher). Wspomniany ichnorodzaj jest zgodnie ze standardami globalnymi uważany za wskaźnikowy dla kambru dolnego (np. Landing, 1994; Geyer, Uchman, 1995; Babcock, Peng, 2007; Landing i in., 2007). Towarzyszący mu zespół skamieniałości śladowych reprezentuje skomplikowane morfologicznie kanały osadożerców, występujące po raz pierwszy w kambrze dolnym. Są to ichnorodzaje *Teichichnus*, *Trep-tichnus* i *Gyrolithes* oraz pionowe jamki *Monocraterion* i *Diplocraterion*. Pojawiają się one w poziomie *Platysolenites antiquissimus*, reprezentującym pierwszy poziom biostratygraficzny kambru dolnego (Paczeńska, 1989, 1996). Górna granica systemu ediakarskiego jest jednocześnie wyznaczana przez dolną granicę akritarchowego poziomu *Asteridium tornatum*–*Comasphaeridium velvetum* (fig. 6), w momencie pierwszego pojawienia się zespołu skomplikowanych morfologicznie akritarchów (Moczyłowska, 1991).

Dolna granica ediakaru przebiega podobnie jak w całym regionie lubelskim, w spągu wulkanogenicznej formacji sławatyckiej, której tylko niewielka część została nawiercona w profilu otworu Łopiennik IG 1. Stropowa część formacji sławatyckiej jest datowana izotopowo w profilu Kapłonosy IG 1 na 551 ± 4 mln lat (Compston i in., 1995). W sekwencji ediakarskiej profilu Łopiennik IG 1 wyróżniono w kolejności wzrastającej formację sławatycką, białopolską i lubelską. Ostatnia z wymienionych formacji uzyskała po formalizacji jednostek litostratygraficznych ediakaru nową nazwę – formacja łopiennicka (Paczeńska, w przygotowaniu do druku). Ediakarski wiek jest również przypisywany dolnej części formacji włodawskiej (Moczyłowska, 1991; Paczeńska, 1996, 2006) (por. fig. 6).

Globalne standardy wydzieleni stratygraficznych ediakaru, podobnie jak i całego proterozoiku, opierają się tylko na datowaniach izotopowych, podając wieki geochronologiczne jego dolnej i górnej granicy odpowiednio 630 i 542 mln lat (Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna, 2008).

Formacja sławatycka

Według próbek rdzeniowych formacja sławatycka obejmuje odcinek profilu na głębokości 5567,3–5632,0 m. Głębinie otworu zostało zakończone na głębokości 5632,0 m. Otwór na odcinku odpowiadającym formacji sławatyckiej był w całości rdzeniowany. Miąższość bezpośrednio nawierconych utworów wulkanogenicznych obejmuje 65,2 m i zapewne stanowi tylko niewielką część zalegającej tu formacji sławatyckiej, której miąższość prawdopodobnie dochodzi, w tym najbardziej pogrążonym rejonie basenu lubelskiego, do 400,0–500,0 m.

Stropową część profilu wulkanogenicznego w otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 tworzy cienka pokrywa bazaltu afirowego, zalegająca na słabo spojonej warstwie aglomeratu bazaltowo-tufowego oraz cienkiej pokrywie bazaltu porfirowego.

Utwory piroklastyczne w Łopienniku występują sporadycznie i są reprezentowane przez szare i szarzielone tufy

drobnopopiołowe. Bezpośrednio pod tufami występuje warstwa bazaltów porfirowych, będąca prawdopodobnie zapisem kilku potoków lawowych. Bazalty porfirowe i subporfirowe łącznie stanowią litologicznie dominujący rodzaj wśród nawierconych tu utworów wulkanogenicznych (Krzemińska, ten tom).

Formacja białopolska

Według pomiarów geofizycznych odcinek profilu Łopiennik IG 1, odpowiadający formacji białopolskiej obejmuje interwał od głębokości 5479,0 m. Według próbek rdzeniowych jest to odcinek od głębokości 5476,9–5567,3 o miąższości 90,4 m. Różnica 2,1 m w określeniu głębokości stropu formacji białopolskiej metodami pomiarów geofizycznych i głębokością wiertniczą wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych, wynika z przesunięcia ostatnich względem pomiarów geofizycznych.

Formację białopolską reprezentują głównie osady drobno-klastyczne: piaskowce drobnoziarniste, mułowce i iłowce. Stanowią one 87,3% miąższości całego interwału obejmującego wspomnianą formację. Utwory o grubszej frakcji, reprezentowane tylko przez jasnoszare piaskowce gruboziarniste mają znacznie mniejszy udział w litologicznym spektrum formacji białopolskiej, stanowiąc 12,7% miąższości odcinka profilu odpowiadającego tej formacji. Piaskowce gruboziarniste są najczęściej warstwowane małokątowo (10–20°) przekątnie w dużej skali lub rzadziej warstwowane wielokątowo (30–35°), przekątnie, w dużej skali. Sporadycznie występują jasnoszare piaskowce gruboziarniste laminowane smużyście, tworząc pakiet o miąższości 0,5 m.

Dominującym rodzajem osadów w formacji białopolskiej są jasnoszare piaskowce drobnoziarniste warstwowane wielokątowo (30–35°), przekątnie, w dużej skali, z dwukrotnym wystąpieniem warstwowania bimodalnego, bardzo wyraźnie widocznego na bocznej powierzchni rdzenia. Przekątne warstwowania małokątowe występują w piaskowcach drobnoziarnistych bardzo rzadko. W spągu pakietów piaszczystych występują bardzo dobrze rozwinięte powierzchnie erozyjne z klastami czarnych iłowców lub mułowców o nieregularnym kształcie. Ciemnoszare mułowce tworzą najczęściej warstwy o miąższości 1,0–3,0 m. W spągu odcinka odpowiadającego formacji białopolskiej, bezpośrednio na zerodowanej powierzchni skał wulkanicznych formacji sławatyckiej, występują nadległe dwa pakiety czarnych iłowców zawierających masowe nagromadzenia sinic *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaja. Są to jedyne skamieniałości stwierdzone w formacji białopolskiej. Ich obecność i masowe nagromadzenie fragmentów ich plech, w najniższej, odpowiadającej formacji białopolskiej, części profilu, bezpośrednio nad zwietrzałą pokrywą skał wulkanicznych formacji sławatyckiej oraz w jego wyższych częściach, potwierdza morską genezę tych osadów. Dotychczasowi badacze sugerowali lądową genezę osadów formacji białopolskiej (Jaworowski, 1978, 1997; Wichrowska, 1978, ten tom). W spągowej części tej formacji występują pakiety heterolitów piaskowcowo-mułowcowych, liczące 1,2–7,0 m miąższości. Cechą charakterystyczną tych osadów jest nieregul-

larna miąższość lamin piaskowcowych i mułowcowych w jednym pakiecie. Występują tam zarówno laminy o miąższości od 2,0 do 5,0 cm jak i odcinki drobnolaminowane o grubości lamin nie przekraczającej 1,0 mm. W osadach formacji białopolskiej nie stwierdzono występowania skamieniałości śladowych. Ich brak mógł być spowodowany niesprzyjającymi warunkami bytowania w niespokojnych, wysokoenergetycznych środowiskach sedimentacji tych osadów.

Klastyczne, głównie piaskowcowe, osady formacji białopolskiej były w całości deponowane w środowiskach brakicznych, głównie na równiach pływowych i w rozpraszających po nich wody pływowe, kanałach pływowych różnego rzędu oraz w kanałach pływowych strefy niżepływowej. Rozwijały się one między grzbietami piaszczystymi. Osady o drobniejszej frakcji mułowcowej i iłowcowej, występujące w mniejszości w profilu formacji białopolskiej, były deponowane na płycznach międzykanałowych (Pacześna, 2006, 2007).

Formacja lubelska (formacja łopiennicka)

Według pomiarów geofizycznych odcinek profilu Łopiennik IG 1, odpowiadający formacji lubelskiej (łopiennickiej) obejmuje interwał od głębokości 5405,5–5479,0 m i miąższości 73,5 m.

Według próbek rdzeniowych jest to odcinek głębokości od 5403,0–5476,9 m i miąższości 73,9 m. Różnica 2,1 m w określeniu głębokości spągu formacji lubelskiej (łopiennickiej) oraz 2,5 m w określaniu jej stropu metodami pomiarów geofizycznych i głębokością wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych, wynika z przesunięcia tych ostatnich względem pomiarów geofizycznych.

Osady formacji lubelskiej (łopiennickiej) tworzą bardzo charakterystyczny pakiet, wyróżniający się w ediakarsko-kambryjskiej sukcesji profilu otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 bardzo swoistym wykształceniem litologicznym. Całość profilu budują bardzo drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe o miąższości warstewek nie przekraczających 1,0 mm. W kompleksie tych heterolitów występują wkładki drobnoziarnistych piaskowców o miąższości od 2,0 do 10,0 cm. Częstość ich występowania oraz grubość wzrasta ku spągowi odcinka odpowiadającego formacji lubelskiej (łopiennickiej). We wkładkach piaskowcowych występuje przekątna laminacja riplemarkowa w bardzo drobnych zestawach, nie przekraczających 1,5 cm wysokości, laminacja soczewkowa, smużysta i laminacja pozioma.

W drobnolaminowanych heterolitach piaskowcowo-mułowcowych występują nagromadzenia organizmów z grupy Vendotaenides. Przynależność systematyczna tych organizmów nie jest do dziś ustalona, wcześniej były one opisywane jako glony (Gnilowska, 1983) lub w późniejszych latach jako sinice (Vidal, 1989). Są to *Vendotaenia antiqua* forma *prima* Gnilovskaja, *Vendotaenia antiqua* forma *secunda* Gnilovskaja, *Vendotaenia antiqua* forma *tertia* Gnilovskaja oraz *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaja. Ostatnia z wymienionych form morfologicznych cechuje się najszerzą plechą.

Innym, typowym składnikiem osadów formacji lubelskiej (łopiennickiej) jest zespół skamieniałości śladowych, na który

składają się, tworzące nagromadzenia, drobne kanały żerowiskowo-mieszkalne osadożerców. 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, *Torrowangea rosei* Webby i *Torrowangea* isp.

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

Osady formacji lubelskiej (łopiennickiej) deponowane były w środowiskach brakicznych, przede wszystkim pływowych równi mieszanych, piaszczystych i mułowych z niewielkim udziałem osadów deponowanych w kanałach pływowych rozwiniętych na równiach (Pacześna, 2006, 2007).

Formacja włodawska (odcinek ediakarski)

Według próbek rdzeniowych odcinek formacji włodawskiej reprezentujący osady należące do ediakarskiego poziomu *Sabellidites–Vendotaenia* obejmuje interwał profilu od głębokości 5306,7–5403,0 m, o miąższości 96,3 m. Według pomiarów geofizycznych spąg wspomnianego odcinka znajduje się na głębokości 5405,5 m.

Dominującym rodzajem osadów formacji włodawskiej w profilu Łopiennik IG 1 są ciemnoszare mułowce, które tworzą pakiety o miąższości od 0,5 do 9,5 m. Osady o frakcji grubszej są reprezentowane przez piaskowce gruboziarniste w spągowej części formacji włodawskiej i piaskowce średnioziarniste w jej pozostałej części. Piaskowce średnioziarniste tworzą warstwy o miąższości od 0,5 do 7,5 m. Piaskowce drobnoziarniste występują sporadycznie w stropowej części odcinka profilu, odpowiadającego formacji włodawskiej. Są to najczęściej cienkie przewarstwienia o grubości od 0,1 do 0,4 m. We wkładkach piaskowców drobnoziarnistych występuje przekątna laminacja riplemarkowa w zestawach o wysokości od 1,0 do 2,0 cm oraz laminacja smużysta i pozioma.

W jasnoszarych piaskowcach gruboziarnistych i średnioziarnistych, z wielkokątowym (30–40°) warstwowaniem przekątnym w dużej skali, występuje bardzo liczny glaukonit. Większość warstw piaskowcowych ma w spągu dobrze wykształconą powierzchnię erozyjną z ułożonymi na niej klastami ciemnoszarych mułowców lub czarnych iłowców. W spągu odcinka występują nieliczne, bardzo cienkie warstewki drobnolaminowanego heterolitu piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowego, bardzo podobnego do heterolitu z leżącej niżej formacji lubelskiej. Miąższość lamin nie przekracza 1,0 mm. W środkowej części odcinka, na głębokości 5380,4 m występuje warstwa zlepieńców o miąższości 3,0 cm, zbudowanych z klastów iłowców i mułowców fosforytowych.

Skamieniałości śladowe są nieliczne i bardzo mało zróżnicowane pod względem ichnotaksonomicznym. Występują w przewarstwiających się piaskowcach drobnoziarnistych i mułowcach. Należą do nich *Planolites montanus* Richter, *Bilichnus simplex* Fedonkin et Palij oraz *Gordia* isp. W osadach formacji włodawskiej stwierdzono występowanie nielicznej

fauny ?robaków *Sabellidites cambriensis* Yanishevsky, ?robaków/?otwornic *Onuphionella* sp. oraz sinic *Tyrasotaenia* sp.

Dolna część osadów formacji włodawskiej reprezentuje brakiczny typ sedimentacji na równiach pływowych, głównie na równi mieszanej i mułowej. Przekątnie warstwowane w dużej skali osady piaszczyste zostały zdeponowane w

wysokoenergetycznych strefach kanałów pływowych, rozciągniętych w strefie niżepływowej lub na równi pływowej. Natomiast należąca do kambru stropowa część osadów formacji włodawskiej, sedimentowała w środowiskach płytkiego, otwartego przybrzeża, z wyraźnymi wpływami falowania i minimalnym zapisem pływów (Paczeńska, 2006, 2007).

Jolanta PACZEŃSKA

ROZWÓJ FACJALNY PÓŻNOEDIKARSKARSKIEJ SUKCESJI SILIKOKLASTYCZNEJ

Profil Łopiennik IG 1 na tle ewolucji późnoneoproterozoicznych depocentrów ryftowych

Profil Łopiennik IG 1 był w ediakarze późnym zlokalizowany w południowo-zachodniej części lubelskiego basenu sedimentacyjnego. Na rozwój facjalny omawianego basenu pod koniec neoproterozoiku wpływały intensywne zdarzenia ryftowe. Wspomniane procesy tektoniczne znalazły swój zapis w wypełnieniu trzech kolejnych, sukcesywnie rozwijających się ryftowych depocentrów sedimentacyjnych, w obrębie których znalazł się w ediakarze późnym profil Łopiennik (Paczeńska, 2006, 2007). Pierwszym z nich było depocentrum Biała Podlaska–Terebiń, wypełnione utworami systemu wulkanoklastycznego i wylewnych skał wulkanicznych. Osady wspomnianego depocentrum reprezentują w profilu Łopiennik formację sławatycką. Następnie, w ediakarze późnym, u schyłku fazy synryftowej, rejon Łopiennika znalazł się w depocentrum Białopole–Terebiń (fig. 7). W granicach Polski zostało ono nawiercone otworami Łopiennik IG 1, Białopole IG 1 oraz Terebiń IG 5. Maksymalna miąższość osadów w depocentrum wynosiła 101,0 m, a jego długość w granicach Polski przekraczała 90,0 km. Podłużna oś depocentrum przebiegała w kierunku NW–SE. Było to pierwsze, początkowo niewielkie depocentrum w lubelskiej części analizowanego basenu, w którym rozwinęła się sedimentacja klastycznych osadów morskich i brakiczny system depozycyjny, reprezentowany w profilu Łopiennik IG 1 przez formację białopolską.

W ediakarze późnym w wyniku zwiększonej subsydencji najbardziej południowej części depocentrum Białopole–Terebiń, nastąpił przyrost pojemności akomodacyjnej basenu. Spowodowało to ekspansję depocentrum Białopole–Terebiń ku południowemu-wschodowi, powodującą rozszerzenie zasięgu transgresji morskiej ku północy i północnemu-zachodowi, aż do osiągnięcia maksimum zalewu morskiego pod koniec ediakaru, zapisanego jako powierzchnia maksymalnego zalewu PMZ (Paczeńska, 2006; Paczeńska, Poprawa, 2005a, b). W wyniku tych procesów powstało rozległe, wypełnione osadami brakicznego systemu depozycyjnego depocentrum Kaplonosy–Terebiń, kontynuujące się ku wschodowi na terytorium Ukrainy (fig. 8). Jego długość w granicach Polski wynosiła około 150 km, a miąższość osadów przekroczyła 90 m. W profilu Łopiennik osady depocentrum Kaplonosy–Terebiń są reprezentowane przez brakiczne utwory formacji lubelskiej (łopiennickiej) i częściowo, przez utwory dolnej, ediakarskiej części formacji włodawskiej.

Facje i asocjacje facjalne

Zakres badań sedimentologicznych obejmował wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji facjalnych w analizowanym profilu. Szczegółowe badania sedimentologiczne i ichnofacjalne objęły swoim zakresem formację białopolską, lubelską (łopiennicką) i ediakarską część formacji włodawskiej. Efektem profilowania sedimentologicznego i ichnofacjalnego było sporządzenie roboczego, graficznego profilu facjalnego w skali 1:100, na którym prowadzono wszystkie późniejsze, analityczno-syntetyczne działania badawcze zarówno sedimentologiczne, jak i ichnologiczne. Niektóre, szczególnie istotne dla interpretacji środowisk sedimentacji odcinki sekwencji były profilowane w skali 1:10 i 1:20.

Wyróżnione w profilu facje oznaczono standardowymi kodami litofacjalnymi Mialla (1977, 2000). Dla części facji, zwłaszcza piaszczystych wprowadzono nowe symbole, oddające swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału (tab. 3). W określaniu i opisie genezy struktur sedimentacyjnych przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

Systemy depozycyjne – definicja, terminologia i charakterystyka

Wyróżnione w analizowanych profilach systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych, determinujących ich oznaczenie oraz procesów depozycyjnych, które zadecydowały o ich rozwoju. Nazwę systemów ustalono na podstawie dominującego w nich środowiska lub zespołu środowisk sedimentacji. W określaniu środowisk sedimentacji jako narzędzia wykorzystano struktury sedimentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne (analiza sedimentologiczna) oraz skamieniałości śladowe (analiza ichnofacjalna).

W silikoklastycznej sukcesji ediakaru późnego profilu Łopiennik IG 1 wyróżniono dwa nadsystemy depozycyjne – brakiczny i płytkiego, otwartego zbiornika morskiego. Ostatni z wymienionych nadsystemów pojawia się w najwyższej części sukcesji ediakarskiej gdzie naprzemianległe występuje z odcinkami reprezentującymi równię pływową. Przedmiotem niniejszego artykułu jest nadsystem brakiczny, który w znaczącej przewadze buduje sukcesję późnoediararską w profilu Łopiennik, tworząc jednocześnie charakterystyczny akcent ediakarskiej części tego profilu.

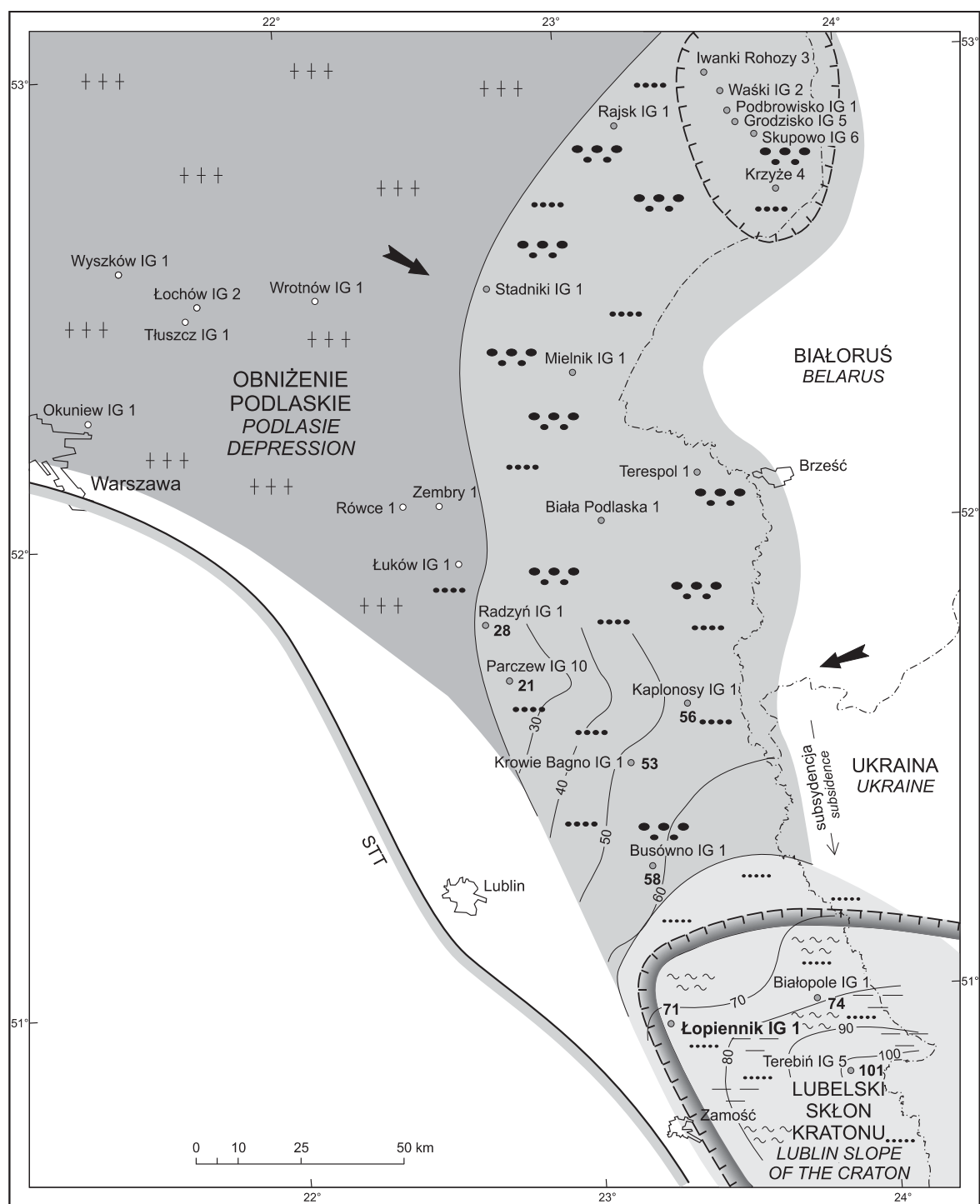


Fig. 7. Mapa facjalno-miąższościowa, pokazująca zasięg górnego aluwialnego i brakicznego systemu depozycyjnego oraz początkowe stadium rozwoju depocentrum Białopole-Terebiń (wg Paczeńskiej, 2006)

Objaśnienia na str. 84

Combined facies map and isochore map, showing range of an upper alluvial and brackish depositional system with the initial stage of the Białopole-Terebiń depocentre (after Paczeńska, 2006)

For explanations see page 84

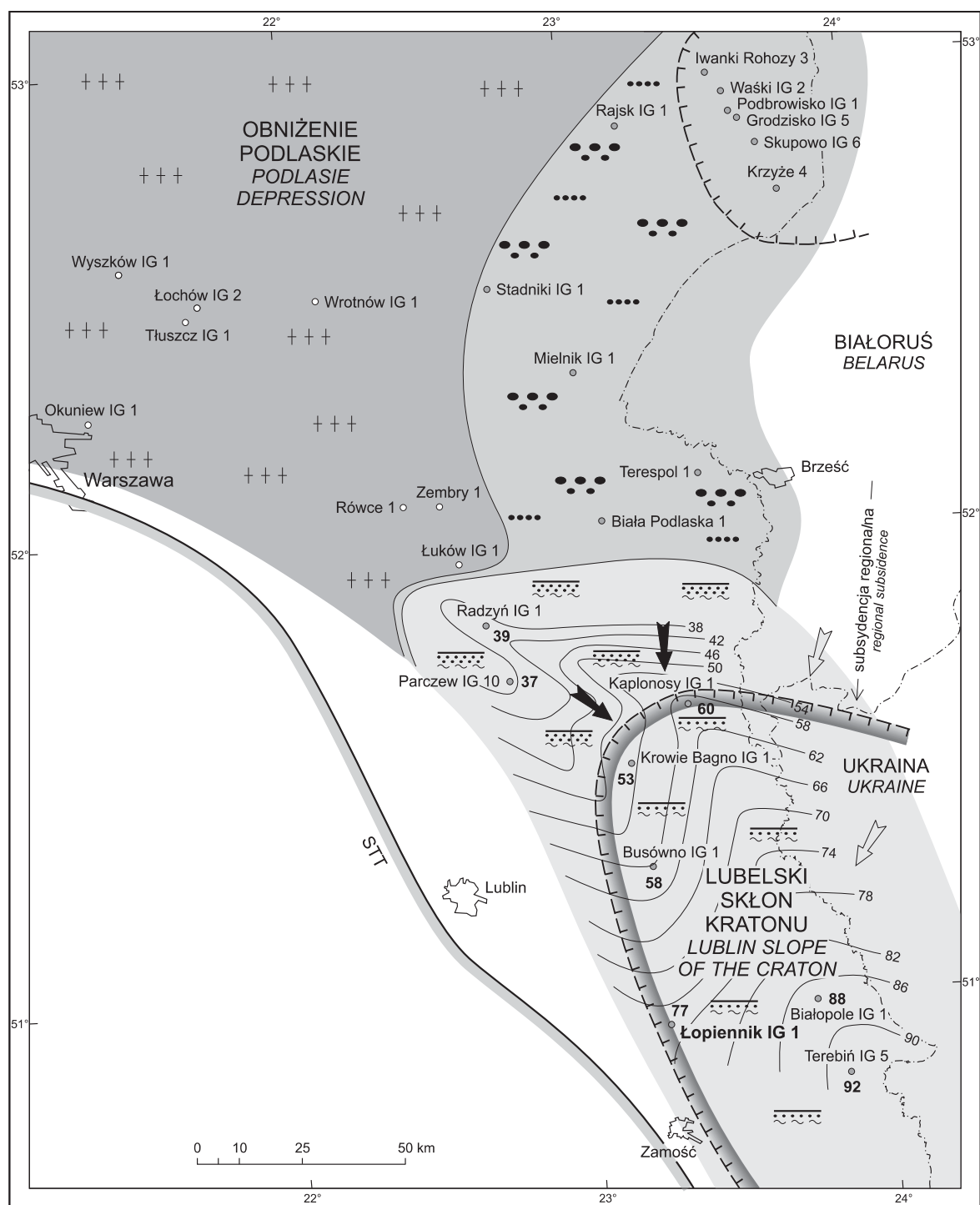


Fig. 8. Mapa facjalno-miąższościowa, pokazująca maksymalny zasięg brakicznego systemu depozycyjnego oraz ekspansję depocentrum Kaplonosy–Terebiń ku centrum basenu lubelsko-podlaskiego (wg Pacześnej, 2006)

Objaśnienia na str. 84

Combined facies map and isochore map, showing maximum range of the brackish depositional system and expansion of the Kaplonosy–Terebiń depocentre towards Lublin–Podlasie basin centre (after Pacześna, 2006)

For explanations see page 84

OBJAŚNIENIA DO FIGUR 7 i 8
EXPLANATIONS TO FIGURES 7 AND 8

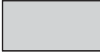
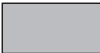
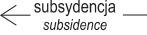
LITOLOGIA LITHOLOGY	SYSTEMY DEPOZYCYJNE DEPOSITIONAL SYSTEMS
	 aluwialny <i>alluvial</i>
	 brakiczny <i>brackish</i>
	PODŁOŻE KRYSTALICZNE CRYSTALLINE BASEMENT
	 mezoproterozoiczne skały krystaliczne <i>Mesoproterozoic crystalline rocks</i>
	
	
	
	
	
STT	strefa Teisseyre'a–Tornquista <i>Teisseyre–Tornquist Zone</i>
	aktywne depocentra <i>active depocentres</i>
	nieaktywne, zanikające depocentra <i>non active, disappearing depocentres</i>
	izopachyty (w metrach) <i>isopachyts (in metres)</i>
	kierunki transportu materiału klastycznego o wysokim nasileniu <i>high intensity transport directions of clastic material</i>
	kierunki transportu materiału klastycznego o niskim nasileniu <i>low intensity transport directions of clastic material</i>
	kierunek wzrostu subsydencji regionalnej <i>direction of increase of regional subsidence</i>
Busówno IG 1 ● 58	otwory wiertnicze, w których stwierdzono utwory preryftowe, synryftowe i poryftowe, oraz miąższość osadów synryftowych (w metrach), typowa dla każdego depocentrum <i>boreholes where prerift, synrift and postrift deposits were recognised and synrift deposits thickness (in metres), typical for each depocentres</i>
Mielnik IG 1 ●	otwory wiertnicze zlokalizowane poza każdym depocentrum, w których stwierdzono utwory synryftowe <i>boreholes localized out of each depocentries where synrift deposits were recognised</i>
Tłuszcz IG 1 ○	otwory wiertnicze, w których nie rozpoznano utworów synryftowych <i>boreholes where synrift deposits were not recognised</i>

Tabela 3

Zestawienie facji wyróżnionych w utworach późnego ediakaru

Listing of facies distinguished in the late Ediacaran deposits

Facja (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedimentacyjne, wskaźnik bioturbizacji BI	Skamieniałości śladowe
GMF	Zlepieńce zbudowane ze źle obtoczonych klastów mułowców fosforytowych i iłowców	brak
Sca	Piaskowce bardzo gruboziarniste, masywne, liczne intraklasty mułowców	brak
Sch	Piaskowce gruboziarniste, warstwowane pod wielkim kątem (30–40°) przekątnie, liczny glaukonit	brak
Scl	Piaskowce gruboziarniste warstwowane małokątowo (10–20°) przekątnie	brak
Scf	Piaskowce gruboziarniste z laminacją smużystą, tworzą warstwy o miąższości 0,5 m	brak
Sm(A)	Piaskowce drobnoziarniste masywne przewarstwiające się z cienkimi warstwami mułowców	brak
Sm(B)	Piaskowce drobnoziarniste masywne, tworzą warstwy o miąższości 0,5–1,0 m	brak
Shr	Piaskowce drobnoziarniste naprzemianległe warstwowane przekątnie pod dużym kątem (25–35°) i przekątnie laminowane riplemarkowo	brak
Sp	Piaskowce drobnoziarniste warstwowane przekątnie, planarnie pod dużym kątem (30–40°)	brak
Sfp	Piaskowce drobnoziarniste, warstwowane przekątnie, małokątowo (15–20°) planarnie	brak
Sfb	Piaskowce drobnoziarniste, warstwowane pod dużym kątem (30°) przekątnie bimodalnie	brak
Sf	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą	brak
So	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją soczewkową, tworzą warstwy o miąższości 5,0–10,0 cm	brak
Sr	Piaskowce drobnoziarniste z przekątną laminacją riplemarkową, tworzą warstwy o miąższości 2,0–20,0 cm	brak
Sx	Piaskowce drobno- i gruboziarniste z przekątnym warstwowaniem wszelkiego typu; rodzaj warstwowania nierozpoznawalny w rdzeniu, liczny glaukonit	brak
Hf	Heterolit piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowy, bardzo drobnolaminowany o miąższości lamin nie przekraczającej 1 mm, laminowany poziomo, smużysty, soczewkowo lub rzadziej faliście, z wkładkami piaskowca drobnoziarnistego o miąższości od 2,0 do 30,0 cm; bardzo liczne drobne konkracje pirytu; nagromadzenia <i>Vendotaenia antiqua</i> Gnilovskaja, bardzo liczne kanały osadożerców o średnicy nieprzekraczającej 1,0 mm, BI-(6)	<i>Planolites montanus</i> <i>Torowangea rosei</i> <i>Helminthopsis irregularis</i> <i>Cochlichnus</i> isp. <i>Gordia</i> isp. <i>Chondrites</i> isp.
Hc	Grubolaminowany heterolit piaskowcowo-mułowcowy o miąższości warstw 2,0–10,0 cm; w warstwach piaskowcowych laminacja smużysta i soczewkowa	brak
Mm	Mułowce ciemnoszare masywne; liczny muskowit	brak
Mm(A)	Mułowce ciemnoszare masywne; liczny muskowit; nieliczne skamieniałości śladowe, BI-(1–2)	<i>Planolites beverleyensis</i> <i>Planolites montanus</i> <i>Bilichnus simplex</i> <i>Gordia</i> isp.
Cm	Iłowce czarne z nielicznymi, bardzo cienkimi przewarstwieniami piaskowca drobnoziarnistego; nagromadzenia <i>Vendotaenia antiqua</i> Gnilovskaja	brak

Późnoediakarskie systemy depozycyjne oznaczono następującymi skrótami literowymi:

- niżejplywowy do nadplywowego kompleks równi pływowych – RP;
- niżejplywowy do międzyplywowego zespół kanałów pływowych, rozwiniętych w strefie niżejplywowej

i międzyplywowej na równi pływowej. Obejmuje kanały o różnym rzędzie wielkości, od głównych, rozprowadzających największy wolumen wód pływowych po równi (*main tidal channels*) do podrzędnych, bocznych odnóg (*creeks*) – KP.

Nadsystem brakiczny (B)

System depozycyjny osłoniętej zatoki (ZO)

Opis. W skład asocjacji ZO wchodzi facje Cm i Mm. Facja Cm i Mm jest reprezentowana przez czarne lub rzadziej ciemnoszare osady bardzo drobnoziarniste. Są to mułowce i iłowce o masywnej strukturze, nie zawierające ani ichnofauny, ani innych szczątków organicznych, poza licznymi plechami organizmów *Vendotaenides*. Licznie występują w nich nieregularne konkrecje piryty. Osady wykształcone w wyżej wymienionych facjach tworzą w profilu Łopiennik IG 1 pakiety o miąższości od 2,0 do 5,0m. Osady systemu depozycyjnego ZO występują poniżej kompleksu amalgamowanych kanałów niżepływowych, gdzie przewarstwiają się z asocjacjami reprezentującymi marginalne części równi pływowej. W profilu zalegają one nad kompleksem wulkanogenicznym reprezentowanym przez utwory formacji sławatyckiej.

Interpretacja środowiska sedymentacji. System depozycyjny osłoniętej zatoki jest reprezentowany przez osady najdrobniejszych frakcji, które były deponowane z opadania bardzo drobnoziarnistej zawiesiny w warunkach stagnacji wód lub bardzo słabych przepływów przy płasko skonfigurowanym dnie (Zieliński, 1998). Jest to typowa asocjacja bardzo niskoenergetyczna. Facje Mm i Cm są pozbawione ichnofauny, co może wskazywać na całkowicie niesprzyjające środowisko dla egzystencji typowych dla tych środowisk osadożerców. Czynnikiem eliminującym twórców kanałów żerowiskowych mogło być ubóstwo zasobów pokarmowych w osadach przydennych lub ich wysokie niedotlenienie. Masowa obecność szerokich plech *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* w czarnych iłowcach i mułowcach (fig. 9D), prawdopodobnie eliminuje pierwszy z wymienionych wyżej czynników. Jest to spowodowane tym, że po przedostaniu się ich szczątków do osadu i ich pogrzebaniu, mogłyby one stanowić wystarczające źródło pożywienia dla bytujących tam osadożerców. Żerujące w osadzie organizmy pozostawiłyby wtedy ślady swojej działalności. W świetle powyższego argumentu, prawdopodobna wydaje się interpretacja, że brak skamieniałości śladowych w tych osadach został spowodowany bardzo silnym niedotlenieniem środowiska sedymentacji. Obecność piryty może taką interpretację potwierdzać. Osady osłoniętej zatoki zajmują najniższą część interwału formacji białopolskiej. Wspomniana formacja była przez wcześniejszych autorów w całości (Jaworowski, 1997) lub częściowo (Wichrowska, ten tom) uważana za formację reprezentującą osady lądowe. Masowa obecność morskich organizmów *Vendotaenides* (w tym ich nagromadzenia w czarnych iłowcach, zalegających bezpośrednio na wulkanogenicznej formacji sławatyckiej oraz ich występowanie w wyższych częściach profilu omawianej formacji), a także sekwencja środowisk sedymentacji zmieniają ten pogląd. Szczególnie liczna obecność *Vendotaenides* w formacji białopolskiej, wskazuje że w całości reprezentuje ona osady morskie.

System depozycyjny kanałów pływowych KP

Asocjacja facjalna kompleksu amalgamowanych kanałów niżepływowych – KAKN

Opis. Asocjacja składa się z przede wszystkim z facji Sl, Sh, Sp, Sc i Sfb. Facje Sm(A) i Sm(B) oraz rzadko występujących facji bardzo drobnoziarnistych Mm i Cm. Podrzędnie pojawiają się facje Hc i Hf.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W analizowanym profilu stwierdzono interwały z charakterystycznym pionowym następstwem facji. W ich dolnej części występują nad dobrze wykształconą powierzchnią erozyjną bardzo liczne klasty mułowcowe lub iłowcowe. Wyżej pojawia się najczęściej facja Sl w postaci piaskowców drobnoziarnistych, dobrze wysortowanych z małokątowym (10–20°) warstwowaniem przekątnym planarnym lub rzadziej facja Sp z warstwowaniem dużokątowym (25–40°) lub facja Sr. Naprzemiennie występowanie warstwowań mało- i dużokątowych oraz przekątnej laminacji riplemarkowej jest charakterystyczne dla osadów zdeponowanych w środowiskach pływowych (Abbott, 1998). Stwierdzono również występowanie bimodalnych warstwowań przekątnych planarnych, co może być jednym z kilku argumentów potwierdzających obecność pływów w analizowanej sekwencji (fig. 9B). Innym wskaźnikiem pływów może być obecność diapiarów mułowych na powierzchniach warstwowań przekątnych piaskowców facji Sl. W górnej części pakietów zazwyczaj występuje facja Sh, która stopniowo przechodzi w fację Sr lub rzadziej So. Większość pakietów wykazuje zmniejszanie się frakcji uziarnienia ku górze, a facje Mm i Cm pojawiają się zazwyczaj w ich stropie. Pakiety osiągają miąższość od 2,0 do 14,0 m. W profilu Łopiennik, asocjacja facjalna KAKNP występuje pod asocjacją facjalną strefy międzypływowej a nad asocjacją osłoniętej zatoki ZO.

Spektrum struktur sedymentacyjnych wskazuje, że osady niżepływowe były deponowane w warunkach wysokiej energii i przewagi mechanicznej przeróbki osadu nad procesami biogenicznymi (Fillion, Pickerill, 1990) co mogłoby być przyczyną małej zawartości substancji organicznej w osadzie. Ubogie zasoby pokarmowe stały się przyczyną braku osadożerców a mobilność osadów uniemożliwiła filtratorom posadowienie jamek i tym samym wykluczyła je ze środowiska niżepływowych kanałów. Zwraca również uwagę brak szczątków *Vendotaenides* w iłowcowych i mułowcowych pakietach asocjacji KAKNP. Wiąże się to zapewne z niesprzyjającymi dla tych organizmów warunkami życia, spowodowanymi dużą zmiennością środowisk, związaną z jednoczesną migracją kanałów pływowych i międzykanałowych płycin mułowych, w których mogłyby te organizmy bytować.

W większości pakietów piaszczystych reprezentujących osady kanałów pływowych, zwłaszcza dużych kanałów I-ego rzędu, w spągowej ich części występują dobrze rozwinięta powierzchnia erozyjna z licznymi intraklastami mułowca lub iłowca (fig. 9C, 10E).

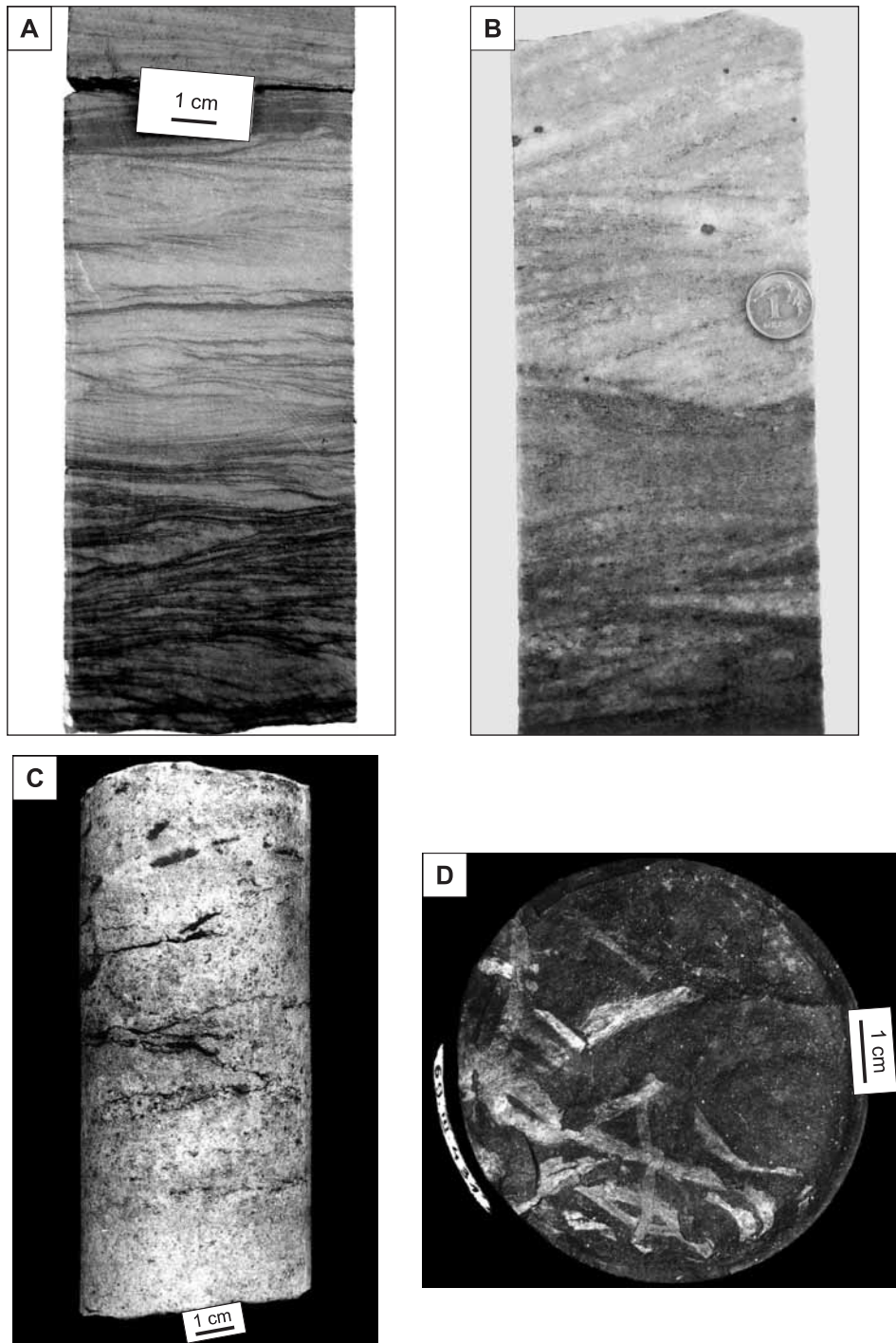


Fig. 9. Charakterystyczne osady późnego ediakaru

A – drobnoziarniste piaskowce z przekątną laminacją riplemarkową, w górnej części rdzenia cienka warstewka drobnolaminowanego heterolitu piaskowcowo-mułowcowego, osady równi piaszczystej, spąg formacji lubelskiej, głęb. 5475,0 m; **B** – drobnoziarniste piaskowce; w górnej części rdzenia bimodalne, planarne warstwowanie przekątne dużej skali, w dolnej części rdzenia przekątna laminacja riplemarkowa; osady kanału pływowego formacji białopolskiej, głęb. 5540,0 m; **C** – piaskowce drobnoziarniste, z intraklastami czarnych mułowców i małokątowym warstwowaniem przekątnym w dużej skali, osady kanału pływowego, formacja białopolska, głęb. 5524,0 m; **D** – czarny iłowce z *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaja; osady zatoki centralnej, formacja białopolska, głęb. 5557,6 m

Characteristic deposits of the late Ediacaran

A – fine grained sandstone with ripple cross lamination, at the upper part of the core sample thin bed of the sandstone-mudstone heterolith with fine horizontal lamination, sand tidal flat deposits of the base Lublin formation, depth 5475.0 m; **B** – fine grained sandstone; at the upper part of the core sample bimodal, planar, large scale cross bedding, at the lower one ripple cross lamination; tidal channel deposits of the Białopole formation, depth 5540.0 m; **C** – fine grained sandstone with black intraclasts of mudstone and low angle large scale cross bedding, tidal channel deposits of the Białopole formation, depth 5524.0 m; **D** – black claystone with *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaja; central embayment deposits, Białopole formation, depth 5557.6 m

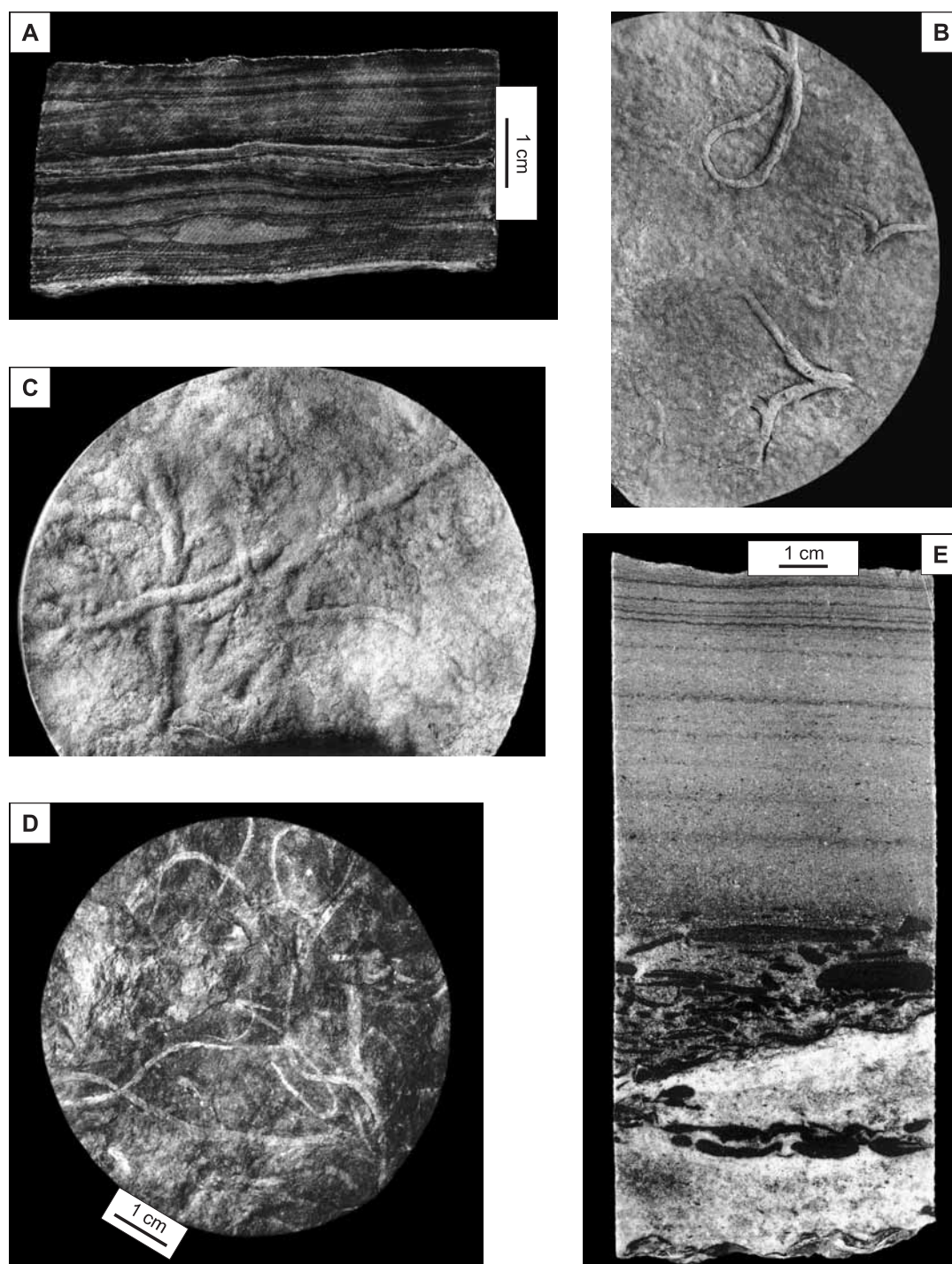


Fig. 10. Charakterystyczne osady późnego ediakaru

A – drobnolaminowany heterolit piaskowcowo-mułowcowy; osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 5442,0 m; **B** – *Planolites montanus* Richter, osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 5451,2 m; **C** – *Torrowangea rosei* Webby, osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 5449,9 m; **D** – mułowce z *Vendotaenia antiqua* forma *prima* Gnilovskaja i *Vendotaenia antiqua* forma *secunda* Gnilovskaja, osady mieszanej równi pływowej, formacja lubelska, głęb. 5429,6 m; **E** – drobnziarniste piaskowce; w spągu rdzenia warstwowanie przekątne dużej skali z klastami mułowców, natomiast w jego stropie warstwowanie poziome; osady kanału pływowego dolnokambryjskiej, górnej części formacji włodawskiej, głęb. 5379,0 m

Characteristic deposits of the late Ediacaran

A – sandstone-mudstone heterolith with fine horizontal lamination and ripple cross-lamination mixed tidal flat deposits of the Lublin formation, depth 5442.0 m; **B** – *Planolites montanus* Richter, mixed tidal flat deposits, Lublin formation, depth 5451.2 m; **C** – *Torrowangea rosei* Webby, mixed tidal flat deposits, Lublin formation, depth 5449.9 m; **D** – mudstone with *Vendotaenia antiqua* forma *prima* Gnilovskaja, *Vendotaenia antiqua* forma *secunda* Gnilovskaja, mixed tidal flat deposits, Lublin formation, depth 5429.6 m; **E** – fine grained sandstone; at the lower part of the core sample large scale cross bedding with clasts of mudstone, and at the upper one horizontal bedding; tidal channel deposits of the lowermost Cambrian, upper part of Włodawa formation, depth 5379.0 m

Znaczne zróżnicowanie miąższości interwałów od 2,0 do 14,0 m odpowiadających kanałom pływowym, wskazuje na ich różną rangę w skomplikowanej sieci kanałów strefy niżepływowej. Największa miąższość wskazuje na główne kanały, natomiast mniejsze miąższości odpowiadają drugorzędnym, bocznym kanałom. Zjawisko amalgamacji czyli nakładania się na siebie kolejnych pakietów, reprezentujących kanały pływowe różnego rzędu oraz międzykanałowe płycizny mułowe jest spowodowane lateralną migracją koryt kanałów (np. Einsele, 2000).

Asocjacja facjalna kanałów na równi pływowej (KRP)

Opis. W jej skład wchodzi przede wszystkim facje Sm(B), Sp, Sch, rzadziej Sr. Facja Mm występuje sporadycznie, w cienkich warstwach mułowca o grubości nie przekraczającej 0,20 m. Asocjacja KRP występuje w profilu Łopiennik IG 1, głównie w obrębie kompleksu równi mieszanej oraz w mniejszym zakresie w górnej części strefy niżepływowej ponad asocjacją amalgamowanych kanałów niżepływowych. Skamieniałości śladowe w środowiskach kanałów pływowych nie występują.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Pionowa sekwencja facji Sp-Sm(B)-Sr-Mm o wyraźnie zmniejszającej się ku górze frakcji uziarnienia osadów oraz pozycja pakietów asocjacji facjalnej KRP w profilu, wskazują, że reprezentują one kanały pływowe rozwinięte na równi mieszanej. Piaszkowce gruboziarniste facji Sch mogą stanowić zapis depozycji odsypów piaszczystych rozwiniętych na zewnętrznych częściach koryta meandrującego po mieszanej równi kanału pływowego jak ma to miejsce w odcinku profilu odpowiadającym formacji włodawskiej.

System depozycyjny równi pływowej (RP)

Asocjacja facjalna strefy międzypływowej (SMP)

Opis. W asocjacji SMP występuje spektrum facji od reprezentatywnych dla niej facji Hf, Sr, Sf, Sx, Sfb, Mm, po mniej licznie występujące facje So i Slh. Skamieniałości śladowe są bardzo liczne ale ich zespoły nie są ichnotaksonomicznie zróżnicowane. Dla facji Hf bardzo charakterystyczne jest występowanie sinic Vendotaenides (fig. 10D). W profilu Łopiennik, podobnie jak w innych profilach lubelskiego basenu sedymentacyjnego nie stwierdzono występowania nadpakietami facjalnymi reprezentującymi równię pływową, osadów strefy nadpływowej. Jej brak mógł być spowodowany usunięciem osadów przez erozję w trakcie zdarzeń transgresyjnych, którym poddawana była równia. Innym wytłumaczeniem braku strefy nadpływowej jest pogląd, że strefa nadpływowa nie wykształcała się na neoproterozoicznych wybrzeżach pływowych zarówno otwartych, jak i osłoniętych (Deynoux i in., 1993). Brak lub szczątkowe jej wykształcenie może być również tłumaczone istnieniem okresów wzmożonej subsydencji w basenie, której szybkość przekraczała tempo sedymentacji na równi pływowej (np. Alam, 1995).

W asocjacji SMP występuje charakterystyczna, powtarzająca się w profilu, trójdzielna sekwencja zawsze tych samych pakietów facji. Odzwierciedla ona pionową sukcesję

facji o zmniejszającej się ku górze frakcji uziarnienia osadów. Jest to związane ze spadkiem energii środowiska oraz zmianą typu transportu trakcyjnego na opadanie materiału z zawiesiny. Procesy te odpowiadają za wyodrębnianie się w sekwencji strefy międzypływowej trzech sub-asocjacji facjalnych. Dolną część asocjacji SMP stanowi piaszkowcowa, najwyżej energetyczna sub-asocjacja równi piaszczystej (RP) z charakterystycznym, częstym występowaniem facji Sr (fig. 9A). W strefie międzypływowej profilu Łopiennik reprezentują ją pakiety piaszkowcowe o niewielkiej miąższości. Środkową pozycję zajmuje sub-asocjacja równi mieszanej piaszkowcowo-mułowcowo-iłowcowej (RM) z charakterystycznymi dla niej facjami drobnolaminowanych poziomo heterolitów Hf oraz rzadziej Mm, Sr, Sf i So. Ostatnie z wymienionych facji występują w cienkich wkładkach piaszkowców drobnodziarnistych w kompleksie heterolitów piaszkowcowo-mułowcowo-iłowcowych. Zespół skamieniałości śladowych jest liczny, ale niezróżnicowany ichnotaksonomicznie. Najwyższą sub-asocjacją w sukcesji strefy międzypływowej jest równia mułowa z osadami o najdrobniejszej frakcji, deponowanymi w bardzo niskoenergetycznym środowisku. Jej osady występują głównie w odcinku profilu odpowiadającym formacji włodawskiej. W profilu Łopiennik IG 1 charakteryzują ją facje Mm, Mm(A) i rzadziej Cm. Skamieniałości śladowe są bardzo rzadkie.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Sub-asocjacja pływowej równi mieszanej (RM) zajmuje pośrednią pozycję między równią piaszczystą i mułową. Równię mieszaną w analizowanym profilu charakteryzuje specyficzny zestaw struktur sedymentacyjnych oraz liczny ilościowo ale mało urozmaicony zespół skamieniałości śladowych. Wśród wchodzących w jej skład facji dominuje facja Hf. Rzadziej występują facje Sr, Sf, So w bardzo cienkich warstewkach piaszkowca drobnodziarnistego w obrębie facji heterolitycznych Hf (polska terminologia wg Gradzińskiego, Doktora, 1996).

Osady charakterystycznej facji Hf składają się z naprzemianległych, bardzo cienkich (do 1,0 mm miąższości) naprzemianległych warstewek piaszkowców drobnodziarnistych i mułowców lub rzadziej iłowców (fig. 10A). Wśród nich występują cienie (od 2,0 do 20,0 cm) warstewki drobnodziarnistych piaszkowców z przekątną laminacją riplemarkową i laminacją smużystą. Innym typem osadów, występujących na równi mieszanej w facji Hf są warstewki piaszkowców drobnodziarnistych w postaci niewielkich soczewek, utworzonych przez zamarłe riplemarki. Tworzą one laminację soczewkową.

Facja heterolityczna wskazuje na wielokrotnie powtarzające się epizody zmian mechanizmów depozycji osadu. W przypadku osadu piaszczystego jest to transportująco-deponujące działanie prądu, natomiast materiał ilasty i muł jest deponowany z zawiesiny w warunkach stagnującej wody lub przy jej znikomym ruchu (Gradziński, Doktor, 1996). Osadom heterolitycznym o różnej gradacji proporcji miąższości warstw piaszkowcowych i mułowcowych przypisuje się genezę pływową, szczególnie w tych profilach, w których obecne są również inne wskaźniki obecności pływów (np. Abbott, 1998; Kim i in., 1999; Yoshida i in., 2001). W przypadku analizowanych osadów, pływową genezę heterolitów piaszkowco-

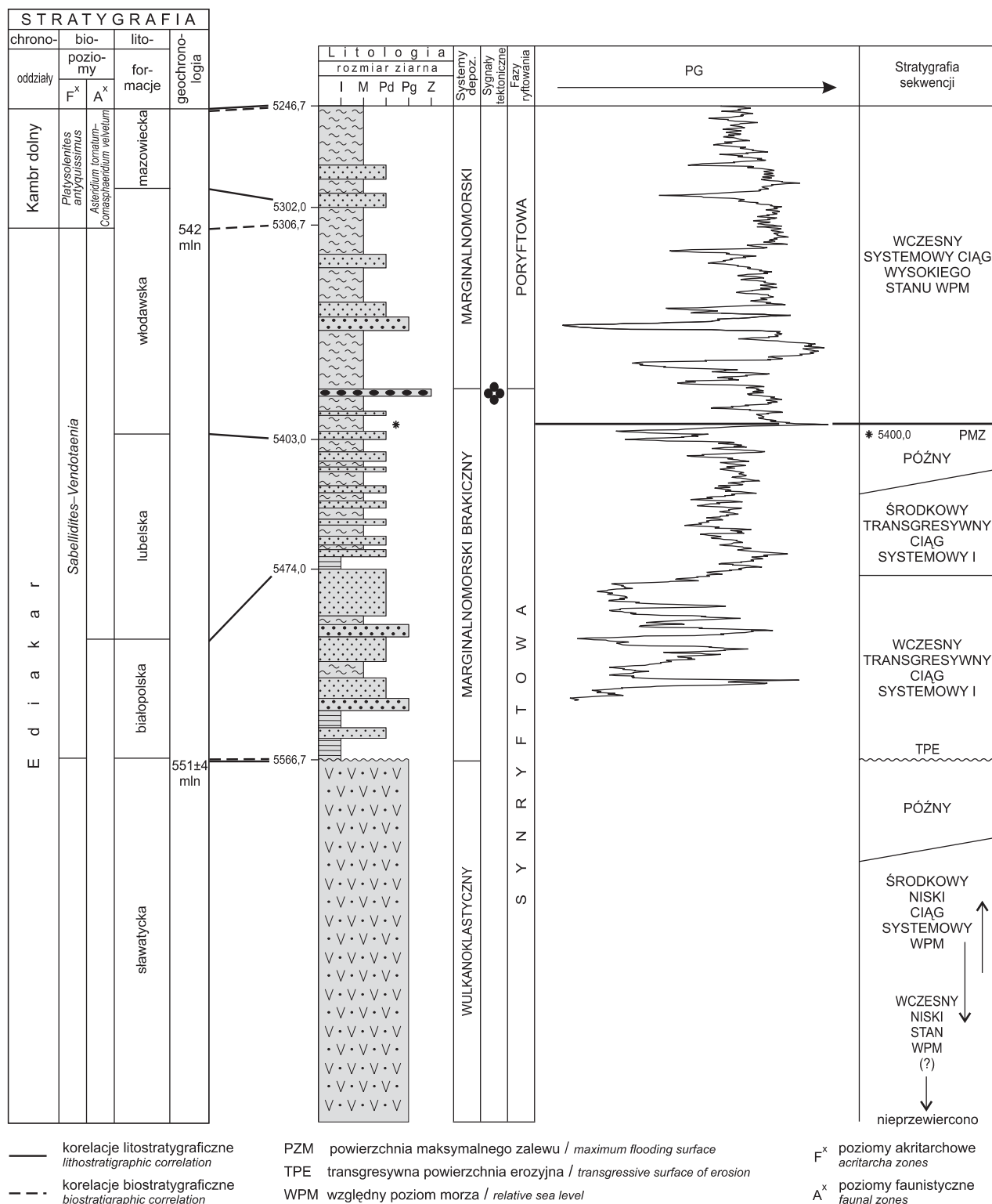


Fig. 11. Fazy ryftowania, systemy depozycyjne, stratygrafia sekwencji, bio- i litostratygrafia utworów późnego ediakaru i wczesnego dolnego kambry (wg Pacześnej, 2006)

Biostratygrafia według Lendzion (1983a, b), Moczydłowskiej (1991) i Pacześnej (1996); litostratygrafia według Arenia (1982), Lendzion (1983a, b) i Moczydłowskiej (1991), geochronologia według Compston i in. (1995) oraz Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej (2008)

Phases of rift, depositional systems, sequence stratigraphy, bio- and lithostratigraphy of the late Ediacaran and early Lower Cambrian deposits (after Pacześna, 2006)

Biostratigraphy after Lendzion (1983a, b), Moczydłowska (1991), Pacześna (1996); lithostratigraphy after Arenia (1982), Lendzion (1983a, b), Moczydłowska (1991); geochronology after Compston *et al.*, 1995; International Commission on Stratigraphy (2008)

wo-mułowcowo-iłowcowych potwierdzają inne wskaźniki pływowe. Są to drobne diapiry mułowe i powierzchnie reaktywacyjne.

W osadach równi mieszanej występuje bardzo specyficzny zespół skamieniałości śladowych. Szczególnie charakterystyczny jest sposób występowania kanałów osadożerców reprezentowanych przez ichnorodzaj *Planolites montanus* Richter i *Torowangea rosei* Webby w facji Hf, gdzie kanały tworzą upakowane nagromadzenia przy stałej średnicy kanału, nie przekraczającej 1,0 mm (fig. 10B, C). Nagromadzenie skamieniałości śladowych całkowicie zmieniające pierwotną strukturę osadu (BI-6), wskazuje na oportunizm ekologiczny twórców śladów, wywołany trudnymi warunkami środowiskowymi przede wszystkim niedotlenieniem osadów i dużymi wahaniami zasolenia (Paczeńska, 1996). Osadożercy zasiedlający również mieszczą w jamkach żerowiskowo-mieszkalnych, wykazywali bujny rozwój powodowany wysoką tolerancją stresu środowiskowego. Liczna populacja osadożerców była również związana z obfitościami zasobami pokarmowymi – zjawiskiem często łączącym się z niskotlenowymi środowiskami. Charakterystyczne występowanie jamek oportunistycznych osadożerców, tworzących gęsto upakowane nagromadzenia jest współcześnie uważane za jeden z najbardziej czułych wskaźników środowisk brakicznych (np. Beynon, Pemberton, 1992; Pemberton, Wightman, 1992; Pemberton i in., 1992). Liczne ale nie zawsze wysoko zróżnicowane zespoły skamieniałości śladowych są typową cechą kopalnych równi mieszanych, stwierdzaną często w utworach pływowych różnych systemów geologicznych. Przykładem mogą tutaj być ordowickie mieszane równie pływowe z Nowej Fundlandii (Fil-

lion, Pickerill, 1990) lub triasowe równie z Kolumbii Brytyjskiej w Kanadzie (Zonneveld i in., 2001).

Sekwencje depozycyjne

Klastyczne utwory późnego ediakaru w sukcesji ediakarsko-kambryjskiej profilu Łopiennik IG 1 reprezentują niższą część sekwencji depozycyjnej drugiego rzędu oznaczonej jako B. Obejmuje ona zróżnicowane osady zarówno wulkanogeniczne, jak i klastyczne, od ediakaru późnego do kambru środkowego. Dolna granica sekwencji B jest wyznaczona przez niezgodność kątową. Jej górna granica jest zdefiniowana przez niezgodność erozyjną, która obejmuje przedział czasu, od najpóźniejszego kambru środkowego do tremadoku wczesnego (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b).

Dolna część sekwencji B (ediakar późny) obejmuje utwory formacji białopolskiej, lubelskiej (łopiennickiej) i włodawskiej. Jest ona w całości charakteryzowana przez brakiczne środowiska sedymentacji, które w górnej części formacji włodawskiej stopniowo przechodzą w środowiska płytkiego, otwartego zbiornika morskiego. Reprezentują one transgresywny ciąg systemowy (TST) w sekwencji depozycyjnej B (fig. 11).

TST jest charakteryzowany przez retrogradację linii brzegowej oraz szybki wzrost względnego poziomu morza, stymulowany przez czynniki tektoniczne, związane z fazą synryftową w basenie lubelsko-podlaskim. TST kończy się w początkowym stadium depozycji utworów formacji włodawskiej, w momencie wykształcenia się powierzchni maksymalnego zalewu (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b; Paczeńska, 2006).

Maria WICHROWSKA

PETROGRAFIA I MINERALOGIA PÓŻNOEDIKARSKICH OSADÓW KLASTYCZNYCH

Opracowanie ma charakter zbiorczego zestawienia danych mineralogicznych i petrograficznych bazujących na makroskopowych obserwacjach rdzeni wierniczych i analizach płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym. Powyższe dane uzyskano na podstawie prac własnych autorki (Wichrowska, 1978, 1990, 1993), szczegółowych opracowań petrograficznych Juskowiakowej (1976, 1978a, b) i opracowań sedymentologicznych Jaworowskiego (1978, 1982).

Późnoediakarski odcinek profilu Łopiennik IG 1 składa się w spągowej części z wulkanogenicznej formacji sławatyckiej i zajmującej jego górną część sukcesji klastycznych skał osadowych. W otworze wierniczym Łopiennik IG 1 (podobnie jak w otworze wierniczym Białopole IG 1) jest on prawie w całości rdzeniowany. Z tego względu znane są stosunkowo pełne informacje odnośnie charakteru utworów, rozpoczynających i kończących górny kompleks osadowy ediakaru (fig. 12). Sukcesję osadową ediakaru rozpoczynają osady następujących formacji: białopolskiej, lubelskiej (łopiennickiej) i włodawskiej (w niniejszym opracowaniu uwzględniono niższą, ediakarską część osadów tej formacji, zalegającą na głębokości 5350,0–5403,0 m).

Na figurze 12 w układzie tabelarycznym, przedstawiono uproszczone profile litologiczne badanych osadów z opróbowanych partii rdzenia, oraz wyniki obserwacji mikroskopowych, obejmujące skład mineralny analizowanych skał i spoiwa, średnie wielkości ziaren kwarcu ($M_{\max}$ – ziarno maksymalne, M_f – ziarno najczęstsze) zapisane skali logarytmicznej i przeliczone na skalę ϕ ; parametr $\Delta\phi$ ($M_{\max} - M_f = \phi$) przedstawia w przybliżeniu wysortowanie materiału. Niższe wartości $\Delta\phi$ (< 1,0–2,5) wskazują na stosunkowo dobre wysortowanie składników osadu, wyższe parametry $\Delta\phi$ (2,5–4,0) świadczą o gorszym wysortowaniu materiału. Sposób przedstawienia zmienności uziarnienia i składu mineralnego (uproszczony i zmodyfikowany przez autorkę), zaadaptowano z pracy Juskowiakowej (1976). Podobny zapis cech petrograficznych i mineralogicznych oraz zmienności tych cech w profilu litologicznym z wykorzystaniem rozlicznych parametrów odnośnie formacji osadowych ediakaru autorka zamieściła w opracowaniu archiwalnym (Wichrowska, 1990). Na wybranych zdjęciach (fig. 13A–D) zilustrowano zasadnicze trendy więzby (tekstury) osadu, dominujące w osadzie składniki mineralne, ich wzajemne relacje, charakter spoiwa, zmienność uziarnienia oraz zasadnicze zmiany diagenetyczne.

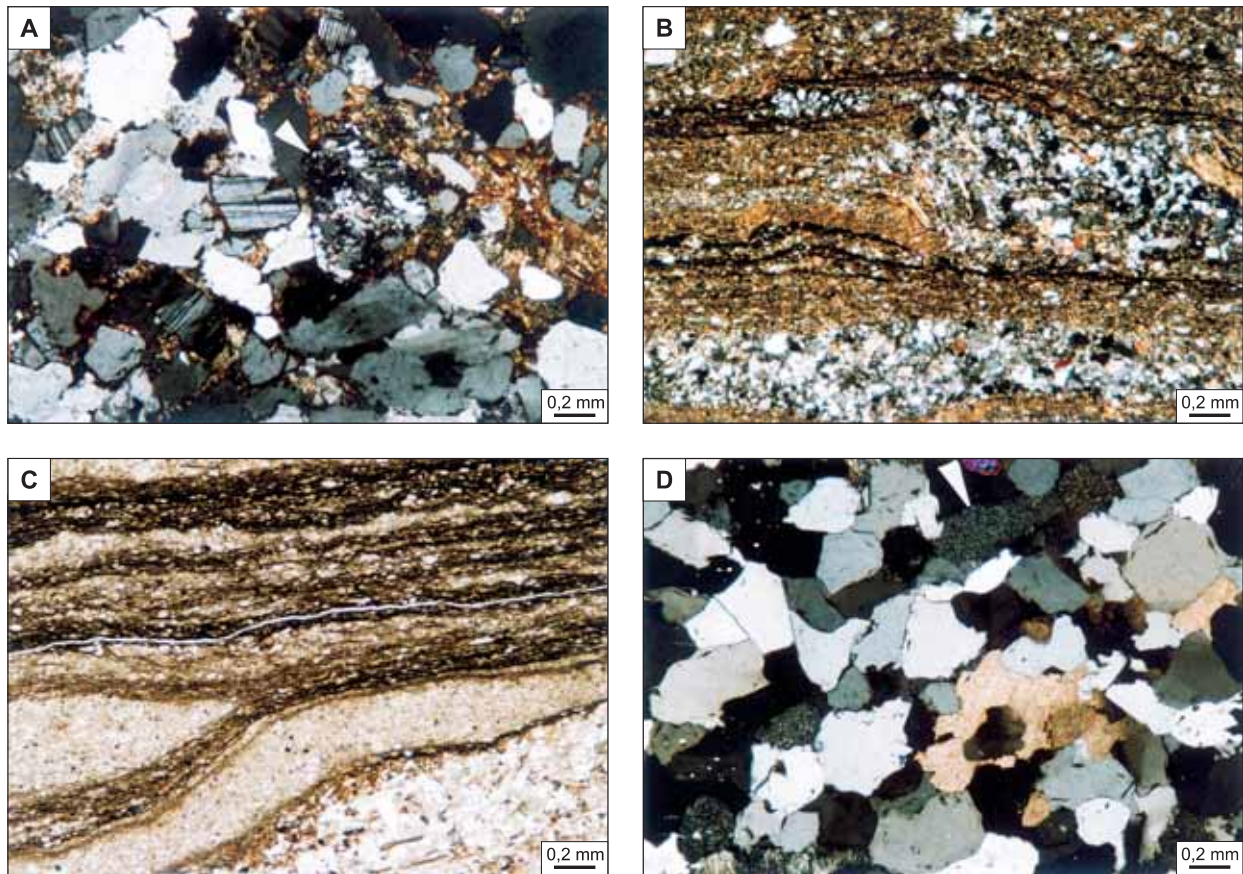


Fig. 13. Obraz mikroskopowy osadów klastycznych ediakaru

A – piaskowce drobno- i średnioziarniste kwarcowo-skalieniowe; widoczna bimodalność uziarnienia; illityzacja i serycytyzacja skaleni (strzałka); spoiwo ilasto-węglanowo-żelaziste; formacja białopolska, głęb. 5536,0 m, PL (bez analizatora), $\times 40$; **B** – drobnoziarniste, zwęzłe piaskowce kwarcowe, przewarstwione laminami iłowców i mułowców; obserwuje się obecność drobnych soczewek mułowcowych i niewielkie zaburzenia deformacyjne, spoiwo jest ilasto-serycytowe z licznymi pakietami łyszczyków i niewielką ilością węglanów, formacja białopolska, głęb. 5500,0 m, XP (nikole skrzyżowane), $\times 40$; **C** – przewarstwienia iłowców/mułowców i bardzo drobnoziarnistych piaskowców; kierunkowe ułożenie pakietów detrytycznych łyszczyków (biotyt – strzałka); minerały nieprzezroczyste (czarne punkty): piryt, leukoksen; formacja lubelska, głęb. 5468,0 m, PL, $\times 40$; **D** – piaskowce kwarcowe, zwęzłe, z diagenetycznie zmienionym glaukonitem (strzałka) i domieszką węglanów; ziarna kwarcu mają obryzki skorodowane; węglany zastępują ziarna kwarcu i zabudowują częściowo przestrzenie międzyziarnowe; formacja włodawska, głęb. 5350,0 m, XP, $\times 40$

Microscopic image of the clastic deposits of the Ediacaran

A – fine to medium grained quartz-feldspar sandstone; bimodality of granulation are observed; illitization and sericization of feldspar are visible (arrow); matrix is composed of illite, carbonate and iron compounds; Białopole formation, depth 5536.0 m, PL (plane-polarized light), $\times 40$; **B** – densely packed fine grained sandstone with claystone intercalations; small siltstone lenses and slight deformational mikrostrukture are observed; illite-sericite matrix with numerous mica and sparse carbonate minerals; Białopole formation, depth 5500.0 m, XP (crossed polars), $\times 40$; **C** – claystone/siltstone and very fine grained sandstone intercalations; directional arrangement of mica packets (biotite – arrow); opaque minerals (black dots): pyrite, leucoxenite; Lublin formation, depth 5468.0 m, PL, $\times 40$; **D** – Strongly cemented quartz sandstone with diagenetic changed glauconite (strzałka); quartz grain edges are corroded; carbonate minerals replaced quartz grain and partly filled the intergranular spaces; Włodawa formation, depth 5350.0 m, XP, $\times 40$

Formacja białopolska

W stropowych partiach serii wulkanicznej występują skały o charakterze tufów i tufitów: chlorytowe oraz serycyto-wo-chlorytowe osady obficie impregnowane tlenkami i wodorotlenkami żelaza, stanowiąc silnie zwietrzałe tufy, na ogół silnie zażelazione, ulegające wtórnym procesom karbonatyzacji i sylikfikacji (Juskowiakowa, 1978a).

Bezpośrednio na utworach piroklastycznych, na głębokości 5567,3 m zalega około dwumetrowy kompleks czarnych osadów iłowcowo-mułowcowych, makroskopowo niewiele różniących się od podścielających je tufów czy tufitów. Utwory te zawierają w spoiwie minerały ilaste i znaczną ilość

związków żelaza (fig. 12). Cienkie laminy mułowców zbudowane są z nieobtoczonych ziaren kwarcu, łyszczyków; materiał detrytyczny jest na ogół źle wysortowany.

Wyżej na głębokości 5540,0–5560,0 m zmniejsza się zawartość składnika ilastego, na korzyść kwarcu; pojawiają się skałenie potasowe (5–8%), plagioklasy (6–10%), węglany (5–8%), pojedyncze minerały akcesoryczne i niewielkie ilości łyszczyków detrytycznych (zwłaszcza w dolnej, przyspagowej części profilu). Spoiwo skał zmienia się na węglanowo-kwarcowe, z niewielką domieszką spoiwa ilasto-żelazistego (fig. 12).

Na głębokości 5520,0–5540,0 m występują średnioziarniste piaskowce kwarcowo-arkozowe (fig. 13B). Ziarna kwarcu i skaleni są na ogół źle wysortowane i słabo obtoczone

(fig. 12). Widoczne jest znaczne zaawansowanie procesów przeobrażenia i rekrytalizacji składników mineralnych; obserwuje się zastępowanie skał przez kwarc, minerały węglanowe lub agregaty kwarcowo-chlorytowe, co często zacierają pierwotny kształt minerału i zmienia jego cechy optyczne. Ponadto obserwuje się rekrytalizację ziaren kwarcu, występowanie wtórnego albitu (fig. 13A).

W górnej części profilu, na głębokości 5474,3–5500,0 m występują przewarstwienia różnoziarnistych piaskowców (z przewagą piaskowców drobnoziarnistych) z pakietami iłowców (w dolnej części omawianego profilu) i mułowców (w interwałach bliższych granicy z formacją lubelską (łopiennicką)) – figura 12. Typowe piaskowce formacji białopolskiej mają barwę jasną, niekiedy z lekkim odcieniem zielonkawym. Piaskowce te są zbudowane głównie z ziaren kwarcu, posiadających dość dobre obtoczenie i wysortowanie, spoiwa ilastego i niewielkiej ilości węglanów i blastów łyszczyków neogenicznych (fig. 12). Miejscami piaskowce zawierają wkładki mułowcowe i iłowcowe, ze spoiwem ilasto-sercytowo-łyszczykowym (fig. 13B). Są wśród nich widoczne liczne klasty ilaste, laminy łyszczykowe lub cienkie wkładki minerałów ciężkich. Iłowce i mułowce często zawierają piryt, zwłaszcza w niższych partiach profilu.

Formacja lubelska (łopiennicka)

Utwory serii lubelskiej (łopiennickiej) w otworze Łopien-nik IG 1 występują na głębokości 5403,0–5474,4 m i zalegają bezpośrednio na utworach formacji białopolskiej, przechodząc w nie stopniowo, bez wyraźnego rozgraniczenia (fig. 12). Są one zbudowane z bardzo monotonicznych (pod względem litologicznym) zespołów heterolitów piaskowco-mułowcowo-iłowcowych. Reprezentują je naprzemian-ległe warstwowe piaskowce drobnoziarniste, mułowce i iłowce ze zmienną zawartością piasku, pyłu i łu, w których znaczną ilość stanowi spoiwo ilasto-sercytowe i minerały węglanowe (nawet do 50%) (fig. 13C). Obtoczenie i wysortowanie ziaren kwarcu w obrębie profilu jest jednolite i prawie niezmiennie (fig. 12).

Skład mineralny w omawianych osadach uległ znacznym zmianom w odniesieniu do składu pierwotnego, ze względu na liczne procesy wtórne. Laminy tych skał zbudowane są ze zwietrzałych, częściowo przeobrażonych pakietów łyszczykowych (gęsto usianych leukoksenem i impregnowanych węglanami). Szczegółowe badania frakcji ilastej w iłowcach i mułowcach omawianej formacji wykazały, że minerały ilaste są w przeważającej ilości pochodzenia detrytycznego, tworząc się w wyniku przeobrażenia mik i skał w trakcie procesu wietrzenia. Główną asocjację mineralną stanowi tam zespół illit-kaolinit (z przewagą ilościową illitu nad kaolinitem); rzadziej występuje chloryt i minerały ilaste o strukturze mieszanopakietowej (Wichrowska, 1978). Głównymi składnikami frakcji ciężkiej osadów formacji lubelskiej (łopiennickiej) jest monacyt, cyrkon, zleukoksenizowane minerały nieprzezroczyste, podrzędnie występuje turmalin i rutyl (Juskowiakowa, 1978b).

Formacja włodawska

Utwory formacji włodawskiej zalegają na głębokości 5302,0–5403,0 m. W niniejszym opracowaniu uwzględniono jedynie dolną, ediakarską część tej formacji (5250,0–5403,0 m), która (przynajmniej początkowo na głębokości 5390,0–5403,0 m), stanowi nieprzerwaną sukcesję osadów heterolitycznych, iłowcowo-mułowcowych, podobnych do osadów formacji lubelskiej, przechodząc później stopniowo we frakcję piaskowców drobno, średnio- i gruboziarnistych (fig. 12). Piaskowce formacji włodawskiej pod względem składu mineralnego odpowiadają arenitom i wakom kwarcowym, lokalnie reprezentują mikrolitofację subarkozową. Skały te charakteryzują się stosunkowo słabym wysortowaniem i zmiennym obtoczeniem materiału okruchowego.

Głównym składnikiem frakcji detrytycznej jest kwarc. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu wynosi 0,06 mm (w spągowych częściach profilu formacji) wzrastając następnie do wartości 0,5–0,6 mm w wyższych odcinkach profilu (fig. 12). Skałenie reprezentuje typowo zbliżony mikroklin i skałen potasowy o pokroju ortoklastu, najczęściej skaolinityzowany; łyszczyki detrytyczne są rzadko obserwowane (Juskowiakowa, 1978b). Pospolitym składnikiem jest glaukonit, tworzący najczęściej ziarna owalne, barwy oliwkowej, co świadczy o ich odwodnieniu. W obrębie ziaren glaukonitu dochodzi do wtórnych przeobrażeń, najczęściej w hydrołyszczyki, rzadziej w chloryty (fig. 13A – strzałka). Częste są w tych piaskowcach minerały fosforanowe, które występują w formie otoczek na ziarnach kwarcu, skałeni i minerałów ciężkich (Sikorska, 1998). Spoiwo ma charakter porowy, głównie jest ilaste, wypełniające pory międzyziarnowe. W omawianych osadach z profilu Łopien-nik IG 1 illit ulega często sercytyzacji.

Spoiwo węglanowe jest poikilitowe, ale również często występuje w postaci drobnych skupień wypełniając pory międzyziarnowe (fig. 13D). Węglany intensywnie korodują ziarna kwarcu, niekiedy częściowo (lub w całości) je zastępują (fig. 13D).

Środowisko paleofacjalne osadów ediakaru późnego

Utwory osadowe ediakaru późnego należące do formacji białopolskiej reprezentują dwie mikrolitofacje. Przyspągowy kompleks osadów wydaje się reprezentować fację kontynentalnych utworów aluwialnych, gdzie materiał okruchowy był transportowany i deponowany przy udziale wód roztokowych. Materiał detrytyczny do tego rodzaju osadów dostarczały rozkruszone i częściowo zwietrzałe osady tufogeniczne, zalegające na serii wulkanogenicznej formacji sławatyckiej. Skład mineralny, złe wysortowanie i niezbyt dobre obtoczenie składników detrytycznych, obecność znacznych ilości spoiwa żelazisto-ilastego wskazuje na częściowe podobieństwo tych osadów do serii siemiatyckiej z otworu wiertniczego Busówno IG 1. Do wniosku tego skłania również zmienna ilość i jakość skałeni, różny stan ich zachowania w pierwotnej postaci, znaczna ilość minerałów ilastych i hydromuskowitu (fig. 13A).

Wyższa część osadów formacji białopolskiej ma już typowe wykształcenie dla tego typu utworów opisywanych dla południowo-wschodniej Lubelszczyzny ze strefy Terebinia. Reprezentują je drobnoziarniste piaskowce, o wieźbie zwężłej, przewarstwiane laminami mułowców i iłowców, zmniejsza się ilość skałeni, wzrasta udział węglanów w spoiwie, pojawiają się tyszczki neogeniczne. Wskazuje to na normalną sedymentację morską w płytkim zbiorniku, o zróżnicowanej energii hydrodynamicznej wód.

W osadach formacji lubelskiej zdecydowanie zmniejsza się udział materiału detrytycznego, zwiększa się ilość składników ilastych, co świadczy o bardziej spokojnej sedymentacji morskiej, w pogłębionym zbiorniku w rejonie oddalonym od obszarów alimentacyjnych. Obserwuje się bowiem zubożenie osadu w materiał odporny na transport (kwarc, kwaśne skałenie); jednocześnie panowały tu sprzyjające warunki do tworzenia się węglanów.

Wyżej zalegające utwory formacji włodawskiej reprezentują nieprzerwaną sukcesję rozwijającej się transgresji morskiej. Świadczą o tym badania sedymentologiczne na rdzeniach wiertniczych, wykonywane w tym rejonie (Jaworowski, 1978), petrograficzne (Juskowiakowa, 1978b) i mineralogiczno-geochemiczne frakcji ilastej (Wichrowska, 1978).

Początkowo, w niższych odcinkach formacji włodawskiej, obserwuje się stosunkowo dużą zawartość materiału ilastego, co wskazuje na małą zmienność parametrów głębokościowych i hydrodynamicznych zbiornika, w porównaniu osadami rozwiniętej w facji morskiej formacji lubelskiej. Na pod-

stawie badań mineralogiczno-geochemicznych frakcji ilastych w tej części zbiornika (rejon otworu wiertniczego Białopole IG 1) stwierdzono, że w trakcie deponowania osadów przejściowych z pogranicza formacji lubelskiej (Łopiennickiej) i włodawskiej, nie było przerw ani szczególnych zakłóceń sedymentacji (Wichrowska, 1978, 1982). Ze szczegółowej analizy wartości facjalnych wskaźników geochemicznych środowiska alimentacji osadów (wanad, chrom, bar) zdaje się wynikać, że dla południowo-wschodniej części lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego (okolice profilu Białopole IG 1 i Łopiennik IG 1), obszar alimentacji mógł się znajdować w obrębie podlaskiego kompleksu metamorficznego; nie wyklucza się również częściowego transportu ze wschodu, z dość oddalonego masywu wołyńsko-ukraińskiego (Wichrowska, 1978).

Piaskowce kwarcowe różnoziarniste, ze znacznym zróżnicowaniem parametrów uziarnienia, obecnością częściowego przeobrażonego glaukonitu i znacznie zmienionych diagenetycznie skałeni reprezentują środkowe ogniwo formacji włodawskiej. Wydaje się, że płytkowodne i turbulentne wody morskie spowodowały obróbkę mechaniczną materiału detrytycznego, wymywanie spoiwa ilastego z przestrzeni międzyziarnowych, jednocześnie rozwój węglanowych frakcji, powodował korozję ziaren kwarcu. Przypuszczalnie w okresie formowania omawianych osadów płytkomorskie warunki sedymentacji uległy zmianie na wyżej energetyczne, chociaż mógł być to również wpływ lokalnych (okresowych) sztoratów i pływów.

Ewa KRZEMIŃSKA

PETROGRAFIA I GEOCHEMIA PÓŹNOEDIKARSKICH UTWORÓW WULKANOGENICZNYCH

Ogólne cechy litologiczne i skład mineralny

Skały wulkanogeniczne w profilu Łopiennik IG 1 zostały stwierdzone na głębokości 5567,3 m. Sekwencja pokryw lawowych, tufu i aglomeratów nie została całkowicie przewiercona. Wiercenie zostało zakończone na głębokości 5632,0 m. Otwór na wspomnianym odcinku był w całości rdzeniowany. Miąższość bezpośrednio rozpoznanych utworów efuzywnych obejmuje jedynie 64,7 m i może stanowić tylko pewną część zalegającej tu formacji sławatyckiej. Maksymalne miąższości w południowym rejonie basenu lubelsko-podlaskiego dochodzą do 330,0 m (profile Kaplonosy IG 1 i Busówno IG 1).

Stropową część profilu wulkanogenicznego w otworze Łopiennik IG 1 tworzy cienka (0,2 m) pokrywa bazaltu afirowego zalegająca na słabo spojonej warstwie aglomeratu bazaltowo-tufowego oraz cienkiej pokrywie bazaltu porfirowego. Łącznie stanowi to miąższość około 5,0 m. Dopiero na głębokości ok. 5571,0 m pojawia się wyraźna pokrywa tufowa.

Utwory wulkanoklastyczne w profilu Łopiennik IG 1 występują sporadycznie i reprezentowane są przez frakcje drobno- i średniopopiołowe, wulkanoklastyczne (fig. 14A), z niewielkim udziałem (< 20%) materiału epiklastycznego, jak drobne, ostrokrawędziste fragmenty zwietrzałych plagioklazów, po-

chodzących prawdopodobnie ze skał podłoża prekambryjskiego. Pokrywa charakteryzuje się wyraźnie teksturą kierunkową. Wspomnianą cienką warstwę piroklastyków o frakcji poniżej 0,1 mm, reprezentują tufy szare i szarozielonkawe, drobniopopiołowe, z lokalnymi przewarstwieniami względnie grubszej frakcji. W wulkanoklastycznych tufach drobniopopiołowych, o dość dobrej selekcji w materiale piroklastycznym dominuje szkliwo ciemno- lub jasnobrązowe, skompresowane. Gdziekolwiek tylko rozpoznawalne są pojedyncze litoklasty. Natomiast przewarstwienia względnie grubszej frakcji reprezentowane są już przez odmiany wulkanoklastyczne do litoklastycznych.

Bezpośrednio pod tufami zalega warstwa bazaltów porfirowych o miąższości 17,7 m, która jest zapisem prawdopodobnie kilku potoków lawowych. Bazalty porfirowe i subporfirowe, łącznie stanowią litologicznie dominujący typ wśród nawierconych tu utworów wulkanogenicznych. Charakteryzują się obecnością fenokryształów plagioklazów oraz lokalnymi nagromadzeniami (agregatami) drobnych ziaren klinopiroksenów (fig. 14B), które makroskopowo na powierzchni rdzenia niekiedy przypominają porfirokryształy. Te agregaty względnie większych słupków piroksenowych, ułożonych prawie koncentrycznie, podobne nieco do załączków nodul, świadczą o wcześniejszej frakcjonacji części tła skalnego. Opisany rodzaj skał pojawia się także, w dalszej części

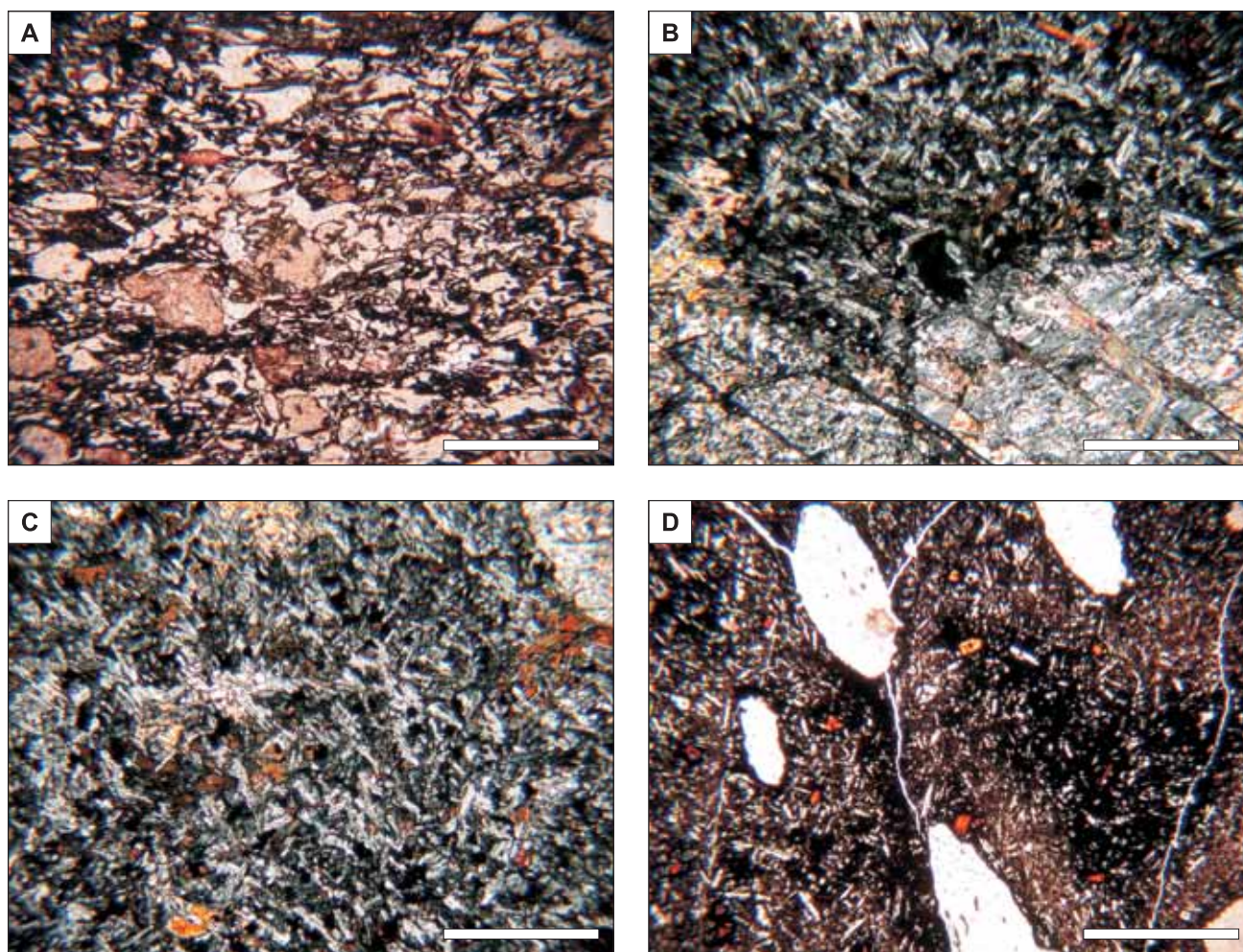


Fig. 14. Typy skał wulkanogenicznych

A – tuf drobno-/średniopopiołowy, wiroklastyczny, z pokrywy z głęb. ok. 5570,0 m, z pojedynczymi, ostrokrawędzistymi okruchami skalenia; **B** – bazalty porfirowe z fenokryształem zmienionego plagioklazu, tkwiącym w piroksenowo-plagioklazowym tle skalnym; głęb. ok. 5576,0 m; **C** – bazalty subporfirowe, z agregatami drobnych klinopiroksenów, głęb. 5580,0 m; **D** – bazalty migdałowcowe, z częściowo skompresowanymi amygdulami, ze strefy bogatej w szkliwo i wodorotlenki Fe; widoczne także ziarna brązowej odmiany tytanitu, głęb. ok. 5588,0 m; **odcinek skali oznacza 200 µm**; **A–D** – mikrofotografie w świetle przechodzącym, nikole równoległe; **B–C** – nikole skrzyżowane

Types of volcanogenic rocks

A – fine to medium grained vitroclastic tuff from depth about 5570.0 m, with small amounts of feldspar clasts; **B** – porphyritic basalts from depth 5576.0 m; phenocryst of altered plagioclase in pyroxene-plagioclase groundmass is visible; **C** – sub-porphiritic basalts with aggregation of fine grained clinopyroxenes from depth 5580.0 m; **D** – amygdoidal basalts with partially compressed amygdyls, from depth 5588.0 m representing the zone, reached in glass and Fe-hydro-oxides; **scale bar is 200 µm**; **A–D** – transmitted light microphotographs; plane-polarized light; **B–C** – cross-polarized light

profilu, na głębokości ok. 5608,0–5616,0 m. Pokrywy porfirowe często przechodzą jednak w odmiany subporfirowe czy afirowe, tak jak na głębokości ok. 5622,0 m, przy czym ogólny skład mineralny nie zmienia się.

W obrazie mikroskopowym obserwujemy przede wszystkim piroksenowo-skaleniowe tło skalne (fig. 14B; 15A, B). Klinopirokseny, występujące w tle skalnym oraz w agregatach reprezentowane są głównie przez augity, wzbogacone na brzegu w tytan, do 3% wag. TiO_2 . Środkowe części piroksenów, zawierają najczęściej tylko 0,5% TiO_2 wag. Nie notuje się augitów tytanowych a jedynie ferroaugity. Udział sodu i cząsteczki akmitowej jest ograniczony tylko niektórych ziaren. Zwykle nie przekracza 0,3% wag. Na_2O .

Drugim znaczącym składnikiem są skalenie, w większości alkaliczne. Badania w mikroskopie elektronowym pozwoliły stwierdzić, że są to współwystępujące ze sobą blaszki skalenia potasowego, albitu a także plagioklazów o większym udziale cząsteczki anortytowej (fig. 15A). W tle skalnym, szczególnie w pokrywach afirowych rozpoznano także dość charakterystyczne skupienia uwodnionych glino-krzemianów żelaza i magnezu, które mogą być pseudomorfozami po drobnych kryształach oliwinu. (fig. 15A). Mineralem występującym akcesorycznie jest magnetyt. Część albitu obserwowana w szlifach, podobnie jak liczne żyły i strefy wzbogacone w epidot jest z pewnością pochodzenia hydrotermalnego (fig. 15b).

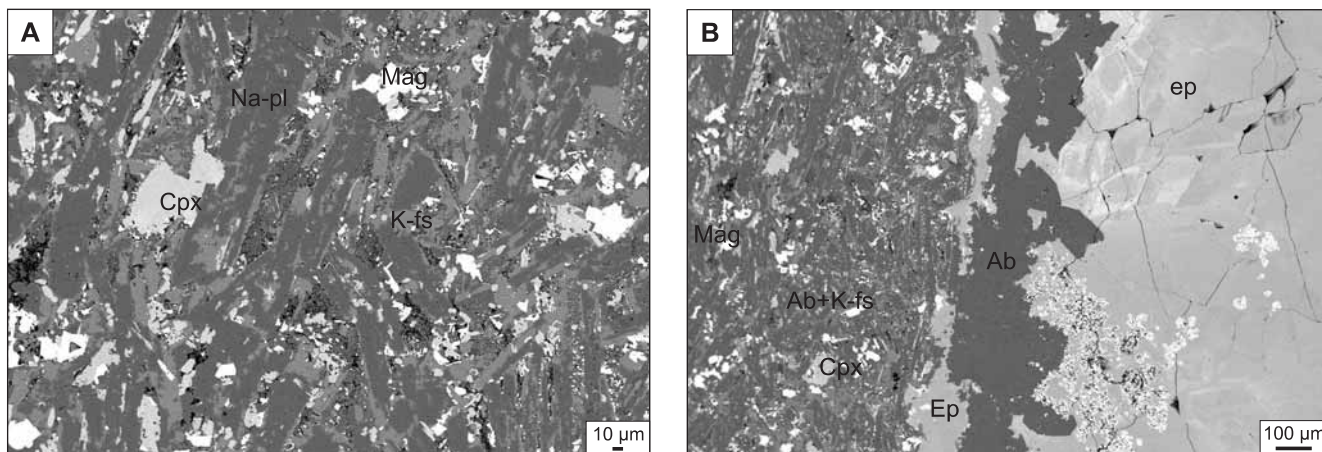


Fig. 15. Obrazy elektronów wstecznie rozproszonych BSE z mikroskopu elektronowego

A – bazalty afirowe (i typowe tło skalne) o składzie: klinopiroksen (Cpx), skałen potasowy (K-fs), plagioklaz bogaty w sód (albit/oligoklaz) (Na-pl), magnetyt (Mag); **B** – wtórny epidot (Ep), wypełniający niewielką szczelinę oraz żyłka albitowa (Ab) w bazaltach, głęb. 5593,0 m (strefa silnie spękanego bazaltu afirowego)

The backscatter electron microprobe images

A – aphyritic type basalts and typical groundmass composed on clinopyroxene (Cpx), K-feldspar (K-fs), Na-rich plagioclase (albite–oligoclase) (Na-pl), magnetite (Mag); **B** – the small crevice in aphyritic basalt from depth 5593.0 m filled with secondary epidote (Ep) and vein of secondary albite (Ab)

Wśród skał wulkanicznych występujących w profilu Łopiennik IG 1, kilkakrotnie pojawiają się także bazalty migdałowcowe. Pokrywy wzbogacone w substancje lotne notowane są na głębokości około 5588,0–5590,0; 5603,0–5604,0 i 5618,0 m. Makroskopowo są to skały najczęściej barwy wiśniowoszarej, miejscami rdzawej. Charakterystyczna jest zawartość niedużych, kierunkowo ułożonych amygdul (pęcherzy pogazowych). Nagromadzenie pęcherzy, chociaż zmienne, bywa obecne nawet w wewnętrznych partiach grubszych sekwencji (potoków) lawowych. W obrazie mikroskopowym, bazalty migdałowcowe wykazują z reguły strukturę intersertalną do apohyalofitowej. Amygdule, często rozciągnięte kierunkowo lub skompresowane, wypełnione są kwarcem, bądź bezpostaciową krzemionką lub niekiedy chlorytem.

W cieście skalnym dominują bezładnie ułożone listewki skaleni o składzie bardziej alkalicznym, często otoczone wodorotlenkami żelaza. W zmiennych ilościach obecne jest także szkliwo. Badania w mikroskopie elektronowym potwierdziły wzajemnie przenikanie się ziaren skaleni potasowego i albitu oraz powszechne inkrustacje tlenków (wodorotlenków) Fe oraz obecność drobnych kryształów tytanitu.

W profilu Łopiennik IG 1, pojawiają się także trzy strefy aglomeratów bazaltowych i bazaltowo-tufowych, będące śladem syn- i post erupcyjnej aktywności tektonicznej. Jednak mała miąższość warstw brekcji tektonicznej/aglomeratu nie świadczy o znaczącym niepokoju tektonicznym i sejsmicznym tej strefy w trakcie i po erupcji.

Ogólne cechy geochemiczne

Podstawowa charakterystyka geochemiczna została oparta tylko na analizach pierwiastków głównych z sześciu próbek bazaltów, reprezentujących pokrywy lawowe od głębokości 5570,6 do 5617,2 m (tab. 4), czyli miąższość zaledwie około

65,0 m. Próbkę ilustrują różne typy litologiczne, jak bazalty porfirowe (głęb. 5570,6; 5578,0 i 5617,2 m), bazalty afirowe (głęb. 5601,0 i 5608,7 m) i bazalt migdałowcowy (głęb. 5588,0 m). Analizy, bez oznaczania strat prażenia, wykonywane były w Głównym Laboratorium Chemicznym Instytutu Geologicznego, klasyczną metodą na mokro, pod koniec lat siedemdziesiątych (brak szczegółowych danych). Wyniki analiz nigdy nie zostały opracowane. Nie były też publikowane. W niektórych diagramach klasyfikacyjnych, dla lepszej ilustracji pozycji wulkanitów z Łopiennika w szerszym tle regionalnym, umieszczone zostały parametry geochemiczne innych bazaltów formacji sławatyckiej z licznych otworów wiertniczych basenu podlasko-lubelskiego (Juskowiakowa, 1971; Krzemińska, 2005) a także pokryw bazaltowych z odsłoneń na Wołyniu z Janowej Doliny (Białowska i in., 2002). Dla ułatwienia zastosowano osobne znaczniki dla skał z południowej części basenu lubelsko-podlaskiego (profile: Kaplonosy, Wisznice, Białopole, Krowie Bagno, Busówno, Roskosz, Terebin), obok znaczników reprezentujących wulkanity z północnego rejonu basenu (profile: Kruszyniany, Tatarowce, Zabłudów, Iwanki, Waśki, Podborowisko, Grodzisko, Skupowo, Krzyże, Czyże, Rajsk, Mielnik) oraz dla bazaltów z Wołynia.

W przeanalizowanych próbkach z Łopiennika (tab. 4) zawartości pierwiastków głównych (bez normalizacji na straty prażenia) mieszczą się w przedziałach SiO₂ 46,55–58,54% wag., TiO₂ 0,79–1,40% wag., Al₂O₃ 13,27–18,96% wag., CaO 66–10,24% wag., Fe₂O₃ 5,81–11,35% wag., FeO 1,70–5,44% wag., Na₂O 3,70–7,28% wag., K₂O 0,60–3,19% wag. Współczynnik magnezowy (Mg# = MgO/MgO + FeO całk) przyjmuje wartości bardzo zmienne od 23,6 do 60,4, co ma związek z dużymi różnicami w koncentracji MgO od 1,6 do 7,9% wag.

Tabela 4

**Skład chemiczny bazaltów z otworu Łopiennik IG 1 (pierwiastki główne)
z przeliczeniem na minerały normatywne CIPW [w % wag.]**

Major elements composition of basalts from Łopiennik IG 1 borehole and CIPW normative composition [in wt. %]

	Głębokość [m]					
	5570,60	5578,00	5588,00	5601,00	5608,70	5617,20
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,55	48,60	50,42	52,65	46,87	58,54
TiO ₂	0,80	0,79	1,40	1,12	1,27	1,00
Al ₂ O ₃	17,70	18,96	16,67	15,85	16,90	13,27
Fe ₂ O ₃	5,84	5,81	9,52	11,35	6,79	8,92
FeO	5,44	4,44	1,70	1,74	4,82	2,46
MnO	0,14	0,28	0,08	0,10	0,35	0,14
MgO	1,57	4,35	1,90	1,79	7,94	3,87
CaO	10,24	6,12	5,78	3,99	3,86	2,66
Na ₂ O	3,70	4,04	5,36	7,28	5,26	5,34
K ₂ O	1,18	3,09	3,19	0,60	0,67	0,55
P ₂ O ₅	0,35	0,13	1,30	0,05	0,06	0,12
Suma	93,51	96,61	97,32	96,52	94,79	96,87
Mg#	23,63	48,66	27,98	23,92	60,39	43,67
Minerały normatywne (CIPW)						
Kwarc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,79
Plagioklaz	57,75	49,48	48,00	48,00	59,02	58,06
Ortoklaz	7,51	18,97	19,56	19,56	4,20	3,37
Nefelin	3,36	6,25	6,17	6,17	4,41	0,00
Leucyt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kalsilit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Korund	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00
Diopsyd	18,83	4,34	7,23	7,23	0,00	1,63
Hipersten	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,27
Wollastonit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Oliwin	7,29	16,66	10,60	10,60	26,21	0,00
Larnit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Akmit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ SiO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ SiO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rutyl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenit	1,63	1,56	2,75	2,75	2,56	1,98
Magnetyt	2,77	2,42	2,57	2,57	2,78	2,62
Hematyt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,88	0,32	3,13	3,13	0,14	0,28

Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7
Cyrkon	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Perowskit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Chromit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tytanit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Piryty	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Halit	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fluoryt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Anhydryt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ SO ₄	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kalcyt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ CO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Diagramy typu Harkera graficznie prezentują zawartości tlenków pierwiastków głównych w funkcji MgO jako wskaźnika stopnia zdyferencjowania magmy (fig. 16). Niemal wszystkie projekcje z otworu wiertniczego Łopiennika IG 1 zajmują pozycję na początku diagramów (niskie MgO), świadcząc generalnie o wyższym stopniu zdyferencjowania w stosunku do reszty skał wulkanicznych formacji sławatyckiej. Wyjątkiem jest pokrywa z głębokości 5608,0 m mniej zdyferencjowanego bazaltu (MgO ok. 8% wag.), ze współczynnikiem $Mg\# = 60,4$.

Bazalty z Łopiennika cechuje także względnie niska zawartość tytanu, nie przekraczająca 1,5% wag. TiO₂ stąd plasują się wyraźnie w grupie skał niskotytanowych, które dominują w południowej części basenu lubelsko-podlaskiego (na południe od Mielnika). Łącznie projekcje tworzą ciągłą serię od zawartości poniżej 0,5% wag. TiO₂ do powyżej 4%, przy odwrotnej korelacji TiO₂ vs MgO. Niższą pozycję na diagramie zajmują tylko skały ultra-niskotytanowe (i jednocześnie bogate w magnez o cechach pikrytów), które są ograniczone do rejonu Wisznia i Kapłonosów (Krzemińska, 2005). Pokrywy z Wołynia, z kamieniołomu Janowa dolina, chociaż klasyfikowane jako niskotytanowe (Białowska i in., 2002) wykazują jednak wyższy udział TiO₂ niż skały z Łopiennika.

Na diagramach MgO vs Na₂O oraz K₂O można zauważyć silne wzbogacenie w alkalia w stosunku do najbardziej typowych zawartości, jakie notuje się w magmowej serii bazaltów formacji sławatyckiej. Dodatkowo pojedyncze analizy rejestrują także najwyższe zawartości Al₂O₃ co może świadczyć o pewnych zmianach hydrotermalnych i wyższym udziale wtórnych minerałów ilastych w bazaltach z wiercenia Łopiennik IG 1.

Wzbogacenie w alkalia ma wyraźny wpływ na podstawową klasyfikację bazaltów. Diagram TAS (*Total Alkalies versus Silica*) oparty na mobilnych elementach takich jak krzemionka i suma alkaliów, nie zawsze odnosi się do pierwotnego składu. Udział krzemionki (SiO₂) w pojedynczych analizach, po znormalizowaniu do 100%, obejmuje zakres od

49,5 do 60,3% wag., co świadczy o pośrednim charakterze geochemicznym bazaltów z wiercenia Łopiennik IG 1 (fig. 17). Jednocześnie suma alkaliów dochodzi aż do 9% wag., wskazując wyraźnie na subalkaliczne, ale także w pojedynczych przypadkach alkaliczne cechy, które są rzadziej spotykane wśród neoproterozoicznych pokryw lawowych w basenie lubelsko-podlaskim. Generalnie wulkanizm formacji sławatyckiej ma jednak charakter zasadowy do pośredniego i sygnaturę subalkaliczną. Projekcje z Łopiennika na diagramie TAS, obejmują zatem mniej typowe pole trachybazaltów (TB) bazaltowych trachyandezytów (BTA) a nawet dochodzą do górnego zasięgu andezytu (A). Pozycja ta nie musi być jednak związana z pierwotnymi cechami law. Może być wynikiem późniejszych procesów pomagmowych, doprowadzających alkalia. Dość istotne jest to że najbardziej alkaliczne pozycje na diagramie klasyfikacyjnym TAS zajmują skały o różnej litologii jak bazalt migdałowcowy (głęb. 5588,0 m), porfirowy (głęb. 5578,0 m) i zmieniony afirowy (głęb. 5601,0 m), co może potwierdzać hipotezę o wtórnym pochodzeniu alkalicznego charakteru analizowanych bazaltów.

Wyższy udział składników alkalicznych a także wzbogacenie w żelazo całkowite, notowany jest również na diagramie AFM (sumy alkaliów do FeO do MgO), na którym wymienione wyżej projekcje z profilu Łopiennik IG 1 odrębnie wpisują się w trend toleitowy (fig. 18A). W składzie innych pokryw, a szczególnie z głębokości 5608,0 i 5617,0 m zaznacza wyraźnie trend wapniowo-alkaliczny, charakterystyczny dla obszaru południowej części basenu L-P.

O toleitowym charakterze decyduje wysoki stosunek FeO/MgO, przy odpowiedniej zawartości krzemionki (Miyashiro, 1974). Na diagramie klasyfikacyjnym (fig. 18b) część projekcji układa się w polu bazaltów toleitowych zawsze jednak blisko granicy oddzielającej od pola bazaltów wapniowo-alkalicznych, wykazując stosunek FeO/MgO, nie większy niż 3, podobnie jak punkty opisujące inne pokrywy z południowej części basenu lubelsko-podlaskiego (L-P). Jednak w trzech przypadkach na sześć analizowanych, (prób-

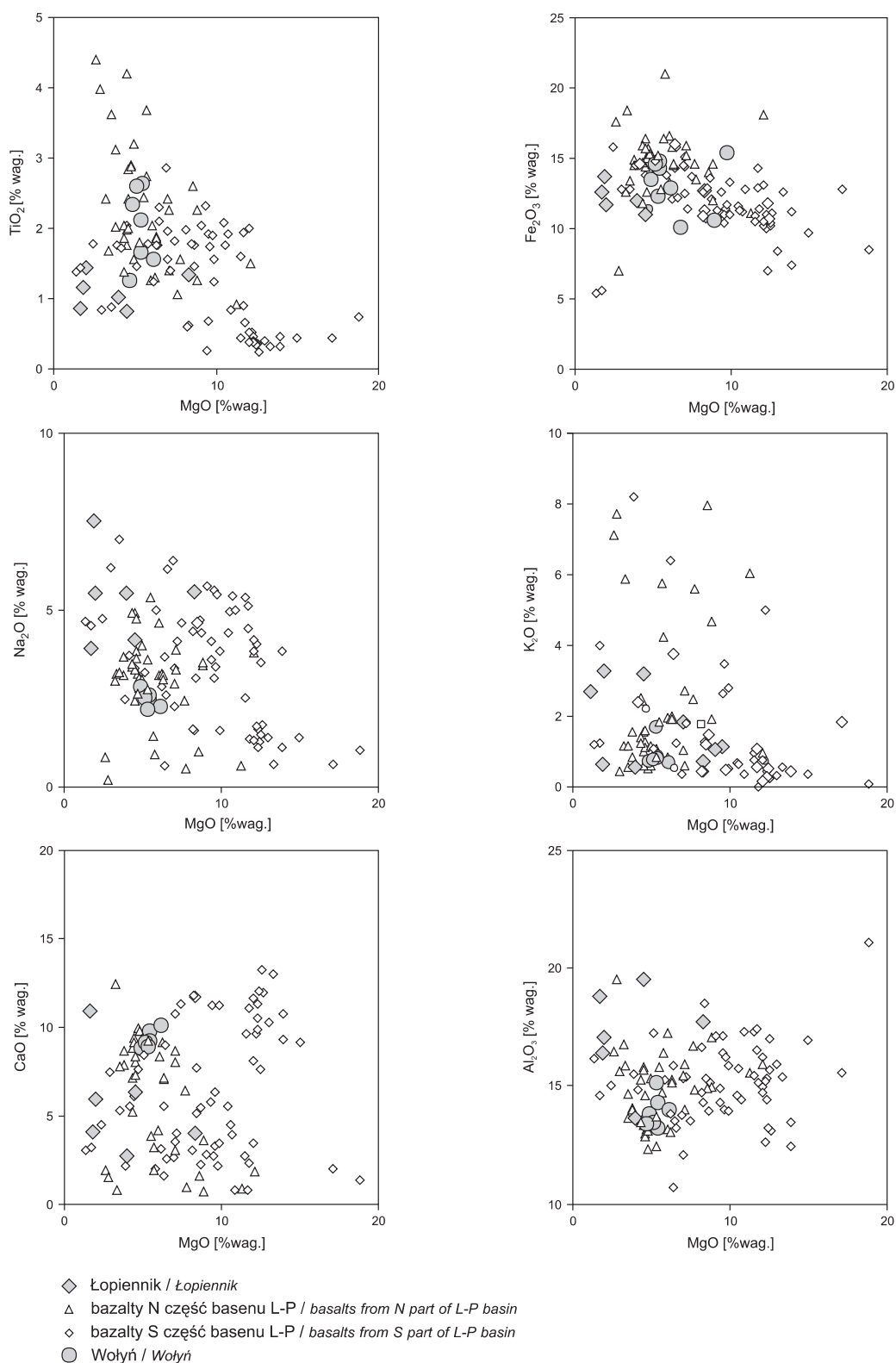


Fig. 16. Diagramy typu Harkera ilustrujące podstawowe cechy geochemiczne bazaltów stanowiących integralną część formacji sławatyczej

Dane analityczne dla bazaltów z basenu lubelsko-podlaskiego (L-P) – Krzemińska (2005), Juskowiakowa (1971); bazaltów z Wołyń – Białowska i in. (2002); zastosowano rozróżnienie na wulkanity z północnej i południowej części basenu L-P

Harker type diagrams showing basic geochemical features of Basalts borehole related to the Sławatycze Formation

Based on the analytical data for basalts from Lublin–Podlasie basin (L-P) – Krzemińska (2005), Juskowiakowa (1971); basalts from Wołyń – Białowska *et al.* (2002); different symbols for volcanics from north and south parts of L-P basin are applied

ki z głębokości 5570,6; 5588,0 i 5601,0 m) obserwuje się nietypowo wysokie wartości FeO/MgO , od 5,4 do 6,8, które mogłyby świadczyć o wtórnym wzbogaceniu bazaltów w Fe całkowite.

Opierając się na składzie chemicznym skał wulkanicznych dostępnym tylko na poziomie pierwiastków głównych, można zastosować klasyfikację opartą na przeliczeniach CIPW na normatywny skład mineralny (tab. 4). Z uwagi na powszechny niedobór krzemionki i obecność normatywnego oliwinu i hyperstenu a rzadziej kwarcu i hyperstenu bazalty formacji sławatyckiej opisywano dotychczas (Juskowiakowa, 1971) jako odpowiednio oliwinowe toleity i kwarcowe toleity. Dla wulkanitów z Łopiennika, oprócz niedoboru krzemionki (kwarc normatywny = 0 i oliwin normatywny w zakresie od 7 do 26%) charakterystyczna jest obecność normatywnego nefelinu od 4 do 6%. Na podstawie tych kryteriów (Best, Christiansen, 2001) analizowane skały z Łopiennika należałoby określić jako bazalty alkaliczne. Wyjątkiem może być tylko próbka z głębokości 5617,2 m, o wyraźnych cechach toleitu kwarcowego.

Nawiercone skały wulkanogeniczne w otworze Łopiennik IG 1 reprezentują zaledwie 64,7 m miąższości prawdopodobnie ze stropu pokryw wulkanicznych, i jak dotąd stanowią najbardziej alkaliczne ogniwo formacji sławatyckiej. Otwartą kwestią, pozostaje pierwotny lub wtórny charakter alkalicznej sygnatury analizowanych bazaltów. Problem ten wyraźnie wymaga rozstrzygnięcia za pomocą kolejnych badań geochemicznych na poziomie niedopasowanych pierwiastków śladowych.

Tego rodzaju analizy niemobilnych pierwiastków śladowych, zachowujących pierwotne cechy law zostały wykonane

A

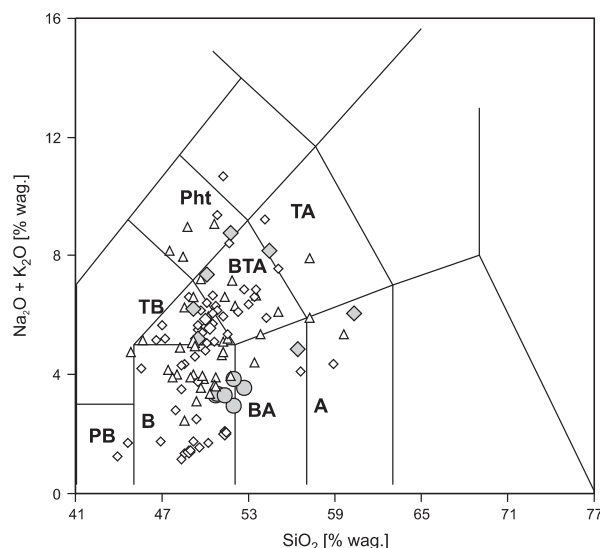
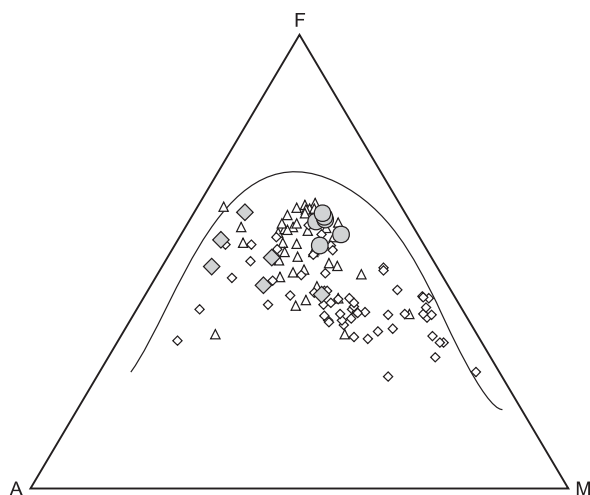


Fig. 17. Diagram klasyfikacyjny TAS Le Marte'a i in. (1989), wskazujący na najbardziej alkaliczną naturę bazaltów z profilu Łopiennik IG 1 na tle wulkanitów formacji sławatyckiej i bazaltów wołyńskich

Projekcje w polu trachybazaltów (TB), bazaltowych trachyandezytów (BTA), andezytów (A), trachyandezytów (TA); ponadto zaznaczono pola: PB – pikrobasalty; B – bazalty; BA – bazaltowe andezyty; PhT – fonotefryty; objaśnienia na figurze 16

TAS classification diagram after Le Marte'a *et al.* (1989), showing most alkaline nature of the Łopiennik volcanics against a background of mafic to intermediate features of Sławatycze Formation compared to the Volyn basalts

Plots are in the fields: TB – trachybasalt, BTA – basaltic trachyandesite, TA – trachyandesite, A – andesite; also marked the fields of: PT – phonotephrite, PB – picobasalt, B – basalt, BA – basaltic andesite, PhT – phonotephrite; for explanations see Figure 16

B

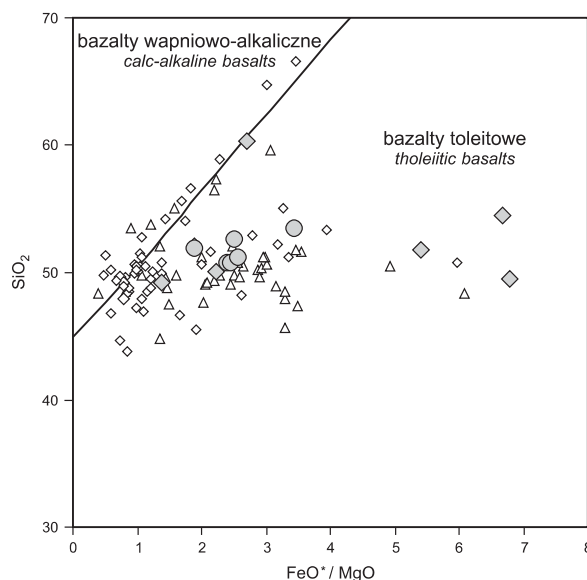


Fig. 18. A – diagram AFM (alkalia do Fe całkowitego jako FeO i do MgO) wskazujący na znaczący udział alkaliów w składzie bazaltów z profilu Łopiennik IG 1 (linią ciągłą zaznaczono przebieg idealnego trendu toleitoowego);

B – diagram klasyfikacyjny Miyashiro (1974) oparty na zawartości krzemionki i stosunku FeO^*/MgO (objaśnienia na figurze 16)

A – AFM diagram (in terms of alkalis and total Fe as FeO and MgO) showing high abundance of alkalis in chemical composition of basalts of the Łopiennik IG 1 profile (solid line marked of ideal tholeiitic trend);

B – classification diagram after Miyashiro (1974), based on silica and FeO^*/MgO ratio (for explanations see Figure 16)

new innych profilach wulkanogenicznych skał formacji sławatyckiej (np. profil Busówno IG 1). Na ich podstawie dokonano formalnego określenia środowiska geotektonicznego bazaltów zalegających w basenie lubelsko-podlaskim. Tektonomagmowe diagramy dyskryminacyjne zgodnie wskazują na typowe cechy geochemiczne skał bazaltowych pokryw wewnątrz płytowych w środowisku kontynentalnym (Bakun-Czubarow i in., 2000; Białowska i in., 2002; Krzemińska, 2006). Niewątpliwa przynależność bazaltów Łopiennika do wulkanogenicznej formacji sławatyckiej w tym wypadku uprawnia także do oczekiwania identycznych cech środowiska geotektonicznego, niezależnie od pierwotnego czy pierwotnego charakteru wysokiej zawartości sumy alkaliów.

Większość prowincji kontynentalnych pokryw bazaltowych (*continental flood basalt* – CFB) zdominowana jest przez erupcje głównie szczelinowe, zdyferencjowanych bazaltów toleitowych, co nie wyklucza lokalnej obecności członów alkalicznych. Właśnie skały bardziej alkaliczne towarzyszą często kontynentalnym pokrywom CFB. Przykładem mogą być syberyjskie pokrywy lawowo-tufowe. Obok serii toleitowej obecna w tej prowincji jest także druga seria, alkaliczna z charakterystycznymi skałami meymechitami. Reprezentuje ona już zupełnie inne źródło magmowe (związane z płaszczem), ze strefy poniżej stosunkowo grubej litosfery (Arndt i in., 1998).

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 osady kambru według próbek rdzeniowych występują na głębokości 5306,7–4461,2 m. Ich miąższość wynosi 845,5 m. Ponad utworami kambru występują utwory tremadoku dolnego. Głębokości występowania osadów reprezentujących poszczególne jednostki chronostratygraficzne (oddziały) kambru określono na podstawie próbek rdzeniowych, czemu sprzyjał bardzo wysoki uzysk rdzenia w kambryjskim odcinku profilu, sięgający 93,3%.

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

Według próbek rdzeniowych kambr dolny obejmuje odcinek profilu Łopiennik IG 1 od głębokości 5306,7–4742,0 m i miąższości 564,7 m. Według pomiarów geofizycznych jest to głębokość 4745,0–5302,0 m, a jego miąższość wynosi 557,0 m. Różnica 7,7 m wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych względem rdzenia.

Utwory kambru dolnego w górnej części sukcesji dolnokambryjskiej są najczęściej reprezentowane przez pakiety nieregularnie przewarstwiających się piaskowców, mułowców i iłowców. W piaskowcach licznie występują drobne kongregacje pirytowe. W odcinkach z przewarstwieniami piaskowcowo-mułowcowymi pojawiają się bardzo liczne skamieniałości śladowe: *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Arthropycus* isp., *Cochlichnus* isp., *Taphrhelminthopsis* isp., *Monocraterion* isp., *Bergaueria major* Palij, *Bilinichnus simplex* Fedonkin et Palij, *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Treptichnus triplex* Palij, *T. lublinensis* Paczeńska i *Trichophycus pedum* (Seilacher).

Innym typem litologicznym, tworzącym w sukcesji kambru dolnego kompleks skalny o dużej miąższości są bardzo zwarte, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, przekątnie warstwowane w dużej skali lub warstwowane poziomo, ze sporadycznie występującymi wkładkami mułowców i iłowców. Charakterystyczną cechą spektrum litologicznego w kambrze dolnym otworu Łopiennik IG 1 jest obecność pia-

skowcowo-iłowcowych pakietów, w których osad jest całkowicie przerobiony przez organizmy. Występują tu bardzo liczne skamieniałości śladowe. Są to domichnia filtratorów: *Diplocraterion parallelum* Torell, *Monocraterion tentaculatum* Torell, *Skolithos linearis* Haldemann. Omówione wyżej osady reprezentują górną część formacji kaplonoskiej.

W dolnej części formacji kaplonoskiej ponownie pojawiają się pakiety przewarstwiających się piaskowców drobnoziarnistych i mułowców z liczną ichnofauną, wśród której najliczniej reprezentowane są ślady żerowania osadożerców: *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Taphrhelminthopsis* isp., *Monocraterion* isp., *Bergaueria major* Palij, *Bilinichnus simplex* Fedonkin et Palij, *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Treptichnus triplex* Palij, *T. lublinensis* Paczeńska i *Trichophycus pedum* (Seilacher).

W najniższej części sukcesji dolnokambryjskiej, reprezentowanej przez formację mazowiecką, dominują utwory mułowcowe. Tworzą one pakiety o miąższości dochodzącej do 9,0 m. Przewarstwienia piaskowca drobnoziarnistego są nieliczne i mają niewielką miąższość, od 2,0 do 4,0 cm. W warstwach piaskowca występuje przekątna laminacja riplemarkowa oraz liczny glaukonit. W odcinkach przewarstwień piaskowcowo-mułowcowych pojawiają się liczne skamieniałości śladowe, głównie ślady żerowania organizmów: *Treptichnus bifurcus* Miller, *T. lublinensis* Paczeńska, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Teichichnus rectus* Seilacher, *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Neonereites uniserialis* Seilacher i *Plagiogmus* isp.

Należąca do kambru dolnego najwyższa część formacji włodawskiej obejmuje niewielki odcinek profilu o miąższości 4,7 m i stanowi pakiet czarnych iłowców z licznymi przewarstwieniami szarego piaskowca drobnoziarnistego.

Utwory kambru dolnego w otworze Łopiennik IG 1 nie mają dobrej dokumentacji biostratygraficznej opartej na faunie trylobitowej. Lendzion (1993) wyróżniła tu poziom *Protolenus* na podstawie obecności trylobita *Proampyx* cf. *linars-*

soni (Kiaer). Wspomniany gatunek jest w profilach kambru Skandynawii uznawany za gatunek przewodni dla tego poziomu (np. Mens i in., 1990). Obecność poziomu *Protolenus* w profilu Łopiennik IG 1 potwierdzają również korelacje z otworami zlokalizowanymi w północnej części basenu lubelskiego, do których należy przede wszystkim otwór Radzyń IG 1. Stwierdzono w nim obecność wskaźnikowych dla tego poziomu trylobitów *Kingaspis* (*Kingaspis*) *borealis* Lendzion i *Ellipsocephalus hoffi* (Schlotheim). Poziom *Protolenus* obejmuje dolną część formacji radzyńskiej (Lendzion, 1993). Wyróżniony przez wspomnianą wyżej autorkę (Lendzion, *op. cit.*) poziom *Holmia* obejmuje formację kapłonoską i dolną część formacji radzyńskiej i ma bardzo słabą dokumentację biostratygraficzną. Występują tu źle zachowane okazy *Olenellidae* oraz nieliczni przedstawiciele rodzaju *Strenueva* sp. i *Ellipsocephallus* sp.

W utworach kambru dolnego są obecne liczne ramienionogi. Najstarszym ich taksonem jest *Mickwitzia* cf. *monilifera* (Linnarsson), charakterystyczna dla trylobitowego poziomu *Schmidtellus mickwitzi* w południowej Szwecji. Obecność tego taksonu w profilu Łopiennik IG 1 może wskazywać na istnienie wspomnianego poziomu również i w tym profilu (Jendryka-Fuglewicz, ten tom).

W profilu kambru dolnego otworu Łopiennik IG 1 wobec sporadyczności występowania fauny trylobitowej, dobrymi wskaźnikami stratygraficznymi są akritarchy. Ich rozprzestrzenienie, a także rozpoziomowanie biostratygraficzne na podstawie ich rozmieszczenia w profilu, przedstawiła Moczyłowska (1991). Wyróżniła ona we wzrastającej kolejności stratygraficznej następujące poziomy akritarchowe: *Asteridium tornatum*–*Comasphaeridium velvetum*, *Skiagia ornata*–*Fimbriaglomerella membranacea*, *Heliosphaeridium dissimulare*–*Skiagia ciliosa* i *Volkovia dentifera*–*Liepaina plana* (por. fig. 6)

W najniższej części kambru dolnego (z dużym prawdopodobieństwem odpowiadającej terenowowi) wyróżniono poziom *Platysolenites* w ujęciu Lendzion (1983a, b) lub *Platysolenites antiquissimus* w ujęciu Moczyłowskiej (1991). Podstawę jego wyróżnienia stanowiło występowanie zespołu fauny robaków?/otwornic? *Platysolenites antiquissimus*, *Onuphionella aglutinata* Kirjanov, mięczaków *Aldanella polonica* Lendzion = *Aldanella atleboensis* (Shaler et Foerste) i *Anabarella* sp. W spągowej części dolnokambryjskiego profilu Łopiennika występuje również charakterystyczny dla kambru dolnego zespół skamieniałości śladowych. Należą do niego przede wszystkim ichnogatunki *Gyrolithes polonicus* Fedonkin, *Treptichnus triplex* Palij i *Treptichnus lublinensis* Paczeńska oraz indeksowy dla terenowu *Trichophycus pedum* (Seilacher). Są to ichnotaksony wskaźnikowe dla najniższego kambru dolnego w całym lubelskim basenie sedymentacyjnym (Paczeńska, 1996, 2007). W skali globalnej spąg kambru oraz spąg jego najniższego oddziału terenowu wyznacza pierwsze pojawienie się ichnogatunku *Trichophycus pedum* (dawniej *Phycodes pedum*) (Landing i in., 2007). Terenow jest drugim (po furongu) (stan na sierpień 2007) nazwanym oddziałem kambru, ratyfikowanym przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną

(2008). W wyniku korelacji osadów w profilu Łopiennik IG 1, zawierających wspomniane wyżej ichnotaksony z utworami z innych, sąsiednich otworów, w których stwierdzono występowanie *Platysolenites antiquissimus* można było z dużym prawdopodobieństwem zaliczyć osady ze spągowej części sukcesji dolnokambryjskiej do wspomnianego wyżej poziomu i na tej podstawie wyznaczyć granicę między ediakarem a kambrem.

Kambr środkowy (~ oddział 3)

Według pomiarów geofizycznych kambr środkowy obejmuje odcinek profilu Łopiennik IG I od 4463,0 do 5745,0 m głębokości. Jego miąższość wynosi 282,0 m. Według próbek rdzeniowych sukcesja kambryjska obejmuje interwał profilu na głębokości 4461,2–4742,0 m o miąższości 280,8 m. Różnica (1,2 m) wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych względem rdzenia.

W profilu litologicznym kambru środkowego wyraźnie rysuje się trójdzielność zapisu litologicznego. Strop sukcesji środkowokambryjskiej tworzą drobnoziarniste, jasnoszare piaskowce, przewarstwiające się z cienkimi warstwami iłowca lub mułowca, z dość licznie występującymi skamieniałościami śladowymi: *Bergaueria major* Palij, *Bergaueria* isp., *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Monomorphichnus* isp., *Palaeophycus* isp., *Teichichnus rectus* Seilacher, *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Treptichnus bifurcus* (Miller) i *Skolithos* isp. W piaskowcu drobnoziarnistym występują liczne drobne kongregacje pirytu.

Środkową część środkowokambryjskiego odcinka profilu tworzą monotonne, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, silnie zdiagenezowane z bardzo nielicznymi przewarstwieniami ciemnoszarego mułowca lub iłowca. Podobnie jak w wyższej części profilu występują tutaj liczne kongregacje pirytu oraz blaszki muskowitu. Skamieniałości śladowe są bardzo nieliczne, reprezentowane głównie przez jamki mieszkalne filtratorów *Bergaueria* isp., *Cylindrichnus concentricus* Howard i *Monocraterion tentaculatum* Torell. W odcinkach przewarstwiających się piaskowców i mułowców sporadycznie występują ślady żerowania osadożerców *Planolites beverleyensis* (Billings), *P. montanus* Richter i *Trichophycus pedum* (Seilacher). Oba wymienione wyżej kompleksy litologiczne obejmuje formacja kostrzyńska (Lendzion, 1993).

Dolna część sukcesji środkowokambryjskiej reprezentowana jest przez pakiet przewarstwiających się ciemnoszarych piaskowców drobnoziarnistych z ciemnoszarymi mułowcami. Występują tu liczne skamieniałości śladowe: *Planolites beverleyensis* (Billings), *P. montanus* Richter, *Teichichnus rectus* (Seilacher), *Bergaueria irregulara* Paczeńska, *B. baltica* Paczeńska, *Bilinichnus simplex* Fedonkin et Palij, *Skolithos bulbosus* (Alpert). Wspomniane osady reprezentują górną część formacji radzyńskiej (Lendzion, 1993).

Osady kambru środkowego w otworze Łopiennik IG 1 nie posiadają dobrej dokumentacji biostratygraficznej. Na obecność najniższego poziomu biostratygraficznego kambru środkowego *Acadoparadoxides oelandicus* w omawianym profilu, wskazuje fauna trylobitów: *Eccaparadoxides insularis*

(Westergård) i *E. pinus* (Holm et Westergård) (Lendzion, 1983a, b; 1993). Lendzion wyróżnia również z zastrzeżeniem w środkowokambryjskim profilu Łopiennik IG 1 obecność poziomu *Paradoxides paradoxissimus*. Powyższą tezę oparła ona na analogii wykształcenia litologicznego z profilami obszarów sąsiednich, w których stwierdzono wskaźnikowe dla tego poziomu gatunki trylobitów (Lendzion, 1993).

W spągowej części profilu środkowokambryjskiego występują liczne ramienionogi. Po raz pierwszy pojawiają się tu: *Westonia finlandensis* (Walcatt), *Acrotreta socialis* Seebach, ?*A. polonica* sp. nov., *Acrothele coriacea* Linnarsson, *A. cf. granulata* Linnarsson, *Lingulella ferruginea* Salter. Wskazują one na najniższy poziom kambru środkowego (Jendryka-Fuglewicz, ten tom). Wspomniana wcześniej autorka sugeruje również obecność w stropowej części kambryjskiej sukcesji Łopiennika obecność utworów kambru górnego, o której świadczyć by mogły znalezione przez tą autorkę dwa okazy ramienionogów *Ungula ingrica* (Eichwald). Wskazują one na obecność najwyższego poziomu kambru górnego – *Acerocare* (Jendryka-Fuglewicz, ten tom).

Utwory kambru środkowego deponowane były w środowisku otwartego wybrzeża morskiego, z wyraźnym oddziaływaniem falowania i sztormów. Brak ewidentnych wskaźników obecności pływów w zapisie facjalnym wskazuje na ich brak lub minimalny wpływ ich oddziaływania.

Nowe zasady chronostratygrafii systemu kambryjskiego

Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (2008) ratyfikowała nowy podział chronostratygraficzny systemu kambryjskiego (fig. 19). Wyróżnione w nim cztery oddziały i dziesięć pięter nie odpowiadają tradycyjnemu podziałowi kambru (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006) (por. fig. 5, 19). Ich wydzielenie jest oparte na innej faunie trylobitowej. Nowe oddziały kambru poza najniższym, który od francuskiej nazwy Nowej Fundlandii, otrzymał nazwę terenew oraz najwyższym oddziałem – furongiem, nie zostały jeszcze nazwane (stan na sierpień 2008 r.). W systemie kambryjskim wyróżniono dziesięć pięter, z których podobnie, jak w przypadku oddziałów większość jest jeszcze nie nazwana. Jedynie nazwę uzyskało najniższe piętro fortun oraz trzy z wyższych pięter drum, gużang i paib (stan na sierpień 2008 r.). Nazwa fortun pochodzi od nazwy przylądka Fortune Head w południowo-wschodniej Nowej Fundlandii, na którym został ustanowiony globalny profil stratotypowy i punkt GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) granicy ediakaru i kambru. Stratotypy gużangu i paibu znajdują się w prowincji Hunan w Chinach (por. fig. 5, 19). Stratotyp drumu jest zlokalizowany w Stanach Zjednoczonych w górach Drum w stanie Utah. Korelację tradycyjnie wydzielanych oddziałów kambru na Baltice z nowo wydzielonymi w skali globalnej oddziałami kambru przedstawiono na figurze 6.

System	Tradycyjne wydzielenia	Gradstein i in., 2004	Babcock i in., 2005; Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (ICS), 2008	
	Geyer i Shergold, 2000; Geyer, 2005; Lendzion, 1983a, b		oddział	piętro
K A M B R	kambr górny	furong	furong	piętro 10
				piętro 9
				paib
	kambr środkowy	kambr środkowy	oddział 3	gużang
				drum
				piętro 5
		kambr dolny	oddział 2	piętro 4
				piętro 3
			terenew	piętro 2
				fortun

Fig. 19. Zestawienie tradycyjnych i aktualnie proponowanych i ratyfikowanych chronostratygraficznych wydzielen globalnych systemu kambryjskiego

Listing of the traditional and actually proposed and ratified chronostratigraphical global divisions of the Cambrian system

Bronisława JENDRYKA-FUGLEWICZ

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW KAMBRU NA PODSTAWIE RAMIENIONOGÓW

Wstęp

W otworze Łopiennik IG1 występuje stosunkowo najpełniejszy profil kambru na Lubelszczyźnie (Lendzion, 1983a, b). Wydzielenia granic jednostek stratygraficznych na przestrzeni lat były udoskonalane przez Lendzion i w ostatnim opracowaniu tego profilu (Lendzion, 1993) są następujące dla ogniów, w których stwierdzono ramienionogi:

4463,0 m – granica kambr–tremadok,

4463,0–4681,0 m kambr środkowy, poziom *Paradoxides paradoxissimus*,

4681,0–4762,0 m kambr środkowy, poziom *Eccaparadoxides oelandicus*,

4762,0 m – granica kambr środkowy–kambr dolny,

4762,0–4791,0 m kambr dolny, poziom *Protolenus*,

4791,0–5196,0 m kambr dolny, poziom *Holmia*.

Dla celów obecnego opracowania autorka przyjęła wyższy podział stratygraficzny Lendzion (*op. cit.*), oparty na trylobitach (z aktualizacją obecnego nazewnictwa poziomu *Eccaparadoxides oelandicus*), dyskutując na podstawie wyników badań ramienionogów głębokość granicy kambr dolny – kambr środkowy i sygnalizując możliwość występowania także osadów najwyższego kambru górnego – poziomu *Acerocare* (fig. 20). W dokumentacji otworu, w pierwszej wersji schematu stratygraficznego, również przypuszczano obecność kambru górnego. Materiał, zebrany wcześniej przez autorkę z otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 i przechowywany w zbiorach archiwalnych Muzeum Geologicznego Państwowego Instytutu Geologicznego został ponownie przejrany i zrewidowany.

Utwory kambru w otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 są wykształcone w facjach klastycznych w sposób dość monotony. Poziom *Holmia*, stanowiący pierwszy poziom za-

Kambr dolny			Kambr środkowy		Kambr górny		Stratygrafia	Gatunki
<i>Platysolenites</i>	<i>Holmia</i>	<i>Protolenus</i>	<i>Acadoparadoxides oelandicus</i>	<i>Paradoxides paradoxissimus</i>		<i>Acerocare</i>		
	+						1	<i>Mickwitzia cf. monilifera</i> (Linnarsson)
	+						2	<i>Westonia nathorsti</i> (Linnarsson)
	+	+					3	? <i>Botsfordia bellapunctata</i> (Walcott)
	+	+	+				4	<i>Westonia wimani</i> (Walcott)
	+	+	+				5	<i>Westonia aalandensis</i> (Walcott)
	+	+	+				6	<i>Westonia baltica</i> (Walcott)
		+					7	„ <i>Acrotreta</i> ” <i>uplandica</i> Wiman
		+					8	<i>Botsfordia cf. thorslundi</i> Kautsky
		+	+				9	<i>Westonia bottnica</i> (Wiman)
			+				10	<i>Westonia finlandensis</i> (Walcott)
			+				11	„ <i>Acrotreta</i> ” <i>socialis</i> Seebach
			+				12	? „ <i>Acrotreta</i> ” <i>polonica</i> sp.n.
			+				13	<i>Acrothele coriacea</i> Linnarsson
			+				14	<i>Acrothele cf. granulata</i> Linnarsson
							15	<i>Lingulella ferruginea</i> Salter
						+	16	<i>Ungula cf. ingraca</i> (Eichwald)

Fig. 20. Zasięgi stratygraficzne ramienionogów w utworach kambru

Stratigraphical ranges of brachiopods in the Cambrian sediments

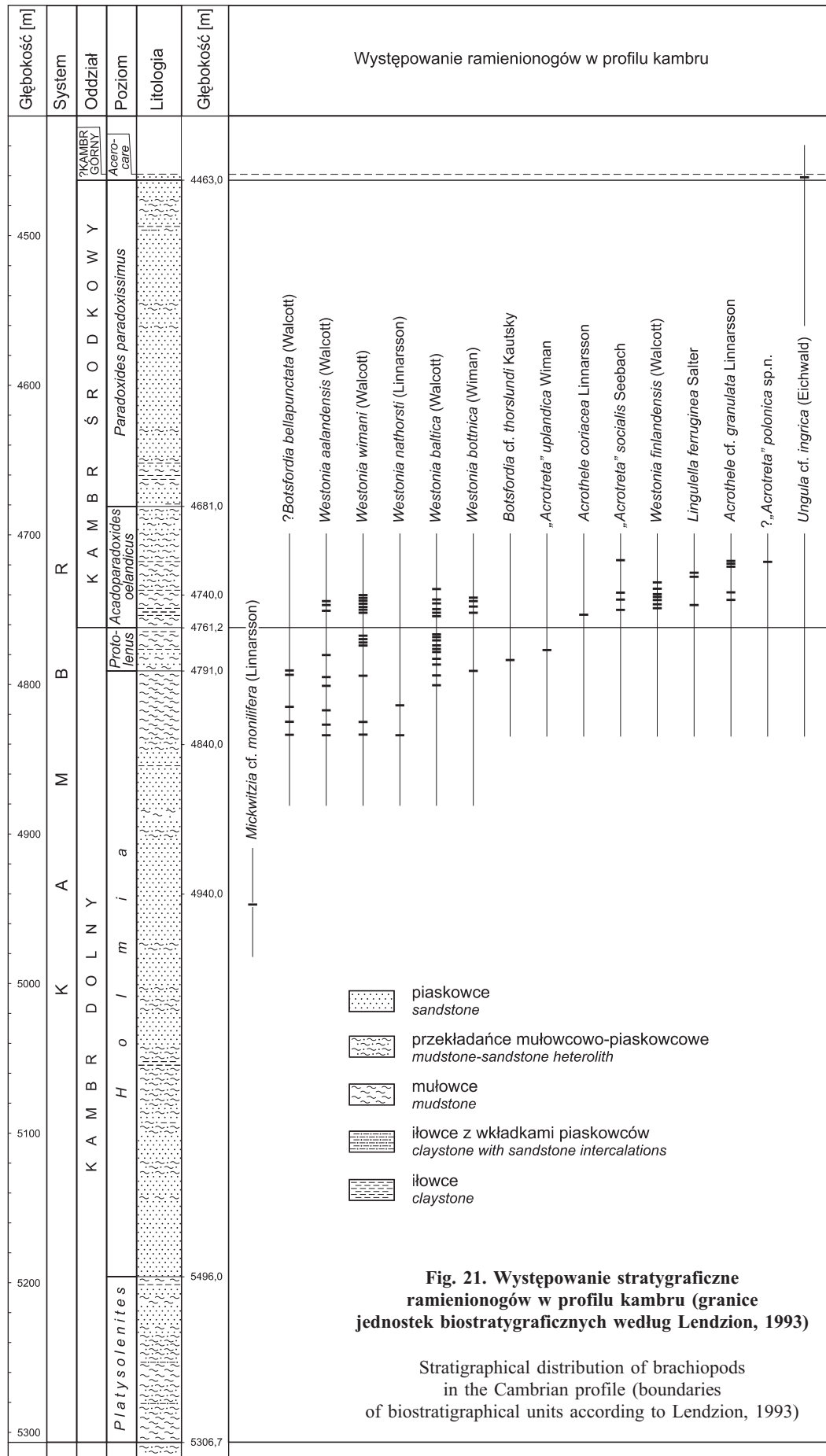
wierający ramienionogi, w znacznej części wykształceni jest w postaci piaskowców drobnoziarnistych z niewielkimi wkładkami mułowców i iłowców (fig. 20). Ilość materiału ilastego rośnie ku górze profilu poziomu *Holmia* i dominuje w jego górnej części. Choć w ogólnym schemacie pogłębianie zbiornika postępuje nadal w wyższej części kambru dolnego, w poziomie *Protolenus*, i w niższej części poziomu *Acadoparadoxides oelandicus* kambru środkowego tendencja ta podlegała często zachwianiu przez krótkotrwałe okresy spłykania. Cechą charakterystyczną osadów heterolitycznych w kambrze środkowym i wyższych częściach kambru dolnego jest częste występowanie zaburzeń warstwowania. Deformacje są pochodzenia pierwotnego, powstałe w wyniku mechanicznych przemieszczeń nieskonsolidowanego jeszcze osadu i pochodzenia wtórnego, związane genetycznie z działalnością życiową organizmów osadożernych (skamieniałości śladowe). Występowanie ramienionogów jest zgrupowane w wyższej części kambru dolnego i w dolnej części kambru środkowego (fig. 20). Najlepszy materiał do badań pochodzi z niższej części poziomu *Acadoparadoxides oelandicus*, z odcinków profilu charakteryzujących się bardziej ustalonymi warunkami sedimentacji.

Rozwój ramienionogów w porównaniu do innych regionów kratonu wschodnioeuropejskiego był w regionie lubelskim mniej intensywny. Zespoły są słabiej zróżnicowane gatunkowo i reprezentowane przez mniejszą ilość osobników, często drobnych. Łącznie zarejestrowano 16 gatunków, przynależnych do 7 rodzajów w obrębie 5 rodzin i 3 rzędów. Wszystkie formy należą do ramienionogów bezzawiasowych, główną część stanowią obolidy z rodzaju *Westonia* Walcott. Ustalono dwa różniące się zespoły ramienionogów, charakteryzujące odpowiednio kambr dolny i kambr środkowy (fig. 21). Obecność okazów *Ungula* cf. *ingrica* (Eichwald) wskazuje na możliwość występowania także osadów kambru górnego.

Badane ramienionogi są formami mikroskopowymi, za wyjątkiem kilku gatunków nie przekraczającymi wielkości 10 mm. Ich delikatne organiczno-fosforanowe skorupki przeważnie słabo zachowują się w osadach detrytycznych. Skorupki brzuszne i grzbietowe, różne w budowie, zazwyczaj występują oddzielnie wskutek rozpadu miękkich wiązań muszli. Okazy zachowały się jako ośrodki i odciski, często niekompletne, tylko z fragmentami pierwotnej muszli, niekiedy zniekształcone wskutek wtórnych procesów. Na ich powierzchniach rysują się takie elementy morfologiczne, jak charakter linii przyrostowych, wykształcenie pseudoarei, ślady ornamentacji, natomiast tylko w nielicznych przypadkach można było zaobserwować charakter struktur wewnętrznych. Dla opracowania w ten sposób zachowanej fauny przydatna była monografia kambryjskich ramienionogów Walcotta (1912). Pierwszorzędne znaczenie miała znajomość i możliwość porównania fauny ramienionogów z innych regionów Polski i kolekcji skandynawskich. Zdecydowana większość stwierdzonych gatunków w badanym materiale została opisana po raz pierwszy z obszaru Skandynawii.

Rozmieszczenie ramienionogów w profilu kambru

Występowanie ramienionogów w profilu kambru otworu Łopiennik IG1 i skład gatunkowy zespołów przedstawiają figury 20 i 21, natomiast figury 22 i 23 zawierają ilustracje fotograficzne tej fauny. Najstarszym stwierdzonym taksonem jest *Mickwitzia* cf. *monilifera* (Linnarsson). Dużą, prawie kompletną ośrodkę skorupki brzusznej, o wielkości 15,0 mm, znaleziono na głębokości 4946,5 m, mniej więcej w połowie miąższości osadów poziomu *Holmia* w ujęciu Lendzion (1993). Stanowi to regułę, jeśli chodzi o pojawienie się pierwszych ramienionogów w profilach polskiego kambru. Skorupki *Mickwitzia monilifera* reprezentują rząd Paterinida. Paterinidy należą do najstarszych skamieniałości fauny ramienionogów bałtyckiej prowincji faunistycznej. Pierwszy opis gatunku pochodzi ze Szwecji, gdzie te skorupki, wyróżniające się wśród populacji kambryjskich ramienionogów osiąganiem największych rozmiarów (do ok. 30,0 mm), występują licznie w tzw. konglomeracie mickwizyjnym dolnego kambru i w piaskowcach eophytonowych. W profilu Łopiennik IG 1 podobny okaz występuje w twardym, zwięzłym piaskowcu drobnoziarnistym. Na przestrzeni przeszło stu metrów od wystąpienia *Mickwitzia* cf. *monilifera* nie natrafiono w piaskowcach na dalsze egzemplarze paterinidów, bo tylko takie formy, o dużych, mocnych muszlach mogły bytować w wysokoenergetycznym środowisku płytkiego morza. Natomiast w mułowcach, kończących sedimentację osadów poziomu *Holmia*, które powstawały już w głębszym zbiorniku, prawie równocześnie, na głębokości 4832,9 i 4832,8 m pojawiają się pierwsze lingulidy z rodziny Obolliidae King i Botsfordiidae Schindewolf, reprezentowane przez kilka gatunków rodzaju *Westonia* i przez gatunek *?Botsfordia bellapunctata* (Walcott). Od tego odcinka, w sposób stały, obserwuje się obecność ramienionogów w osadzie, aż do głębokości 4716,7 m (kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*) (fig. 20). Występujące tu obolidy są takie same, jak opisane przez Wimana (1903) z narzutniaków piaskowców w Billunden w Szwecji i z wyspy Aland w Finlandii. Wiman przypisywał im wiek dolnokambryjski. Z plexusu skorupki obolidów, opisanych przez Wimana pod kolejnymi numerami rodzaju *Lingulella* Salter. Walcott (1912), po zrewidowaniu tego materiału, wyodrębnił formy, którym nadał nazwy gatunkowe i które wiekowo raczej wiązał z kambrem środkowym. W profilu Łopiennika gatunki te występują w kambrze dolnym i w najniższym kambrze środkowym. W mułowcach poziomu *Holmia* występują one zespołowo na przestrzeni 42,0 m, do samego stropu poziomu. Struktura mułowców przeważnie nie jest jednorodna. Są one nieregularnie przewarstwiane wkładkami piaskowców, a na nierównych powierzchniach przewarstwień występują różnorodne struktury deformacyjne pochodzenia mechanicznego i biogenicznego. Ichnofauna z wiercenia Łopiennik IG 1 była przedmiotem badań Pacześnej (1985, 1986, 1996). W osadach tych obficie występuje muskowiit, niekiedy obecny jest pirit, a z fauny towarzyszącej często stwierdza się mięczaki z gromady Coniconchia, szczególnie z rzędu Hyolithellida. Takie paleośrodowisko nie służyło do



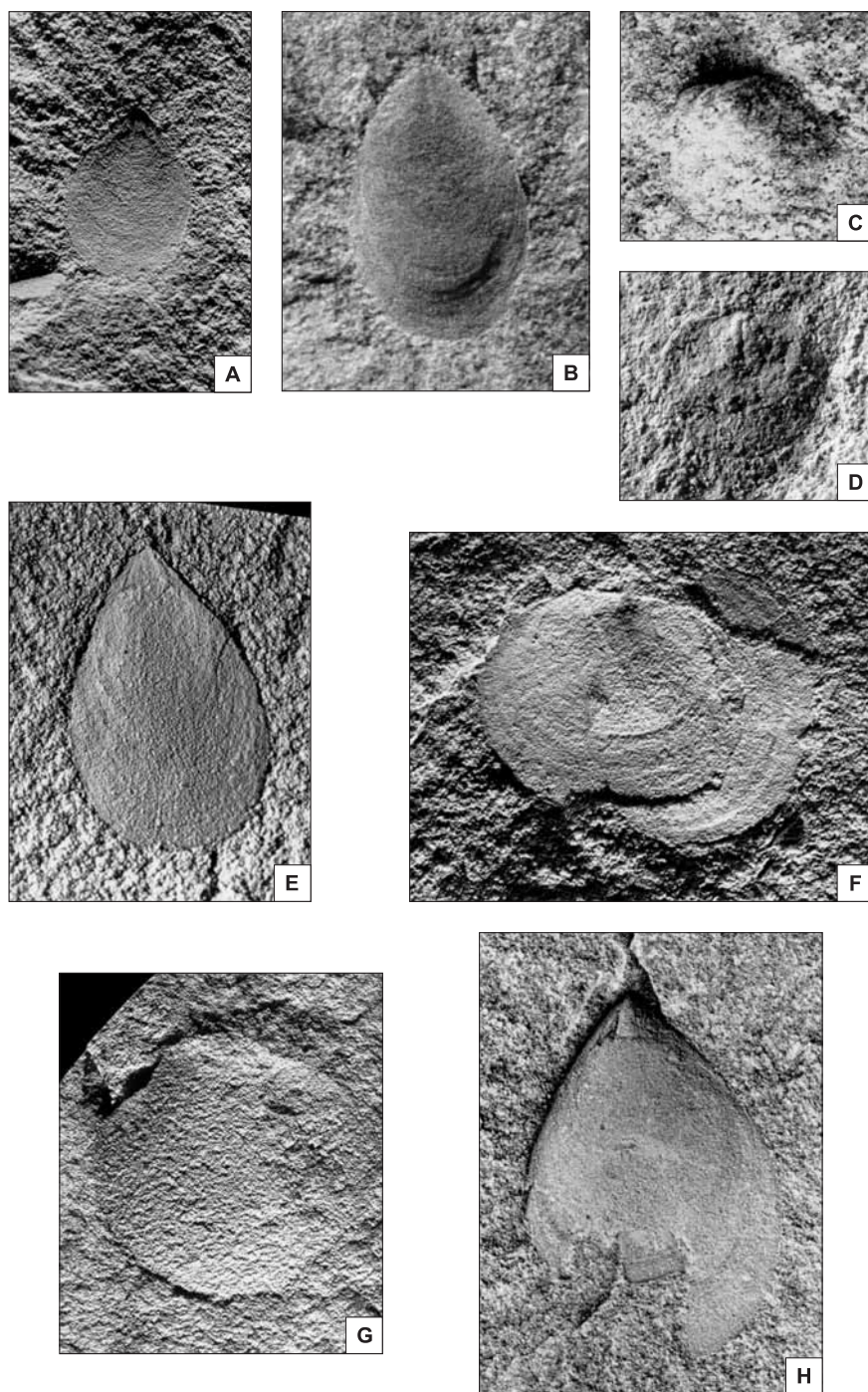


Fig. 22. Ramienionogi z osadów kambru

A – *Westonia aalandensis* (Walcott), ośródka skorupki brzusznej, głęb. 4825,8 m, kambr dolny, poziom *Holmia*; **B** – *Westonia baltica* (Walcott), ośródka skorupki brzusznej, głęb. 4749,2 m, warstwy przejściowe kambr dolny–kambr środkowy; **C** – „*Acrotreta*” *uplandica* Wiman, ośródka skorupki brzusznej, głęb. 4776,4 m, kambr dolny, poziom *Protolenus*; **D** – „*Acrotreta*” *uplandica* Wiman, ośródka skorupki grzbietowej, głęb. 4776,4 m, kambr dolny, poziom *Protolenus*; **E** – *Westonia wimani* (Walcott), ośródka skorupki brzusznej, głęb. 4825,1 m, kambr dolny, poziom *Holmia*; **F** – ?*Botsfordia bellapunctata* (Walcott), ośródki skorupki brzusznej i grzbietowej przemieszczone względem siebie, głęb. 4814,4 m, kambr dolny, poziom *Holmia*; **G** – *Mickwitzia* cf. *monilifera* (Linnarsson), ośródka skorupki brzusznej, głęb. 4946,5 m, kambr dolny, poziom *Holmia*; **H** – *Westonia nathorsti* (Linnarsson), skorupka brzuszna, częściowo uszkodzona, głęb. 4813,1 m, kambr dolny, poziom *Holmia*

Brachiopods from the Cambrian deposits

A – *Westonia aalandensis* (Walcott), ventral mould, depth 4825.8 m, Lower Cambrian, *Holmia* Zone; **B** – *Westonia baltica* (Walcott), ventral mould, depth 4749.2 m, Lower Cambrian–Middle Cambrian boundary beds; **C** – “*Acrotreta*” *uplandica* Wiman, ventral mould, depth 4776.4 m, Lower Cambrian, *Protolenus* Zone; **D** – “*Acrotreta*” *uplandica* Wiman, dorsal internal mould, depth 4776.4 m, Lower Cambrian, *Protolenus* Zone; **E** – *Westonia wimani* (Walcott), ventral mould, depth 4825.1 m, Lower Cambrian, *Holmia* Zone; **F** – ?*Botsfordia bellapunctata* (Walcott), the dorsal mould dislocated laterally to the ventral mould, depth 4814.4 m, Lower Cambrian, *Holmia* Zone; **G** – *Mickwitzia* cf. *monilifera* (Linnarsson), ventral mould, depth 4946.5 m, Lower Cambrian, *Holmia* Zone; **H** – *Westonia nathorsti* (Linnarsson), partly destructed ventral exterior, depth 4813.1 m, Lower Cambrian, *Holmia* Zone

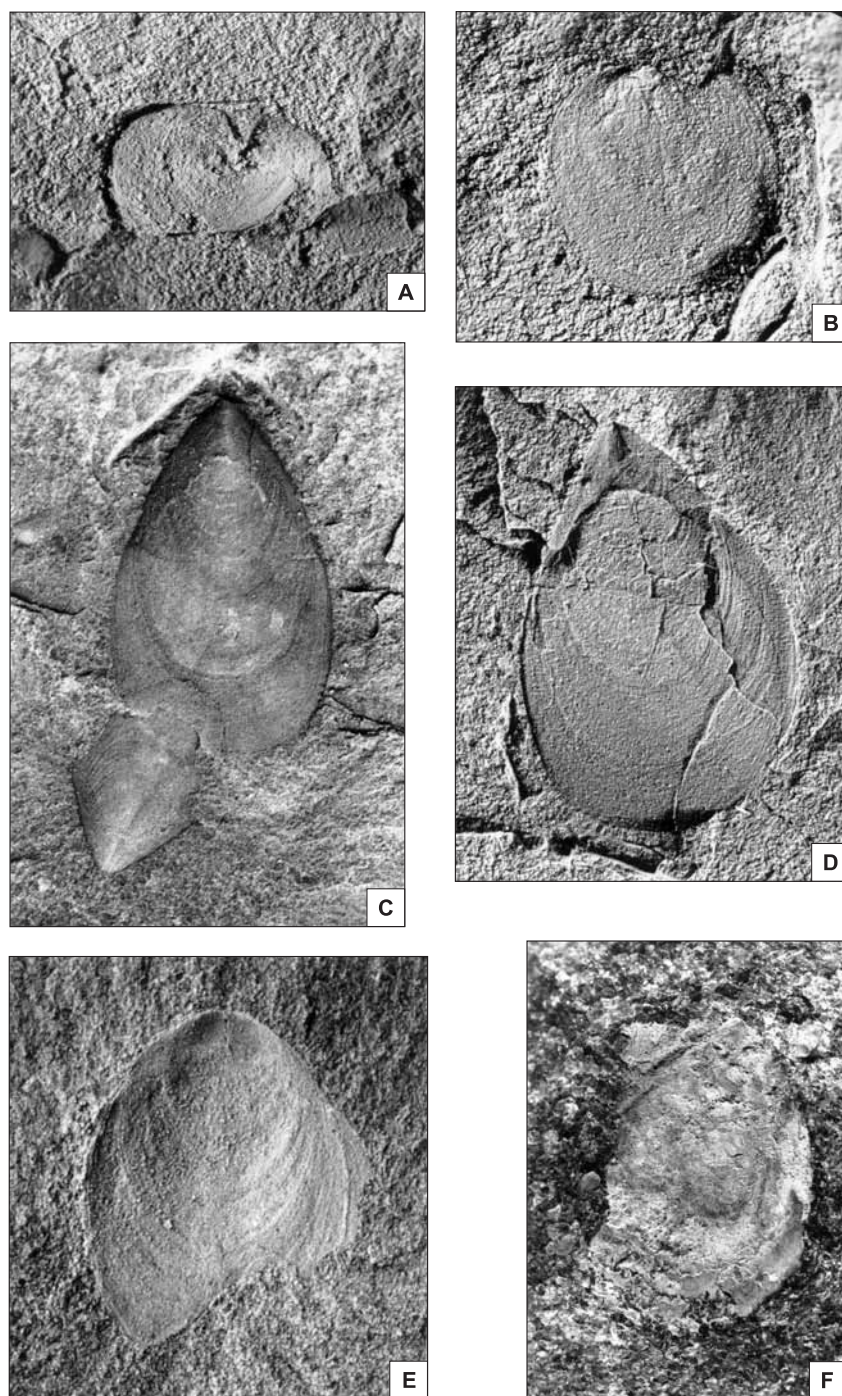


Fig. 23. Ramienionogi z utworów kambru

A – „*Acrotreta*” *socialis* Seebach, ośródka skorupki brzusznej, głęb. 4748,8 m, kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*; **B** – *Acrothele* cf. *granulata* Linnarsson, ośródka skorupki grzbietowej, głęb. 4716,7 m, kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*; **C** – *Westonia bottnica* (Wiman), skorupka brzuszna, częściowo złuszczone, głęb. 4744,1 m, kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*; **D** – *Westonia finlandensis* (Walcott), skorupka brzuszna, głęb. 4743,3 m, kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*; **E** – *Westonia finlandensis* (Walcott), skorupka grzbietowa częściowo uszkodzona, głęb. 4744,2 m, kambr środkowy, poziom *Acadoparadoxides oelandicus*; **F** – *Ungula* cf. *ingrica* (Eichwald), skorupka brzuszna od strony wewnętrznej, głęb. 4460,7 m, ?kambr górny, poziom *Acerocare*

Brachiopods from the Cambrian deposits

A – “*Acrotreta*” *socialis* Seebach, ventral internal mould, depth 4748.8 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone; **B** – *Acrothele* cf. *granulata* Linnarsson, dorsal internal mould, depth 4716.7 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone; **C** – *Westonia bottnica* (Wiman), partly exfoliated ventral exterior, depth 4744.1 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone; **D** – *Westonia finlandensis* (Walcott), ventral exterior, depth 4743.3 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone; **E** – *Westonia finlandensis* (Walcott), partly destroyed dorsal valve, depth 4744.2 m, Middle Cambrian, *Acadoparadoxides oelandicus* Zone; **F** – *Ungula* cf. *ingrica* (Eichwald), ventral interior, depth 4460.7 m, ?Upper Cambrian, *Acerocare* Zone

brze rozwojowi ramienionogów, które nie są tu liczne, a ich skorupki często są zadrobnione. Z tła małych form *Westonia aalandensis* (Walcott), *W. baltica* (Walcott), *W. wimani* (Walcott) wyróżniają się większe okazy *W. nathorsti* (Linnarsson), gatunku stwierdzanego jak dotąd wyłącznie w osadach poziomu *Holmia*.

Osady poziomu *Protolenus* wykształcone są jako heterolit mułowcowo-piaskowcowo-iłowcowy, z nierównymi, zdeformowanymi biogenicznie i sedimentacyjnie powierzchniami przewarstwień. Nadal stałym elementem fauny w próbkach są organizmy z gromady Coniconchia, niekiedy wiele okazów razem. Ramienionogi zdecydowanie preferują warunki bardziej spokojnego środowiska i ich występowanie jest związane z odcinkami mułowców o bardziej jednorodnym charakterze, podczas gdy faunę trylobitową stwierdza się również w zaburzonych odcinkach osadu. W poziomie *Protolenus* ramienionogi występują częściej, aniżeli w osadach poziomu *Holmia*, jednak ich wykształcenie świadczy, że nadal nie miały dobrych warunków rozwoju. Najliczniejsze są skorupki rodzaju *Westonia*, należące do gatunków znanych już z poziomu *Holmia*. Z nowych taksonów występuje *Westonia bottnica* (Wiman). Gatunek ten z reguły jest związany z facją mułowcową poziomu *Protolenus*. W mięjszych osadach kambru profilu Łopiennik IG 1 autorka stwierdziła dobrze wykształcone okazy tego gatunku również w odcinku spagowym poziomu *Acadoparadoxides oelandicus* kambru środkowego. Z innych nowych taksonów występują „*Acrotreta*” *uplandica* Wiman i *Botsfordia* cf. *thorslundi* Kautsky. Autorka widzi konieczność zrewidowania wzajemnych relacji *Botsfordia thorslundi* Kautsky z poziomu *Protolenus* w Lappland, w Szwecji i ?*Botsfordia bellapunctata* (Walcott) z poziomu *Holmia* z rejonu Oslo w Norwegii. Ze względu na pojedynczość znaleziska *B. cf. thorslundi* w profilu Łopiennik IG 1, na głębokości 4783,1 m, w formie ośródk w twardym, ziarnistym piaskowcu, gdzie detale morfologii skorupki są słabo wyrażone, nie można było wykonać w sposób uzasadniony analizy porównawczej z dość licznie występującymi w starszych osadach skorupkami gatunku podobnego, ?*Botsfordia bellapunctata* (Walcott). Natomiast znalezione w iłowcach na głębokości 4776,4 m okazy „*Acrotreta*” *uplandica* Wiman co do wykształcenia i co do rozmiarów są takie same jak okazy typowe, opisane przez Wimana (1903). Gatunek ten znany jest w innych profilach polskiego kambru na kratonie wschodnioeuropejskim także w poziomie *Holmia*; w profilu Łopiennik IG 1 po raz pierwszy stwierdzono jego obecność dopiero w poziomie *Protolenus*, gdzie jest pierwszym przedstawicielem akrotretidów.

Granica pomiędzy kambrem dolnym i kambrem środkowym została określona przez Lendzion (1993) na głębokości 4762,0 m. Podobieństwo litologiczne osadów bardzo utrudniało obiektywne przeprowadzenie granicy pomiędzy poziomem *Protolenus* i *Acadoparadoxides oelandicus*. Moczyłowska (1991) na podstawie acritarchów wyznaczyła granicę między kambrem dolnym i kambrem środkowym na głębokości 4742,0 m. Obecna autorka na podstawie ramienionogów także opowiada się za podniesieniem granicy wyznaczonej przez Lendzion (1993), jednak mniej wysoko, niż

wskazują akritarchy. W najniższej części osadów kambru środkowego (w rozumieniu Lendzion, 1983a, b) wykształcenie skorupki ramienionogów i częstość występowania Hyolithellidae są podobne, jak w poziomie *Protolenus*. Od głębokości 4751,3 m rejestruje się częściej dobrze wykształcone egzemplarze ramienionogów, które są coraz liczniejsze, podczas gdy okazy fauny hyolithesowej występują rzadziej. Na głębokości 4748,8 m stwierdzono występowanie skorupki „*Acrotreta*” *socialis* Seebach, typowych dla osadów kambru środkowego, a na głębokości 4743,3 m znaleziono skorupki *Westonia finlandensis* (Walcott), także podawane z kambru środkowego. Ramienionogi występują w bardziej jednorodnych pakietach mułowców z większym udziałem materiału ilastego i są tu najliczniejsze i najlepiej wykształcone w całym profilu kambru w otworze. Jednak warunki dobrego rozwoju utrzymywały się tylko do głębokości 4735,7 m, następnie ma miejsce powrót paleośrodowiska bardziej sprzyjającego rozwojowi fauny Hyolithellida, szczególnie na odcinku 4727,0–4712,0 m, gdzie występują dobrze wykształcone i dobrze zachowane okazy *Hyolithes*, niekiedy kilka osobników razem, a ramienionogi ponownie stają się nieliczne i zmniejszają swoje rozmiary. Obok rodzaju „*Acrotreta*” pojawiły się inne nowe rodzaje – *Acrothele* Linnarsson i *Lingulella* Salter, reprezentowane przez gatunki *Acrothele* cf. *granulata* Linnarsson, *A. coriacea* Linnarsson i *Lingulella ferruginea* Salter. Okazy *Acrothele* cf. *granulata* są mniejsze od szwedzkich, a skorupki brzuszne gatunku są przeważnie uszkodzone. Również skorupki *Lingulella ferruginea* są nieliczne i mniejsze od typowych, podobnie pojedyncze znalezisko skorupki brzusznej *Acrothele coriacea*. Ostatnie wystąpienie drobnego, nieoznaczalnego bliżej obolida zaobserwowano w mułowcu muskowitowym na głębokości 4709,4 m. Ku stropowi poziomu *Acadoparadoxides oelandicus* coraz większe odcinki profilu tworzy twardy, silnie zdiagenezowany piaskowiec. Przewarstwienia mułowca, bądź czarnego iłowca nadal zawierają licznie muskowit, a na powierzchniach obecne są skamieniałości śladowe. Z fauny stwierdzono tylko źle zachowane fragmenty trylobitów.

Osady wyżejległego poziomu *Paradoxides paradoxissimus* wykształcone są w facji piaskowcowej. Piaskowce drobnodziarniste są twarde, zlewne, barwy jasnoszarobeżowej, cienko poprzewarstwiane czarnym iłowcem z obfitym muskowitem. W serii tej znaleziono jedynie pojedyncze, problematyczne fragmenty ośródek, prawdopodobnie związane z trylobitami.

Występowanie ramienionogów w profilu kambru otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 przedstawia fig. 21. Stwierdzone gatunki składają się na dwa zespoły, charakteryzujące odpowiednio kambr dolny i kambr środkowy. Zespół z kambru dolnego składa się z następujących gatunków: *Mickwitzia* cf. *monilifera* (Linnarsson), ?*Botsfordia bellapunctata* (Walcott), *B. cf. thorslundi* Kautsky, *Westonia nathorsti* (Linnarsson), *W. wimani* (Walcott), *W. aalandensis* (Walcott), *W. baltica* (Walcott), *W. bottnica* (Wiman), „*Acrotreta*” *uplandica* Wiman.

Na zespół z kambru środkowego składają się gatunki stwierdzone tylko w kambrze środkowym: *Acrothele* cf. *gra-*

nulata Linnarsson, *A. coriacea* Linnarsson, „*Acrotreta*” *socialis* Seebach, „*A.*” *polonica* sp.n., *Westonia finlandensis* (Walcott), *Lingulella ferruginea* Salter oraz gatunki z rodzaju *Westonia*, znane już z kambru dolnego, które w profilu Łopiennik IG 1 przekraczają granicę z kambrem środkowym. Wszystkie gatunki, za wyjątkiem formy nowej znane są z obszaru Skandynawii i dokumentują powiązania regionu lubelskiego ze Skandynawią.

W ostatnim opracowaniu geologicznym regionu lubelskiego Lendzion (1993) i Modliński (1993) przyjmują, że w otworze Łopiennik IG 1 na osadach poziomu *Paradoxides paradoxissimus* kambru środkowego leżą z nieciągłością sedymentacyjną osady tremadoku dolnego, począwszy od głębokości 4463 m. Analizując rdzeń, obecna autorka znalazła na głębokości 4460,7–4460,9 m dwie skorupki brzuszne dość dobrze zachowane z widokiem strony wewnętrznej, dwa okazy źle zachowane i jeden fragment muszli bardzo podobne do *Ungula ingraca* (Eichwald). Skorupki występowały w twardej, ziarnistym piaskowcu o szklistym połysku, barwy ziemistoszarej, z intraklastami czarnego ilowca i z wprysnięciami pirytu. Okazy były konsultowane przez znawców tego gatunku z obszaru jego typowego występowania (rejon Petersburga i Estonia) Popowa z Petersburga i Puurę z Tallina. W świetle badań i korelacji stratygraficznych (Popov i in., 1989; Puura, Holmer, 1993) (fig. 24) i prac Komisji do Spraw Granicy Kambr–Ordowik na VII Międzynarodowym Sympozjum Systemu Ordowickiego w Las Vegas, USA w czerwcu 1995 (Webby, 1995) mogą one wskazywać na obecność osadów najwyższego kambru górnego – poziomu *Acerocare*. Fakt, że część osadów włączonych do tremadoku może być

wieku górnokambryjskiego była brana pod uwagę przez Lendzion (1993) dla obszaru wschodniej Polski, na podstawie znalezienia przez geologów ukraińskich na przygranicznych, zachodnich obszarach Ukrainy w piaskowcach wcześniej zaliczanych do tremadoku, akritarchów kambru górnego. Żadna inna dokumentacja paleontologiczna nie miała dotąd miejsca. Problem tzw. piaskowców obolusowych na kratonie wschodnioeuropejskim w Polsce i granica kambr–ordowik na podstawie obolidów czekają na pełne rozwiązanie.

Charakter paleośrodowiska a występowanie ramienionogów

Przystępując do opracowania ramienionogów z otworu Łopiennik IG1 autorka spodziewała się uzyskać bogaty materiał badawczy, proporcjonalnie do dużych miąższości kambru. Tymczasem stwierdzono, że w południowej części kratonu, na obszarze lubelskiego skłonu kratonu, fauna ramienionogów jest uboższa ilościowo i słabiej zróżnicowana gatunkowo w porównaniu z obniżeniem bałtyckim (Jendryka-Fuglewicz, 1996). Skład gatunkowy ramienionogów, jak i zasięgi stratygraficzne poszczególnych gatunków wykazują ścisły związek z facją i ogólnym charakterem paleośrodowiska (Jendryka-Fuglewicz, 2004). Chociaż ewolucja ramienionogów w kambrze przebiegała wolniej aniżeli ewolucja trylobitów są one bardziej czułe na zmiany w zbiorniku sedymentacyjnym. Strefy głębokościowe morza i litologiczne wykształcenie osadu, przebieg procesu sedymentacji i tempo akumulacji osadu, stopień natlenienia wód i osadów dna wywierają bezpośredni wpływ na rozwój i zasięgi gatunków. Występowanie bądź za-

Oddziały Series	Poziomy konodontowe Conodont biozones	Poziomy trylobitowe Trilobite biozones	Poziomy ramienionogowe Lingulate biozones	Estonia Estonia	Północna Olandia Northern Öland	Wschodnia Gotlandia Östergötland	Płd. część Zat. Botnickiej S Bothnian area	Region Siljanu Siljan district
Arenig Arenig	<i>Paraoistodus proteus</i>	<i>Megistaspis armata</i>		Leetse	Latorp			
Tremadok Tremadoc	<i>Drepanoistodus deltifer</i>	<i>Apatokeph. serratus</i>		Varangu	lupki z „ <i>Ceratopyge</i> ” „ <i>Ceratopyge</i> ” shale	?	?	?
	<i>Cordylodus rotundatus</i>			Türisalu	?	„ <i>Dictyonema</i> ”	piaskowce / sandstone	?
	<i>C. angulatus</i>				„ <i>Dictyonema</i> ”	piaskowce / sandstone	„ <i>Dictyonema</i> ”	Djupgraw
	<i>C. lindstr.</i>		<i>Obolus apollinis</i>	Suurjõgi	?	?	?	?
	<i>C. intermed</i>				?	?	?	?
Górny kambr Upper Cambrian	<i>C. proavus</i>			Maardu	„ <i>Obolus</i> ”	?	?	?
	<i>C. andresi</i>	<i>Acerocare</i>	<i>Ungula ingraca</i>					
	„ <i>Westergaardodina</i> ”	<i>Peltura</i>		Tsitre				
		<i>Leptoplastus</i>	<i>Ungula convexa</i>					
		<i>Parabolina spinulosa</i>		Ülgase				
		<i>Olenus</i>	<i>Ungula inornata</i>					eratyki erratics „ <i>Obolus</i> ”

Fig. 24. Podział stratygraficzny utworów przejściowych kambr–ordowik w Bałtoskandii (wg Popov i in., 1989; Puura, Holmer, 1993)

Stratigraphical zonation of the Cambrian–Ordovician transitional deposits in Baltoscandia (after Popov *et al.*, 1989; Puura, Holmer, 1993).

nikanie w profilu gatunków związanych z określoną facją i z określonymi warunkami paleośrodowiska jest ściśle związane z rozwojem zbiornika.

Analizując profile wiertnicze pod względem facji, charakteru paleośrodowiska i występowania gatunków ramienionogów autorka stwierdziła, że model rozwoju kambryjskiego zbiornika w jego części NW był inny, aniżeli na obszarze Lubelszczyzny (Jendryka-Fuglewicz, 2000). W zachodniej części obniżenia bałtyckiego, w kambrze dolnym największy rozwój ramienionogów odpowiada cyklowi transgresywnemu w poziomie *Holmia*. W poziomie *Protolenus* następuje zmiana facji – osady ilasto-mułowcowe głębszego morza *Holmia* są zastępowane utworami facji piaskowcowej kurczącego się, spływającego się zbiornika, co ujemnie odbija się na występowaniu ramienionogów. Ponowne pogłębienie i rozprzestrzenienie się morza ma miejsce w dolnej części kambru środkowego (poziom *Acadoparadoxides oelandicus*) i powoduje duże ożywienie w rozwoju fauny ramienionogów, która ma nowy charakter. Zespoły ramienionogów z kambru dolnego i z kambru środkowego wyraźnie różnią się od siebie.

Krzywa rozwoju ramienionogów w północno-zachodniej części syneklizy bałtyckiej prawie w całości pokrywa się z krzywą rozwoju akritarchów w kambrze bloku górnośląskiego przedstawioną przez Moczydłowską (1998). Maxima rozwoju akritarchów, podobnie jak ramienionogów, są związane z etapami rozprzestrzenienia się morza. Ramienionogi uszczegółwiają jeszcze wykres o epizod rozwoju fauny w poziomie *Paradoxides forchhammeri*, zaznaczający się ponownym pojawieniem się w profilach skorupek *Acrothele*,

„*Acrotreta*” i *Billingsella* (początek cyklu transgresywnego kambru górnego).

Rozwój ramienionogów i rozwój basenu w jego części SE, na lubelskim skłonie kratonu, przedstawia się inaczej. W poziomie *Holmia* zbiornik sedimentacyjny był płytki. Profil litologiczny głównie tworzą piaskowce, zawierające nieliczne ramienionogi. Obecne są małżoraczki. Ku górze poziomu *Holmia* stopniowo postępuje pogłębianie się zbiornika, które kontynuuje się w poziomie *Protolenus*. Fauna ramienionogów, związana z mułowcami, jest tu liczniejsza ilościowo i gatunkowo w porównaniu z poziomem *Holmia*. Utrzymujące się nadal podobne warunki facjalno-środowiskowe umożliwiały jeszcze w dolnej części kambru środkowego dalszy rozwój obolidów z rodzaju *Westonia*, znanych z obniżenia bałtyckiego tylko z kambru dolnego. Nowy charakter zespołu ramienionogów w kambrze środkowym zaznacza się przez pojawienie się nowych gatunków, po raz pierwszy stwierdzonych w kambrze środkowym.

W odcinkach profilu, gdzie występowały facje mułowcowe, zawierające duże ilości muskowitu, niekiedy piryty, nigdy glaukonit, dobrze rozwijała się fauna Coniconchia, szczególnie z rzędu Hyolithellida. Było to paleośrodowisko ograniczające rozwój ramienionogów.

Spostrzeżenia poczynione na podstawie analizy fauny ramienionogów wnoszą nowe dane do badań modelu rozwoju kambryjskiego zbiornika w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego, wykonanych przez Pacześną (1996) na podstawie ichnofauny i przez Jaworowskiego (1997) przy zastosowaniu metod analizy sedimentologicznej.

Jolanta PACZEŚNA

ASOCJACJE FACJALNE I SEKWENCJE DEPOZYCYJNE W SUKCESJI KAMBRYJSKIEJ

Wstęp

Profil Łopiennik IG 1 był zlokalizowany w kambrze w lubelskiej części lubelsko-podlaskiego basenu sedimentacyjnego. Wspomniany basen sedimentacyjny zajmował znaczącą obszarowo, południowo-zachodnią część dużej jednostki strukturalnej jaką był lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego.

Wyraźny kontrast wykształcenia facjalnego utworów kambru w porównaniu do ich ediakarskich odpowiedników został zdeterminowany zmianą reżimu tektonicznego basenu lubelsko-podlaskiego na przełomie ediakaru i kambru. Silikoklastyczna sekwencja utworów kambryjskich profilu Łopiennik IG 1 reprezentuje poryftową fazę ewolucji basenu lubelsko-podlaskiego. Po zakończeniu procesów ryftowych w kambrze wczesnym, rejon profilu Łopiennik znalazł się na pasywnym brzegu paleokontynentu Baltiki (Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, Poprawa, 2005a, b; Pacześna, 2006).

Stosunkowo monotonna pod względem litologicznym sukcesję kambryjską profilu Łopiennik IG 1 budują przewarstwiane w różnych proporcjach miąższościowych piaskowce i mułowce, rzadziej iłowce. Są one w kambrze dol-

nym (~ terenowie i ~ oddziale 2) reprezentowane w porządku wzrastającym w profilu przez osady górnej części formacji włodawskiej, formacji mazowieckiej, formacji kaplonoskiej i dolnej części formacji radzyńskiej. W kambrze środkowym (~ oddziale 3) są to utwory górnej części formacji radzyńskiej i formacji kostrzyńskiej (Lendzion, 1983a, b, 1993; Moczydłowska, 1991; Pacześna, 2001, 2006) (por. fig. 5).

Metodyka badań facjalnych

Zakres badań sedimentologicznych 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 tekście niniejszego artykułu przedstawiono opis facji (zestawienie poniżej) i asocjacji facjalnych oraz interpretację ich środowiska depozycji.

Do skrótowych oznaczeń części facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano standardowe kody litofacjalne Mialla (1977, 2000) oraz wprowadzono nowe symbole, oddające swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału (tab. 5). W określaniu i opisie genezy struktur przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

Tabela 5

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, wskaźnik bioturbizacji BI	Skamieniałości śladowe
GMS	Zlepienie zbudowane ze źle obtoczonych klastów mułowca, tkwiących w spoiwie piaskowcowym; tworzą warstwę o miąższości 0,25 m	brak
Sm	Piaskowce drobnoziarniste masywne	brak
Sm(A)	Piaskowce drobnoziarniste masywne nieregularnie przewarstwiające się z cienkimi warstwami mułowca; bardzo liczne skamieniałości śladowe; BI-(4–6)	<i>Planolites beverleyensis</i> <i>Planolites montanus</i> <i>Trichophycus pedum</i> <i>Teichichnus rectus</i> <i>Teichichnus</i> isp. <i>Treptichnus bifurcus</i> <i>Bergaueria</i> isp. <i>Cylindrichnus</i> isp. <i>Cylindrichnus concentricus</i> <i>Monocraterion tentaculatum</i> <i>Bergaueria baltica</i> <i>Bergaueria irregulara</i> <i>Skolithos bulbosus</i> <i>Cochlichnus</i> isp. <i>Arthropycus</i> isp.
Sm(B)	Piaskowce drobnoziarniste masywne; tworzą warstwy o miąższości 0,5–1,0 m; nieliczne skamieniałości śladowe; BI-(1–2)	<i>Monocraterion tentaculatum</i> <i>Skolithos linearis</i>
Sp	Piaskowce drobnoziarniste przekątnie warstwowane planarnie pod wielkim kątem (30–40°)	brak
Sfx	Piaskowce drobnoziarniste, warstwowane pod wielkim kątem (25–40°) przekątnie w dużej skali o nierozpoznawalnym w rdzeniu rodzaju warstwowania; BI-(5–6)	<i>Skolithos linearis</i> <i>Monocraterion</i> isp. <i>Diplocraterion parallelum</i>
Sfp	Piaskowce drobnoziarniste przekątnie warstwowane małąkątowo (15–20°) planarnie; tworzą nieliczne warstwy o miąższości 0,4–0,8 m	brak
Sh	Piaskowce warstwowane poziomo	brak
Sr	Piaskowce drobnoziarniste z przekątną laminacją riplemarkową; tworzy nieliczne warstwy o miąższości 0,5–1,5 m	brak
Sx	Piaskowce drobnoziarniste z przekątnym warstwowaniem wszelkiego typu; rodzaj warstwowania nierozpoznawalny w rdzeniu; liczny glaukonit; liczne skamieniałości śladowe; BI-(4–6)	<i>Skolithos linearis</i> <i>Diplocraterion</i> isp. <i>Monocraterion tentaculatum</i>
Hc	Piaskowce drobnoziarniste często i nieregularnie przewarstwiające się z mułowcami, rzadziej z ilowcem; bardzo liczne skamieniałości śladowe; BI-(4–6)	<i>Planolites beverleyensis</i> <i>Planolites montanus</i> <i>Bergaueria major</i> <i>Monocraterion tentaculatum</i> <i>Teichichnus rectus</i> <i>Bergaueria</i> isp. <i>Planolites</i> isp. <i>Bilinichnus punctatus</i> <i>Gyrolithes polonicus</i> <i>Palaeophycus</i> isp. <i>Monomorphichnus</i> isp. <i>Monocraterion</i> isp. <i>Treptichnus lublinensis</i> <i>Treptichnus</i> cf. <i>bifurcus</i> <i>Neonereites uniserialis</i> <i>Neonereites biserialis</i>
Sf	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą	brak
Mm	Mułowce ciemnoszare masywne; liczny muskowit	brak

Systemy depozycyjne i asocjacje facjalne

Wyróżnione w profilu kambru systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych, determinujących ich oznaczenie oraz procesów depozycyjnych, które zadecydowały o ich rozwoju. W określaniu środowisk sedymentacji jako narzędzia wykorzystano skamieniałości śladowe, struktury sedymentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne.

W silikoklastycznej sekwencji kambru profilu Łopiennik IG 1 wyróżniono nadsystem płytkiego, otwartego zbiornika morskiego, wyznaczając w nim według McEachern, Pemberton (1992) dwa systemy depozycyjne: przybrzeża i odrzeża.

P – przybrzeże, rozciąga się między średnią niską wodą a minimalną, normalną podstawą fałowania

O – odrzeże, obejmuje strefę, rozciągającą się między minimalną (normalną) podstawą fałowania a maksymalną, sztormową podstawą fałowania

System depozycyjny przybrzeża (P)

Asocjacja facjalna górnego przybrzeża (PG)

Opis. Asocjację facjalną PG reprezentują następujące facje: Sfx, Sp, Sh i Sm(A). Facje mułowcowe są reprezentowane tylko przez fację Mm(A). Skamieniałości śladowe licznie występują tylko w facji Sm(A). Są to głównie kanały mieszkalno-żerowiskowe osadożerców.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Górne przybrzeże (shoreface) obejmuje obszar otwartego wybrzeża, rozciągającego się od linii wyznaczającej zasięg najniższej wody do minimalnej podstawy fałowania przy spokojnej, nie sztormowej pogodzie.

W obrębie asocjacji górnego przybrzeża, w profilu Łopiennik IG 1 wyróżniono tylko jedną sub-asocjację facjalną – dystalnego górnego przybrzeża (DGP), które rozciągało się powyżej minimalnej podstawy fałowania. Osady reprezentujące sub-asocjację DGP tworzą w profilu tylko dwa pakiety. Dominującym czynnikiem środowiskowym w tej strefie zbiornika była względnie wysoka energia. Facje są tutaj reprezentowane głównie przez piaskowce drobnoziarniste warstwowane przekątnie pod wielkim kątem (30–40°) facji Sfx (fig. 25C) lub rzadziej Sp i Sh.

Innym rodzajem facji ale znacznie rzadziej występującym w strefie DGP są piaskowce drobnoziarniste przewarstwujące się z mułowcami facji Sm(A), z dość często występującymi skamieniałościami śladowymi. Dominują w nim fodinichnia osadożerców *Treptichnus bifurcus*, *Gyrolithes polonicus*, *Teichichnus rectus*, *Planolites montanus*, *Planolites beverleyensis*.

Asocjacja facjalna dolnego przybrzeża (DP)

Opis. W odcinkach profili odpowiadających asocjacji facjalnej dolnego przybrzeża dominują piaskowcowe facje Sm(A) oraz mułowcowa facja Mm, z rzadkimi przeławieniami piaskowców drobnoziarnistych facji Sr lub Sf. Zespół skamieniałości śladowych jest dość zróżnicowany. Przeważają w nim domichnia filtratorów. Dość licznie są w nim również re-

prezentowane fodinichnia osadożerców *Planolites montanus*, *Planolites beverleyensis*, *Trichophycus pedum* i *Teichichnus rectus*. Wartości wskaźnika bioturbizacji osadu (BI) wahają się od 3 do 6.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Strefa dolnego przybrzeża dzieli się na dwie podstrefy środowiskowe proksymalną i dystalną. W płytszej strefie proksymalnego dolnego przybrzeża głównie występują facje Sfx, Sm(B) i Sm. Wszystkie wcześniej wymienione facje należą do facji wysokoenergetycznych. Wysoka energia środowiska spowodowała, że strefa proksymalnego dolnego odrzeża była zasiedlona przez filtratorów bytujących w pionowych jamkach, chroniących je przed wpływami burzliwego środowiska, głównie działających w tej strefie prądów morskich jak i destrukcyjnymi działaniami falowania. Wśród skamieniałości śladowych dominują ichnorodzaje *Monocraterion*, *Skolithos* i *Diplocraterion*. Znacznie rzadziej występuje ichnorodzaj *Bergaueria* (fig. 26D). Sub-asocjacja facjalna dystalnego dolnego przybrzeża była asocjacją przejściową między wysokoenergetyczną asocjacją przybrzeża i niskoenergetyczną asocjacją odrzeża. Z tego względu występują w niej zarówno facje wysokoenergetyczne, do których należy facja Sm, Sfx i Sp, jak i facja niskoenergetyczne Mm i Mm(A). Wysoki wskaźnik bioturbizacji (4–6) wskazuje na sprzyjające warunki dla egzystencji osadożerców, którzy byli związani z facją niskoenergetyczną Mm(A). Należą do nich liczni przedstawiciele *Planolites beverleyensis*, *Planolites montanus*, *Plagiogmus* isp., *Treptichnus bifurcus*, *Bergaueria major*, *Bergaueria* isp. i *Skolithos* isp.

System depozycyjny odrzeża (O)

Asocjacja facjalna górnego odrzeża (GO)

Opis. Cechą typową dla asocjacji facjalnej górnego odrzeża jest dominacja facji Mm, Mm(A) oraz względnie częste występowanie facji Sr i Sf. Rzadziej występuje facja Sm(A). Zupełnie podrzędnie są spotykane wysokoenergetyczne facje Sp i Sl. Asocjację facjalną GO cechuje występowanie bardzo urozmaiconego ichnotaksonomicznie i etologicznie zespołu skamieniałości śladowych. Wskaźnik bioturbizacji często osiąga maksymalne wartości BI-(6). Dominują tutaj jamki żerowiskowo-mieszkalne, znacznie rzadziej występują jamki mieszkalne – domichnia.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Przewaga fodinichnia osadożerców w niskoenergetycznych środowiskach górnego odrzeża wiązała się ze zwiększoną zawartością zasobów pokarmowych w osadzie. Powodowało to przy jednoczesnym dobrym natlenieniu zbiornika, wzrost aktywności osadożerców (Beynon, Pemberton, 1992). Wskutek ich wzmożonej działalności życiowej wskaźnik bioturbizacji w asocjacji GO osiągnął wartości (4–6). Rzadkość występowania jamek mieszkalnych filtratorów w środowiskach odrzeża w stosunku do stref przybrzeża, wskazuje na pogłębienie się środowisk sedymentacji i znacznie niższą ich energię.

W skład asocjacji górnego odrzeża wchodzi dwie sub-asocjacje facjalne. Płytszą sub-asocjacją jest proksymalne górne odrzeże (PGO). Dominują w nim facje drobnoziarniste

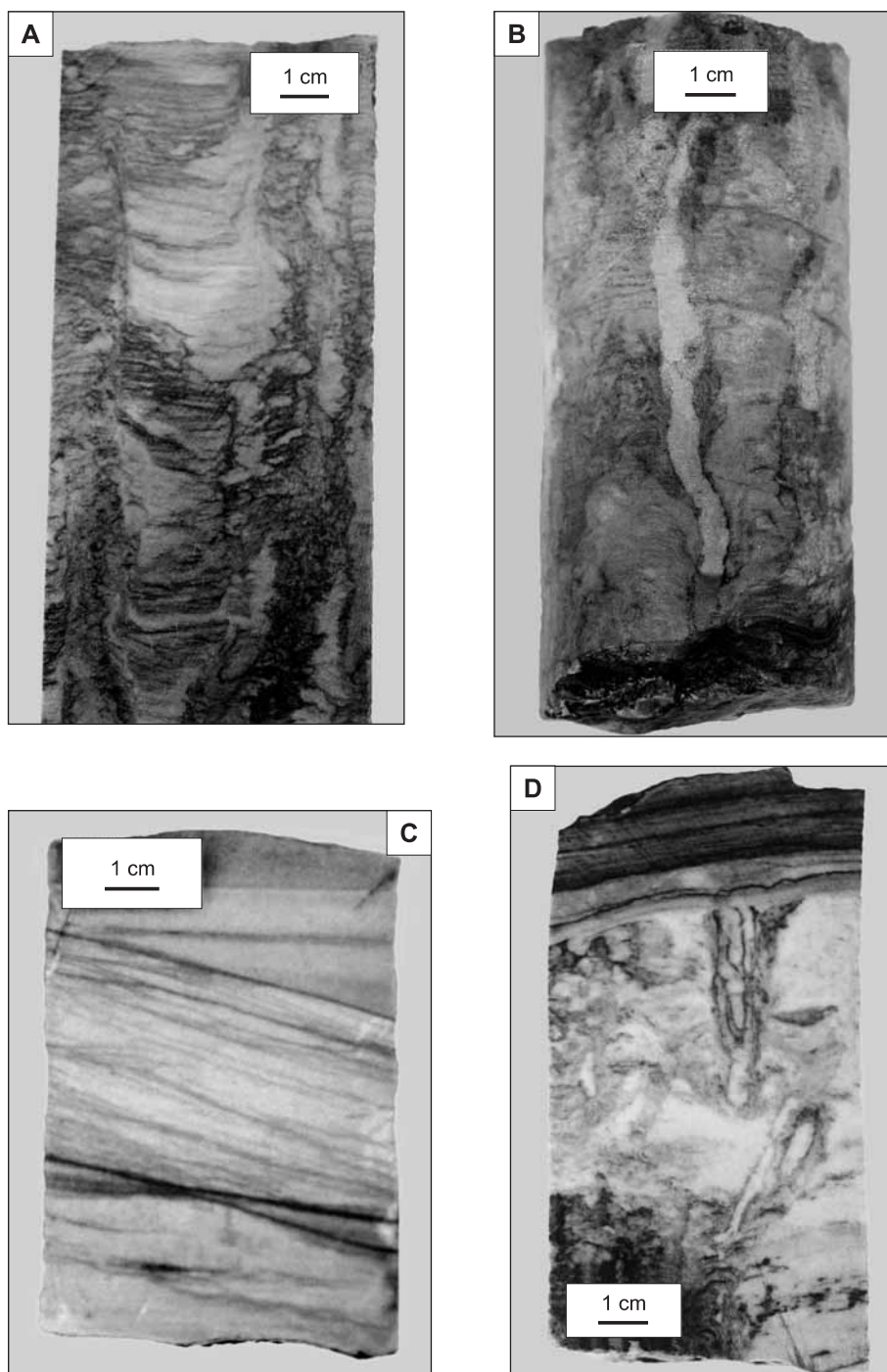


Fig. 25. Charakterystyczne osady kambru

A – zbioturbizowane piaskowce drobnoziarniste, przewarstwiewające się z mułowcami, w centralnej części rdzenia *Diplocraterion paralellum* Torell, przykład ichnofacji *Glossifungites* i transgresywnej powierzchni erozyjnej, formacja kaplonoska, głęb. 4882,2 m; **B** – zbioturbizowane piaskowce drobnoziarniste przewarstwiewające się z mułowcami, w centralnej części rdzenia *Monocraterion tentaculatum* Torell, przykład ichnofacji *Glossifungites* i transgresywnej powierzchni erozyjnej, formacja kaplonoska, głęb. 4882,8 m; **C** – drobnoziarniste piaskowce małątkowo przekątnie warstwowane w dużej skali, dystalne górne przybrzeże, formacja kaplonoska, głęb. 4887,8 m; **D** – zbioturbowane drobnoziarniste piaskowce z *Monocraterion* isp., w górnej części rdzenia mułowce laminowane poziomo, przykład ichnofacji *Glossifungites* i transgresywnej powierzchni erozyjnej, formacja kaplonoska, głęb. 4887,8 m

Characteristic deposits of the Cambrian

A – bioturbated sandstone intercalated with mudstone, at the central part of core sample *Diplocraterion paralellum* Torell, *Glossifungites* ichnofacies and transgressive surface of erosion example, Kaplonosy Formation, depth 4882.2 m; **B** – bioturbated sandstone intercalated with mudstone, at the central part of core sample *Monocraterion tentaculatum* Torell, *Glossifungites* ichnofacies and transgressive surface of erosion example, Kaplonosy Formation, depth 4882.8 m; **C** – fine-grained sandstone with low angle large scale cross bedding, distal upper offshore, Kaplonosy Formation, depth 4887.8 m; **D** – bioturbated fine-grained sandstone with *Monocraterion* isp., at the upper part of core sample horizontal laminated mudstone, *Glossifungites* ichnofacies and transgressive surface of erosion example, Kaplonosy Formation, depth 4887.8 m

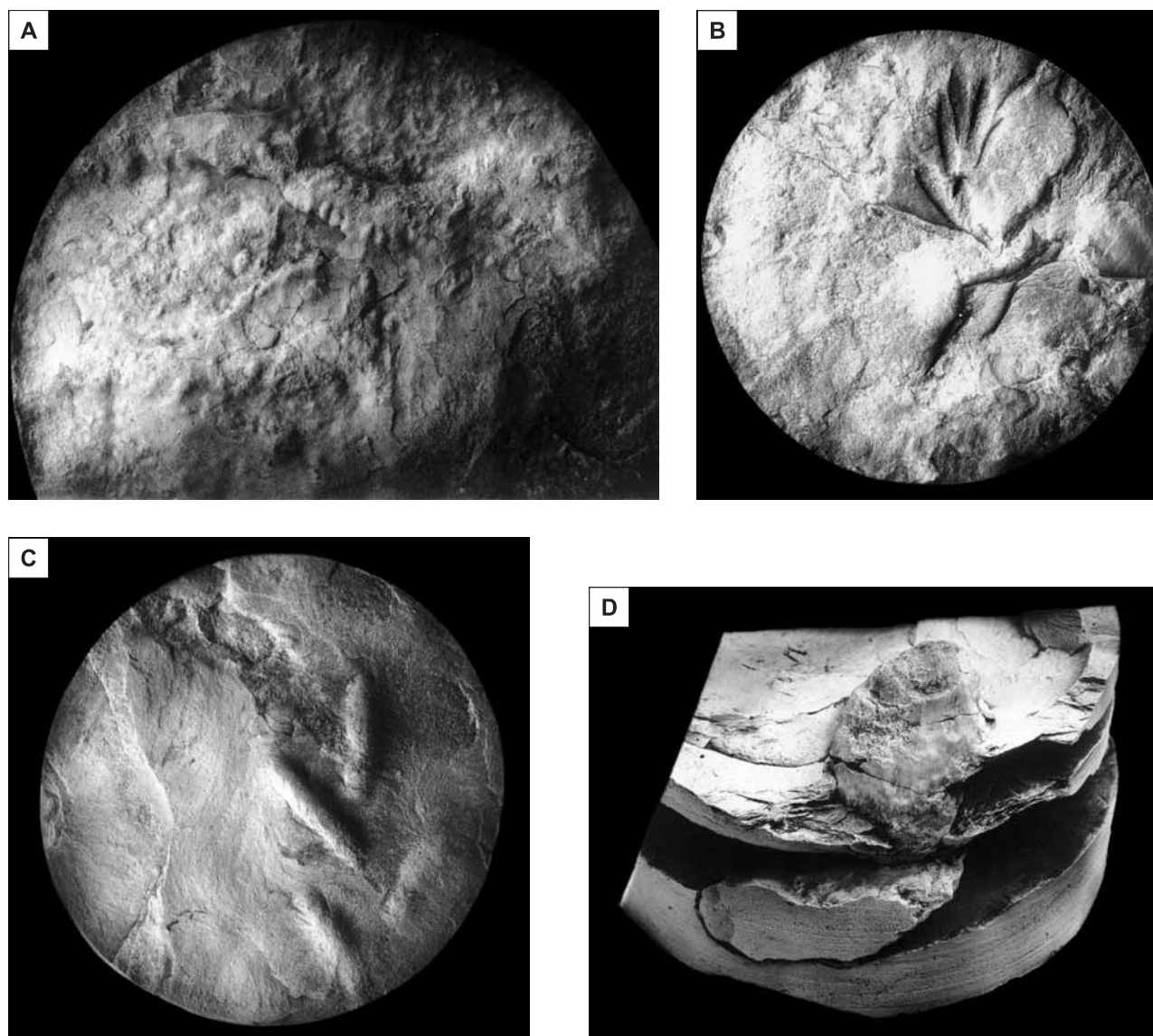


Fig. 26. Charakterystyczne skamieniałości śladowe kambru

A – *Neonereites biserialis* Seilacher, osady dystalnego górnego odrzeża, formacja mazowiecka, głęb. 5198,9 m; **B** – *Trichophycus pedum* Seilacher, osady dystalnego górnego odrzeża, formacja kaplonoska, głęb. 5190,5 m; **C** – *Treptichnus bifurcus* Miller, osady proksymalnego górnego odrzeża, formacja mazowiecka, głęb. 5223,8 m; **D** – *Bergaueria irregulara* Paczeńska, osady proksymalnego dolnego przybrzeża, formacja radzyńska, głęb. 4685,0 m

Characteristic trace fossils of the Cambrian

A – *Neonereites biserialis* Seilacher, distal upper offshore deposits, Mazowsze Formation, depth 5198.9 m; **B** – *Trichophycus pedum* Seilacher, distal upper offshore deposits, Kaplonosy Formation, depth 5190.5 m; **C** – *Treptichnus bifurcus* Miller, proximal upper offshore deposits, Mazowsze Formation, depth 5223.8 m; **D** – *Bergaueria irregulara* Paczeńska, proximal lower shoreface deposits, Radzyń Formation, depth 4685.0 m

Mm i Mm(A). Zupełnie podrzędnie pojawia się facja Sp. Wśród skamieniałości śladowych większość stanowią fodi-nichnia osadożerców, do których należą przede wszystkim *Treptichnus bifurcus* (fig. 26C), *Treptichnus lublinensis*, *Treptichnus triplex*, *Teichichnus rectus*, *Gyrolithes polonicus*, *Planolites beverleyensis*, *Planolites montanus*. Frekwencja jamek mieszkalnych filtratorów jest niewielka. Wśród domich-nia dość licznie występują jamki *Skolithos linearis* oraz *Mocraterion* isp.

Subasocjacja dystalnego górnego odrzeża (DGO) jest reprezentowana przez facje piaskowcowe Mm, Mm(A) i rzadziej Sm(A). W niskoenergetycznym środowisku strefy DGO dominowały jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców. Głównie były to jamki *Teichichnus rectus*, *Planolites beverleyensis*, *Neonereites biserialis* (fig. 26A), *Trichophycus pedum* (fig. 26B). W subasocjacji DGO nie stwierdzono występowania jamek filtratorów – domichnia. Przyczyną absencji domichnia był fakt preferowania przez

ich twórców wyżej energetycznych siedlisk, które mogłyby zapewnić im większą dostępność zasobów pokarmowych, znajdujących się w zawieszinie wodnej.

Sekwencje depozycyjne i ciągi systemowe

W obrębie neoproterozoiczno-środkowokambryjskiej pokrywy osadowej basenu lubelsko-podlaskiego wydzielono dwie sekwencje depozycyjne drugiego rzędu, oznaczone jako A i B (fig. 27). Są one określane przez główne niezgodności kątowe lub erozyjne w spagu i stropie (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b). Sekwencję A (?dolny/środkowy neoproterozoik) reprezentują osady facji typu *red-beds* oraz płytkomorskie silikoklastyki. W profilu Łopiennik IG 1 ze względu na zatrzymanie głębinia otworu w stropowej części ediakarskich utworów wulkanicznych, reprezentujących młodszą sekwencję B, nie stwierdzono sekwencji A. Być może, ze względu na usytuowanie otworu Łopiennik IG 1 w najbardziej pogrążonej, marginalnej strefie lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, występuje ona pod utworami kompleksu wulkanicznego, na dużych głębokościach, przekraczających 6000,0 m.

Następna w sukcesji sekwencja depozycyjna drugiego rzędu, oznaczona jako B, obejmuje przedział czasu od ediakaru późnego do kambru środkowego i jest reprezentowana przez zróżnicowane osady zarówno wulkanogeniczne, jak i klastyczne. Dolna granica sekwencji B jest wyznaczona przez niezgodność kątową. Górna granica sekwencji B jest zdefiniowana przez niezgodność erozyjną, która obejmuje przedział czasu, od najpóźniejszego kambru środkowego do tremadoku wczesnego.

Dolna część sekwencji B (późny ediakar) obejmuje utwory formacji białopolskiej, lubelskiej (łopiennickiej) i włodawskiej. Jest ona charakteryzowana przez brackiczne środowiska sedimentacji. Reprezentują one transgresywny ciąg systemowy (TST I).

Powyżej w kambryjskim profilu Łopiennika występują utwory formacji mazowieckiej, kaplonoskiej, radzyńskiej i kostrzyńskiej. Osady tych formacji deponowane były w środowiskach otwartego przybrzeża i odbrzeża, na wybrzeżu ze znaczącym wpływem falowania i sztormów oraz minimalnym oddziaływaniem pływów. Reprezentują one przedział czasu od kambru najwcześniejszego – najniższej części poziomu *Platysolenites antiquissimus* do kambru środkowego (prawdopo-

dobnie do dolnej części poziomu *Paradoxides paradoxissimus*). Górny zasięg tego poziomu jest ograniczony przez erozję. Osady formacji mazowieckiej tworzą ciąg systemowy wysokiego stanu względnego poziomu morza (HST I). HST I jest dokumentowany przez agradację parasekwencji, przechodzącą ku górze profilu w progradację.

Górna granica HST I jest określona przez powierzchnię erozji, która stanowi transgresywnie zmienioną granicę sekwencji niższego, trzeciego rzędu. Powierzchnia ta przed wspomnianą modyfikacją była lateralnym odpowiednikiem powierzchni erozji subaeralnej, dokumentowanej na wschód od basenu lubelsko-podlaskiego, na terenie Białorusi i Ukrainy (por. Mens, 1987) oraz w zachodniej części jego podlaskiej strefy (por. Paczeńska, 2001). Jednocześnie wspomniana po-

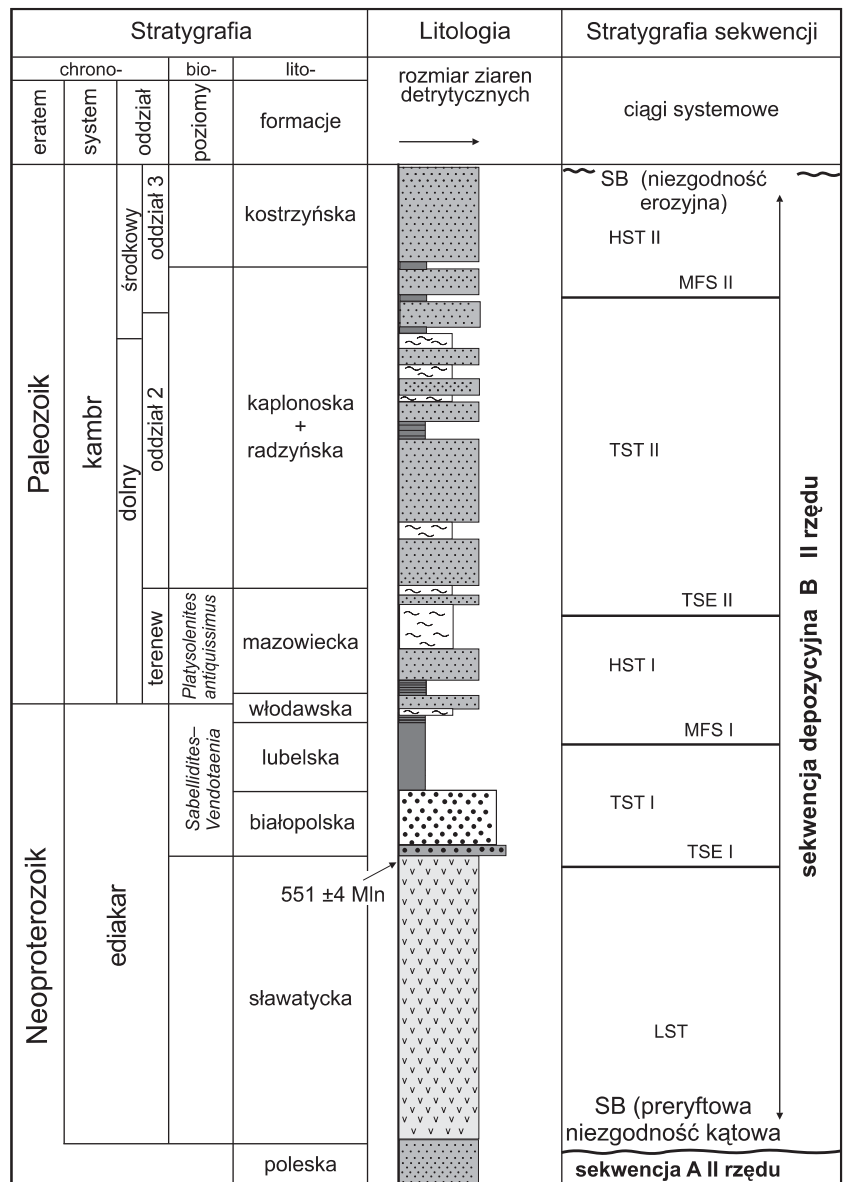


Fig. 27. Sekwencje depozycyjne i ciągi systemowe w ediakarze i kambrze otworu wiertniczego Łopiennik IG 1

Depositional sequences and system tracts in the Ediacaran and Cambrian in Łopiennik IG 1 borehole

wierzchnia stanowi transgresywną powierzchnię erozyjną TSE II, wyznaczoną na podstawie analizy ichnofacjalnej, wskazującej na obecność ichnofacji *Glossifungites*. TSE II i w przybliżeniu koresponduje ze stropem poziomu *Platysolenites antiquissimus*. Jest to również dolna granica kolejnego w sukcesji transgresywnego ciągu systemowego, czyli TST II (fig. 27).

TST II jest charakteryzowany przez retrogradację linii brzegowej oraz gwałtowny wzrost względnego poziomu morza, mający charakter eustatyczny (Paczeńska, Poprawa, 2005a, b). TST II kończy się w okresie depozycji utworów

wyższej części poziomu *Protolenus*, w momencie wykształcenia się powierzchni maksymalnego zalewu MFS II. Powyżej MFS II wykształcony jest kolejny ciąg systemowy wysokiego stanu, tj. HST II, składający się z progradujących parasekwencji, zbudowanych z osadów odbrzeża i przybrzeża (fig. 27) (por. Paczeńska, 2001). Granice kolejnych parasekwencji w TST II wyznaczono na podstawie transgresywnych powierzchni erozyjnych (TSE), wskazywanych przez obecność ichnofacji *Glossifungites* (fig. 25A, B, D) lub bardzo wyraźne pogłębienie się środowisk sedimentacji.

Magdalena SIKORSKA

PETROGRAFIA OSADÓW KAMBRU

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

Utwory kambru dolnego występują na głębokości 5306,7–4742,0 m. Badaniami objęto dodatkowo najwyższy ediakar od głębokości 5403,0 m. Cały profil reprezentowany jest przez osady silikoklastyczne. Są to przewarstwiające się wzajemnie ciemne pyłowce ilaste, szare piaskowce i czarne iłowce reprezentujące często litofacje heterolitów mułowcowych i piaskowcowych (Jaworowski, 1997). Grube serie szarych piaskowców, z nielicznymi wkładkami skał ilastych, występują głównie w środkowej części profilu kambru dolnego, a najbardziej miąższa seria obecna jest na głębokości 4900,0–4970,0 m.

Opisywane skały noszą liczne ślady działalności organizmów. Miejscami masowe występowanie bioturbacji doprowadziło do silnego zaburzenia pierwotnych struktur sedimentacyjnych osadu.

Na podstawie badań mikroskopowych, zgodnie ze zmodyfikowaną klasyfikacją Dott'a (Pettijohn i in., 1972), piaskowce zaliczono głównie do arenitów kwarcowych (często typu ortokwarcytów) i wak kwarcowych, a w pojedynczych przypadkach wyróżniono także waki arkozowe (tab. 6; fig. 28). W grupie skał o drobniejszym uziarnieniu wyodrębniono pyłowce kwarcowe oraz pyłowce ilaste, a wśród skał ilastych stwierdzono obecność iłowców pylastych i iłowców właściwych (bez lub z minimalnym udziałem frakcji pylastej). Wspomniane wcześniej heterolity to skały składające się z bardzo cienkich (zwykle parocentymetrowych) warstewek mułowcowo-iłowcowych oraz piaszczystych i w zależności od przewagi jednych z nich, wyróżniono odpowiednio heterolity mułowcowe i piaszczyste (Jaworowski, 1997). Uziarnienie skał określono na podstawie pomiaru średnicy maksymalnego i najczęstszego ziarna kwarcu w płycie cienkiej. Wzajemny stosunek obu wielkości świadczy o stopniu wysortowania materiału detrytycznego.

Piaskowce, poza najwyższą częścią ediakaru, są dojrzałe mineralogicznie i teksturalnie, co przejawia się ubogim składem mineralnym szkieletu ziarnowego, minimalnym udziałem matriksu ilastego oraz dobrym obtoczeniem i wysortowaniem materiału detrytycznego. Większość piaskowców zaliczono do drobno- i bardzo drobnoziarnistych, niewielką część do średnioziarnistych i tylko pojedyncze próbki repre-

zentują piaskowce gruboziarniste. W piaskowcach, szczególnie we wspomnianej wcześniej grubej serii piaskowcowej, stwierdzono obecność kilku różnych typów inwersji teksturalnej (sensu Folk, 1968). Obecność w skale inwersji teksturalnej wskazuje na okresowo pojawiającą się bardzo wysoką energię wód w zbiorniku sedimentacyjnym, wywołaną np. huraganowymi falami.

Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc. Obok dominującego kwarcu monokrystalicznego, często o falistym wygaszaniu światła, występuje kwarc polikrystaliczny. Udział ziaren kwarcu w ortokwarcytach przekracza 95% obj., a obecność regeneracyjnego cementu kwarcowego sprawia, że niektóre piaskowce niemal w całości zbudowane są z krzemionki (tab. 6). W zbadanych próbkach dolnokambryjskich całkowita zawartość kwarcu waha się od 45,8 do 99,7% obj. (średnio 84,7% obj.).

Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) w płycie cienkiej wynosi 0,17 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) 0,57 mm. Średnia wielkość stosunku d_{max}/d_{mf} nie jest wysoka i wynosi 3,8, co generalnie świadczy o dobrym wysortowaniu materiału okrucowego.

Skalenie (plagioklasy i skalenie potasowe) pojawiają się w bardzo niewielkich ilościach (średnio 0,4% obj.), głównie obecne są w najwyższej części ediakaru, gdzie ich maksymalna zawartość dochodzi do 9,7% obj. Pierwotnie udział skalenia był większy, o czym świadczą pseudomorfozy kwarcowe, kwarcowo-chlorytowe, węglanowe oraz ilaste po skaleniach, szczególnie liczne w przyspągowej części badanego profilu. Łyszczyki, reprezentowane przez muskowit oraz brązowej barwy biotyt, występują nielicznie (śr. 0,5% obj.), podobnie jak minerały akcesoryczne (śr. 0,2% obj.). W wydzielonej w bromoformie frakcji ciężkiej stwierdzono wysoką zawartość cyrkonu i turmalinu, które razem stanowią zwykle ponad 90% obj. minerałów przezroczystych alloogenicznych. W grupie tej obecne są także: rutyl, pirokseny, amfibole, granat, zoizyt. Pozostałe minerały ciężkie to: autigeniczny anataz, sfaleryt, fluoryt, piryty, zleukoksenizowany ilmenit, magnetyt. Dla zbadanych próbek wartość wskaźnika ZTR (stosunek minerałów stabilnych: cyrkonu, turmalinu i rutylu do pozostałych minerałów przezroczystych alloogenicznych we frakcji ciężkiej) jest bardzo duża – średnio 99,0%, co świadczy o wysokiej dojrzałości mineralogicznej

Tabela 6

Cechy teksturalne i skład mineralny skal kambru
Textural features and mineral composition of the Cambrian rocks

Stratygrafia	Głębokość [m]	Numer próbki	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno kwarcu [mm]	Najczęstsze ziarno kwarcu [mm]	Kwarc	Skalenie	Łyszczyki	Min. akcesoryczne	Glaukonit	Min. ilaste	Uwodnione tlenki Fe	Węglany	Fosforany	Subst. organiczna	Okruchy skał
KAMBR ŚRODKOWY	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
		4461,20	10	węgl. ar. kw. średn.	1,50	0,25	62,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	31,3	3,3	0,0	0,0
		4465,60	11	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,55	0,20	99,3	0,0	0,0	0,4	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
		4470,30	12	ar. kw. śr. (ortkw.)	0,80	0,40	99,3	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
		4484,70	15	ar. kw. b.dr.	0,45	0,08	98,3	0,0	+	1,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0
		4489,60	16	pyłowiec kw.	0,60	0,05	97,0	0,0	0,3	1,7	0,0	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0
		4499,00	18	ar. kw. śr. (ortkw.)	1,25	0,25	99,7	0,0	+	0,3	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0
		4503,60	19	ar. kw. dr. (ortkw.)	1,32	0,20	98,4	0,0	0,0	0,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0
		4508,10	20	ar. kw.dr. (ortkw.)	1,80	0,18	99,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
		4513,00	21	ar. kw.dr. (ortkw.)	0,52	0,20	98,3	0,0	0,0	0,7	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0
		4522,50	23	ar. kw. śr. (ortkw.)	1,80	0,25	99,9	0,0	0,0	0,1	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0
		4526,90	24	ar. kw. b.dr. (ortkw.)	0,52	0,12	97,7	0,0	+	1,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
		4531,50	25	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,72	0,18	97,3	0,0	+	0,7	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0
		4540,90	27	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,87	0,18	98,7	0,0	0,3	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
		4545,60	28	ar. kw. b.dr. (ortkw.)	0,52	0,12	97,1	0,0	0,3	0,3	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0
		4549,90	29	ar. kw.b. dr.	0,28	0,10	84,0	0,0	1,3	0,7	0,0	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0
		4554,70	30	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,52	0,15	95,1	0,0	+	1,0	0,0	3,6	0,0	0,0	0,0	0,3
		4563,70	32	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,32	0,13	96,6	0,0	+	0,7	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0
		4568,70	33	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,92	0,15	98,7	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0

Tabela 6 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
KAMBR ŚRODKOWY	4573,90	34	ar. kw. dr. (ortkw.)	1,70	0,18	99,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4578,80	35	ar. kw. dr. (ortkw.)	1,10	0,20	99,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4584,00	36	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,45	0,15	99,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
	4588,00	37	ar. kw.b. dr. (ortkw.)	0,50	0,12	98,7	0,0	0,0	1,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	4593,60	38	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,57	0,13	96,6	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0
	4598,30	39	wa. kw.b. dr.	0,62	0,08	56,3	0,3	8,0	2,0	0,0	32,7	+	0,0	0,0	0,7	+
	4603,20	40	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,88	0,20	99,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4608,10	41	ar. kw. śr. (ortkw.)	0,75	0,30	99,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4613,00	42	ar. kw. śr. (ortkw.)	0,40	0,15	99,2	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4617,50	43	ar. kw.b. dr. (ortkw.)	0,45	0,11	97,7	0,0	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4622,90	44	ar. kw. śr. (ortkw.)	0,67	0,15	97,6	0,0	0,0	0,7	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4628,10	45	ar. kw.b. dr. (ortkw.)	0,30	0,10	95,8	0,0	0,7	1,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	+	0,0
	4632,60	46	ar. kw. śr.	0,37	0,13	96,0	0,0	0,0	0,7	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	+
	4637,70	47	ar. kw. dr.	0,75	0,20	95,0	0,0	0,0	1,3	0,0	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4642,40	48	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,60	0,18	98,1	0,0	0,3	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	+	0,0
	4651,80	50	ar. kw.b. dr. (ortkw.)	0,50	0,12	98,4	0,0	0,0	1,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4656,60	51	iłowiec pylasty	0,30	0,04	40,4	0,3	3,0	4,3	0,0	52,0	0,0	+	+	+	+
	4666,70	53	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,45	0,18	97,9	0,0	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0
	4671,70	54	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,32	0,15	98,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,3
	4676,90	55	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,42	0,17	97,4	0,0	+	0,7	0,0	1,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3
	4681,70	56	wa. kw.b. dr.	0,20	0,08	76,9	0,0	1,7	2,7	0,7	16,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0
	4686,60	57	ar. kw.b. dr.	0,22	0,10	91,0	0,0	0,7	1,0	2,7	3,3	0,0	1,3	0,0	0,0	+
	4691,50	58	ar. kw.b. dr.	0,15	0,08	98,0	0,0	+	3,7	1,0	4,6	0,0	2,0	0,0	0,0	0,7
	4696,10	59	wa. kw.b. dr.	0,25	0,07	47,1	0,3	4,0	4,7	4,3	38,3	0,0	1,3	+	+	0,0
	4700,70	60	wa. kw.b. dr.	0,18	0,06	65,4	0,0	2,3	2,7	1,3	27,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0

Tabela 6 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
KAMBR ŚRODKOWY	4710,60	62	wegl. ar. kw. b.dr.	0,25	0,08	86,7	+	0,7	2,3	0,3	4,4	0,0	5,3	0,0	0,0	0,3
	4720,00	64	pyłowiec il.-wapn.	0,18	0,05	52,7	1,3	2,7	1,7	1,0	35,3	0,0	5,3	+	+	0,0
	4724,90	65	wa. kw.b. dr.	0,18	0,06	67,3	0,3	2,7	2,3	3,7	19,7	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0
KAMBR DOLNY	4730,10	66	pyłowiec il.	0,20	0,05	38,3	0,7	5,0	2,7	2,0	50,7	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0
	4741,10	68	pyłowiec il.	0,10	0,05	71,0	0,7	3,0	3,7	0,7	16,6	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0
	4760,40	69	wa. kw.b. dr.	0,25	0,07	56,7	0,7	0,7	1,3	o	39,3	0,0	0,7	0,0	0,3	0,3
	4782,60	72	ar. kw.b. dr.	0,25	0,07	92,4	0,3	0,3	1,7	0,3	2,0	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0
	4802,20	75	ar. kw.b. dr.	0,25	0,10	93,0	0,3	+	1,0	0,0	4,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0
	4828,40	79	wegl. wa.kw.śr.	1,00	0,25	45,8	0,3	0,3	2,7	0,0	39,3	0,0	11,0	0,3	0,0	0,3
	4838,30	82	ar. kw. śr. (ortkw.)	1,22	0,30	99,7	0,0	+	0,3	0,0	0,0	0,0	+	0,0	0,0	+
	4860,90	84	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,40	0,17	96,7	0,0	0,3	0,3	0,0	1,7	0,0	0,7	0,0	0,0	0,3
	4870,30	86	ar. kw. dr.	0,50	0,15	82,7	+	0,3	0,7	0,0	14,3	0,0	1,0	0,0	0,0	1,0
	4893,60	90	ar. kw.b. dr. (ortkw.)	0,37	0,12	99,1	0,0	+	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	4906,00	92	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,60	0,20	99,3	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7
	4918,10	94	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,67	0,15	98,7	0,0	+	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	4929,40	96	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,75	0,20	97,1	0,0	0,0	0,3	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	4945,40	99	ar. kw.b. dr. (ortkw.)	0,25	0,10	97,3	0,0	+	0,7	+	1,7	0,0	0,3	0,0	0,0	+
	4955,50	101	ar. kw. gr. (ortkw.)	1,25	0,50	99,0	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
	4973,00	104	wa. kw.b. dr.	0,27	0,07	48,3	1,0	4,7	2,0	0,0	43,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
	4983,40	106	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,90	0,17	99,0	0,0	0,0	+	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	4995,30	108	ar. kw. różn.	1,32	0,12	85,4	0,0	0,0	0,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	13,0*
	5006,50	110	wa. kw.b. dr.	0,22	0,10	78,0	0,7	0,3	1,7	+	18,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
	5018,00	112	ar. kw.b. dr.	0,37	0,12	95,0	0,0	0,3	0,7	1,7	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	5035,00	115	ar. kw. śr. (ortkw.)	0,62	0,25	98,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,7	0,0	0,3	+	0,0	0,3

Tabela 6 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
KAMBR DOLNY	5052,00	118	wa. kw.b. dr.	0,37	0,12	75,7	0,3	1,0	1,3	0,0	20,7	0,0	0,0	0,0	1,0	+
	5063,20	120	wa. kw.b. dr.	0,32	0,07	78,3	0,3	0,7	0,7	0,0	17,0	0,0	0,7	0,0	2,3	+
	5081,00	123	ar. kw.b. dr.	0,25	0,10	93,8	0,3	+	0,3	0,0	5,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
	5099,00	126	ar. kw. dr. (ortkw.)	0,45	0,20	99,0	0,0	0,0	+	0,0	+	0,0	0,7	+	0,0	0,3
	5117,60	129	wa. kw.b. dr.	0,25	0,07	60,2	3,0	1,7	0,7	0,0	33,7	0,0	0,7	0,0	0,0	+
	5135,80	132	ar. kw.b. dr. (ortkw.)	0,47	0,12	96,4	+	0,3	0,3	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	5147,20	134	ar. kw. dr.	0,47	0,17	94,4	+	0,3	0,7	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	5159,00	136	wa. kw. śr.	0,87	0,30	74,1	0,0	0,3	+	0,0	25,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
	5171,10	138	ar. kw. śr. (ortkw.)	0,82	0,30	99,3	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7
	5189,00	141	ar. kw. dr.	0,52	0,17	87,7	+	0,3	0,7	0,0	11,0	0,0	+	0,0	0,0	0,3
	5209,00	143	węgl. ar. kw. śr.	0,87	0,37	86,0	0,0	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	12,0	0,0	0,0	0,7
	5227,10	146	ar. kw. dr.	0,60	0,15	88,0	2,0	0,3	0,7	1,7	4,7	0,0	2,3	0,0	0,0	0,3
	5289,70	148	iłowiec piaszczysty	0,52	0,02	17,3	1,7	0,3	2,7	2,7	76,0	0,0	0,3	0,0	0,0	+
	5343,10	151	wa. kw. dr.	1,12	0,20	71,4	0,3	0,0	0,7	9,3	10,3	0,0	7,7	0,0	0,0	0,3
EDIAKAR	5355,70	153	wa. ark.b. dr.	0,35	0,10	40,6	9,7	0,7	1,0	4,7	41,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0
	5374,00	156	wa. kw. dr.	1,35	0,17	74,7	1,3	0,3	0,3	4,7	15,3	0,0	2,3	+	0,0	0,7
	5380,00	157	ar. kw. śr.	1,05	0,25	82,4	0,3	0,0	0,3	3,7	3,7	0,0	9,3	+	0,0	0,3
	5392,10	159	skarb. ar. kw. śr.	1,77	0,37	41,7	0,3	0,3	0,3	13,7	0,7	0,0	30,0	0,7	0,0	12,3*
	5402,80	161	ar. kw. śr.	1,52	0,25	79,6	1,0	2,7	0,7	3,7	9,0	0,0	2,3	0,7	0,0	0,3

ar. – arenit, wa. – waka, kw. – kwareyt, ortkw. – ortokwarcyt, il. – ilasty, ark. – arkozowy, wapn. – wapniste, węgl. – węglanowy, skarb. – skarbonatyzowany, dr. – drobnoziarnisty, śr. – średnioziarnisty, gr. – gruboziarnisty, różn. – różnoziarnisty, b. – bardzo, * – fosfoklasty, + – ilości śladowe

ar. – arenite, wa. – wacke, kw. – quartzite, ortkw. – orthoquartzite, il. – clayey, ark. – arkosic, wapn. – calcitic, węgl. – carbonate, skarb. – carbonated, dr. – fine-grained, śr. – medium-grained, gr. – coarse-grained, różn. – vari-grained, b. – very, * – phosphoclasts, + – traces

zespołu minerałów ciężkich, a pośrednio także samych piaskowców.

Glaukonit koncentruje się w najwyższej części ediakaru, gdzie występuje w ilości rzędu kilku procent, maksymalnie 13,7% obj. w skarbonatyzowanym arenicie kwarcowym. Pierwotnie jego zawartość w tej skale była większa, lecz w czasie diagenetyzacji część ziaren glaukonitu uległa częściowej lub całkowitej karbonatyzacji i sylifikacji. Glaukonit stracił typowe zielone zabarwienie przybierając barwy oliwkowoszare.

Okruchy skał reprezentowane są głównie przez obtoczone fragmenty czertów. Niektóre okruchy, wyglądające w mikroskopie jak czerty, w rzeczywistości są fragmentami skał wylewnych, co widać w katodoluminescencji (fig. 29A, B). W dwóch przypadkach (tab. 6) dołączono do okruchów skał licznie występujące (13,0% obj.) obtoczone, owalne ziarna skał fosforytowych (fosfoklasty): od fosforytów ilastych do piaskowców o spoiwie fosforanowym. Ziarna te należy zaliczyć do intraklastów.

Szkielet ziarnowy piaskowców spojony jest regeneracyjnym cementem kwarcowym tworzącym neogeniczne obwódki wokół ziaren kwarcu. Rzeczywisty udział cementu kwarcowego, znacznie większy niż to wynika ze standardowych obserwacji mikroskopowych, widoczny jest na obrazach katodoluminescencyjnych (fig. 29A, B). Obecny jest też cement kwarcowy zastępujący inne minerały (fig. 29C). Powszechnie występuje spoiwo ilaste, choć w bardzo zmiennych ilościach (tab. 6). Zależnie od zawartości pelitu ilastego w skale ma ono formę spoiwa porowego, rzadziej kontaktowego lub bazalnego. Jego udział w arenitach wynosi zwykle kilka procent, natomiast w wachach dochodzi do 43,7% obj. skały (średnia dla piaskowców to 9,9% obj.). W skład matriksu ilastego wchodzi głównie illit, kaolinit, niekiedy chloryt, serycyt, substancja organiczna, piryty.

Cement węglanowy występuje bardzo nieregularnie, jego podwyższone ilości odnotowano w dolnej części badanego profilu (ediakar najwyższy) (fig. 29D), gdzie zawartość węglanów w skarbonatyzowanym arenicie kwarcowym sięga 30,0% obj. skały (średnio w piaskowcach dolnokambryjskich 1,3% obj.). Stwierdzono obecność kalcytu i żelazistego dolomitu/ankerytu. Węglany tworzą gniazdowe skupienia pomiędzy ziarnami, niekiedy mają formę cementu poikilitowego lub stanowią pseudomorfozy po innych minerałach.

Pyłowce kwarcowe i ilaste pod względem składu mineralnego są odpowiednikami arenitów i wak kwarcowych. Ich drobniejsze uziarnienie łączy się z gorszym obtoczeniem materiału okrucowego. W pyłowcach ilastych (mułowcach) często obserwuje się strukturę kierunkową, podkreśloną liczną obecnością równolegle ułożonych blaszek łyszczyków.

Skład mineralny szkieletu ziarnowego pyłowców jest analogiczny jak w opisanych wyżej piaskowcach. Kwarc również jest podstawowym składnikiem materiału detrytycznego, a jego zawartość zmienia się od ok. 90% obj. w pyłowcach kwarcowych do ok. 40% obj. w pyłowcach ilastych. Obserwowane w mikroskopie, w śladowych ilościach, skalenie w rzeczywistości są bardziej liczne, czego dowodzą badania

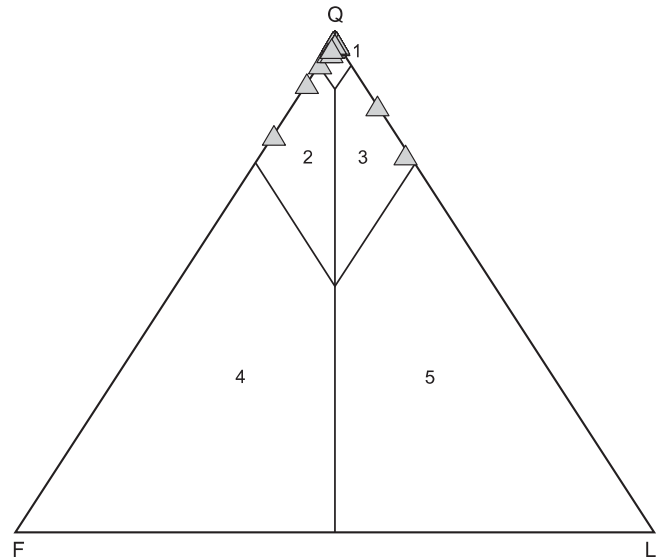


Fig. 28. Piaskowce kambru dolnego na tle trójkąta klasyfikacyjnego (Pettijohn i in., 1972)

Arenity i waki: 1 – kwarcowe, 2 – subarkozowe, 3 – sublityczne, 4 – arkożowe, 5 – lityczne

Lower Cambrian and uppermost Ediacaran sandstone classified according to classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

Arenites and wackes: 1 – quartz, 2 – subarkosic, 3 – sublithic, 4 – arkosic, 5 – lithic

w katodoluminescencji. Ujawniają one obecność bardzo drobnych, nawet znacznie przeobrażonych ziaren skaleni. Podobnie też pozwalają dostrzec rozproszone, niewielkie skupienia fosforanów. Oprócz wspomnianych wcześniej licznie występujących łyszczyków w pyłowcach występują: glaukonit, piryty, węglany, minerały akcesoryczne. Analiza rentgenograficzna wyseparowanej frakcji ilastej pyłowców ilastych i iłowców wykazała, że jej głównymi składnikami są illit i kaolinit, którym często towarzyszy chloryt.

Iłowce pylaste i iłowce właściwe to skały złożone głównie z masy ilastej z różną domieszką frakcji pylastej. Ich bardzo ciemna, niekiedy czarna, barwa spowodowana jest dużą ilością rozproszonego piryty i substancji organicznej.

Kambr środkowy (~ oddział 3)

Utwory kambru środkowego mają dwukrotnie mniejszą miąższość niż osady dolnokambryjskie. Występują na głębokości 4742,0–4461,2 m. Reprezentowane są także przez osady silikoklastyczne, lecz wyraźnie z większym udziałem piaskowców w stosunku do skał drobnieziarnistych. W dolnej części profilu dominują jeszcze ciemnoszare heterolity mułowcowe z wkładkami czarnych iłowców, natomiast od głębokości ok. 4680,0 m następuje dominacja jasnoszarych piaskowców, w postaci monotonicznych serii nieregularnie przewarstwianych heterolitami piaszczystymi lub mułowcowymi.

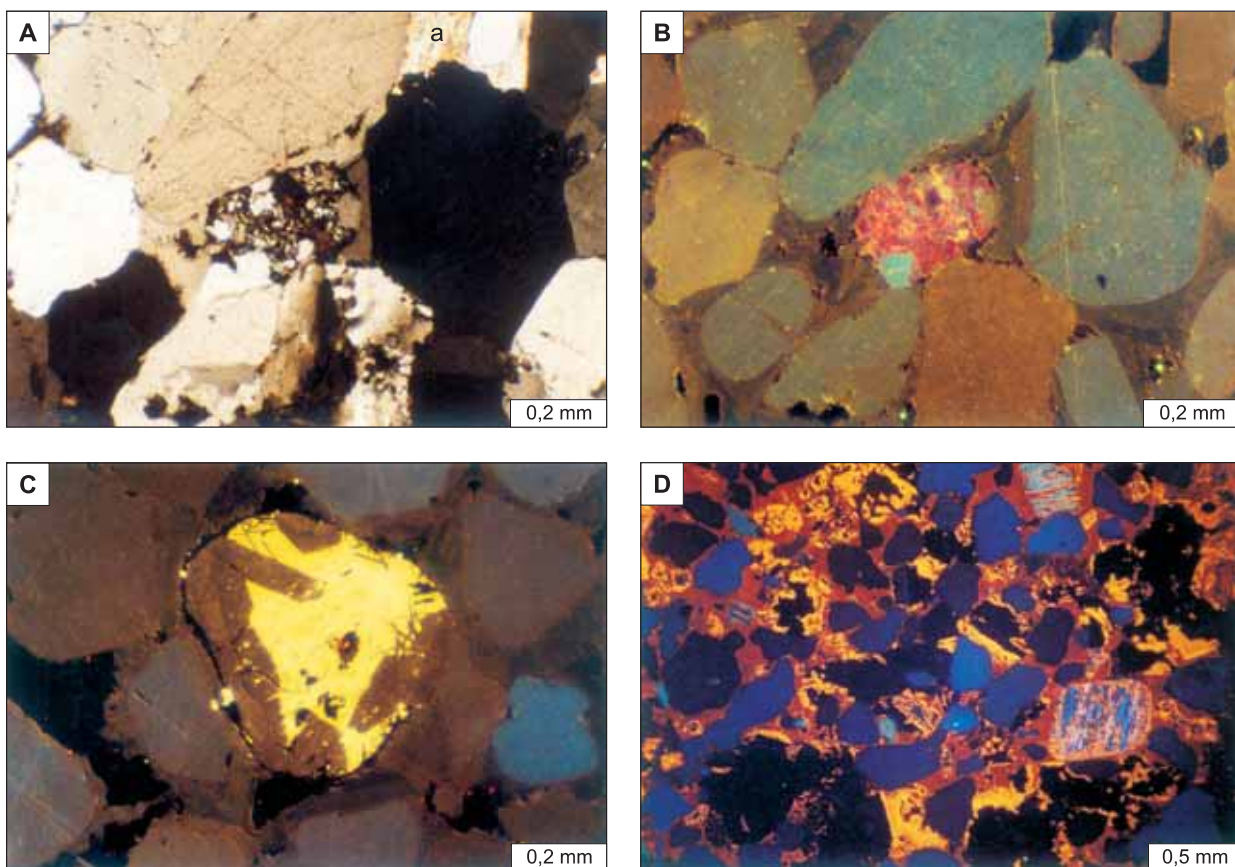


Fig. 29. A–B – obraz mikroskopowy (A – PL, nikole skrzyżowane) i katodoluminescencyjny (B – CL) węglanowego arenitu kwarcowego średnioziarnistego; w centralnej części okruszki skały wulkanicznej o czerwonej barwie CL; a – ankeryt (brak luminescencji); obfity cement kwarcowy (brązowa barwa CL); kambr dolny, głęb. 5209,0 m; C – pseudomorfoza kwarcowo (brązowa barwa CL) – apatytowa (żółta barwa CL) po skalaniu? w węglanowym arenicie kwarcowym średnioziarnistym; widoczne ślady rozpuszczania kwarcowych obwódek regeneracyjnych; kambr dolny, głęb. 5209,0 m; obraz CL; D – skarbonatyzowany arenit kwarcowy średnioziarnisty; widoczne relikty skalania potasowego (niebieska barwa CL), zastępowanego przez kalcyt oraz fosfatyzowany łyszczyk (białoszara barwa CL); ediakar, głęb. 5392,1 m; obraz CL

A–B – microscopic image (A – PL, crossed polars) and cathodoluminescent image (B – CL) of medium-grained carbonate quartz arenite; the volcanic rock fragment with red CL colour is visible in the centre; a – ankerite (non-luminescent); abundant quartz cement (brown CL colour); Lower Cambrian, depth 5209.0 m; C – quartz (brown CL colour) – apatite (yellow CL colour) pseudomorph after feldspar? in medium-grained carbonate quartz arenite; traces of dissolution of quartz overgrowths are visible; Lower Cambrian, depth 5209.0 m; CL image; D – carbonatised medium-grained quartz arenite; note relics of K-feldspar (blue CL colour) which has been replaced by calcite and phosphatised mica (white-grey CL colour); Ediacaran, depth. 5392.1 m; CL image

Piaskowce reprezentowane są w głównej mierze przez arenity kwarcowe (najczęściej typu ortokwarcytów; fig. 30A) i częściowo przez waki kwarcowe (tab. 6; fig. 31). Są to na ogół piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, rzadko średnioziarniste. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) w płycie cienkiej wynosi 0,16 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) 0,65 mm. Średnia wielkość stosunku d_{max}/d_{mf} jest nieco wyższa niż w kambrze dolnym i wynosi 4,0, ale generalnie świadczy o dobrym wysortowaniu materiału okruszowego. Należy jednak zwrócić uwagę, że wartości tego wskaźnika bywają bardzo wysokie w górnej części profilu,

gdzie wielokrotnie osiągają wielkość od 6,0 do 10,0. W piaskowcach o tak słabym stopniu wysortowania obserwuje się dobre obtoczenie ziaren, co Folk (1968) określa mianem inwersji teksturalnej typu drugiego (fig. 30B). Powyższe cechy osadu wskazują na tworzenie się go w wysokoenergetycznym środowisku morskim.

Piaskowce są bardzo dojrzałe teksturalnie i mineralogicznie. Są to w większości czyste piaskowce kwarcowe, w których ilość kwarcu dochodzi do 99,7% obj. skały (średnio 92,4%). Jest to kwarc głównie monokrystaliczny z dużym udziałem ziaren o falistym wygaszaniu światła. Niektóre

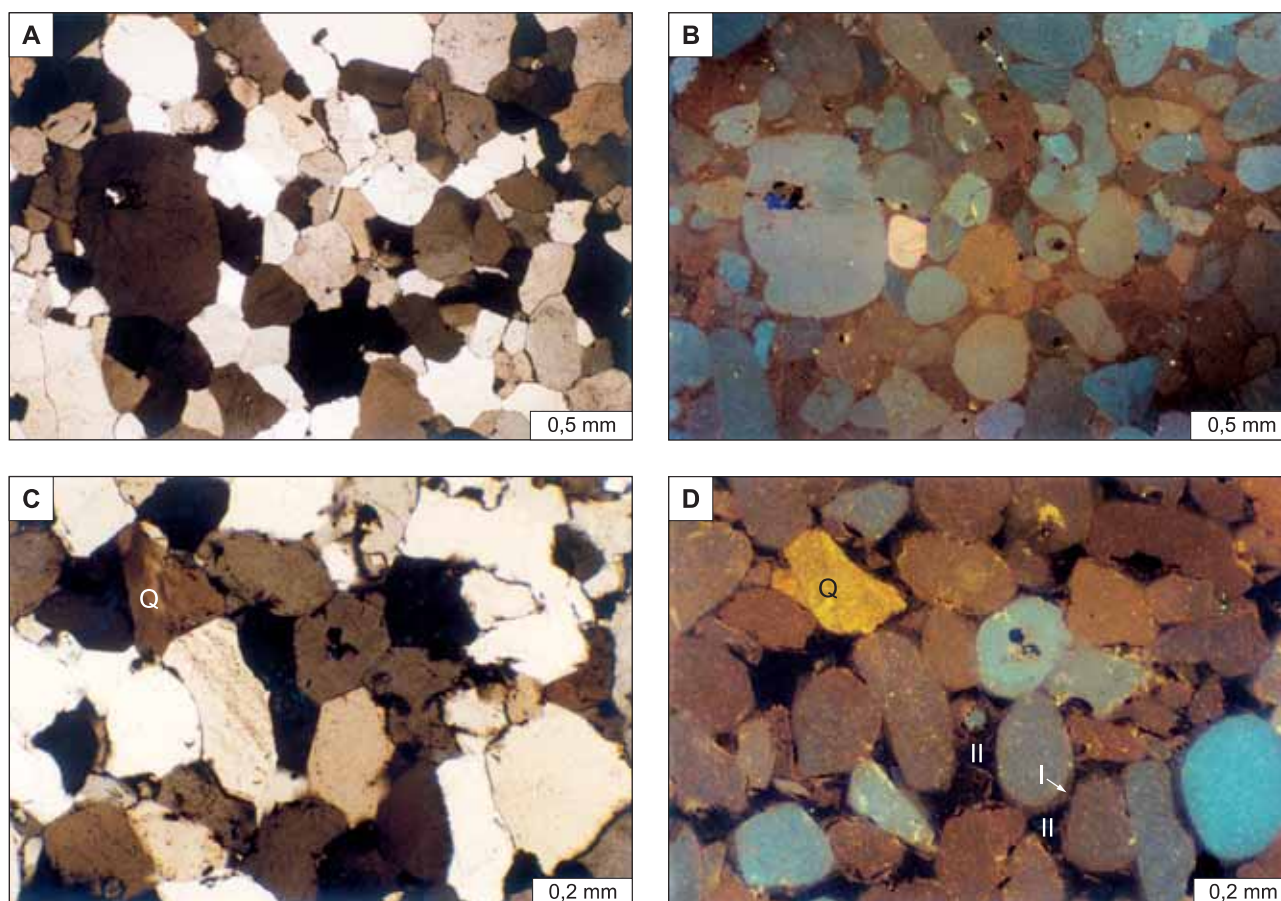


Fig. 30. A–B – obraz mikroskopowy (A – 5-PL, nikole $\times$) i katodoluminescencyjny (B – 6-CL) arenitu kwarcowego średnioziarnistego (ortokwarcytu); w CL widoczne pierwotne cechy teksturalne skały: doskonałe obtoczenie ziarn i złe wysortowanie (inwersja teksturalna typu drugiego), punktowe kontakty międzyziarnowe; kambr środkowy, głęb. 4470,3 m; C–D – obraz mikroskopowy (C – PL, nikole $\times$) i katodoluminescencyjny (D – CL) arenitu kwarcowego drobnoziarnistego (ortokwarcytu); widoczne dwie generacje cementu kwarcowego: I – starsza (brązowa barwa CL); II – młodsza (brak CL); Q – ziarno kwarcu pochodzenia hydrotermalnego; kambr środkowy, głęb. 4559,2 m

A–B microscopic image (A – PL, crossed polars) and cathodoluminescent image (B – CL) of medium-grained quartz arenite (orthoquartzite); CL image shows primary texture features: highly rounded and very poorly sorted grains (textural inversion), point grain-to-grain contacts; Middle Cambrian, depth 4470.3 m; C–D – microscopic image (C – PL, crossed polars) and cathodoluminescent image (D – CL) of fine-grained quartz arenite (orthoquartzite); two generations of quartz cement are visible: I – older one (brown CL colour); II – younger one (non-luminescent); Q – quartz grain of hydrothermal origin; Middle Cambrian, depth 4559.2 m

z nich reprezentują kwarc pochodzenia hydrotermalnego, o charakterystycznej żółtej barwie luminescencji (fig. 30C, D). Ziarna pod mikroskopem wykazują bardzo nieregularne kształty, co jest wynikiem narastania wokół nich kwarcowych obwoidek regeneracyjnych. W czystych piaskowcach widoczne są bardzo drobne puste pory pozostałe po niecałkowitym wypełnieniu ich przez cement kwarcowy. Ziarna są bardzo ściśnięte, czego dowodem są wysokie wartości wskaźnika ilości kontaktów międzyziarnowych przypadających na jedno ziarno (WIK), które wahają od 6 do 7. Obserwowane pod mikroskopem kontakty międzyziarnowe są najczęściej proste lub wklęsło-wypukłe, niekiedy zazębiające

(suturowe) (fig. 30A). Jednak w rzeczywistości, co ujawniają badania w katodoluminescencji, ziarna kwarcu są bardzo dobrze obtoczone i znacznie luźniej upakowane (niższe wartości WIK). Kontakty pomiędzy detrytycznymi powierzchniami ziaren są najczęściej punktowe, rzadko proste (fig. 30B).

Skalenie występują w śladowych ilościach, choć obserwowane pseudomorfozy ilaste wskazują, że pierwotnie było ich nieco więcej. Obecne są głównie w dolnej części kambru środkowego (maksymalnie 1,3% obj.), w postaci ziaren plagioklazów i skaleni potasowych o różnym stopniu przeobrażenia. W tym odcinku profilu częściej występują także łuszczyki. Minerale akcesoryczne obecne są we wszystkich bada-

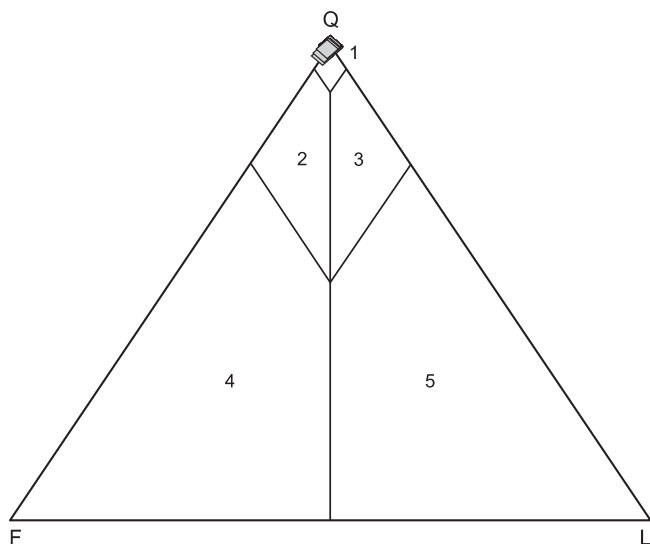


Fig. 31. Piaskowce kambru środkowego na tle trójkąta klasyfikacyjnego (Pettijohn i in., 1972)

Objaśnienia na figurze 28

Middle Cambrian sandstone classified according to classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

For explanations see Figure 28

nych piaskowcach w ilościach średnio 1,1% obj. Odnotowano obecność pojedynczych okruchów skał reprezentowanych przez czerty i piaskowce kwarcowe.

W wypreparowanej w bromoformie frakcji ciężkiej dominują minerały najbardziej odporne: cyrkon, turmalin i rutil. Średnia wartość wskaźnika ZTR jest niezwykle duża i wynosi 99,4%, co świadczy o wysokiej dojrzałości mineralogicznej frakcji ciężkiej i samych piaskowców. Wśród innych minerałów allogenicznych przezroczystych odnotowano obecność piroksenów, granatów, pojedynczych ziaren spinelu i amfibolu. Pozostałe minerały we frakcji ciężkiej to: anataz, sfaleryt, galena, zleukoksenizowane ziarna minerałów tytanowych i bardzo duża ilość pirytu.

Glaukonit występuje w dolnej części profilu w postaci drobnych owalnych ziaren, często odbarwionych, w kolorze zielonkawo szarym (fig. 32A). Jego zawartość jest niewielka i nie przekracza 4,3% obj. Minerały ilaste w arenitach obecne są w śladowych ilościach, natomiast w wachach często przekraczają 30% obj. Skład masy ilastej jest głównie illitowy z domieszką chlorytu i kaolinitu. Sporadycznie spotyka się także fosforany, substancję organiczną. W górnej części profilu odnotowano śladowe ilości kaolinitu autigenicznego, który wypełnia drobne pory w piaskowcach, natomiast w dolnej obecny jest autigeniczny chloryt.

Węglany występują głównie w dolnej części kambru środkowego (fig. 32A), wyżej pojawiają się sporadycznie. Średnia zawartość węglanów w całym profilu kambru środkowego wynosi 1,2% obj. Jedynie w części przystopowej, na granicy z utworami ordowiku (głębokość 4461,2 m), obecny jest piaskowiec bardzo bogaty w węglany (31,3% obj.) i fosforany

(3,3% obj.). Składa się z doskonale obtoczonych ziaren kwarcu „pływających” w cemencie węglanowym (dolomit żelazisty/ankeryt), a miejscami piritowym. Wszystkie ziarna mają na swojej powierzchni bardzo dobrze wykształcone otoczki fosforanowe. Niekiedy pomiędzy ziarnami widoczne są relikty substancji fosforanowej, która pierwotnie stanowiła spoiwo skały.

Pyłowce i iłowce, pod względem cech teksturalnych oraz składu mineralnego, nie różnią się od analogicznych skał kambru dolnego.

Procesy diagenetyczne

Osady kambryjskie z profilu Łopiennik IG 1 należą do tych utworów na kratonie wschodnioeuropejskim, które uległy bardzo silnemu zdiagenezowaniu i nie posiadają dobrych własności zbiornikowych. Związane jest to nie tylko z dużą głębokością pogrzebienia, ale pośrednio także z warunkami sedimentacji, dojrzałością osadu, tektoniką (Sikorska, 1998).

Zasadniczym procesem diagenetycznym, którego efekty widoczne są niemal we wszystkich próbkach piaskowców i pyłowców, jest sylifikacja. Proces ten doprowadził do utworzenia się cementu kwarcowego w postaci regeneracyjnych obwódek na ziarnach kwarcu. W skrajnych przypadkach powstały skały zbudowane niemal w całości z kwarcu (ortokwarcyty). Pod mikroskopem obserwuje się typową dla kwarcytów teksturę mozaikową, w której ziarna ściśle do siebie przylegają. W rzeczywistości, co widać na obrazach CL, ziarna są bardzo luźno upakowane (fig. 30B, D). Wskazuje to, że sylifikacja rozpoczęła się na etapie wczesnej diagenety, przy słabo zaawansowanej kompaktacji mechanicznej. W badaniach CL udało się wyodrębnić dwie generacje cementu kwarcowego (fig. 30D) świadczące o dwóch etapach sylifikacji. Na zdjęciach ze skaningowego mikroskopu elektronowego widać, narastający do środka wolnej przestrzeni międzyziarnowej neogeniczny kwarc, tworzący kompromisowe granice (compromise boundaries) – naprzeciwległe autigeniczne ściany dopasowują się do siebie w czasie wzrostu regeneracyjnych obwódek kwarcowych (fig. 33). Proces sylifikacji, mimo że tak intensywny, nie doprowadził do całkowitego zamknięcia por. Pozostałe drobne wolne przestrzenie nie tworzą niestety sieci połączonych ze sobą porów i nie mają istotnego znaczenia dla przepływu fluidów. Negatywny wpływ na przepuszczalność piaskowców ma obecność diagenetycznego illitu, a w szczególności jego włóknistej formy tworzącej tzw. mostki w przestrzeniach międzyziarnowych.

Oddziaływanie kompaktacji mechanicznej (ściśle upakowanie ziaren) ograniczone było przez wczesny cement kwarcowy, który usztywniał szkielet ziarnowy skały, co z kolei powodowało pękanie ziaren kwarcu. Na obrazach CL widoczne są w ziarnach spękania kompaktacyjne zabliźnione autigenicznym kwarcem (fig. 32B).

W czasie późnej diagenety, gdy osady zostały pograżone na znaczną głębokość (poniżej 1 km), istotną rolę zaczęła odgrywać kompaktacja chemiczna (Sikorska, 1998). Jest to proces

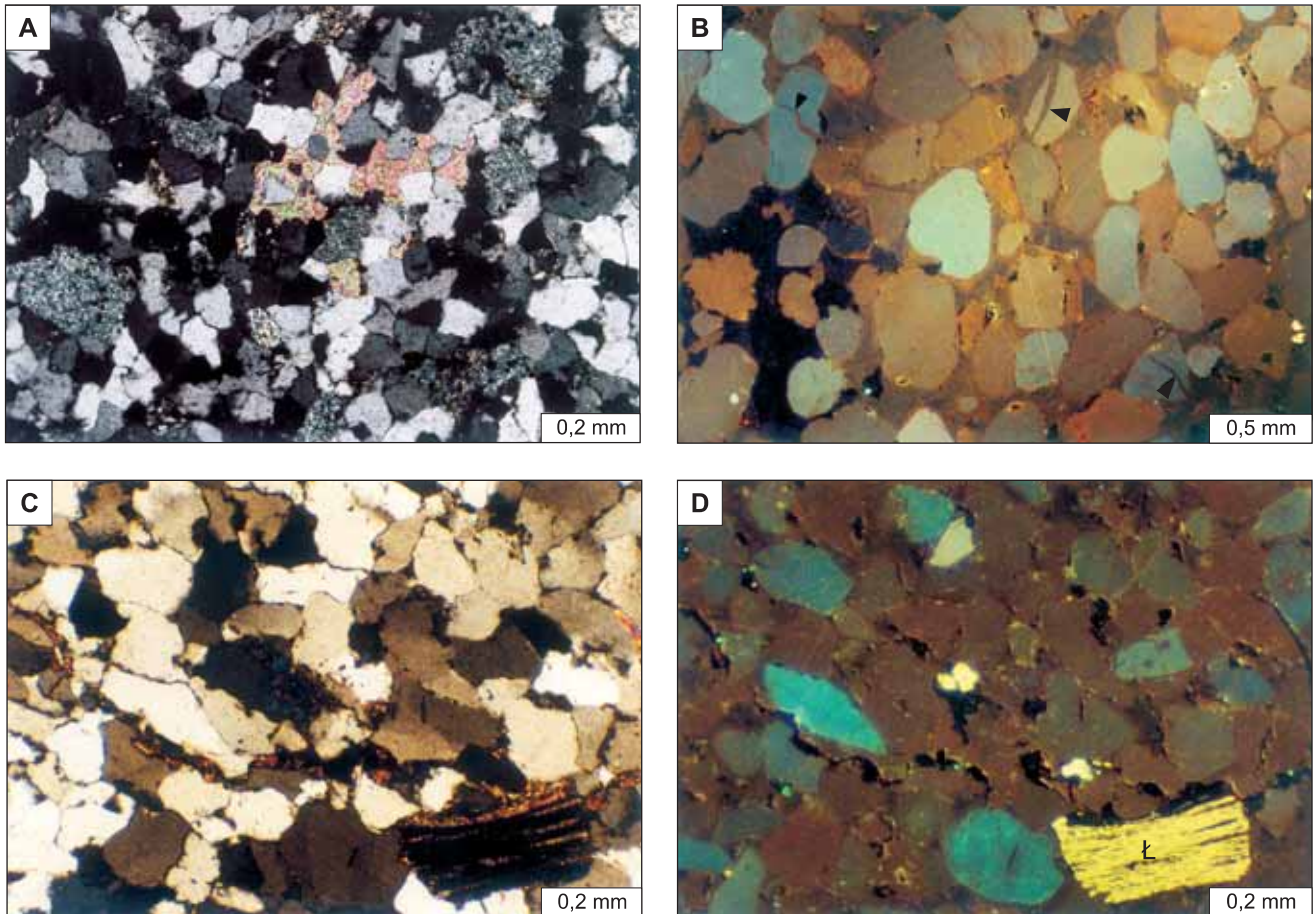


Fig. 32. **A** – waka kwarcowa bardzo drobnoziarnista z cementem węglanowym i glaukonitem o szarzielonej barwie; kambr środkowy, głęb. 4724,9 m; obraz PL, nikole $\times$; **B** – węglanowy arenit kwarcowy średnioziarnisty z cementem kwarcowym (brązowa i ciemnobrunatna barwa CL) i ankerytowym (brak luminescencji); widoczne zabliźnione spękania kompakcyjne (strzałki) w ziarnach kwarcu; kambr dolny, głęb. 5209,0 m; obraz CL; **C–D** – obraz mikroskopowy (**C** – PL, nikole $\times$) i katodoluminescencyjny (**D** – CL) arenitu kwarcowego drobnoziarnistego (ortokwarcytu); widoczne ślady rozpuszczania (kompakcja chemiczna) na kontaktach ziarn i wzdłuż powierzchni mikrostylolitowych; Ł – sfosfatyзовany łyszczyk; kambr dolny, głęb. 5105,1 m

A – very fine-grained quartz wacke with carbonate cement and grey-green glauconite; Middle Cambrian, depth 4724.9 m; PL image, crossed polars; **B** – medium-grained carbonate quartz arenite with quartz cement (brown and very dark-brown CL colour) and ankerite cement (non-luminescent); healed compaction fractures (arrows) in quartz grains are visible; Lower Cambrian, depth 5209.0 m; CL image; **C–D** – microscopic image (**C** – PL, crossed polars) and cathodoluminescent image (**D** – CL) of fine-grained quartz arenite (orthoquartzite); traces of dissolution (chemical compaction) at grain contacts and along microstylolites; Ł – phosphatised mica; Lower Cambrian, depth 5105.1 m

rozpuszczania kwarcu pod wpływem wzrastającej temperatury oraz ciśnienia skał nadległych. Rozpuszczanie zachodzi na kontakcie pojedynczych ziaren (lub ich obwódki regeneracyjnych) oraz wzdłuż powierzchni mikrostylolitowych (fig. 32C, D). Uwolniona w tym procesie krzemionka krystalizuje w wolnych jeszcze przestrzeniach porowych, powodując dalszy rozwój regeneracyjnych obwódek kwarcowych.

W piaskowcach kambru dolnego odnotowano obecność pseudomorfoz kwarcowych po częściowo lub całkowicie zastąpionych ziarnach skaleni i glaukonitu.

Karbonatyzacja badanych osadów obserwowana była w połowie analizowanych próbek piaskowców i pyłowców. Szczególnie intensywnie występuje w, opisaną wcześniej,

stropowej (głęb. 4461,2 m) i przyspagowej próbce (głęb. 5392,1 m) piaskowców. W pierwszej z nich cement jest ankerytowy, natomiast w drugiej kalcytowy. Badania CL ujawniły obecność dwóch faz kalcytowych: żelazistej (brązowo-pomarańczowa barwa CL) tworzącej „spoiwo” skały i manganowej (żółta barwa CL) występującej w pseudomorfozach (fig. 29D). Kalcyt zastępuje ziarna kwarcu, skaleni oraz glaukonit i łyszczyki, które dodatkowo uległy częściowej fosfatacji (fig. 32C, D). Ankeryt występuje także w dolnej części profilu, gdzie odnotowano obecność charakterystycznej barokowej odmiany, typowej dla późno-diagenetycznego dolomitu/ankerytu.

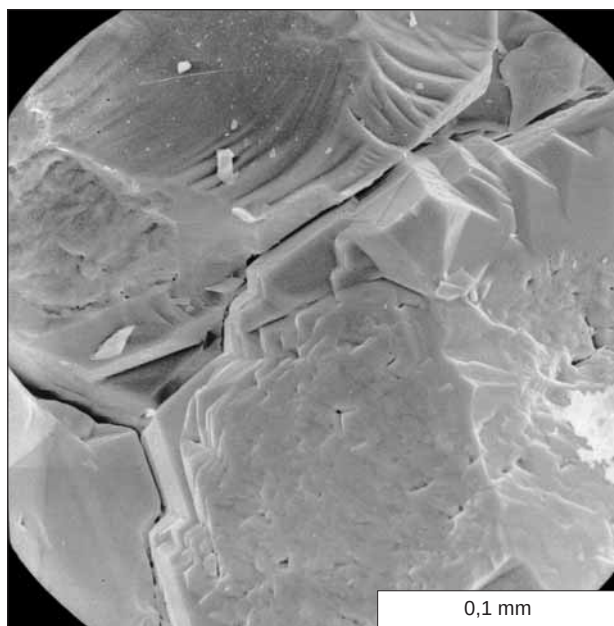


Fig. 33. Kompromisowe granice pomiędzy ziarnami kwarcu, utworzone przez narastające obwódki regeneracyjne na sąsiadujących ze sobą ziarnach

Kambr środkowy, głęb. 4465,6 m; obraz z mikroskopu elektronowego (SE)

Compromise boundaries between authigenic quartz overgrowths growing on neighbouring quartz grains

Middle Cambrian, depth 4465.6 m; SEM image

W przyspągowej części profilu widoczne są ślady bardzo intensywnej chlorytyzacji. Obserwuje się pseudomorfozy chlorytowe po glaukonicie, schlorytyzowane łyszczyki i częściowo skalenie.

Wśród minerałów diagenetycznych odnotowano także obecność glaukonitu, kaolinitu, pirytu framboidalnego (fig. 34) oraz tworzącego cement, apatytu (fig. 29C), anatazu.

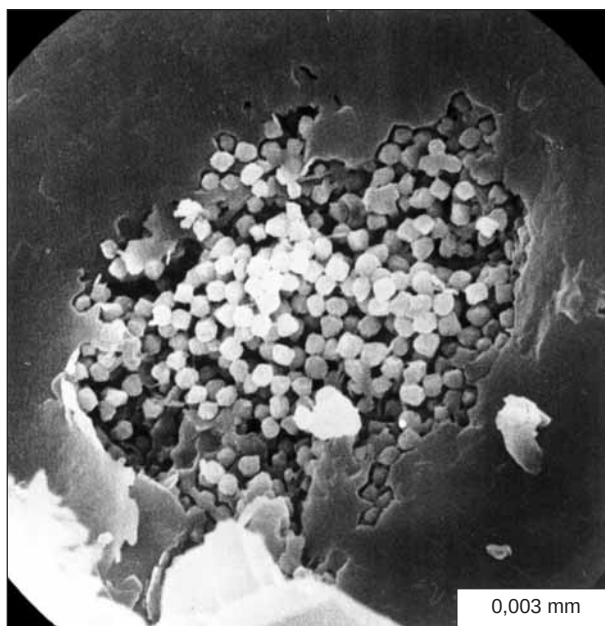


Fig. 34. Piryt framboidalny otoczony cementem kwarcowym

Kambr dolny, głęb. 4967,5 m; obraz z mikroskopu elektronowego (SE)

Framboidal pyrite enclosed with quartz cement

Lower Cambrian, depth 4967.5 m; SEM image

W czasie diagenetyzacji badanych skał procesy rozpuszczania nie były intensywne i nie doprowadziły do powstania wtórnej porowatości istotnej dla własności zbiornikowych. Ślady rozpuszczania widoczne są na ziarnach skałeni oraz w cementie kwarcowym (fig. 29C).

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Osady ordowiku w otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 według pomiarów geofizycznych występują na głębokości 4327,5–4463,0 m (135,5 m), według prób rdzeniowych – od głębokości około 4331 do 4461,2 m (130,2 m). Zdecydowana większość ich profilu (ponad 90%) została przewiercona z ciągłym poborem próbek rdzeniowych. Bezrdzeniowo odwiercono jedynie odcinek 4392,2–4404,7 m o miąższości 12,5 m. Częściowo nie uzyskano próbek rdzeniowych z kontaktu osadów ordowiku i syluru (marsz 4331,0–4331,6 m).

Zapis stratygraficzny sekwencji ordowickiej w profilu Łopiennik IG 1 tworzą datowane paleontologicznie osady od tremadoku dolnego po aszgil górny włącznie.

Głębokości występowania i miąższość osadów poszczególnych ogniw stratygraficznych ordowiku określono na podstawie pomiarów geofizycznych i prób rdzeniowych. Wartości pomiarów geofizycznych są przesunięte względem danych wiertniczych o około 2,0–3,0 m.

Tremadok

Osady tremadoku wyróżniono na głębokości 4420,0–4463,0 m według pomiarów geofizycznych i głębokości 4416,8–4461,2 m według próbek rdzeniowych. Są one reprezentowane przez datowane paleontologicznie osady tremadoku dolnego oraz być może przez osady tremadoku górnego (?).

Tremadok dolny został wyróżniony na podstawie próbek rdzeniowych na głębokości 4416,8–4461,2 m. Jego osady zalegają na nierównej, rozmytej powierzchni stropowej piaskowców kambru środkowego. Ich profil rozpoczyna cienka (0,2 m), transgresyjna warstwa zlepieńca podstawowego, przechodząca ku górze w średnioziarnisty piaskowiec kwarcowy (Lendzion i in., 1979; Szymański, 1998).

Wyżej występuje jednolicie wykształcony kompleks piaskowcowo-ilty zbudowany z piaskowców kwarcowych, głównie drobno- i bardzo drobnoziarnistych, szarych i jasnoszarych, gęsto i nierównomiernie, przewarstwionych cienkimi wkładkami i laminami bezwapiennych skał iltowych. Są to iltowce i iltowce mulaste szare i ciemnoszare. Sporadycznie spotyka się subakwalne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, którym czasem towarzyszą cienkie wkładki zlepieńców śródformacyjnych. W górnej części pakietu pojawiają się cienkie wkładki skał węglanowych – głównie zrekrytalizowanych zapiaszczonych sprytów wapiennych.

W osadach reprezentujących tremadok dolny stwierdzono niezbyt liczny materiał paleontologiczny o fragmentarycznym stanie zachowania: ramienionogi *Obolus* cf. *apollinis* Eichwald, *Lingulella* sp., skorupiaki Phyllocarida i bliżej nieoznaczalne małżoraczki (Lendzion i in., 1979). Z zespołu tego jedynie obecność taksonu *Obolus* cf. *apollinis* Eichwald pozwala na wyciągnięcie wniosków stratygraficznych, ponieważ gatunek ten uznawany jest powszechnie jako wskaźnikowy dla osadów tremadoku dolnego – piętra pakerort.

Na udokumentowanych paleontologicznie osadach tremadoku dolnego leży niejednorodny litologicznie pakiet (głęb. 4416,8–4419,3 m według próbek rdzeniowych) skał iltowo-węglanowych, które prawdopodobnie reprezentują ekwiwalenty tremadoku górnego – bałtyckiego piętra varangu (Lendzion i in., 1979; Szymański, 1998). Są to ciemnoszare iltowce, iltowce mulaste i mułowce, wyraźnie laminowane, partiami nieco bitumiczne. Jako przewarstwienia w pakiecie iltowców i mułowców występują cienkie laminy jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych typu arenitów kwarcowych oraz wkładki i soczewki skał węglanowych, głównie intensywnie zrekrytalizowanych grubokrystalicznych, szarych sparytów wapiennych. W spągu pakietu występuje cienka warstewka spirytyzowanego zlepieńca bazalnego.

W osadach domniemanego tremadoku górnego, poza nieoznaczalnymi fragmentami rabdozomów graptolitów, nie stwierdzono oznaczalnych fragmentów makrofauny. Ich pozycja w przystropowej części sekwencji tremadockiej i charakter litologiczny pozwalają przypuszczać, że mogą one reprezentować tremadok górny – piętro varangu i można je korelować z tzw. łupkami bryograptusowymi północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego (Szymański, 1973, 1984), określanymi obecnie jako górna część formacji iltowców bitumicznych z Białowieży (Modliński, Szymański, 2007)

Arenig

Osady arenigu występują na głębokości 4417,5–4420,0 m według pomiarów geofizycznych oraz na głębokości 4414,6–4416,8 m według próbek rdzeniowych. Ich sekwencja tworzy najniższą część formacji wapieni Uherki (Modliński, 1984).

Zapis litologiczny arenigu rozpoczyna warstwa transgresyjna o miąższości 0,3 m ułożona niezgodnie na rozmytej, nierównej powierzchni osadów tremadoku, złożona z zlepieńca piaszczystego przechodzącego w zlepieniec przepelniony glaukonitem, a następnie w wapień marglisty (0,1 m), ciemnoszary, laminowany ciemnoszarym iltowcem. Zlepienie i wapień margliste reprezentują zapewne ekwiwalenty arenigu dolnego, tj. regionalnego piętra bałtyckiego latorp.

Wyżej występują wapień margliste, ciemnoszare i szare, miejscami z odcieniem brunatnym i licznymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych (1,7 m). W wapieniach zidentyfikowano liczne fragmenty pancerzy trylobitów z rodzajów *Megistaspis* i *Symphysurus* oraz bezzawiasowe ramienionogi *Conotreta* sp. Zarówno położenie w profilu, jak i obecność licznych szczątków trylobitów, zwłaszcza z rodzaju *Megistaspis* sp., pozwala przyporządkować omawiane wapień do arenigu górnego, odpowiadającego bałtyckiemu piętru volkhov.

Lanwirn

Do lanwirnu zaliczono osady występujące według pomiarów geofizycznych na głębokości 4402,0–4417,5 m, które w kategoriach litostratygraficznych reprezentują środkową część formacji wapieni Uherki. Są to wapień organodetrytyczne i margliste, miejscami zrekrytalizowane, szare i jasnoszare, w dole szarobrunatne i szaroróżowe z nielicznymi, cienkimi, nieregularnymi przerostami ciemnoszarych iltowców. W wapieniach obserwuje się, zwłaszcza w niższej części ich sekwencji, liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych oraz sporadycznie wkładki wapiennych zlepieńców śródformacyjnych. Część najwyższa kompleksu wapieni (głęb. 4402,0–4404,7 m) została przewiercona bez pobierania próbek rdzeniowych.

Szczątki fauny w wapieniach są nieliczne i źle zachowane. W niższej części pakietu zidentyfikowano jedynie trylobity *Megistaspis* sp. i *Nileus* sp., natomiast w części wyższej – cystoidy *Echinospaerites* sp. Z korelacji litostratygraficznej z innymi profilami ordowiku Lubelszczyzny można przyjąć, że ta część formacji wapieni Uherki odpowiada bałtyckim piętrům od kunda po uhaku.

Karadok

Osady karadoku według pomiarów geofizycznych wyróżniono na głębokości 4348,0–4402,0 m. Ich sekwencja obejmuje najwyższą część formacji wapieni Uherki, formację iltowców Udala oraz niższą część formacji wapieni z Kodeńca (Modliński, 1984).

Najwyższa część formacji wapieni Uherki (głębokości 4400,0–4402,0 m według pomiarów geofizycznych) została przewiercona bez rdzeniowo. Są to wapień z wkładkami

margli i iłowców. Ich sekwencja może być zaliczona do najniższego karadoku, tj. odpowiada bałtyckiemu piętru kukruse.

Zalegająca wyżej formacja iłowców Udala (głębokość 4349,0–4402,0 m według pomiarów geofizycznych) jest reprezentowana przez iłowce wapniste i iłowce ciemnoszare i szare z nielicznymi wkładkami i soczewkami wapieni marglistych i margli. W innych profilach regionu lubelskiego formacja ta zaliczana jest ogólnie do karadoku; w profilu Łopiennik IG 1 obejmuje prawdopodobnie osady nadbałtyckich pięter od wyższego kukruse po niższą część vormsi (Modliński, 1984). W kompleksie iłowców formacji Udala stwierdzono szczątki graptolitów, brachiopodów zawiasowych i bezzawiasowych, trylobitów, ślimaków. Jedynie w środkowej części kompleksu napotkano faunę pozwalającą na precyzyjne datowanie osadów. Zidentyfikowano tu m.in. graptolity: *Dicranograptus clingani* Carruthers, *Amplexograptus vasae* Tullberg, *Climacograptus bicornis* (Hall) i *Orthograptus calcaratus tenuicornis* Elles et Wood. Zespół oznaczonych form jednoznacznie wskazuje na obecność ekwiwalentów poziomu *Dicranograptus clingani*, odpowiadającego wyższej części bałtyckiego piętra keila oraz piętrům oand–rakvere.

Najwyższa część profilu karadoku (głęb. 4348,0–4349,0 m według pomiarów geofizycznych) jest wykształcona w postaci osadów marglisto-wapiennych, reprezentujących niższą część formacji z Kodeńca. Są to margle i wapienie margliste, szare w górze z licznymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych. W marglach i wapieniach marglistych, poza fragmentami pancerzy dużych trylobitów nie stwierdzono oznaczanych fragmentów makrofauny. Ta część profilu formacji z Kodeńca odpowiada zapewne najwyższemu karadokowi równowiekowemu niższej części bałtyckiego piętra vormsi (Modliński, 1984).

Aszgil

Osady aszgilu według pomiarów geofizycznych wyróżniono na głębokości 4327,5–4348,0 m. Ich sekwencja reprezentuje wyższą część formacji wapieni z Kodeńca oraz formację margli Tyśmienicy.

Wyższa część formacji z Kodeńca (głęb. 4345,0–4348,0 m wg pomiarów geofizycznych) to wapienie, wapienie organodetrytyczne i wapienie margliste szare i jasnoszare, miejscami o odcieniu różowym lub brunatnym z wkładkami ciemnoszarych margli i iłowców wapnistych. Na głębokości około 1,65 i 2,00 m od stropu jednostki obserwuje się wyraźne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych. W osadach wyższej części formacji z Kodeńca stwierdzono trylobity *Illaeus* sp., *Panderia* sp., *Tretaspis* sp. oraz fragmenty liliowców. Osady te zaliczyć można do wyższej części regionalnego piętra bałtyckiego vormsi i piętra pirgu.

Formacja margli Tyśmienicy (głęb. 4327,5–4345,0 m według pomiarów geofizycznych) jest wykształcona w postaci margli i margli ilastych, ciemnoszarych i szarych z wkładkami wapieni marglistych. Zespół stwierdzonych skamieniałości tworzą: trylobity *Mucronaspis* sp., *Proetus* sp. i brachiopody: *Platymena* cf. *polonica* Temple, *Eostropheodonta* sp., *Plactatrypa* sp., *Orbiculoidea* sp. Ich spektrum wskazuje,

że są to osady aszgilu górnego, odpowiadającego globalnemu piętru hirnant, któremu w regionalnym podziale bałtyckim odpowiada piętro porkuni.

Uwagi o paleogeografii

Profil ordowiku otworu Łopiennik IG 1 jest reprezentowany przez osady dwu transgresywno-regresywnych cykli sedimentacyjnych. Z cykli tych pierwszy obejmuje głównie zlepieńcowo-piaszczysto-ilaste osady tremadoku; drugi – serie wapienno-marglisto-ilastą pozostałego ordowiku (arenig–aszgil). Obliczony dla profilu osadów arenig–aszgil współczynnik węglanowości, obrazujący stosunek wapieni do wszystkich pozostałych składników litologicznych profilu, wynosi 0,38, natomiast stosunek margli do iłowców wynosi 0,35 (Modliński, 1982). Z relacji ilościowych (miąższościowych) komponentów litologicznych profilu wynika, że odpowiada on tzw. konfacji centralno-bałtycko-skandynawskiej według schematu zaproponowanego przez V. Jaassona (1976). Konfacja ta reprezentuje wewnętrzne partie ordowickiego paleobasenu bałtyckiego. Z kolei, miąższość osadów arenigu–aszgilu, wynosząca powyżej 90 m, sytuje omawiany profil w planie paleotektonicznym ordowiku w obrębie obniżonej jednostki paleostrukturalnej, określanej mianem tzw. obniżenia chełmskiego (Modliński, 1982).

Zasady stratygrafii systemu ordowickiego

Jako wzorzec klasyfikacji i nomenklatury stratygraficznej systemu wykorzystano zalecane ustalenia Zasad polskiej klasyfikacji... (1975) oraz przepisy nowego polskiego kodeksu stratygraficznego (Racki, Narkiewicz, 2006). W charakterze skali chronostratygraficznej przyjęto aktualny podział rangi formalnego standardu globalnego rekomendowanego przez Podkomisję Stratygrafii Systemu Ordowickiego (International Subcommission on Ordovician Stratigraphic Classification – ISSC) (Cooper, Sadler, 2004; Webby i in., 2004) z późniejszymi korektami (Bergström i in., 2000, 2004, 2006a, b; Webby i in., 2004; Finney, 2005) oraz dwa podziały o statusie skal regionalnych. Są to: klasyczny podział brytyjski (Fortey i in., 1995; Webby, 1998; Webby i in., 2004) oraz podział bałtycki (bałtoskański) autorstwa Loydella i in. (1998), Nölvaka (1999a, b), Loydella, Nestora (2005) i Nölvaka i in. (2006), uwzględniający specyfikę regionalną rodzimych profili systemu.

Standard międzynarodowego podziału systemu ordowickiego tworzą trzy podstawowe jednostki chronostratygraficzne o randze serii, w obrębie których wyróżnia się łącznie 7 jednostek rangi piętra globalnego. Są to następujące piętra globalne: w dolnej serii systemu – tremadok i flo; w serii środkowej – daping i darriwil; w serii górnej – sandb, kat i hirnant. Za holostatotypy poszczególnych pięter przyjęto: pierwszego z pięter (tremadok) – profil Green Point w Kanadzie; drugiego (flo) – profil Diabasbrattet w południowej Szwecji; trzeciego (daping) profil Huangnitang w południowych Chinach; czwartego (darriwil) – profil Fågelsång w południowej Szwecji; piątego (sandb) – profil Black Knab Ridge w Oklahomie,

Zasadnicze elementy korelacji regionalnego podziału bałtyckiego z międzynarodowymi jednostkami formalnymi rangi serii i pięter standardu globalnego wzorowano na ostat-

Szacunki ordowickich wieków izotopowych (geochronologicznych) podano według Gradsteina i in. (2004), stosując zasadę przyjmowania raczej umiarkowanych niż ekstremalnych spośród możliwych wielkości (fig. 35).

[illegible]

1 – skańskie poziomy graptolitowe (Cooper, Lindholm, 1991; Lindholm, 1991); 2 – północnoatlantyckie poziomy i podpoziomy konodontowe; 3 – bałtykańskie poziomy i podpoziomy Chitinozoa (Nødvak, 1999a, b; Nødvak i in., 2006); 4 – według Grandsteina i in. (2004)

1 – Scanian graptolite zones (Cooper, Lindholm, 1991; Lindholm, 1991); 2 – North Atlantic conodont zones and subzones; 3 – Baltoscandian Chitinozoan zones and subzones (Nölvak, 1999a, b; Nölvak *et al.*, 2006); 4 – według Grandsteina i in. (2004)

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA OSADÓW ORDOWIKU

W osadach ordowiku otworu Łopiennik IG 1 w toku badań petrograficznych wyróżnione zostały następujące litofacje: zlepieńcowa, glaukonitowa, węglanowo-ilasta i ilasta.

Litofacja zlepieńcowa

W otworze Łopiennik IG 1 litofacja ta występuje w arenie, jako skała brekcjowo-zlepieńcowa. Poziom ten był w badaniach petrograficznych reprezentowany przez próbki z głębokości 4416,7 i 4416,5 m. W płycie cienkiej wykonanej z próbki spągowej (fig. 36A) stwierdzono występowanie następujących fragmentów skalnych:

- brunatnoszarej skały fosforanowej o smużystym rozmieszczeniu zabarwienia, nie wykazującej obecności materiału detrytycznego;
- jasnobrunatnej skały fosforanowej, bez widocznego materiału detrytycznego;
- mułowca piaszczystego o uziarnieniu do 0,08 mm, o bazalnym spoiwie fosforanowym;
- mułowca piaszczystego o uziarnieniu do 0,08 mm i o spoiwie fosforanowym, stykowym; zawiera on także nieco detrytycznego muskowitu;

- brunatnej skały fosforanowej, zawierającej luźno rozmieszczone okruchy mułowca, także o spoiwie fosforanowym oraz ziarna kwarcu frakcji piaszczystej (do 0,5 mm). Skała ta wykazuje ślady odszkleńcia i głębokie spękania w podstawowej masie fosforanowej.

Na masę wypełniającą tej skały składają się głównie ziarna węglanowe, stanowiące pseudomorfozy po obficie pierwotnie występującym glaukonicie, niewielka ilość bardzo jasnozielonego glaukonitu, częściowo zastąpionego romboedrami węglanowymi, pojedyncze ziarna obtoczonego kwarcu frakcji piaszczystej (do 0,5 mm) i spoiwo ilaste.

W próbce z głębokości 4416,5 m, pochodzącej ze stropowej partii opisywanego poziomu brekcjowo-zlepieńcowego stwierdzono występowanie dwóch graniastych okruchów jasnobrunatnej skały fosforanowej, wewnątrz z otoczkami mułowca fosforanowego, podobnie jak w partii spągowej. Masa wypełniająca opisywanej skały ma skład i strukturę zmienne: są to bądź partie węglanowe (dolomitowo-kalcytowe, tab. 7), bądź pelityczne, ilaste i ilasto-fosforanowe, lokalnie ze skupieniami węglanowymi stanowiącymi nagromadzenia pseudomorfoz po glaukonicie z relikami bardzo bladej glaukonitu.

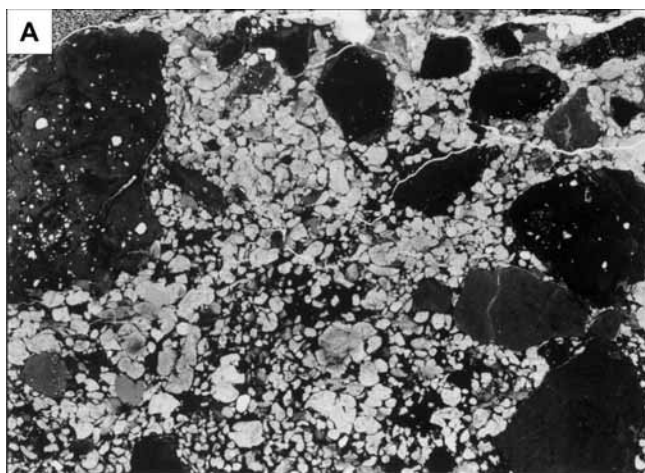


Fig. 36. A – zlepieniec; widoczne otoczki i okruchy skał fosforanowych oraz pseudomorfozy węglanowe po glaukonicie w masie wypełniającej; arenig, głęb. 4416,7 m, bez analizatora, $\times 9$; B – otoczek śródformacyjny biomikrytu z przekrojem przez okruh trylobita w dysmikrycie zailonym; arenig, głęb. 4416,4 m, bez analizatora, $\times 26$; C – glaukonit, częściowo zastąpiony romboedrami węglanowymi; arenig, głęb. 4416,4 m, nikole skrzyżowane, $\times 26$

A – conglomerate; visible are pebbles and fragments of phosphate rocks as well as carbonate pseudomorphs after glauconite in the matrix; Arenigian, depth 4416.7 m, one nicol, $\times 9$; B – intraformational biomicrite pebble with section across a trilobite fragment in marly dismicrite; Arenigian, depth 4416.4 m, one nicol, $\times 26$; C – glauconite partly replaced by carbonate rhombohedrons; Arenigian, depth 4416.4 m, crossed nicols, $\times 26$

Tabela 7

Zawartości kalcytu, dolomitu i części nierozpuszczalnych w HCl skał węglanowych ordowiku

Contents of calcite, dolomite and parts insoluble in HCl from the Ordovician carbonate sediments

Głębokość	Kalcyt	Dolomit	Części nierozpuszczalne w HCl
[m]	[% wag.]		
4416,5	20,81	33,72	23,56
4416,4	31,99	31,34	19,20
4416,0	70,63	10,46	13,96
4415,5	74,15	10,34	11,64
4415,1	56,00	12,99	23,92
4414,4	86,70	8,92	1,80
4414,2	85,77	11,30	1,12
4413,7	89,55	8,51	1,45
4413,2	79,66	15,56	2,72
4412,9	87,64	9,24	2,72
4411,7	79,15	14,87	5,48
4410,6	77,72	15,65	4,64
4410,4	67,62	13,27	15,72
4408,9	81,90	11,44	4,48
4406,7	86,18	12,31	1,64
4406,3	85,34	11,35	2,84
4404,7	82,32	12,76	3,56
4352,8	70,22	7,78	20,24
4347,9	76,02	8,28	12,76
4347,0	89,18	8,19	19,20
4346,6	90,37	8,46	2,56
4346,2	87,64	9,24	3,04

Litofacja glaukonitowa

W profilu otworu Łopiennik IG 1 litofacja glaukonitowa jest reprezentowana jedynie przez poziom skały wapienno-dolomitowej z glaukonitem (próbka z głęb. 4416,4 m), występujący w nadkładzie spągowego zlepieńca. Opis tej skały podano w rozdziale dotyczącym litofacji węglanowo-ilastej.

Litofacja węglanowo-ilasta

W otworze Łopiennik IG 1 litofacja węglanowo-ilasta pojawia się – analogicznie do innych profili ordowiku we wschodniej i północno-wschodniej Polsce – w stropie dolnego poziomu zlepieńcowo-glaukonitowego, należącego do arenigu. W bezpośrednim nadkładzie tego poziomu są to ciemnoszare dysmikryty wapienno-dolomityczne, zailone,

złożone z partii skały o różnej wielkości kryształów (próbka z głęb. 4416,4 m), a ich struktura przypomina struktury biogenicznych ordowickich wapieni z arenigu otworów Stądniki IG 1 i Wrotnów IG 1, jednak struktury te w skałach omawianego profilu są w znacznym stopniu zatarte.

Widoczne są tu także liczne powierzchnie rozmywania, a także otoczaki śródformacyjne (fig. 36B) średnicy około 3,0 mm w płycie cienkiej, a makroskopowo w rdzeniu także większe. Skały te w strefie przylegającej do powierzchni rozmywania zawierają bardzo liczny glaukonit, tworzący znacznie wydłużone ziarna (długości dochodzącej do 1,2 mm). Większość z nich jest jednak całkowicie lub częściowo zastąpiona epigenetycznymi pseudomorfozami węglanowymi (fig. 36C), z pozostawieniem relików glaukonitu. Kontury przekrojów tych ziaren w płycie cienkiej zaznaczone są zwykle powłokami wodorotlenków żelaza. Glaukonit ten jest barwy bardzo jasnozielonej. Pewna liczba ziaren

glaukonitu występuje także w ilastych powłokach pokrywających powierzchnię rozmywania skały.

Powyżej opisanego poziomu występuje seria ciemnoszarych biomikrytów nieco dolomitycznych, zailonych, należących również do arenigu, a reprezentowanych przez próbki z głębokości 4416,0–4415,1 m. Składają się one z szarego tła afanitowego i licznych tkwiących w nim węglanowych fragmentów organicznych, spośród których zidentyfikowano trylobity (fig. 37A) i mszywioly. Fragmenty te występują bardzo licznie, ale rozmieszczone są nierównomiernie. W płytkach cienkich tych skał zaobserwowano także cienkie, rozgałęzione powłoki na powierzchniach rozmywania, czasem bardzo licznie występujące (próbka z głęb. 4415,1 m, fig. 37B). Niektóre próbki reprezentujące tę serię wykazują nierównomierne plamiste zażelazienie (próbka z głęb. 4415,1 m).

Wyżej w profilu ordowiku otworu Łopiennik IG 1 występuje kompleks skał sparytowych, dość jednak zróżnicowa-

nych. W spagu (lanwiri) są to biosparyty przepełnione fragmentami organicznymi (próbka z głęb. 4414,4 m). Zauważono tu otoczek śródformacyjny średnicy 5,0 mm oraz powierzchnię rozmywania, pokrytą stosunkowo grubą powłoką ciemnej substancji, prawdopodobnie zawierającą substancję organiczną.

W nadkładzie tej skały występuje zrekrytalizowany biosparyt typu mozaikowego, wielkości kryształów przeciętnie 0,5–1,3 mm, zawierający pojedyncze relikty fragmentów szkarłupni o charakterystycznych strukturach porowatych.

Próbki z głębokości 4413,7–4404,7 m (lanwiri) reprezentują podobne mozaikowe sparyty, niekiedy dolomityczne, powstałe w wyniku rekrytalizacji węglanowych szczątków organicznych. Widoczne są w nich fragmenty pochodzenia organicznego, np. okruchy szkarłupni o porowatej strukturze, obrośnięte epigenetycznymi węglanami, przezroczystymi w płytce cienkiej, i „uzupełnione” do romboedrow, zażę-

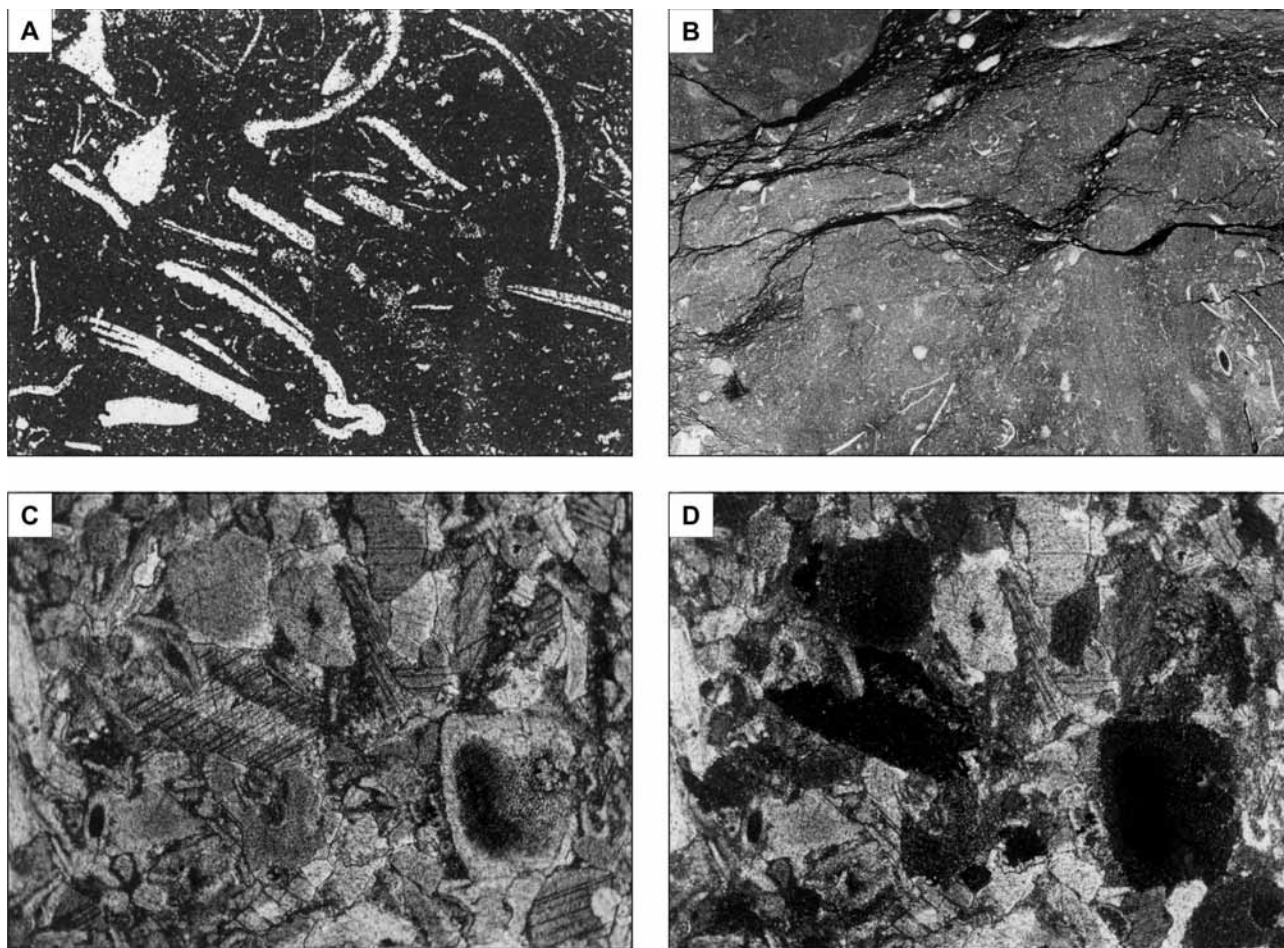


Fig. 37. **A** – struktura biomorficzna w biomikrycie; widoczne przekroje przez szczątki trylobitów; arenig, głęb. 4415,5 m, bez analizatora, $\times 26$; **B** – powłoki ilaste na powierzchniach rozmywania; arenig, głęb. 4415,1 m, bez analizatora, $\times 9$; **C** – szczątki organiczne zregenerowane wtórnymi węglanami; arenig, głęb. 4413,7 m, bez analizatora, $\times 26$; **D** – szczątki organiczne zregenerowane wtórnymi węglanami; arenig, głęb. 4413,7 m, bez analizatora, $\times 26$

A – biomorphic structure in biomicrorite; sections across trilobites are visible; Arenigian, depth 4415.5 m, one nicol, $\times 26$; **B** – clay coatings on wash-out surfaces; Arenigian, depth 4415.1 m, one nicol, $\times 9$; **C** – organic remains regenerated by secondary carbonates; Arenigian, depth 4413.7 m, one nicol, $\times 26$; **D** – organic remains regenerated by secondary carbonates; Arenigian, depth 4413.7 m, one nicol, $\times 26$

biających się mozaikowo (fig. 37C, D). Barwa tych skał bywa szara, ciemnoszara i szaroróżowa, makroskopowo widoczne są w nich liczne powierzchnie rozmywania.

W obrębie tej serii występuje pewne zróżnicowanie zaznaczające się w obrazie mikroskopowym poszczególnych próbek. W próbce z głębokości 4413,2 m zauważono obecność licznych, nierównomiernie rozmieszczonych okruchów fosforanowych długości dochodzącej do 0,65 mm oraz wtrącenia fosforanowego, izotropowego, zawierającego rozproszony, dość obfity mułek kwarcowy, a związanego z powierzchnią rozmywania otaczającej skały węglanowej. Podobnie próbka z głębokości 4412,9 m zawiera skupienia izotropowych fosforanów i fosforanowe fragmenty organiczne, a także brunatne wtrącenia ilaste, związane z powierzchniami rozmywania, pigmentowane pirytem. Cała skała, zarówno zasadnicza węglanowa, jak i wtrącenia ilaste, usiane są drobnymi epigenetycznymi węglanami drugiej generacji, wielkości przeciętnie rzędu 0,05 mm. W próbce z głębokości 4411,7 m zauważono przejawy sylikacji.

Na szczególną uwagę zasługuje próbka z głębokości 4410,4 m (lanwim), reprezentująca zlepienieć śródformacyjny, złożony z fragmentów jasnego biosparytu, tkwiących w ciemnoszarym mikrycie wapienno-dolomitycznym.

Przewarstwienia węglanowe występujące wśród iłowców karadoku w profilu otw. Łopiennik IG 1, były w badaniach petrograficznych reprezentowane przez próbkę z głębokości 4352,8 m. Jest to ciemnoszary wapień dolomityczny nieco zailony, zawierający niewielką ilość (ok. 2% obj.) mułku frakcji do 0,03 mm, liczne węglanowe szczątki organiczne, pojedynczo rozsiane krzemionkowe igły (kwarcowe) oraz liczne skupienia pirytowe. Widoczne są także w płycie cienkiej powłoki ilaste na powierzchniach rozmywania. Obraz mikroskopowy tej próbki nasuwa także przypuszczenie pewnej ogólnej sylikacji tej skały.

Próbki skał węglanowych z nadkładu asygilskiego kompleksu węglanowego wykazały również obecność substancji ilastej i mułku kwarcowego w ilości poniżej 3% obj. i o uziarnieniu do 0,04 mm w próbce z głębokości 4344,6 m i 3–5% obj. w stropie, gdzie przy przeciętnym uziarnieniu jak w opisanej próbce występują również pojedyncze ziarna osiągające rozmiary do 0,09 mm (próbki z głęb. 4339,0 i 4332,1 m).

Próbki stropowe odznaczają się także znaczną obfitością pigmentu pirytowego, zarówno rozsianego w skale, jak i koncentrującego się w skupieniach, a także zawartością wodorotlenków żelaza i substancji organicznej. Skały te również wykazują przejawy impregnacyjnej sylikacji, a także obecność licznych drobnych romboedrów węglanowych.

Wapienie zailone i dolomityczne opisywanego kompleksu mają charakter organodetrytyczny (próbki z głęb. 4347,9 i 4346,6 m). Są one barwy jasnobrunatnej, przepełnione drobnymi szczątkami organicznymi, wśród których zidentyfikowano należące m.in. do trylobitów, szkarłupni i liliowców. Próbką z głębokości 4347,9 m jest przecięta żyłką węglanową, sparytowaną, zawierającą w części wewnętrznej idiomorficzne kryształy siarczanów grupy barytu – celestynu, o postaciach słupa zakończonych jedną lub dwiema piramidami, wielkości kryształów do 0,3 mm. Oprócz tych kryształów siarczan ten tworzy także impregnacje wśród sparytowego

wypełnienia szczeliny. Skały te zawierają dość obfity pigment pirytowy, tworzący także większe skupienia. Widoczne są także impregnacje związkami żelaza, sporadycznie także stylolity (próbka z głęb. 4346,6 m).

Ciemnoszare biosparyty zailone (próbki z głęb. 4347,0 i 4346,2 m) składają się głównie z jasnobrunatnych i ciemnoszarych fragmentów organicznych i wykazują pewne podobieństwo do biosparytów lanwimu tego profilu i opisanych jako próbki z głębokości 4413,7–4410,6 m. Poza tym w próbce z głębokości 4346,2 m sporadycznie pojawiają się drobne skupienia glaukonitu, tkwiące wewnątrz węglanowych okruchów organogenicznych.

Zestawienie wyników przeliczeń wskaźnikowych analiz chemicznych wybranych próbek skał węglanowych otworu Łopiennik IG 1 podano w tab. 7.

Litofacja ilasta

W profilu ordowiku otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 skały litofacji ilastej należą do karadoku (próbki z głęb. 4392,0–4360,7 m). Ogólnie biorąc, są to iłowce mułowcowe, czasem z laminami i przewarstwieniami mułowców ilastych lub wapnistych. Średnie uziarnienie materiału detrytycznego przeważnie jest rzędu 0,02–0,03 mm, niekiedy pojedyncze ziarna osiągają rozmiary drobnego piasku (0,08 mm w próbce z głęb. 4392,0 m oraz 0,065 mm w próbce z głęb. 4374,5 m). Wśród substancji ilastej wyróżniają się większe blaszki illitu. W skład materiału detrytycznego wchodzi głównie kwarc, często także muskowit. Cechą charakterystyczną tych skał jest duża zawartość pirytu występującego w postaci pigmentu i większych skupień, czasem nawet przepełniającego skałę (próbka z głęb. 4387,1 m wykazuje całkowitą pirytyzację pewnego odcinka rdzenia). Oprócz wymienionych składników w opisywanych skałach pospolicie występuje substancja organiczna, zmienne ilości węglanów, zarówno tworzących drobne skupienia pelitu, cienkie żyłki i mikroromboedry, jak i koncentrujących się we fragmentach organicznych, nieraz z dobrze zachowaną strukturą wewnętrzną. Prawie we wszystkich próbkach tego kompleksu stwierdzono impregnację minerałami krzemionkowymi, głównie kryptokrystalicznym chalcedonem.

Tekstura tych skał bywa różna, niektóre próbki wykazują poziomą lub nieco skośną laminację substancją ilastą, materiałem detrytycznym, substancją organiczną lub pigmentem pirytowym. Laminacja bywa niekiedy nieciągła, występują także mikrosoczewki mułowcowo-węglanowe wielkości rzędu 1,5 mm.

Podsumowanie

Sekwencja litologiczna osadów ordowiku w otworze Łopiennik IG 1 jest analogiczna do sekwencji wielu równowiekowych profili na obszarze obniżenia podlaskiego, jednak tutaj występują pewne odstępstwa. I tak w arenigu w otworze Łopiennik IG 1 spągowy zlepienieć przechodzi bezpośrednio w dysmikryt wapienno-dolomitowy, natomiast nie stwierdzono pomiędzy nimi pośredniego poziomu glaukonitytowego.

Należy tu jednak zwrócić uwagę na bardzo znaczny wpływ procesów epigenetycznych, wynikający z wieku dolnopaleozoicznego i znacznych głębokości zalegania opisywanych osadów (prawie 4,5 tys. m) i wynikające stąd różnice między pierwotnym charakterem osadu a stwierdzanym obecnie. Uwaga ta dotyczy osadów wszystkich litofacji, a szczególnie glaukonitowej. Tak więc obecne uziarnienie glaukonitu może być całkowicie różne od pierwotnego, gdyż na produkty procesów wczesnodiagenetycznych wpłynęły późniejsze procesy epigenetyczne, powodujące m.in. zrastanie się ziaren, ich deformacje plastyczne, rekrytalizację, karbonatyzację, które sprawiły, że obecna zawartość glaukonitu jest zapewne znacznie niższa niż w osadzie pierwotnym.

Glaukonit w opisywanym profilu ordowiku pojawia się jeszcze ponownie w aszgilu jako impregnacyjne wypełnienia szczątków organicznych (głęb. 4346,2 m), a zatem jest autigeniczny. Pojawianie się autigenicznego glaukonitu w węglanowych lub ilasto-węglanowych osadach aszgilu było notowane również w niektórych innych profilach obniżenia podlaskiego (otwory: Kaplonosy IG 1, Mielnik IG 1, Wrotnów IG 1, Tuszcz IG 1) i miało szeroki zasięg obejmujący także wschodnią część syneklizy bałtyckiej, np. otwory Gołdap IG 1, Bartoszyce IG 1 (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974a, c, d, 1989, 2008). Częste w profilu ordowiku przejawy pirytyzacji, sylikfikacji i karbonatyzacji, występowanie żyłki węglanowo-siarczanowej (baryt lub/i celestyn)

również wskazują na znaczne zaawansowanie procesów epigenetycznych.

Często obserwowane w płytkach cienkich skał węglanowych i ilasto-węglanowych ordowiku od arenigu po aszgil powierzchnie rozmywania osadu, pokrytych powłokami ilastymi, nieraz z wzbogaceniem przyległych partii w materiał detrytyczny oraz występowanie otoczek śródformacyjnych (arenig, lanwirm) i zlepieńca śródformacyjnego (lanwirm) dowodzą sedimentacji nieciągłej.

Ogólny charakter litofacyjny profilu ordowiku w otworze Łopiennik IG 1 oraz obserwacje dotyczące zawartości glaukonitu i jego bardzo jasnej barwy, zarówno w zlepieńcu, jak i nadległej skale węglanowej tego profilu mogą być interpretowane jako wynik stosunkowo większej odległości od linii brzegowej i źródła alimentacji. Wniosek ten potwierdza również znacznie mniejsza zawartość i drobne uziarnienie materiału detrytycznego, rzadko tylko pojawiającego się w skałach węglanowych i ilastych ordowiku w otworze Łopiennik IG 1.

Charakterystyczny poziom wapieni z brunatnymi fragmentami organizmów impregnowanych wodorotlenkami Fe, występujący w profilu ordowiku otworze Łopiennik IG 1 ma bardzo szeroki zasięg (*op.cit.*) i wskazuje na znaczny dopływ żelaza z wietrzenia na lądzie i na warunki utleniające. Nie są to jednak ooidy żelaziste, jakie stwierdzono w profilach otworu Żebrak IG 1, Mielnik IG 1 i Uszkowce oraz w rejonie Białowieży (*op.cit.*).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I NOWELIZACJA STRATYGRAFII

Uwagi ogólne, międzynarodowy podział standardowy syluru a podział lokalny

Osady syluru w otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 położonym w SE części Lubelszczyzny zostały nawiercone na głębokości 4327,5–3005,0 m, osiągając 1322,5 m miąższości. Należy podkreślić, że miąższość wzrasta ku górze profilu syluru, od kilkumetrowej miąższości osadów landoweru górnego do osadów przydolu, osiągających miąższość 912,0 m. Upad warstw wynosi od 0° do kilku stopni, tylko miejscami 30°. Zakres rdzeniowania sylurskich osadów był niewielki i wynosił średnio 10% (od 0% w landowerze do 13% w ludlowie). Utrudnia to prześledzenie przebiegu sedimentacji a także ustalenie stratygrafii oraz jej rewizję. Podstawowym źródłem informacji dotyczącym syluru w otworze Łopiennik IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1976). Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez Tomczyka na podstawie opisu fragmentów rdzeni wiertniczych i pomiarów geofizycznych. Strop i spąg syluru, podobnie jak granice oddziałów, wyznaczono głównie na podstawie pomiarów geofizycznych, w niektórych przypadkach na podstawie rdzenia.

Osady syluru, podobnie jak pozostałe osady dolnego paleozoiku, powstały w południowej części basenu lubelsko-podlaskiego rozciągającego się od późnego proterozoiku wzdłuż zachodniego skłonu Baltiki. Profil syluru otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 jest typowy dla tego obszaru. Przeważają osady drobnoklastyczne: ilowce i w mniejszym stopniu mułowce. Zespoły skamieniałości w profilu Łopiennik IG 1 są mało zróżnicowane, jednak często są dość liczne i dobrze zachowane. Dominującą grupą skamieniałości są graptolity, oznaczone przez Tomczyka i cytowane w profilu litologiczno-stratygraficznym otworu (Tomczyk, 1976). Rzadziej spotyka się skorupki ramionogów bezzawiasowych i małżów oraz muszle głowonogów, które są nieco liczniejsze w przydolu.

Dominujące, w rdzeniowanych odcinkach profilu, graptolity, stanowią podstawę biostratygrafii systemu. Jako wzorzec dla biostratygrafii polskich sekwencji osadów 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 Graptolitowa (Generalized Graptolite Zonation – GGZ), ustalona przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koreń i in., 1996). Sche-

mat podziału chronostratygraficznego syluru według Melchiny i in. (2004), oparty na podziale biostratygraficznym Koreń (op. cit) został przedstawiony na fig. 38. Podział graptolitowy przedstawiony przez Urbanka i Tellerę (1997) dla obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego jest w znacznym stopniu korelatywny z podziałem standardowym.

Zgodnie ze standardowym podziałem międzynarodowym system sylurski dzieli się na 4 oddziały: landower, wenlok, ludlow i przydol, te z kolei dzielą się na piętra (por. fig. 38).

W profilu Łopiennik IG 1 wydzielone zostały wszystkie oddziały syluru: landower, wenlok, ludlow i przydol. Podział syluru, przedstawiony w niniejszym opracowaniu, odbiega od podziału przedstawionego przez Tomczyka w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1976), zawierającego szereg niezgodności ze standardami międzynarodowymi. Zakres zmian obejmuje przede wszystkim rezygnację z proponowanych przez Tomczyka lokalnych jednostek o nieokreślonym charakterze stratygraficznym, takimi jak warstwy podlaskie, siedleckie, mielnickie i pasłęckie. Profil litologiczny Tomczyka, został przedstawiony w ramach znowelizowanej stratygrafii, obejmującej zrewidowane położenie niektórych granic oddziałów. Skład fauny, nazwy rodzajowe i gatunkowe graptolitów i ich występowanie w profilu podano wg dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1976). W przypadku graptolitów, których nazwy taksonomiczne uległy późniejszym zmianom, znowelizowane nazwy podano w nawiasach.

Powyższe zmiany zostaną bardziej szczegółowo omówione przy opisie poszczególnych oddziałów i pięter systemu.

Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna syluru

Poniżej przedstawiono uaktualnioną, zgodną z ustaleniami Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej, stratygrafię syluru w profilu Łopiennik IG 1. W profilu wydzielono wszystkie oddziały syluru: landower, wenlok, ludlow i przydol oraz piętra: sheinwood i homer w wenloku, gorst i ludford w ludlowie.

Landower

Według Tomczyka (1976) osady landoweru (określane jako warstwy pasłęckie środkowe i dolne) występują, według pomiarów geofizycznych, na głębokości 4320,0–4327,5 m i osiągają miąższość 7,0 m. Ich obecność przyjęto w odcinku nierdzeniowanym pomiędzy łożowcami zawierającymi graptolity wenloku i marglami ordowiku górnego. Według pomiarów geofizycznych są to łożowce. Ze względu na małą miąższość, nie można wykluczyć, że reprezentują one silnie zredukowany fragment landoweru.

Wenlok

Głębokość występowania osadów wenloku określono na podstawie próbek rdzeniowych oraz korelacji litologicznych i geofizycznych z sąsiednimi otworami wiertniczymi, znajdującymi się w południowo-wschodniej części obszaru lubel-

mln Ma	Chronostratygrafia		Biostratygrafia	
	system	oddziały i piętra	poziomy graptolitowe	
416,0 ±2,8	S Y L U R	PRZYDOL	<i>transgrediens bouceki-perneri</i>	
418,7 ±2,7			<i>branikensis-lochkovensensis</i>	
			<i>parultimus-ultimus</i>	
		LUDLOW	ludford	<i>formosus</i>
<i>kozłowskii cornuatus-podoliensis</i>				
<i>leintwardinensis-linaeris</i>				
gorst			<i>scanicus</i>	
			<i>nilssoni</i>	
WENLOK			homer	<i>ludensis</i>
		<i>praedeubeli-deubeli</i>		
		<i>parvus-nassa</i>		
		<i>lundgreni</i>		
		sheinwood	<i>perneri rigidus</i>	
			<i>belophorus-antennularius riccartonensis</i>	
			<i>murchisoni</i>	
			<i>centrifugus</i>	
		LANDOWER	telych	<i>insectus</i>
				<i>lapworthi</i>
<i>spiralis</i>				
<i>griestonensis-crenulata</i>				
<i>turriculatus</i>				
<i>guerichi</i>				
aeron	<i>sedgwickii</i>			
	<i>convolutus</i>			
	<i>argenteus</i>			
rhuddan	<i>triangulatus-pectinatus</i>			
	<i>cyphus</i>			
	<i>vesiculosus</i>			
422,9 ±2,5			<i>acuminatus</i>	
428,2 ±2,3			<i>ascensus</i>	
443,7 ±1,5				

Fig. 38. Schemat podziału stratygraficznego syluru według Melchiny i in. (2004)

Stratigraphic scheme of the Silurian after Melchin *et al.* (2004)

skiego. Odcinek profilu odpowiadający utworom wenloku był rdzeniowany w bardzo niskim stopniu wynoszącym 9,5%.

Dolną i górną granicę oddziału wyznaczono na podstawie pomiarów geofizycznych; spąg wenloku ustalono na głębokości 4320,0 a strop – 4225,0 m. Miąższość wynosi 95,0 m. Górną granicę oddziału, na podstawie podobieństwa do innych profili lepiej udokumentowanych paleontologicznie, przyjęto około 40,0 m wyżej niż to było przyjęte przez Tomczyka (1976) w dokumentacji wynikowej otworu. Korekta związana jest z tym, że granica wenlok/ludlow przebiega w spagu poziomym *nilssoni* (Melchin i in., 2004; Urbanek, Tel-

ler 1997) a nie w spągu poziomu *nassa* (spągu tzw. warstw mielnickich) (Tomczykowa, 1988).

Według próbek rdzeniowych i pomiarów geofizycznych w wenloku występują iłowce szare i ciemnoszare, w wyższej części odcinka rdzeniowanego nieco margliste z licznymi graptolitami. Wydzielono tu piętra sheinwood i homer.

Na głębokości od 4320, 0 do 4311,0 m udokumentowane zostały osady dolnej części sheinwoodu z liczną fauną graptolitów poziomów *Cyrtograptus munchisoni* i *Monograptus rickartsonensis*: m.in. *Cyrtograptus* cf. *munchisoni bohemicus* Bouček, *Cyrtograptus* sp., *Retiolites* sp., *Streptograptus antennularius* (Tullberg), *C.* cf. *symmetricus* Wood, *Monograptus rickartsonensis* Lapworth, *Pristiograptus dubius latus* Bouček.

Występujące powyżej, na głębokości 4311,0 do 4268,5 m, iłowce, ze względu na brak dokumentacji paleontologicznej mogą być uznane za osady sheinwoodu lub/i homeru. Udokumentowane paleontologicznie utwory homeru występują natomiast na głębokości 4268,5–4259,3 m i reprezentowane są przez iłowce laminowane, łupkowate z graptolitami wskazującymi na poziom *Gothograptus nassa* m.in.: *Gothograptus nassa* (Holm), *Gothograptus* sp., *Monograptus flemingi* (Salter) oraz *Pristiograptus dubius* (Suess) – o długim zasięgu stratygraficznym, od środkowego sheinwoodu po późny przydol (Urbanek, 1997)

Ludlow

Do ludlowu zaliczono osady występujące na głębokości od 3917,0 do 4225,0 m. Osiągają one miąższość 308,0 m. Według Tomczyka (1976) są to warstwy siedleckie (głęb. 3917,0–4207,5 m, ludlow górny) oraz warstwy mielnickie (głęb. 4207,5–4267,0 m, ludlow dolny). Stopień rdzeniowania osadów ludlowu był wyższy niż w poprzednich oddziałach i wyniósł ok. 13%.

Dolną i górną granicę oddziału wyznaczono na podstawie pomiarów geofizycznych; spąg ludlowu ustalono na głębokości 4225,0 m, a strop na głębokości 3917,0 m. Według próbek rdzeniowych i pomiarów geofizycznych w ludlowie występują szare i ciemnoszare iłowce często laminowane z wkładkami mułowców i iłowców marglistych z graptolitami a nawet wkładkami wapieni w dolnej części profilu. Oprócz licznych gatunków graptolitów charakterystycznych dla ludlowu Tomczyk podaje obecność głowonogów: *Orthoceras* sp. i małży *Cardiola* sp. Oznaczone przez Tomczyka graptolity dokumentują oba piętra ludlowu: gorst i ludford.

Na obecność górnego gorstu wskazują graptolity poziomu *Lobograptus scanicus*: *Lobograptus* sp., *Lobograptus* cf. *scanicus* (Tullberg), oznaczone przez Tomczyka w niższej części rdzeniowanego interwału głębokości 4207,5–4215,0 m. Tomczyk nie cytuje natomiast gatunku *Neodiversograptus nilssoni* (Barrande) wskaźnikowego dla starszego poziomu gorstu – poziomu *nilssoni*, którego spąg datuje zarazem spąg ludlowu. Poziom ten może być reprezentowany w odcinku nierdzeniowym.

Ludford dolny dokumentują graptolity poziomu *Saetograptus leintwardinensis*: *Saetograptus* sp., *Saetograptus chi-*

mera semispinatus Elles et Wood, *Cucullograptus* sp., *Cucullograptus* cf. *aversus* (Eisenach), których obecność Tomczyk (1976) podaje także z interwału głębokości 4207,5–4215,0 m. W obrębie tego interwału przebiega prawdopodobna granica gorst/ludford; przyjęto ją obecnie na głębokości 4211,0 m na podstawie obecności graptolitów poziomu *Lobograptus scanicus* piętra gorst tylko w dolnej części marszu 4207,7–4215,0 m. W ten sposób najwyższa część warstw mielnickich sensu Tomczyk (głęb. 4207,5–4211,0) należy nie do ludlowu dolnego jak to jest w dokumentacji wynikowej otworu ale do ludlowu górnego (dolnej części ludfordu).

Górną część ludfordu dokumentują graptolity poziomu *formosus* z charakterystycznymi graptolitami: *Monograptus* (= *Monograptus* (*Formosograptus*) ex. gr. *formosus*), *M.* cf. *formosus* Bouček, (obecnie *Monograptus* (*Formosograptus*) cf. *formosus* Bouček), *M.* cf. *lobanensis* Teller, *Pristiograptus* sp., *Pristiograptus dubius* (Suess) oznaczone przez Tomczyka w interwale głębokości 3998,5–4006,5 m oraz 4053,0–4061,0 m. Obok graptolitów z grupy *formosus* Tomczyk cytuje *Monoclimacis ultimus* (Perner) (= *Neocolonograptus ultimus* (Perner)). Pozycja stratygraficzna i taksonomiczna *N. ultimus* (Perner) w profilu budzi wątpliwości, ponieważ graptolity te nie współwystępują z sobą, co więcej *Neocolonograptus ultimus* (Perner) jest gatunkiem wskaźnikowym dla młodszego poziomu graptolitowego – poziomu *ultimus*, którego dolna granica stanowi dolną granicę przydolu (por. Melchin i in., 2004; Teller 1997; Urbanek, Teller 1997). Poza tym poziom *ultimus*, ze względu na krótki zasięg stratygraficzny gatunku wskaźnikowego, charakteryzuje się zwykle bardzo małymi miąższościami w profilach syluru zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego i Barrandienu (Teller 1964, 1997; Urbanek, 1997). Stoi to w sprzeczności z danymi Tomczyka, który cytuje ten gatunek w interwałach rdzeniowanych profilu Łopiennik IG 1 na odcinku blisko 300, 0 m. Pozycja taksonomiczna i stratygraficzna tej formy w profilu Łopiennik IG 1 wymaga więc rewizji.

Przydol

Granice występowania osadów przydolu (Podlasie i warstwy podlaskie; głęb. 3005,0–3917,0 m; według Tomczyka, 1976) określono na podstawie pomiarów geofizycznych. Przydol wyróżniono na głębokości 3005,0–3917,0 m; jego miąższość wynosi więc 912,0 m. Stopień rdzeniowania wynosił ok. 9%. Przydol wykształcony jest jako iłowce szare i ciemnoszare, często laminowane i złupkowacone, miejscami margliste, z widocznymi niekiedy powierzchniami ślizgów tektonicznych i spękaniem. Na głębokości 3726,6 m, w odcinku rdzeniowanym, występują cienkie, do 5,0 cm grubości, wkładki bentonitów. Upad warstw wynosi od 0 do kilku stopni.

Graptolity stanowią tu, podobnie jak w całym sylurze, podstawową grupę skamieniałości chociaż najliczniejsze są w dolnej i środkowej części profilu. Ich występowanie stwierdzono w odcinkach rdzeniowanych w przedziale głębokości od 3913,2 m do 3285,4 m. Reprezentują one odcinek czasowy odpowiadający prawdopodobnie niższej części

przydolu (poziomy graptolity: *ultimus-lochkovenssis-chelmiensis*). Najstarsze graptolity datujące dolną część przydolu zostały stwierdzone w odcinku rdzeniowym na głębokości 3905,0 do 3913, 2 m i reprezentują poziom *Neocolonograptus ultimus*. Najmłodsze graptolity oznaczone przez Tomczyka występują w interwale rdzeniowym na głębokości 3285,4–3288,2 m i są to *Linograptus* sp., *Lino-graptus* cf. *posthumus* (Richter), *Pristiograptus* sp. i doku-

mentują prawdopodobnie środkową część przydolu. W wyższej części przydolu występują tylko małże, trylobity *Acastella* sp., fragmenty wielkoraków *Pterygotus* sp. oraz głowonogów *Orthoceras* sp. i *Kionoceras* sp. Zanik graptolitów i pojawienie się fauny bentonicznej w górnej części przydolu wskazuje na zmianę charakteru sedymentacji i spłylenie zbiornika. Powyżej osadów syluru w ciągłości sedymentacyjnej występują osady dewonu dolnego.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA OSADÓW SYLURU

Osady syluru w otworze Łopiennik IG 1 nawiercono na głębokości 3005,0–4327,5 m. Badaniom petrograficznym poddano 29 próbek.

W osadach tych wyróżniono litofację ilastą (dominującą) i podrzędnie węglanową, mułowcową i piroklastyczną.

Litofacja ilasta

W spągowej części sylurskiego odcinka profilu Łopiennik IG 1 zgodnie z wcześniej zaobserwowaną prawidłowością – występują iłowce i iłolupki ciemnobrunatne, bitumiczne. W płytkach cienkich tych skał substancja organiczna przysłania tło ilaste, widoczny jest tylko drobny mułek kwarcowy frakcji średnio około 0,02 mm (maksymalna wielkość ziaren 0,035 mm).

Poczynając od głębokości 4260,3 m (wenlok) pojawia się mikrolitofacja ciemna iłolupków (Langier-Kuźniarowa, 1967), odznaczająca się znaczną zawartością materiału detrytycznego frakcji mułkowej, pelitycznych węglanów, substancji organicznej i pigmentu pirytyowego, przy czym w teksturze skały wyróżniają się mikrosoczewki mułkowo-węglanowe oraz płaskie soczewkowate skupienia wspomnianej substancji organicznej ułożone zgodnie z płaszczyzną warstwowania skały i z orientacją blaszek minerałów ilastych w masie podstawowej. Uziarnienie materiału detrytycznego w tych skałach przeważnie nie przekracza 0,03 mm, wyjątkowo tylko osiąga rozmiary większe (np. 0,11 mm w próbce z głębokości 3761,9 m; 0,08 mm w próbkach z głębokości 3761,0; 3673,9 i 3483,2 m), a najczęściej wynosi około 0,02 mm.

Na głębokości 4059,4 m pojawia się skała mikrolitofacji jasnej (*op. cit.*), o jednolitej orientacji blaszek minerałów ilastych i teksturze jednolitej, bez typowych dla mikrolitofacji ciemnej mikrosoczewek, o minimalnej zawartości materiału detrytycznego frakcji mułkowej, węglanów i substancji organicznej.

Niekiedy pojawiają się skupienia węglanowe pochodzące z rekrytalizacji fragmentów organicznych oraz bioklasty (próbki z głębokości 3761,9; 3725,5; 3673,9; 3378,8; 3133,8; 3022,4 m).

Sporadycznie obserwowano występowanie żyłek zmineralizowanych: na głębokości 4059,4 m stwierdzono obecność żyłki węglanowo-kwarcowej o wielkości kryształów około 1,5 mm; na głębokości 3416,3 m zauważono stosunkowo grubą

żyłkę (rzędu centymetrów) pierzasto-drobnolistewkowego kalcytu ze skupieniami kryształów autogenicznego kwarcu.

W próbce iłowca mikrolitofacji jasnej z głębokości 3725,9 m stwierdzono obecność soczewki średnicy kilku mm, stanowiącej siltyt, złożony z ziaren węglanowych frakcji poniżej 0,04 mm, ziaren kwarcu, licznych blaszek hydro-mik, małej ilości substancji organicznej i pigmentu pirytyowego w bazalnym spoiwie węglanowym (fig. 39A). W skałe laminowanej z głębokości 3612,9 m występuje skała laminowana równolegle, zgodnie z płaszczyzną warstwowania skały, złożonej z lamin naprzemian ilastych i mikrytowych z pirytem i małą domieszką mułku kwarcowego, oraz skała o teksturze soczewkowej złożona z lamin ilastych i soczewek bioarenitowych ze znaczną zawartością piryty i niewielką – kwarcu detrytycznego. Największe ziarno kwarcu w tych skupieniach osiąga długość 0,1 mm, przy czym niektóre ziarna kwarcu mają zarysy idiomorficzne (postać słupa obustronnie zakończonych piramidą). Lamin ilaste towarzyszące tym soczewkom zawierają znaczne ilości substancji organicznej i piryty oraz nieco kwarcu detrytycznego frakcji poniżej 0,06 mm, stanowiąc typ skały zbliżony do mikrolitofacji ciemnej. Wykazują one zaburzoną laminację wokół i obok soczewek mułowcowych (fig. 39B).

Litofacja węglanowa

Litofacja ta występuje w profilu syluru otworu Łopiennik IG 1 w postaci cienkich, rzadko pojawiających się przewarstwień wśród dominujących osadów ilastych. W badaniach petrograficznych skały tej litofacji były reprezentowane przez próbkę z głębokości 4118,8 m oraz 2 próbki z głębokości 3766,0 i 3674,4 m. Pierwsza z nich (z głęb. 4118,8 m) stanowi biomikryt ilasty mułowcowy zawierający drobną domieszkę mułku frakcji przeważnie 0,02–0,03 mm, maksymalnej średnicy ziaren 0,05 mm, pojedyncze bioklasty węglanowe, nieco substancji organicznej i dość obfity pigment pirytyowy. Wśród materiału detrytycznego poza kwarcem występują tu także (w znikomych ilościach) plagioklasy i muskowit. Druga z tych próbek (głęb. 3766,0 m) jest pospolitym ciemnoszarym mikrytem ilastym z obfitym pigmentem i ziarnami piryty, natomiast trzecia (z głęb. 3674,4 m) – bioarenitem rudytowym złożonym z okruchów węglanowych szczątków organicznych, z których niektóre osiągają znaczne rozmiary (do

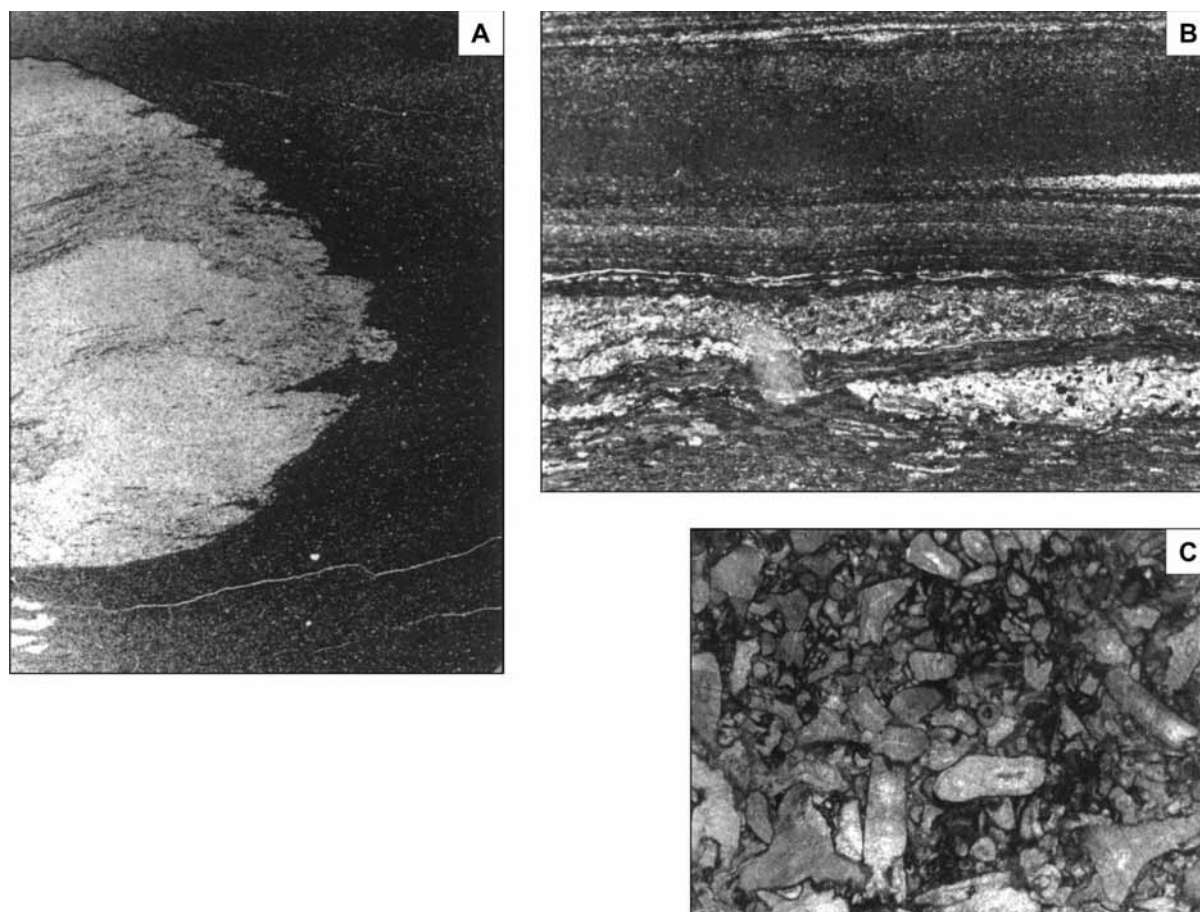


Fig. 39. **A** – iłowiec z soczewką siltytu, głęb. 3725,9 m, bez analizatora, $\times 14$; **B** – iłowiec z soczewkami bioarenitowymi i zaburzoną laminacją, głęb. 3612,9 m, bez analizatora, $\times 14$; **C** – bioarenit rudytowy, głęb. 3674,4 m, bez analizatora, $\times 14$

A – claystone with siltite lense, depth 3725.9 m, one nicol, $\times 14$; **B** – claystone with bioarenitic lense and disturbed lamination, depth 3612.9 m, one nicol, $\times 14$; **C** – ruditic bioarenite, depth 3674.4 m, one nicol, $\times 14$

3,3 mm). Wyróżniono wśród nich fragmenty należące do szkarłupni i małżoraczków (fig. 39C).

Częściowa analiza chemiczna próbki z głębokości 3674,4 m wykazała (w % wag.) CaO – 25,42%, MgO – 1,54%, CO₂ – 19,5% i części nierozpuszczalnych w HCl – 41,52. W przeliczeniu na węglany odpowiada to 45,4% kalcytu i 7,0 % dolomitu.

Litofacja mułowcowa

Litofacja ta w otworze Łopiennik IG I została stwierdzona jedynie w trzech próbkach z głębokości 4055,1–3999,8 m. Są to mułowce zwykle drobnoziarniste, ilaste, niewyraźnie laminowane zmienną koncentracją substancji ilastej i organicznej. Zawierają one mułek, przeważnie kwarcowy, frakcji najczęściej 0,03–0,04 mm (pojedyncze ziarna osiągają 0,1 mm). W próbce z głębokości 4055,1 m stwierdzono dość obfite występowanie drobnego muskowitu i biotyty średnicy blaszek około 0,1 mm, a także pojedynczych ziaren rozłożonych plagioklazów. Te ostatnie pojawiają się także w próbce z głębokości 3999,8 m.

Próbka z głębokości 4001,7 m zawiera w materiale detrytycznym również ziarna węglanowe (siltytowe) oraz pojedynczo rozsiane, barwy bardzo jasnej zielonej, ziarna glaukonitu.

W płycie cienkiej próbki z głębokości 4055,1 m zauważa się w spoiwie licznie występujące brunatne skupienia, być może pochodzące z przeobrażenia biotyty. Natomiast w nadległych poziomach, reprezentowanych przez próbki z głębokości 4001,7 i 3999,8 m znaczny udział w spoiwie mają węglany. Ponadto w spoiwie pierwszej z tych próbek stwierdzono występowanie odcinków kwarcowych monokrystalicznych, niewątpliwie autigenicznych.

Wszystkie opisane próbki mułowcowe odznaczają się dużą zawartością pigmentu i większych ziaren piryty.

Litofacja piroklastyczna

Została ona stwierdzona w profilu jako znikomej miąższości warstewka na głębokości 4312,6 m (wenlok). Jest to całkowicie pelityczny bentonit, przepelniony pigmentem pirytowym i większymi kryształami piryty, często o postaciach idiomorficznych.

Podsumowanie

Ilasty typ osadów, dominujący w profilu otworu Łopiennik IG 1, wykazuje analogię z wcześniej opracowanymi petrograficznie profilami syluru znanymi na Niżu Polskim, przy czym na podstawie przedstawionych wyników badań skał tego otworu można wyrazić pogląd o stosunkowo płytkim i spokojnym środowisku sedimentacji tych osadów. Przemawiają za tym: obfitość bioklastów w osadach litofacji węglanowej i ilastej obu profili i ślady rozmywania. W profilu otworu Łopiennik IG 1 udział węglanów jest niewielki, występują one jednak w postaci soczewek silytu i bioarenitu, lamin bioarenitu rudykowego i licznych bioklastów w skałach ilastych, głównie w najwyższym sylurze (przydol).

Mułowce otworu Łopiennik IG 1 są wprawdzie równoważne ze znanymi mułowcami otworów Słupsk IG 1, Żarnowiec IG 1, Kościerzyna IG 1, Bytów IG 1, Lębork IG 1, Gdańsk IG 1, Hel IG 1, Prabuty IG 1, Pasłęk IG 1 i in., przypisywanymi działalności prądów zawieszinowych (Langier-Kuźniarowa, 1967; 1971a; 1974b; materiały archiwalne), jednak przedstawiają one odmienną mikrofację i geneza ich jest również

odmienna. Mułowce w opisywanym profilu są mało charakterystyczne.

Przejawy procesów diagenetycznych i epigenetycznych w opisywanym profilu syluru zaznaczają się w stopniu typowym dla skał tego wieku i na tych głębokościach w warunkach pokrywy platformowej. Wyrażają się one głównie rekrytalizacją minerałów ilastych i równoległą orientacją ich blaszek, pigmentacją pirytem, pirytyzacją niektórych lamin w skałach ilastych oraz opisanej warstewki bentonitu, obecnością mineralizacji węglanowej, węglanowo-krzemionkowej i krzemionkowej oraz bentonityzacją popiołu wulkanicznego.

Bentonit dostrzeżony w cienkiej warstewce w profilu syluru otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 wykazuje skład mineralny świadczący o tym, że charakter pierwotnego materiału piroklastycznego i przebieg procesu bentonityzacji były podobne do wcześniej opisanych bentonitów sylurskich na Niżu Polskim (Langier-Kuźniarowa, 1964; 1967; 1971a, b, c; 1974b; 1979; 1990). Stwierdzony zaledwie jeden poziom, jego znikoma miąższość, brak widocznych w płytce cienkiej krystaloklastów wskazują na znaczne oddalenie od źródła materiału wulkanicznego.

DEWON

Lech MIŁACZEWSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Litostratygrafia

W otworze Łopiennik IG 1 stwierdzono jedynie dolny odział systemu dewońskiego. Utwory dewonu środkowego i górnego uległy przedwizeńskiej erozji. Na pstrych, terygenicznych osadach dewonu leżą bezpośrednio utwory wizenu. Podobny profil posiada również pobliski otwór Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa – Małochwiej 1 oraz nieco odleglejsze otwory: Małochwiej 2, Izbica IG 1 i Białopole IG 1 (fig. 40). Utwory dewonu środkowego pod karbonem nawiercono w otworze Ruskie Piaski IG 2, położonym około 20 km na południe. Dewon górny znany jest z otworów Terebin IG 5, Hrubieszów IG 1 i IG 2 oraz Strzelce IG 1 i IG 2, położonych w pobliżu Hrubieszowa (około 50 km na SE) oraz z otworów Komarów (około 40 km na S).

W profilu utworów dolnodewońskich w otworze Łopiennik IG1 wyróżniają się 3 kompleksy litologiczne, stanowiące podstawowe jednostki podziału litostratygraficznego dewonu na obszarze radomsko-lubelskim – wydzielone na całym tym obszarze i skorelowane ze sobą za pomocą metod geofizyki otworowej. Są to jednostki formalne (Miłaczewski, 1981). Od dołu ku górze profilu występują:

1. Formacja sycyńska – poprzednia nazwa: seria ilasta najniższa.
2. Formacja czarnolesska – poprzednia nazwa: seria mułowcowo-piaszczysta szara.
3. Formacja zwolenńska – poprzednia nazwa: seria old-redu.

Formacja sycyńska

Formację stanowią głównie ciemnoszare iłowce, niekiedy margliste lub dolomityczne, zawierające cienkie (od 1,0 cm do 0,5 m), soczewkowate przewarstwienia wapieni organodetrytycznych (biorudyków i bioarenitów) i wapieni ilastych (mikrytów). W formacji występuje, na ogół obfita fauna, zarówno bentoniczna, jak planktoniczna i nektoniczna. Formacja swym habitusem litologicznym i paleontologicznym przypomina utwory poziomów borszczowskiego, czortkowskiego i iwaniewskiego z Podola (tab. 8), aczkolwiek udział iłowców jest w niej większy.

Dolna granica formacji przebiega w stropie warstwy marglu lub iłowca wapnistego, stanowiącego geofizyczny poziom korelacyjny w2a. Warstwa ta na ogół zaznacza się na wykresach SO, PNG i PG. W przypadku otworu Łopiennik IG 1 nie jest jednak wyraźna. W pobliżu tej warstwy przebiega biostratygraficzna granica między sylurem (przydołem) a dewonem (lochkowem). Spąg formacji sycyńskiej nie jest tożsamy ze spągiem dewonu. Biostratygraficzna granica sylur/dewon przebiega między poziomami graptolitowymi *transgrediens* a *uniformis* i zdefiniowana została na podstawach paleontologicznych (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003). W przypadku niepełnego rdzeniowania, jak w profilu otworu Łopiennik IG 1, wyznaczona granica sylur/dewon ma charakter podziału arbitralnego. W pobliskim otworze Małochwiej IG 1 granica ta nie została osiągnięta. Szerzej

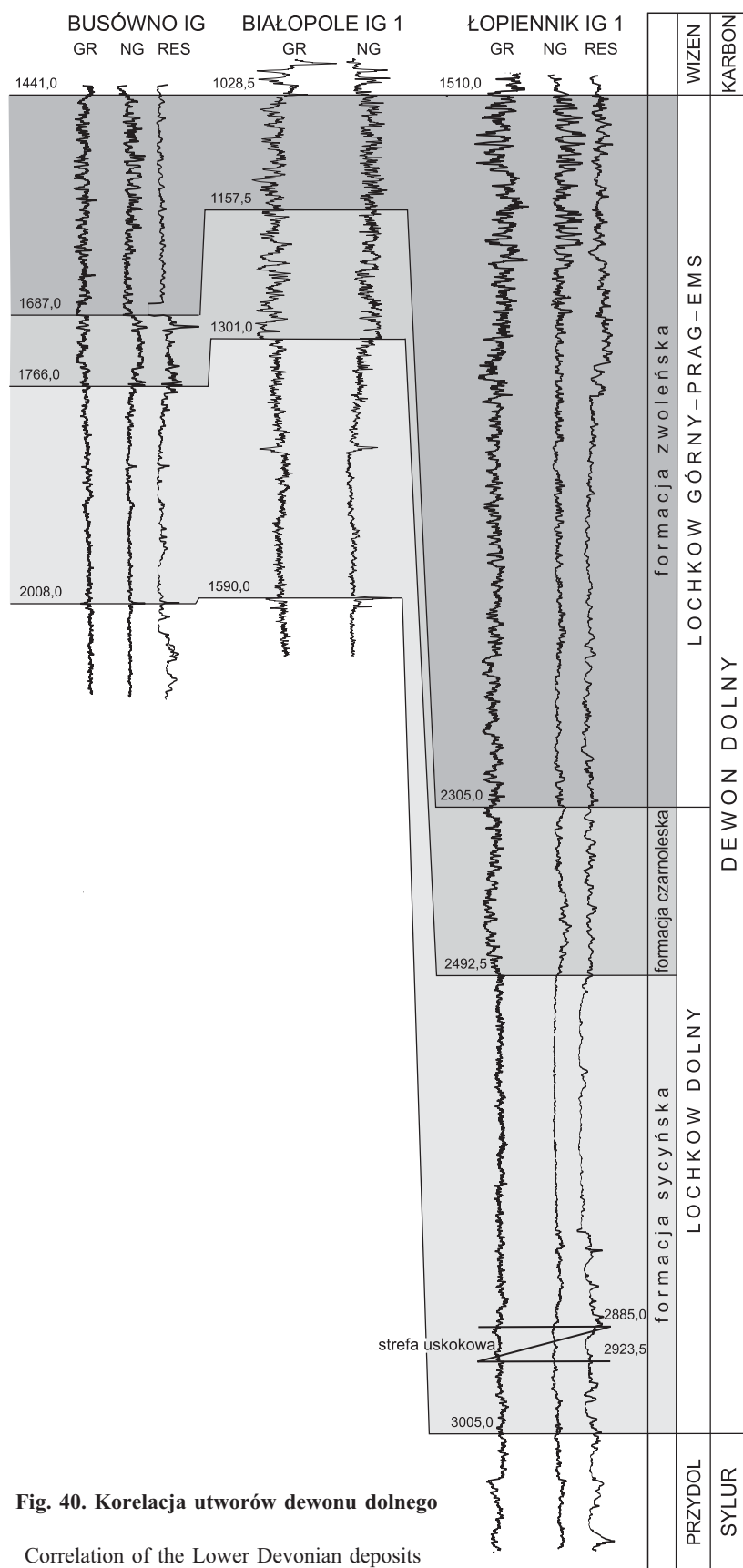


Fig. 40. Korelacja utworów dewonu dolnego

Correlation of the Lower Devonian deposits

temat tej granicy jest potraktowany przy opisie otworu Busówno IG 1 (Miłaczewski, 2007).

Górna granica formacji prowadzona jest w miejscu pojawienia się pierwszych grubszych przewarstwień piaskowcowych wśród iłowców i jest jednocześnie dolną granicą formacji czarnoleskiej. Granica ta jest dość wyraźna na wykresach geofizyki otworowej i zaznacza się wzrostem ku górze profilu pozornych oporów właściwych, spadkiem natężenia naturalnego promieniowania gamma i wzrostem natężenia promieniowania gamma wzbudzonego neutronami (PNG). Mniej więcej w połowie profilu formacji sycyńskiej przebiega geofizyczny poziom korelacyjny w1 odpowiadający warstwie wapienia lub margla wśród iłowców. Poziom ten w profilu otworu Łopiennik IG 1 przebiega na głębokości 2799,0 m, Busówno IG 1 – 1855,0 m, Małochwiej 1 – 2924,0 m, Białopole IG 1 – 1432,0 m, Strzelce IG 2 – 1671,0 m.

Mięszość formacji sycyńskiej w otworze Łopiennik IG 1 wynosi 512,5 m, lecz nie jest to prawdopodobnie mięszość rzeczywista z powodu zaburzeń uskoku. W bardzo blisko położonym otworze Małochwiej 1 niepełna (z powodu nieosiągnięcia spągu profilu) mięszość formacji wynosi 391,0 m.

Mięszość formacji maleje ku NE i otworze Białopole IG 1 wynosi 276,5 m, a w otworze Strzelce IG 2 tylko 159,0 m. W stronę osi rowu mazowiecko-lubelskiego, ku NW mięszość formacji rośnie i w otworze Trawniki 1 niepełna (z powodu nieosiągnięcia spągu profilu) mięszość formacji wynosi 452,0 m. W profilu pionowym formacji można zaobserwować stopniowe spływanie się morskiego zbiornika sedimentacyjnego, zaznaczające się w charakterze osadów i zespole fauny: iłowce z fauną głównie planktoniczną i nektoniczną, zostają ku górze zastąpione przez iłowce z obfitym bentosem i przewarstwieniami wapieni organodetrytycznych a te – przez iłowce pylaste z przewarstwieniami piaszczystymi i fauną brakiczną (tab. 9). Odpowiadający temu zjawisku, zapisany na krzywych geofizycznych trend typu *coarsening upwards* nie jest jednak wyraźny.

Tabela 8

Porównanie profilu utworów dewońskich otworu Łopiennik IG 1 i odsłoneń na Podolu nad Dniestrem (Ukraina)

Comparison the Devonian deposits from Łopiennik IG 1 section to the Dniestr river valley outcrops from Podole (Ukraine)

Stratygrafia	Łopiennik IG 1		Odsłonięcia nad Dniestrem (Pomjanowska, 1974)		
Ems–prag–lochkow wyższy	formacja zwoleńska (795,0 m)	iłowce pylaste i mułowce pstre, czerwone i zielone, piaskowce i waki kwarcowe jasnoszare i szare	iłowce pylaste, iłowce, mułowce i piaskowce pstre, czerwone i zielone; fauna: <i>Belgicaspis crouchi</i> i inne, fragmenty flory	seria dniestrzańska (dnistrowska swyta) – ok. 350,0 m	pododdział środkowy i górny dolnego dewonu
Lochkow dolny	formacja czarnolesska (187,5 m)	iłowce pylaste ciemnoszare z bioturbacjami, piaskowce kwarcowe szare	szare wapienie, iłowce, mułowce z przewarstwieniami czerwonych mułowców i iłowców; fauna: <i>Alternatus inconditis</i> , <i>Prolationus praelongus</i> , <i>Ukrainites spatiosus</i> , masowe <i>Leperditia</i> sp. i inne	poziom iwaniowski (iwaniowski horyzont) – ok. 125,0 m	pododdział dolny dolnego dewonu
	formacja sycyńska (ok. 500,0 m)	iłowce ciemnoszare z soczewkami wapieni; fauna: <i>Alternatus absimilis</i> , <i>A. inconditis</i> , <i>Longulatus menneri</i> , <i>Prolationus praelongus</i> , <i>Ukrainites spatiosus</i> , <i>Cytherellina oleskoiensis</i> , <i>Richina</i> i inne, <i>Trimerus novus</i> , <i>Monograptus</i> aff. <i>uniformis</i> , ramienionogi, małże, liliowce i inne	iłowce i wapienie szare; fauna: <i>Tentaculites ornatus</i> , <i>Cytherellina oleskoiensis</i> , <i>Richina kozłowski</i> , ramienionogi, trylobity, małże i inne	poziom czortkowski (czortkowski horyzont) – ok. 135,0 m	
			iłowce z przewarstwieniami wapieni i margli; fauna: <i>Monograptus uniformis</i> , <i>Warburgella</i> sp.sp., <i>Acastella</i> sp.sp., <i>Scyphocrinites elegans</i> , <i>Richina propria</i> , <i>Cytherellina oleskoiensis</i> i inne	poziom borszczowski (borszczowski horyzont) – ok. 240,0 m	
Sylur (przydol)		iłowce ciemnoszare z soczewkami wapieni; fauna: <i>Scyphocrinites elegans</i> , <i>Pristiograptus</i> sp.	wapienie gruzłowe i margle	warstwy dżwino-grodzkie	sylur

Formacja czarnolesska

Formacja ta reprezentowana jest przez ciemnoszare iłowce pylaste i mułowce przewarstwione rytmicznie szarymi piaskowcami kwarcowymi. Cechą charakterystyczną tej formacji jest duża ilość zaburzeń sedymentacyjnych typu pograżów i konwolucji, rozmyć synsedymentacyjnych, spływów i zsuwów kohezyjnych oraz różnego rodzaju bioturbacji – śladów pełzania, bytowania i żerowania bentosu. Iłowce są często subtelnie równolegle laminowane.

Dolna granica formacji jest jednocześnie górną granicą formacji sycyńskiej.

Górna granica formacji czarnolesskiej stawiana jest w miejscu pojawienia się pierwszych grubszych przewarstwień wiśniowych iłowców pylastych lub mułowców i w pełnych profilach jest jednocześnie dolną granicą formacji zwoleńskiej (Miłaczewski, 1981).

Mięższność formacji rośnie z NE ku SW zgodnie z kierunkiem upadu regionalnego. W otworze Łopiennik IG1 wynosi ona 187,5 m, lecz jest prawdopodobnie zmniejszona przez uskoki, ponieważ w pobliskim otworze Małochwiej 1 wynosi aż 320,0 m. Prawdopodobnie w tym ostatnim otworze jest ona z kolei zwiększona przez uskoki odwrócone. W otworze

Białopole IG 1 mięższność formacji wynosi 143,5 m; w otworze Terebiń IG 5 – 172,5 m; w otworze Strzelce IG 2 – 43,5 m a w otworze Trawniki 1 – około 150,0 m.

Prawdopodobnie obie granice formacji są heterochroniczne, uwarunkowane niejednoczesną w różnych miejscach basenu zmianą warunków sedymentacji.

Formacja zwoleńska

Utwory tej formacji są szeroko rozprzestrzenione na całym obszarze radomsko-lubelskim, jak również na Wołyniu i Podolu na Ukrainie, gdzie noszą nazwę serii dniestrzańskiej (dnistrowska swyta). Są to pstre, wiśniowe, brunatne, zielonawe, plamiste, rzadziej szare, iłowce pylaste (makroskopowo trudne do odróżnienia od mułowców), rzadziej mułowce i mułowce piaszczyste, zawierające charakterystyczne, różnokształtne konkretne węglanowe, często dolomitowe. Iłowce przewarstwione są jasnoszarymi piaskowcami (arenitami) kwarcowymi, niekiedy wakami kwarcowymi i kwarcowo-tyszczykowymi. Utwory formacji zwoleńskiej nie zawierają przewodnich skamieniałości oprócz stosunkowo nielicznych miospor. Makroskamieniałości ograniczone są do fragmentów ryb i Agnatha, wielkoraków, lingul i flory psylofity-

Tabela 9

Pionowe rozprzestrzenienie fauny w formacji sycyńskiej

Fauna horizontal distribution in the Sycyna Formation

Nazwa gatunku lub rodzaju	Marsze rdzeniowe [m]									
	2501,8– 2503,4	2548,1– 2549,1	2611,4– 2613,4	2677,5– 2679,2	2736,6– 2738,6	2759,2– 2761,3	2802,4– 2804,8	2875,3– 2879,3	2916,6– 2919,6	2970,0– 2972,0
Tentakulity										
<i>Alternatus absimilis</i> (Hajłasz)	+					+				
<i>A. inconditis</i> (Ljaschenko et Berger)						+				
<i>Corniculina</i> sp.						+				
<i>Tentaculites</i> sp.	+									
<i>Longulatus menneri</i> Ljaschenko		+		+		+				
<i>Prolationus praelongus</i> Ljaschenko	+	+		+						
<i>Sokolites zagora</i> Ljaschenko				+	+					
<i>Tentaculites gyrocanthus</i> (Eaton)						+				
<i>T. scalaris</i> Schlotheim	+			+	+					
<i>T. schlotheimi</i> Koken					+					
<i>Ukrainites spatiosus</i> Ljaschenko						+				
<i>Vjalovites</i> cf. <i>antarcticus</i> (Fischer)				+						
Małżoraczki										
<i>Carinocloedenia alata</i> Abushik		+								
<i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja)			+	+						
<i>Healdianella</i> sp.	+			+						
<i>Leptoprimitia</i> sp.			+			+				
<i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik				+		+				
<i>Poloniella richteri</i> (de Konick)	+	+	+	+						
<i>Poloniella</i> sp.				+						
<i>Richina propria</i> Abushik						+				
<i>Ulrichia</i> (<i>Subulrichia</i>) <i>obliqua</i> Abushik				+		+				
<i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch						+				
<i>Zygobeyrichia tetrapleura</i> (Fuchs)	+	+								
Trylobity										
<i>Acastoides</i> sp.					+					
<i>Paracryphaeus</i> sp.				+	+	+				
<i>Trimerus novus</i> Tomczykowa					+	+				
Graptolity										
<i>Monograptus</i> aff. <i>uniformis</i> Přibyl									+	
Ramienionogi										
<i>Camarotoechia</i> sp.						+				
<i>Leptaena</i> sp.						+				
<i>Lingula</i> sp.						+				
<i>Orbiculoidea</i> sp.		+								
<i>Proschizophoria</i> sp.						+				
<i>Protocortezorthis</i> sp.						+				
<i>Spirifer</i> sp.		+		+	+	+				
<i>Stropheodonta</i> sp.					+	+				
Małże										
<i>Aviculopecten</i> sp.	+			+						
<i>Grammysia</i> sp.	+			+						

wej. Skład litologiczny formacji (z uwagi na jej kontynentalny charakter) jest bardzo zmienny w pionie i poziomie, stąd bardziej szczegółowa korelacja tej formacji nawet blisko położonych profilów napotyka na trudności. Cechą charakterystyczną formacji jest rytmiczne ułożenie litotypów, budujących cykle różnej rangi z charakterystycznym dla osadów rzecznych następstwem typu *fining upwards*.

Dolna granica formacji zwoleńskiej jest jednocześnie górną granicą formacji czarnoleskiej (por. wyżej). Górna granica formacji w profilu otworu Łopiennik IG 1, Izbica IG 1, Trawniki 1, Małochwiej 1 i 2, Białopole IG 1 jest granicą erozyjną spowodowaną erozją epigenetyczną. Dopiero w rejonie Ruskich Piasków i Komarowa oraz Hrubieszowa (otwory Strzelce i Terebin) obserwować można zaleganie utworów terygeniczno-węglanowych dewonu środkowego (lub emsu górnego) na utworach formacji zwoleńskiej, aczkolwiek prawdopodobnie i w tych profilach między formacją zwoleńską a dewonem środkowym istnieje luka stratygraficzna.

W profilu otworu Łopiennik IG 1 miąższość formacji zwoleńskiej wynosi 795,0 m; w pobliskim Małochwieju 1 – 860,0 m; w Trawnikiach 1 – około 940,0 m; w Białopolu IG 1 – 127,5 m. Pełna miąższość pierwotna formacji w otworze Strzelce IG 2 wynosi 335,0 m. Z NE ku SW rośnie miąższość formacji i otworze Ciepeliów IG1 koło Radomia niepełna jej miąższość (uwarunkowana erozją epigenetyczną) wynosi 851,0 m, a w otworze Zakrzew IG 3 aż 1200,0 m.

Biostratygrafia

Dane paleontologiczne z dewonu otworu Łopiennik są dość skąpe i ograniczone do formacji sycyńskiej, stąd biostratygraficzny podział profilu oparty został na danych pochodzących

z innych otworów, zwłaszcza otworu Busówno IG 1 (Miłaczewski, 2007). Dane paleontologiczne pochodzą również z profilu pobliskiego otworu Małochwiej 1, w którym E. Tomczykowa znalazła dolnodewońskie trylobity: głębokość 2995 m – *Wenndorfia* (= *Digonus*) *vialai* (Gosselet); głębokość 2938 m – *Wenndorfia* (= *Digonus*) *elegans* Tomczykowa; głębokość 2939–2937; 2738–2736 m – *Wenndorfia* (= *Trimerus*) *novus* Tomczykowa (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003; Miłaczewski, 2007). Od czasu opracowania dokumentacji wynikowej otworu Łopiennik IG 1 poglądy na wiek utworów dewońskich, zwłaszcza najstarszych uległy zmianie i podział bio- i chronostratygraficzny dewonu podany w cytowanej wyżej dokumentacji jest nieaktualny.

Na podstawie rewizji zasięgów skamieniałości znalezionych w formacji sycyńskiej; małżoraczków i tentakulitów (Nehring-Lefeld, ten tom) oraz trylobitów (Miłaczewski, 2007) i ramienionogów (Studencka, 2007) – por. tab. 8, okazało się, że formacja sycyńska należy do lochkowu dolnego. Najprawdopodobniej do lochkowu dolnego należy również formacja czarnoleska. Formacji zwoleńskiej należy przypisać wiek: lochkow górny–prag–ems (Turnau i in., 2005).

W zonacji miosporowej formacji sycyńska i czarnoleska należą do poziomu MN (*micronatus-newportensis* – podpoziomy R i M), zaś formacja zwoleńska do poziomu MN (podpoziomy Si i G) oraz poziomu *Breconisporites breconensis*–*Emphanisporites zavallatus* (BZ) a także poziomu *Verrucosisporites polygonalis*–*Dibolisporites wetteldorfensis* (PoW), podpoziomy Po, W, Pa, Su oraz poziomu AB (*Emphanisporites annulatus* – *Brochotriletes bellatulus*) (Turnau i in., *op. cit.*). Wyższe poziomy emsu odpowiadające poziomowi miosporowemu FD zostały najprawdopodobniej w profilu otworu Łopiennik IG 1 epigenetycznie zerodowane.

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA DEWONU DOLNEGO NA PODSTAWIE MAŁŻORACZKÓW

Przedmiotem opracowania jest zespół małżoraczków znalezionych w mułowcowo-ilastych osadach formacji sycyńskiej (Miłaczewski, 1981, Miłaczewski i in., 1983). Jest to jednostka litostratygraficzna korelowana obecnie z lochkowem dolnym, stanowiącym najniższe piętro dewonu dolnego. W Polsce lochkow bywa jeszcze tradycyjnie nazywany żedynem (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003). Osady te w otworze Łopiennik IG 1 na głębokości 2492,5–3005,0 m były rdzenio-wane fragmentarycznie, co spowodowało, że nie można było precyzyjnie wyznaczyć zasięgów stratygraficznych małżoraczków w analizowanym odcinku profilu.

Badany zespół małżoraczków jest ubogi pod względem ilości występujących w nim okazów, a ich stan zachowania jest zły. Małżoraczki mają na ogół zdarte skorupki, najczęściej zachowane są często w postaci ośródek i odcisków. Niekiedy jednak były znajdowane okazy o niezniszczonych skorupkach. Charakter litologiczny zawierających je osadów często wyklucza zarówno preparację pozwalającą na oczyszczenie skorupki, jak i wyodrębnienie z nich całych pancerzyków.

Małżoraczki w badanym interwale osadów dość rzadko tworzą większe skupiska, zazwyczaj składające się z kilku lub kilkunastu okazów; najczęściej jednak rozrzucone są pojedynczo (tab. 10). Oprócz małżoraczków w osadach stwierdzono obecność szczątków małży, ramienionogów, tentakulitów, trylobitów i liliowców.

W zespole małżoraczków występujących w badanych osadach formacji sycyńskiej stwierdzono obecność przedstawicieli rzędów Palaeocopida Henningsmoen, Platycopida Sars i Metacopida Sylvester-Bradley.

Rząd Palaeocopida Henningsmoen jest reprezentowany przez następujące rodziny (i gatunki):

- Beyrichiidae Matthew (*Volyniella abushikae* Nehring, *Volyniella silurica* Krandiyevsky et Gurevitsch);
- Kloedeniidae Ulrich et Bassler (*Carinokloedenia alata* Abushik, *Carinokloedenia spinosa* (Fuchs,));
- Aechminidae Bouček (*Aechmina oleskoienensis* Neckaja, *Aechmina spinoarcurata* Nehring-Lefeld);

Tabela 10

Rozprzestrzenienie małżoraczków w osadach dewonu dolnego

Distribution of the Ostracoda in the Lower Devonian deposits

Głębokość pobrania próbek [m]	Małżoraczki
2501,8–2503,4 (1,5 m rdzenia)	<i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Carinokloedenia spinosa</i> (Fuchs), <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Volyniella abushikae</i> Nehring, <i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin, <i>Ulrichia (Ulrichia) pluripuncta</i> Swartz, <i>Richina biconica</i> Abushik, <i>R. propria</i> Abushik, <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Healdianella</i> sp. indet.
2548,1–2549,1 (0,7 m rdzenia)	<i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Carinokloedella alata</i> Abushik, <i>C. spinosa</i> (Fuchs), <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>V. abushikae</i> Nehring, <i>Aechmina oleskoiensis</i> Neckaja, <i>A. spinoarcuata</i> Nehring, <i>Ulrichia (Ulrichia) pluripuncta</i> Swartz, <i>Richina kozlowskyi</i> Krandijevsky, <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>?Healdia obtusa</i> Abushik, <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>C. oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Healdianella ccytherellinoides</i> (Kummerow), nieoznaczalne gatunkowo małżoraczki z rodziny Kloedeniidae
2611,4–2613,4 (2,0 m rdzenia)	<i>Volyniella abushikae</i> Nehring, <i>V. silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Carinokloedenia alata</i> Abushik, <i>Aechmina oleskoiensis</i> Neckaja, <i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin, <i>Richina propria</i> Abushik, <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), <i>Leptoprimitia</i> sp.
2677,5–2679,2 (1,5 m rdzenia)	<i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Carinokloedenia spinosa</i> (Fuchs), <i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin, <i>Richina biconica</i> Abushik, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck)
2736,6–2738,6 (2,0 m rdzenia)	<i>Carinokloedenia alata</i> Abushik, <i>Aechmina</i> sp. indet., <i>Cytherellina jonesi</i> (de Koninck), liczne nieoznaczalne małżoraczki
2759,2–2761,3 (2,5 m rdzenia)	<i>Volyniella abushikae</i> Nehring, <i>V. silurica</i> Krandijevsky et Gurevitsch, <i>Carinokloedenia spinosa</i> (Fuchs), <i>Richina biconica</i> Abushik, <i>Richina kozlowskyi</i> Krandijevsky, <i>R. propria</i> Abushik, <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik, <i>Poloniella richteri</i> (de Koninck), <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja), <i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin, <i>Leptoprimitia</i> sp.

- Bollidae Bouček (*Ulrichia (Subulrichia) fragilis* Warthin, *Ulrichia (Ulrichia) pluripuncta* Swartz);
- Richinidae Sohn (*Richina kozlowskyi* Krandijevsky, *Richina propria* Abushik);
- Primitiidae Ulrich et Bassler (*Opisthoplax gyratus* Abushik, *Opisthoplax subcompressa* Abushik).

Przedstawiciele rzędu Platycopida Sars w badanej asocjacji małżoraczków reprezentuje wyłącznie rodzina Kloedenellidae Ulrich et Bassler. Stwierdzona tu została jedynie obecność *Poloniella richteri* (de Koninck, 1876) – gatunku niezmiernie charakterystycznego dla osadów formacji sycyńskiej.

Wśród przedstawicieli rzędu Metacopida Sylvester-Bradley w badanym zespole zidentyfikowano 2 gatunki z rodziny Healdiidae Harlton. Są to: *Cytherellina jonesi* (de Koninck) i *Cytherellina oleskoiensis* (Neckaja).

Morskie osady najniższego piętra dewonu dolnego–lochkowi na obszarze radomsko-lubelskim rozwinięte są w ciągłości sedimentacyjnej zarówno z osadami najwyższego syluru jak i pokrywającymi je mułowcami i piaskowcami. Osady te, określane są jako formacja sycyńska (Miłaczewski, 1981). Są one wykształcone w postaci ciemnoszarych mułowców i ilowców, zawierających cienkie przewarstwienia i soczewki wapieni ilastych i organodetrytycznych. Występuje w nich bogaty zespół bezkręgowców: ramienionogów, małży, tentakulitów, trylobitów, małżoraczków, konodontów i liliowców. Osady lochkowi na obszarze radomsko-lubelskim wykazują wyraźne zróżnicowanie w czasie i przestrzeni. Zróżnicowanie w przestrzeni znalazło wyraźne odbicie w liczebności i stanie zachowania szczątków organicznych po-

chodzących z różnych stref tego obszaru. Istnieje wyraźna różnica pomiędzy liczebnością i stanem zachowania małżoraczków pochodzących z osadów napotkanych w brzeżnej (płytszej) części zbiornika, a zespołami mikrofauny pochodzącymi z otworów zlokalizowanych w południowo-zachodniej (głębszej) części wspomnianego zbiornika sedimentacyjnego. Zróżnicowanie w czasie zaznacza się w profilu stratygraficznym stopniowym spłycając się zbiornika, co znalazło również odbicie w charakterze fauny (Nehring-Lefeld, 1985). Wydaje się więc bardzo prawdopodobnym, że tym tłumaczyć można ilościowe ubóstwo zespołu małżoraczków napotkanych w otworze Łopiennik IG 1, aczkolwiek nie należy zapominać, że z racji fragmentarycznego rdzeniowania otworu dysponowano małą ilością próbek skalnych. Jednocześnie nie obserwuje się istotnych zmian w składzie rodzajowym i gatunkowym zespołu. Jest on niemal identyczny z równowiekowymi zespołami małżoraczków występującymi w profilach innych otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze radomsko-lubelskim.

Zespół małżoraczków będący przedmiotem analizy stratygraficznej jest bardzo blisko związany z zespołami morskich osadów dewonu dolnego zachowanymi na obszarach Nadrenii, Barrantieniu, Białorusi i Ukrainy. Dla sprecyzowania wieku osadów podstawową wartość ma obecność w nich *Poloniella richteri* (de Koninck), *Carinokloedenia alata* Abushik, *C. spinosa* (Fuchs), *Cytherellina jonesi* (de Koninck) i *Cytherellina oleskoiensis* (Neckaja).

Poloniella richteri (de Koninck) występuje licznie w osadach lochkowi dolnego Artois – w łupkach z Drocourt i Meri-

court, a także Ardenów, gdzie obecność jej stwierdzona została w łupkach z Liévin i Mondrepuits (Barrois i in., 1920). Gatunek ten opisany został ponadto z łupków Hüinghaus (Reńskie Góry Łupkowe), których wiek określono jako lochkow. (Stoltidis, 1972). *Poloniella richteri* (de Koninck) jest gatunkiem charakterystycznym dla morskich osadów lochkowu dolnego Wołynia (Neckaja, 1960) i Podola (Abushik, 1971) przy czym pojawienie się ich wiąże się z początkiem sedymentacji włączanego do lochkowu dolnego osadów poziomu iwaniewskiego. Z uwagi na to, że w przedstawionym opracowaniu brak jest opisów poszczególnych gatunków należy zaznaczyć, że w pracach wyżej wymienionych autorów gatunek ten występuje pod nazwami: *Bollia richteri* (de Koninck) i *Poloniella oleskoiensis* (Neckaja).

Poloniella richteri (de Koninck) jest gatunkiem masowo występującym w osadach formacji sycyńskiej. Na podstawie analizy pionowego rozprzestrzenienia małżoraczków w morskich osadach dewonu dolnego zidentyfikowanych w licznych otworach wiertniczych zlokalizowanych na obszarze radomsko-lubelskim wyodrębniono w osadach tejże formacji biostratygraficzny poziom zespołowy *Poloniella richteri*. Obejmuje on tę część omawianych osadów, w których obok uznanej za takson wskaźnikowy okazów *Poloniella richteri* (de Koninck) występują bardzo licznie *Carinokloedenia alata* Abushik i *C. spinosa* (Fuchs). Poziom ten jest przydatny do korelacji osadów formacji sycyńskiej z osadami lochkowu dolnego Wołynia i Podola (Nehring-Lefeld, 1985).

Carinokloedenia spinosa (Fuchs) została stwierdzona w osadach dewonu dolnego Sauerlandu i Siegerlandu (łupki z Hüinghaus, piaskowce z Verse), jak również w osadach lochkowu gór Eifel (warstwy z Weismes). Jest on również pospolity w łupkach lochkowu dolnego z Liévin i Mondrepuits Ardenów oraz w łupkach Drocourt i Mericourt rejonu Artois, tam jednak opisany został jako *Carinokloedenia lievinensis* Barrois, Prevost, Dubois. *Carinokloedenia spinosa* (Fuchs) jest bardzo zbliżona do *Carinokloedenia alata* Abushik, której występowanie na Podolu jest notowane w osadach lochkowu (poziom iwaniewski).

Omówionym gatunkom towarzyszy *Cytherellina jonesi* (de Koninck) – gatunek charakterystyczny zarówno dla mor-

skich osadów dewonu dolnego facji reńskiej Ardenów (Hüinghaus Schichten) i równowiekowych osadów Wołynia i Podola, a także obszaru radomsko-lubelskiego. W osadach formacji sycyńskiej tegoż obszaru występuje bardzo licznie *Cytherellina oleskoiensis* (Neckaja), która poza obszarem radomsko-lubelskim opisana została tylko z osadów lochkowu dolnego Podola.

Charakterystycznymi dla osadów formacji sycyńskiej gatunkami są *Volyniella abushikae* Nehring, *Volyniella silurica* Krandiyevsky et Gurevitsch, *Aechmina oleskoiensis* Neckaja, *A. spinoarcuata* Nehring, *Ulrichia* (*Subulrichia*) *fragilis* Warthin, *U. (Ulrichia) pluripuncta* Swartz, *Richina biconica* Abushik, *R. kozlowskyi* Krandiyevsky et Gurevitsch, a także *Opisthoplax gyratus* Abushik i *O. subcompressa* Abushik.

Pojawienie się i rozwój richinidów, zarówno w osadach facji reńskiej Europy, jak i osadach helderbergianu dolnego Ameryki Północnej jest ściśle związane z początkiem sedymentacji dewonu. Niektóre richinidy znane z Polski, Ukrainy i Mołdawii są bardzo podobne do gatunków amerykańskich. Ulrichie w Regionie Appalachów występują zarówno w dewonie dolnym, jak i środkowym. W Europie obecność ich odnotowano, jak dotychczas, tylko w osadach dewonu dolnego Lubelszczyzny, Wołynia i Podola.

– *Volyniella abushikae* Nehring jest bardzo pospolita w osadach formacji sycyńskiej udokumentowanych w licznych otworach wiertniczych zlokalizowanych na obszarze radomsko-lubelskim. Jak dotychczas poza Polską nie została opisana (Nehring-Lefeld, 1985).

– *Volyniella silurica* Krandiyevsky et Gurevitsch występuje masowo w osadach poziomu borszczowskiego Wołynia i Podola (Krandijewski, Gurewicz, 1960). Jest ona gatunkiem pospolicie występującym w opisywanej asocjacji małżoraczków niższego lochkowu omawianego obszaru.

Rozprzestrzenienie i zróżnicowanie taksonomiczne zespołów małżoraczków oraz wykonana na ich podstawie analiza stratygraficzno-paleontologiczna pozwalają jednoznacznie stwierdzić, że odcinek profilu reprezentujący osady formacji sycyńskiej, napotkany w otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 na głębokości 2761,3–201,8 m należy korelować z lochkowem dolnym.

Maria NEHRING-LEFELD, Barbara HAJŁASZ

NOWELIZACJA BIOSTRATYGRAFII DEWONU DOLNEGO NA PODSTAWIE TENTAKULITÓW

Tentakulity będące przedmiotem analizy biostratygraficznej pobrane zostały z mułowcowo-ilastych osadów dewonu dolnego. Próbkę do badań pochodzi z interwału głębokości 2501,8–2761,3 m (tab. 11). Niewielka ilość próbek, a tym samym ubóstwo ilościowe materiału paleontologicznego wynika z fragmentarycznego rdzeniowania osadów. Poza tentakulitami w badanych próbach została stwierdzona obecność trylobitów, małży, ortocerasów, liliowców, małżoraczków, ramienionogów, liścionogów i mszywiolów.

W przebadanym interwale osadów zidentyfikowano następujące gatunki tentakulitów: *Tentaculites scalaris* Schlottheim, *Tentaculites* cf. *straeleni* Mailieux, *T. schlottheimi* Koken, *T. gyrocanthus* (Eaton), *Alternatu absimilis* (Hajłasz), *A. inconditis* Ljaschenko et Berger, *Prolationus praelongus* Ljaschenko, *Longulatus menneri* Ljaschenko, *Socolites zagora* Ljaschenko, *Ukrainites spatiosus* Ljaschenko, *Vjalovites* cf. *antarcticus* (Fisher), *Corniculina* sp. (Hajłasz, 1976). Obecność wymienionych gatunków stwierdzona została w osadach

Tabela 11

Rozprzestrzenienie tentakulitów w osadach dewonu dolnego

Distribution of the Hyolithida in the Lower Devonian deposits

Głębokość pobrania próbek [m]	Tentakulity
2501,8–2583,4 (1,5 m rdzenia)	<i>Tentaculites scalaris</i> Schlotheim, <i>Prolationus praelongus</i> Ljaschenko, <i>Tentaculites</i> sp. indet., <i>Tentaculites</i> cf. <i>straeleni</i> Mailieux, <i>Alternatus absimilis</i> (Hajłasz)
2548,1–2549,1 (0,7 m rdzenia)	<i>Prolationus praelongus</i> Ljaschenko, <i>Longulatus menneri</i> Ljaschenko
2611,4–2613,4 (2,0 m rdzenia)	nieoznaczalne tentakulity
2677,5–2679,2 (1,5 m rdzenia)	<i>Tentaculites scalaris</i> Schlotheim, <i>Sokolites zagora</i> Ljaschenko, <i>Prolatinus praelongus</i> Ljaschenko, <i>Longulatus menneri</i> Ljaschenko, <i>Vjalovites</i> cf. <i>antarcticus</i> (Fischer)
2736,6–2738,6 (2,0 m rdzenia)	<i>Tentaculites schlotheimi</i> Koken, <i>T. scalaris</i> Schlotheim, <i>Sokolites zagora</i> Ljaschenko
2759,2–2761,3 (2,5 m rdzenia)	<i>Corniculina</i> sp. indet., <i>Ukrainites speciosus</i> Ljaschenko, <i>Alternatus inconditis</i> Ljaschenko et Berger, <i>Alternatus absimilis</i> (Hajłasz), <i>Tentaculites gyrocanthus</i> (Eaton), <i>Longulatus menneri</i> Ljaschenko

dewonu dolnego udokumentowanych na obszarze radomsko-lubelskim i zaliczanych ówczesznie do zigeny (Hajłasz, 1976, 2003).

Dwa spośród wymienionych gatunków charakteryzują się szerokim zasięgiem stratygraficznym. Tak więc *Tentaculites scalaris* Schlotheim znany jest od syluru górnego po dewon dolny; obecność *Tentaculites schlotheimi* Koken odnotowano również i w osadach dewonu środkowego.

Szczegółowe badania tej grupy skamieniałości pozwoliły Hajłasz (1968) na wyróżnienie w utworach dewonu dolnego dwóch różniących się wyraźnie składem gatunkowym zespołów określonych przez tę autorkę jako I i II zespół tentakulitowy. Gatunki należące do zespołu I wskazują na możliwość korelacji dolnej części formacji sycyńskiej (Miłaczewski, 1981) z warstwami borszczowskimi i czortowskimi Podola (lochkow niższy). Wśród tentakulitów występujących w badanych osadach w otworze Łopiennik IG 1 na głębokości 2501,8–2761,3 m. brak jest tentakulitów zespołu I. Zidentyfikowana tu została natomiast obecność tentakulitów przewodnich II zespołu: *Tentaculites* cf. *straeleni* Mailieux, *Alternatus absimilis* (Hajłasz), *A. inconditis* Ljaschenko et Berger, *Prolationus perlongus* Ljaschenko, *Longulatus menneri* Ljaschenko, *Ukrainites spatiosus* Ljaschenko, *Vjalovites* cf. *antarcticus* (Fischer) i *Corniculina* sp.

Tentaculites cf. *straeleni* Mailieux został opisany po raz pierwszy z osadów zigeny Masywu Armorykańskiego (Lardeux, 1969). *Alternatus inconditis* Ljaschenko et Berger jest gatunkiem przewodnim dla horyzontu iwaniewskiego Podola (Ljaschenko, 1969). Na obszarze radomsko-lubelskim obecność jego stwierdzona została w osadach określanych wówczas jako zigeńskie w otworach Krowie Bagno

IG 1, Zakrzew IG 3 i Izdebno IG 1 (Hajłasz, 1976). *Prolationus perlongus* Ljaschenko i *Ukrainites spatiosus* Ljaschenko również uznawane są jako taksony przewodnie dla osadów horyzontu iwaniewskiego Podola (Ljaschenko, 1969). Na obszarze radomsko-lubelskim zidentyfikowano je w równowiekowych osadach napotkanych w otworach Krowie Bagno IG 1, Zakrzew IG 3, Izdebno IG 1, Białopole IG 1 i Strzelce IG 2. *Longulatus menneri* Ljaschenko opisany został jak dotychczas z wydzielonej w osadach dewonu dolnego razwiedoczińskiej swity. Osady te występują na Syberii w regionie norylskim (Ljaschenko, 1969). W Polsce znany jest z zespołu tentakulitowego określonego jako zigeński. (Hajłasz, 1974). *Corniculina* sp. opisana po raz pierwszy z równowiekowego zespołu, który napotkano w otworze Zakrzew IG 3 (Hajłasz, 1974).

W tym miejscu należy stwierdzić, że zaliczenie przez Tomczykową (1988, 1991) na podstawie trylobitów wyższej części formacji sycyńskiej oraz formacji czarnońskiej do zigeny nie znajduje potwierdzenia przez inne grupy skamieniałości, takie jak ramienionogi i spory (Turnau, 1985). Również na Naddniestrzu przynależność morskich osadów horyzontu iwaniewskiego do pragu lub zigeny nie jest paleontologicznie potwierdzona. Najprawdopodobniej horyzont ten należy w całości do lochkowu (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003).

Reasumując na podstawie powyższej analizy biostratygraficznej należy przyjąć, że zawierające II zespół tentakulitowy osady napotkane w otworze Łopiennik IG 1 na głębokości 2501,8–2761,3 m winny być zaliczone do wyższej części formacji sycyńskiej wydzielonej w osadach lochkowu dolnego (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003)

Lech MIŁACZEWSKI**ZARYS SEDYMENTACJI UTWORÓW DEWOŃSKICH I PALEOGEOGRAFIA**

U schyłku syluru w rejonie otworu Łopiennik IG1 rozciągał się zbiornik morski, w którym odbywała się sedymentacja terygenicznego materiału ilowego. Z początkiem lochkowu warunki sedymentacji nie zmieniły się w sposób istotny. W dalszym ciągu panowało morze otwarte, które rozciągało się (sądząc po dzisiejszym rozmieszczeniu osadów lochkowskich i charakterze fauny) na całym obszarze lubelsko-radomskim, na południowym wschodzie sięgał, co najmniej do Dniestru, obejmowało region łysogórski Gór Świętokrzyskich w Polsce centralnej i miało połączenie z morzami na obszarze dzisiejszych Reńskich Gór Łupkowych, Ardenów, Bretanii, południowo-zachodniej Walii i Maroka. Połączenie lubelsko-radomskiego zbiornika sedymentacyjnego z basenem na obszarach obniżenia bałtyckiego nie jest jeszcze dostatecznie zbadane. Zbiornik na obniżeniu bałtyckim miał zupełnie inny charakter; była to płytka część szelfu, w której odbywała się sedymentacja osadów piaszczystych i mułowcowych w warunkach zwiększonego zasolenia wód (Kursz, 1975). Być może, była to strefa przybrzeżna jednego basenu morskiego, którego częścią środkową był basen radomsko-lubelski. Jak wykazały badania K. Radlicza (por. niżej) morze lochkowskie w rejonie otworu Łopiennik IG1 było stosunkowo głębokie: dno znajdowało się poniżej podstawy falowania, w niezdiagnozowanym osadzie panowały warunki redukcyjne, o czym świadczy ciemna barwa skał i obecność w nich piritu. Okresowo przy dnie panowały warunki wybitnie niesprzyjające rozwojowi bentosu – obserwuje się zachowanie delikatnej laminacji osadu, brak szczątków fauny, występują jedynie szczątki nektonu i planktonu. Okresowo warunki tlenowe przy dnie były bardziej sprzyjające życiu bentosu, dno było wtedy zasiedlane przez cienkoskorupowe małże i ramienionogi. W depozycji osadów, jak podaje Radlicz (por. ten tom) mogły mieć również prądy zawieszinowe. Pewnym tego potwierdzeniem jest obserwowane niekiedy współwystępowanie fragmentów małżów i ramienionogów cienkoskorupowych, zasiedlających strefę bardziej głęboką ze fragmentami małżów i ramienionogów gruboskorupowych pochodzących z bardziej płytkowodnej części zbiornika a wymieszanych razem przez prąd zawieszinowy.

Rozwój wczesnodedońskiego zbiornika sedymentacyjnego był wyraźnie ukierunkowany w czasie i przestrzeni: akumulacja osadów zaczęła stopniowo przeważać nad subsydującego dna zbiornika; zbiornik zaczął wypełniać się osadami i spłycać się, a jego powierzchnia uległa zmniejszeniu. Stan taki obserwujemy u schyłku wczesnego lochkowu. Zapis tego zjawiska w osadach objawia się w postaci zwiększonego udziału kwarcu detrytycznego w wyższej części profilu formacji sycyńskiej a także pojawienia się ławiczek bioklastycznych złożonych ze szczątków bentosu utworzonych w wyniku działalności sztormów w spływającym się morzu. W profilu otworu Łopiennik IG 1 ławiczki i warstewki wapieni bioklastycznych są cienkie i niezbyt liczne. W rejonie otworów Bu-

sówno IG 1 i Białopole IG 1, gdzie morze było płytsze ławice wapieni bioklastycznych są grubsze i liczniejsze i zaznaczają się na wykresach SO i PNG, dając charakterystyczny grzebień niasty wygląd krzywych geofizycznych.

W czasie depozycji osadów formacji czarnońskiej do zbiornika zaczął się dostawać (po raz pierwszy w większej ilości) materiał terygeniczny frakcji piaszczystej. Było to wywołane spływaniem morza i zwiększeniem intensywności erozji na lądzie. Zmiana charakteru fauny bentonicznej ograniczonej do ryb, wielkoraków i nielicznych małżoraczków świadczy o zmniejszonym zasoleniu wód. Energia środowiska, jak wykazały badania Radlicza, była okresowo duża – tworzyły się dojrzałe arenity kwarcowe. W okresach spokojniejszej sedymentacji tworzyły się łożyska pylaste, zawierające niekiedy przyniesiony z daleka materiał tufogeniczny.

Proces spływania się zbiornika nasilał się z upływem czasu w okresie tworzenia się formacji zwolenńskiej (późny lochkow–prag–ems) doszło do akumulacji osadów na lądzie, w rzekach i zastoiskach, na co wskazują badania Radlicza oraz obserwacje autora (Miłaczewski, 1981). Sedymentacja osadów lądowych odbywała się z licznymi przerwami, o czym świadczą często spotykane powierzchnie rozmyte śródformacyjnych w profilu formacji. Jednocześnie depozycji towarzyszyła stała subsydującego dna basenu osadowego, co umożliwiło akumulację miękkich mas osadów. Przyjmując głębokość, na której tworzyła się formacja zwolenńska na około 0 m nad poziom morza, obszar w rejonie otworu Łopiennik IG 1 od początku sedymentacji tej formacji do początku dewonu środkowego pograżył się o ponad 800 m, przy czym dno zbiornika pozostawało cały czas na głębokości około 0 m n.p.m. Przyjmując okres trwania sedymentacji tej formacji na 15 mln lat otrzymujemy tempo subsydującego wynoszące ponad 53 m/mln lat (800 m miąższości: 15 mln lat). Tempo to było niewątpliwie większe, ponieważ formacja zwolenńska w profilu opisywanego otworu nie zachowała się w całości. Dla porównania można podać, że w rejonie otworu Strzelce IG 2, w którym formacja zwolenńska liczy 335,0 m miąższości (miąższość pełna) tempo subsydującego wynosiło jedynie 22 m/mln lat. Różnica w subsydującego rejonu otworu Łopiennik IG 1 i Strzelce IG 2 wynikają z położenia pierwszego otworu w strefie labilnego rowu lubelskiego, a drugiego w strefie stosunkowo stabilnego podniesionego kratonu prekambryjskiego.

Historia rejonu otworu Łopiennik IG 1 po osadzeniu się formacji zwolenńskiej była zapewne zbliżona do rejonu otworów Strzelce IG 1 i IG 2 (por. Miłaczewski, 1976), to znaczy w czasie dewonu środkowego trwała tu sedymentacja osadów lagunowo-kontynentalnych eiflu i żywetu a następnie morskich utworów franu i famenu. W okresie wczesnego karbonu (po późny wizen) w opisywanym rejonie przeważała erozja, szczególnie intensywna w rejonie otworu Łopiennik IG 1, bowiem usunęła ona osady dewonu górnego i środkowego oraz kilkaset metrów dewonu dolnego (łącznie, co najmniej 1000 m osadów).

Krzysztof RADLICZ**PETROGRAFIA OSADÓW DEWONU DOLNEGO**

Osady dewonu dolnego z otworu wiertniczego Łopienik IG 1 były fragmentarycznie rdzeniowane. Według Miłaczewskiego (ten tom) są reprezentowane przez formację sycyńską – lochkow dolny (3005,0–2492,5 m), formację czarńoleską – lochkow dolny (2492,5–2305,0 m) i formację zwoleńską – lochkow górny–prag–ems (2305,0–1510,0 m). Dokumentację osadów przeprowadzono na podstawie opisów próbek rdzeni, opisów mikroskopowych 45 płytek cienkich, 6 analiz minerałów ciężkich, 18 mikroskopowych analiz granulometrycznych i 22 analiz chemicznych CaO, MgO i CO₂ oraz 1 chemicznej analizy 12 składnikowej z litoklastycznej waki tufitowej.

Metodyka badań

Podczas badań mikroskopowych płytek cienkich oznaczono półilościowo udział allochemów i składników terygenicznych oraz ortochemów na podstawie wzorców według Tanaki i Katady (1966), zmierzono minimalną i maksymalną średnicę ziaren tak materiału terygenicznego jak i allochemów; oznaczono średnicę ziaren przeważającej frakcji. Mikroskopowymi badaniami granulometrii objęto próbki arenitów i pyłowców piaszczystych stosując zalecenia instrukcji do metody punktowej (Jaworowski, Juskowiakowa, 1973), przeprowadzając 500–1000 pomiarów ziaren z każdej próbki. Wykonano 18 analiz granulometrycznych, mikroskopowych, metodą punktową, przy pomocy aparatury Eltinor 4 firmy Rathenow. Wartości w mikrometrach przeliczono na wartości phi za pomocą diagramu konstrukcji Juskowiakowej (1974). Wartości analiz naniesiono na siatkę prawdopodobieństwa i z krzywych kumulatywnych wyznaczono graficzne wartości percentyli, a następnie wyliczono graficzne parametry uziarnienia według Folka i Warda (1957). Wartości parametrów graficznych: M_z – graficzna średnia, δ_1 – graficzne ryczałtowe odchylenia standardowe, Sk_1 – ryczałtowa graficzna skośność i K_G – graficzna kurtioza zostały obliczone na podstawie wzorów wg Folka i Warda (1957).

Klasyfikację osadów zastosowano według Folka (1968), zaś osadów tufogenicznych według Konta (1972). Klasyfikację mikrofacjalno-energetyczną osadów wykonano według Folka (1968) z modyfikacją Radlicza (1974a), wydzielając pięć klas energetycznych: M; TAM; IMR; SBMR i MR i 12 grup mikrofacjalnych: 1A–B, 2A–B, 3A–B, 4A–B i 5A–B. Oznaczanie bioklastów w płytkach cienkich przeprowadzono na podstawie atlasów mikrofacjalnych: Johnsona (1951), Majewskiego (1969), Horowitza, Pottera (1971) i innych prac. Przeliczenia oznaczeń chemicznych osadów węglanowych na skład mineralny wykonano na podstawie Instrukcji (Radlicz, 1974b). Analiza chemiczna wykonana z litoklastycznej waki tufitowej (próbka 2, głęb. 1518,1 m – tab. 13) formacji zwoleńskiej została wykonana przez Nowak, Mikołajczyk i Latoszyńską z Centralnego Laboratorium Chemicznego Instytutu Geologicznego.

Charakterystyka petrograficzna osadów**Formacja zwoleńska**

W formacji zwoleńskiej wyróżniono arenity, waki oraz mułowce pylaste i piaszczyste.

Arenity i waki zbadano w 17 próbkach z głębokości: 1516,7; 1518,1; 1533,6; 1649,3; 1703,5; 1759,5; 1823,1; 1900,9; 1969,7; 1970,7; 2113,6; 2117,6; 2200,5; 2211,2; 2216,7; 2295,2; 2297,6 m.

Wśród nich wyróżniono arenity kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe, waki kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe oraz arenity i waki litoklastyczne. Arenity (piaskowce) są barwy szarej, zielonawoszarej lub ciemnoszarej. Są one laminowane smużycie lub poziomo. Występuje w nich również niewyraźne warstwowanie przekątne, laminacja falista i przekątna laminacja riplemarkowa. Miejscami zaznaczają się w nich pograży, konwolucje i drobne rozmoczenia, którym towarzyszą intraklasty ciemnoszarych iłowców. Arenity (piaskowce) są bardzo twarde i zwarte, często spękane, Laminacja zaznacza się głównie dzięki wzbogaceniu lamin w łyszczki.

Waki są szarozielonawe, ciemnoszare oraz wiśniowe z zielonawymi plamami. Miejscami zaznaczają się w nich konwolucje i pograży oraz laminacja substancją ilasto-łyszczkową. Lokalnie trafiają się kongregacje węglanowe.

Cechy mikrofacjalne arenitów prawie dojrzałych (SBMR 4A–B) zestawiono w tabeli 12, zaś arenitów niedojrzałych (IMR 3B) i wak (IMR 3A) w tabeli 13.

Arenity (piaskowce) kwarcowe reprezentują osady rzeczne, dobrze przemyte, powstałe w środowisku silnej i umiarkowanej energii hydrodynamicznej. Arenity kwarcowo-łyszczkowe oraz waki reprezentują fację subkorytową. Osady utworzyły się w środowisku umiarkowanej i słabej energii hydrodynamicznej.

Mułowce pylaste i piaszczyste zbadano w 10 próbkach z głębokości: 1650,2; 1705,2; 1821,5; 1900,3; 1901,6; 2043,8; 2046,1; 2201,5; 2293,5 i 2236,9 m. Są to osady barwy zielonawoszarej, ciemnoszarej i wiśniowej, często plamiste z plamami zielonawoszarymi lub wiśniowymi. Przeważnie są laminowane, rzadziej smugowane materiałem piaszczystym i zaburzone z konwolucjami i pograżami. W materiale bardziej ilastym licznie występują kongregacje dolomitowe. Lokalnie trafiają się ślady wysychania. W niektórych przewarstwieniach mułowców pylastych i piaszczystych występuje wzbogacenie w łyszczki.

Cechy mikrofacjalne mułowców pylastych i piaszczystych zestawiono w tabeli 14.

Mułowce pylaste i piaszczyste reprezentują fację równi zalewowych. Osady powstały w środowisku okresowo podwyższonej energii hydrodynamicznej, niekiedy prawie w środowisku wód spokojnych.

Tabela 12

Skład mineralny i uziarnienie arenitów prawie dojrzałych (SBMR 4A-B)

Mineral composition and grain fraction of the submature arenites and wackes (SBMR 4A-B)

Nr próbk	Głębokość [m]	Skład mineralny	% obj.	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Spoiwo		Uwagi
						skład	% obj.	
22	2216,2	kwarc	65	0,08–0,25	0,2	kwarcowe regeneracyjne	?	ziarna dobrze obtoczone i wysortowane SBMR 4B
		mikroklin + albit	2	0,12–0,25				
		poskaleniowe skupienia kaolinitowe	1	0,12–0,25				
		muskowit + chloryt	2	0,15–0,2				
6	1703,5	kwarc	60	0,06–0,2	0,12	kwarcowe regeneracyjne	19	ziarna obtoczone i częściowo obtoczone izometryczne, elipsoidalne, w laminach dobrze wysortowane bimodalne SBMR 4B
				?0,1–0,5	?0,3	kalcysparytowe, porowo-gniazdowe ilaste	3	
		mikroklin + albit	3	0,1–0,3				
		poskaleniowe skupienia kaolinitowe	7	0,08–0,45				
		chalcedonity	pojed.	0,15–0,45				
		muskowit	5	0,1–0,4	?0,25			
4	1649,3	chloryt + biotyt						ziarna dobrze obtoczone, elipsoidalne, dobrze wysortowane; intraklasty występują w próbce nr 4 SBMR 4B
		kwarc	60–70	0,04–0,4	0,2	kwarcowe regeneracyjne	do 25	
14	1900,9	albit + mikroklin	1–3	0,1–0,30		kalcysparytowe, porowo-gniazdowe, ilaste, reliktowe	3–25	
		poskaleniowe agregaty kaolinitowe	2–4	0,1–0,35				
		muskowit + chloryt + biotyt	do 2	0,1–1,1	?0,35			
		minerale ciężkie	pojed.	0,04–0,16	?0,1			
1	1970,7	intraklasty ilowców	do 3	0,1–0,5	0,2	kwarcowe regeneracyjne	20	przerosty chlorytowe, ziarna dobrze i częściowo obtoczone, dobrze wysortowane SBMR 4B
		kwarc	70	0,06–0,3	0,15			
		muskowit	pojed.	0,1–0,6				
		intraklasty kalcymikrytów	5	0,1–0,5	0,2			
24	1516,6	kwarc	65	0,04–0,3	0,15	kwarcowe regeneracyjne	25	ziarna frakcji drobno- i średnioziarnistej w różnym stopniu obtoczone SBMR 4A
		mikroklin + albit	do 2	0,08–0,18	0,15	kalcysparytowe porowe i poikiloklastyczne	3	
		poskaleniowe agregaty kaolinitowe	3	0,1–0,2	0,15			
		muskowit	2	0,1–0,3	0,15			
13	2295,2	minerale ciężkie	pojed.	0,04–0,15		kwarcowe regeneracyjne	20	biotyt + chloryt stanowi około połowę łuszczyków SBMR 4B
		kwarc	20–50	0,03–0,3	0,1			
		mikroklin + albit	pojed.	0,06–0,2				
		muskowit + biotyt + chloryt	30–60	0,06–1,1	0,3–0,4			

Tabela 13
Skład mineralny i uziarnienie
niedojrzałych arenitów kwarcowych (IMR 3B) i waki (IMR 3A)
Mineral composition and grain fraction
of the immatures quartz arenites (IMR 3B) and wackes (IMR 3A)

Nr próbki	Głębokość [m]	Skład mineralny	% obj.	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Sporowisko		Uwagi
						skład	% obj.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Arenity IMR 3B								
10	1823,1	kwarc	60	0,03–0,25	0,12–0,15	kwarcowe regeneracyjne	25–28	w laminach łyszczyków do 20%
21		mikroklin + albit	pojed.	0,06–0,15		ilaste drobnołuseczkowe	5–10	
		poskaleniowe skupienia kaolinitowe	do 3	0,08–0,25	0,15			
		muskowit + chloryt + biotyt	2–7	0,06–0,5	0,06–0,5			
Waki IMR 3A								
2	1518,1	kwarc	50	0,04–0,3	0,08–0,12	ilaste, drobnołuseczkowe	30	litoklastyczna waka tuffitowa; w spoiwie nierównomierne impregacje gęstym; ziarna kwarcu ostrokrędeżyste i obtoczone, wiele ziarn wiórkowych
17	2113,6	kwarc	50	0,02–0,2	0,08	ilaste, drobnołuseczkowe	47	
		mikroklin	pojed.	0,060–0,15				
		muskowit	3	0,06–0,2				
		intraklasty iłowców	pojed.	0,2–0,6				
8	1759,5	kwarc	60–62	0,02–0,35	0,1–0,12	kwarcowe, regeneracyjne	10–20	laminy ilasto-piaszczyste i arenitów kwarcowych
26	2297,6	mikroklin + albit	pojed.	0,09–0,2		ilaste, drobnołuseczkowe	15–27	
		muskowit + chloryt + biotyt	3	0,06–0,6				
		minerale ciężkie	pojed.	0,03–0,15				

Tabela 13 cd.

1	2	3	4	5	6	6	7	8
19	2200,5	kwarcowe	50–70	0,02–0,3	0,06–0,12	kwarcowe regeneracyjne, ilaste	do 25	ziarna kwarcowe w różnym stopniu obtoczone; laminy łyszczykowo-kwarcowe głównie ze spoiwem ilastym; IMR 3A
		mikroklin + albit	pojed.	0,06–0,17				
		muskowit + chloryt + biotyt	1–15	0,06–0,5	0,2		5–20	
		minerały ciężkie	pojed.	0,04–0,15	0,08			
18	2117,6	kwarc	15–60	0,02–0,15	0,07	kwarcowe, ilaste	do 30	minerały ciężkie występują w laminach arenitów kwarcowych; w laminach łyszczykowo-kwarcowych spoiwo ilaste; gniazdowe impregnacje pi-rytowe; IMR 3A
		skalenie	pojed.		0,2			
		muskowit + chloryt + biotyt	3–40	0,04–0,4				
		minerały ciężkie	pojed.	0,03–0,1				
		zwęglona sieczka roślinna	pojed.	0,04–0,4				

Tabela 14

Skład mineralny i uziarnienie mulów pylastych i piaszczystych

Mineral composition and grain fraction of silty and sandy mudstone

Nr próbki	Głębokość [m]	Skład mineralny	% obj.	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Spoiwo		Uwagi
						skład	% obj.	
15	2043,8	kwarc	25–30	0,01–0,3	0,06–0,08	ilaste drobnołyszczykowe	55–70	ziarna przeważnie ostrokrawędziste, w tym wiele wiórkowych pochodzenia piroklastycznego; w próbkach 15 i 16 spoiwo impregnowane getytem hematytym
16	2046,1	mikroklin	pojed.	0,06–0,2		dolosparyt gniazdowy	do 5	
23	2293,5	muskowit + chloryt + biotyt	3–10	0,04–0,4				
25	2296,9							
5	1650,0	kwarc	10–20	0,02–0,28	0,06–0,08	ilaste drobnołyszczykowe	50–65	ziarna ostrokrawędziste; w próbkach 5 i 12 impregnacje getytowo-hematytowe; w próbce 7 gniazda dolosparytowe; w próbce 11 smużyste i impregnacje getytowo-hematytowe
9	1821,5	muskowit + chloryt + biotyt	15–20	0,04–0,5	0,15–0,2	dolosparytowe	do 25	
12	1901,6							
7	1705,2	kwarc	3–10	0,02–0,25	0,06–0,1	ilaste drobnołusczkowe	50–85	
11	1900,3	skalenie	sporad.	0,1–0,15		dolosparytowe	do 25	
20	2201,5	muskowit + chloryt + biotyt	5–20	0,06–0,45	0,15			

Formacja czarnoleska

Formacja czarnoleska miąższości o 187,5 m została rdzeniowana w dwóch odcinkach: 2,5 i 3,0 m. W odcinkach tych wyróżniono arenity kwarcowe drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste oraz mułowce pylaste.

Arenity (piaskowce) zbadano w próbkach z głębokości 2322,31 i 2406,5 m. Są to osady bardzo twarde, ciemnoszare, z laminacją smużystą i przekątną laminacją riplemarkową. Próbką z głębokości 2322,3 m zaliczona została do arenitów bardzo drobnoziarnistych, zaś 2406,5 m do arenitów drobnoziarnistych.

Cechy mikrofacjalne arenitów zestawiono w tabeli 15. Arenity (piaskowce) zostały deponowane w środowisku silnej i umiarkowanej energii hydrodynamicznej.

Tufitowe mułowce pylaste zbadano w próbce z głębokości 2320,5 m. Są one twarde, zwarte, ciemnoszare, nieregularnie smugowane substancją ilasto-łyszczykową. Cechy mikrofacjalne tufitowych mułowców pylastych zestawiono w tabeli 16.

W masie ilasto-łyszczykowej znajdują się nierównomiernie rozmieszczone osobniki dolosparu średnicy 0,003–0,06 mm oraz smużyste i nieregularne pigmentowe impregnacje pirytowe. Tufitowe mułowce pylaste jest mieszaniną materiału osadowego i piroklastycznego. Do materiału piroklastycznego zaliczono kwarcie wiórkowe i blaszki zupełnie świeżego biotytu oraz szkliwo zdewitryfikowane. Materiał piroklastyczny dostał się do osadów z dużych odległości na co wskazuje jego pylasta i drobnoziarnista frakcja. Do wymieszania materiału doszło w płytkim zbiorniku odznaczającym się środowiskiem wód spokojnych, okresowo aktywnych.

Formacja sycyńska

Osady formacji sycyńskiej złożone są z iłowców miejscami wzbogaconych we fragmenty fauny; wzbogacenia te są dwójakiego rodzaju: warstwowe i niewarstwowe. Wzbogacenia warstwowe – biorudstony i bioflotstony – są wynikiem akumulacji sztormowej, zaś niewarstwowe – akumulacji osadów w spływającym się zbiorniku morskim. Mułowce ilaste są przeważnie kruche, barwy ciemnoszarej, miejscami prawie czarnej, smużyste lub laminowane równolegle.

Cechy mikrofacjalne mułowców z wkładkami osadów bioklastycznych zestawiono w tabeli 17. Mułowce laminowane reprezentują środowisko wód okresowoaktywnych, pozostałe zaś środowisko wód spokojnych.

Minerały ciężkie

Z sześciu próbek z frakcji 0,06–0,2 mm wydzielono minerały ciężkie w bromoformie. Analizy minerałów ciężkich przeprowadzono metodą planimetryczną w preparatach zatopionych w balsamie kanadyjskim. W celu osiągnięcia wyników porównywalnych liczba pomiarów przezroczystych minerałów ciężkich wynosiła co najmniej 300 bez względu na liczbę nieprzezroczystych minerałów. W preparatach wyróż-

niono: minerały nieprzezroczyste wtórne, detrytyczne i minerały przezroczyste. Zestawiono je w tabeli 18.

Minerały ciężkie, terygeniczne przeważnie są dobrze obtoczone. Jedynie pojedyncze ziarna: cyrkonu, turmalinu, anatazu, brukitu, apatyty i kasyteryty bywają w kryształach idiomorficznych. Chloryt i biotyt występują w strzępiastych pakietach blaszek. Chloryt odznacza się seledynową barwą blaszek i przeważnie jest świeży, niezwiędziały. Biotyt zaś przeważnie jest zmętniały i odznacza się smużystym wygaszaniem.

Analizy granulometryczne, mikroskopowe

Próbki piaskowców 1–26 reprezentują osady formacji zwolenńskiej, zaś 28 i 29 osady formacji czarnoleskiej.

Z zestawienia analiz granulometrycznych (tab. 19) wynika, że próbki 1, 3, 4, 6, 11a, 14, 22, 24, 26 i 29 reprezentują arenity, zaś próbki 2, 8, 10, 17, 18, 19, 21 i 28 należą do mułowców pylastych. Na podstawie wartości graficznego ryczałtowego odchylenia standardowego δI określono, że próbki 28 i 29 (formacja czarnoleska) odznaczają się dobrym wysortowaniem, zaś próbki arenitów z formacji zwolenńskiej głównie umiarkowanie dobrym wysortowaniem, jedynie próbki 2, 3 i 6 umiarkowanym wysortowaniem. Wartości ryczałtowej graficznej skośności SkI określają rozkład uziarnienia: w próbkach 2, 6, 8, 10, 17, 18, 19, 21 i 28 jako w przybliżeniu symetryczny, przy czym próbka 21 z $SkI + 0$ przedstawia rozkład idealnie symetryczny.

Próbki 1, 3, 4, 11a, 14, 22, 24, 26 i 29 reprezentują rozkład skośny dodatnio. Wartości graficznej kurtozy KG wskazują, że rozkłady uziarnienia w próbkach: 10 i 19 są platykurtyczne, w próbkach: 2, 3, 4, 6, 8, 17, 18, 21, 22, 24, 26, 28 i 29 są mezokurtyczne i w próbkach 1, 11a i 14 leptokurtyczne.

Uwagi i wnioski

Wysształcenie mikrofacjalne osadów dewonu w otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 jest podobne do wysształcenia analogicznych osadów na obszarze Lubelszczyzny.

Osady formacji sycyńskiej reprezentowane są przez iłowce, iłowce dolomityczne i syderytyczne (tab. 20) z drobnymi wkładkami wapieni bioklastycznych i biogenicznych mszywiolowych, mszywiolowo-brachiopodowych i brachiopodowo-trylobitowych. Należą do osadów morskich złożonych w środowisku wód spokojnych i okresowo aktywnych. Ku stropowi częstotliwość występowania wkładek allochemowych wzrasta. Jest to wynikiem z jednej strony akumulacji materiału w spływającym się zbiorniku morskim; z drugiej zaś akumulacji sztormowej (Brenner, Davies, 1973; Dżułyński, Kubicz, 1975). Nieznaczny udział grubszego materiału terygenicznego w osadach (tab. 17) w postaci pyłu kwarcowego i łuseczek muskowitu oraz laminowane i smużyste tekstury wskazują na jego dopływ przy udziale prądów zawieszinowych. Środowisko w osadzie było redukcyjne. Utworzyły się w nim drobne, agregacyjne grudki pirytowe oraz smużyste impregnacje pirytowe w wyniku działalności bakterii anaerobowych (Rydzewski, 1969; Radlicz, 1972).

Tabela 15

Skład mineralny i uziarnienie arenitów kwarcowych
Mineral composition and grain fraction of the quartz arenites

Nr prób-ki	Głębokość [m]	Skład mineralny	% obj.	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Spoiwo		Uwagi
						skład	% obj.	
28	2322,4	kwarc	63	0,02–0,15	0,08	kwarcowe regeneracyjne	25	albit i mikroclin są zupełnie świeże; MR 5A
		albit + mikroclin	pojed.	0,06–0,1		dolosparytowe, porowo-gniazdowe	10	
		muskowit + chloryt + biotyt	2	0,08–0,5				
		minerały ciężkie	pojed.	0,03–0,12				
29	2406,5	kwarc	65	0,05–0,3	0,15	kwarcowe regeneracyjne	20	SBMR 4A
		albit + mikroclin	2	0,08–0,25	0,15			
		poskaleniowe agregaty kaolinitowe	5	0,1–0,3		ilaste drobnoluseczkowe	5	
		muskowit + chloryt + biotyt	3	0,08–2,0	0,25			
		minerały ciężkie	pojed.	0,03–0,2				

Tabela 16

Skład mineralny i uziarnienie tuftowych mulowców pylastych TAM 2A
Mineral composition and grain fraction of the tuffitic, siltic clayston TAM 2A

Nr prób-ki	Głębokość [m]	Skład mineralny	% obj.	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Spoivo		Uwagi
						skład	% obj.	
27	2321,6	kwarc	10	0,01–0,2	0,04	ilaste, drobnoluseczkowe	75	obok ziarn kwarcu piroklastycznego, ostrokrawędzistego, głównie wiórkowego licznie występuje kwarc autigeniczny idiotopowy o elongacji L/B = 2,0; tyszczki drobnoluseczkowe tworzą masę piślniową
		muskowit + chloryt + biotyt	15	0,04–0,25	0,1			

Tabela 17
Skład mineralny i uziarnienie mulowców
z wkładkami osadów bioklastycznych
Mineral composition and grain fraction
of the claystones with layers of the bioclastic sediments

Nr próbki	Głębokość [m]	Skład mineralny	% obj.	Wielkość ziarn [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Sporoivo		Uwagi
						skład	% obj.	
31	2503,0	kwarc	2–3	0,01–0,3	0,04–0,06	kalcydolosparyt	do 20	osady złożone z lamin ilastych i bioklastycznych ostro rozgraniczonych; w laminach bioklastycznych bioklasty częściowo przekryształizowane z cementem kalcydolosparytowym; w masie ilastej liczne grudki i skupienia pirytu
33	2612,0	muskowit	3	0,02–0,3	–	ilaste przekryształizowane	do 100	
			do 60	0,1–12,5	0,08			
30	2502,3	kwarc	1–2	0,01–0,15	0,03–0,06	ilaste przekryształizowane	90–93	liczne grudki pirytu
32	2548,6	muskowit, zwęglona sieczka roślinna	2–3	0,02–0,2	0,06	dolosparyt	do 5	
			ok. 1	0,04–0,6				
			ok. 2	0,06–1,6				
34	2678,0	kwarc	pojed.	0,01–0,1	0,02	ilaste przekryształizowane	95–100	liczne grudki i smużyste skupienia pirytu; piryt obok skupień agregacyjnych występuje w kryształach idiotopowych
35	2737,1	muskowit	pojed.	0,02–0,15	–	dolosparyt	do 5	
36	2759,7	–	pojed.	–	–			

Tabela 18

Minerały przezroczyste i nieprzezroczyste (wtórne i detrytyczne) we frakcji ciężkiej – 0,06–0,20 mm (w %)

Transparent and opaque minerals (secondary and detritic) in heavy fraction – 0,06–0,20 mm (in %)

Nr próbki	3	6	10	11a	13	29
Głębokość [m]	1583,6	1703,5	1823,1	1901,9	1969,7	2406,5
Naważka frakcji 0,06–0,20 mm [g]	20	20	16,8	20	20	20
Udział minerałów ciężkich we frakcji 0,06–0,20 mm	0,06	0,02	0,06	0,24	0,03	0,092
Węglany	–	–	–	73,5	–	–
Siarczany	–	–	–	7,3	–	–
Piryt	4,0	45,3	9,8	0,1	1,3	–
Tlenki żelaza	0,6	–	0,3	0,1	1,1	–
Magnetyt	4,0	3,9	4,0	0,4	20,1	9,1
Ilmenit	40,6	19,2	45,6	9,3	43,9	30,5
Minerały przezroczyste	50,8	31,6	40,3	9,3	33,6	60,4
Minerały przezroczyste przeliczone na 100%						
Cyrykon	56,9	49,1	19,8	8,3	35,8	43,4
Granat	–	0,6	0,5	1,2	1,9	–
Turmalin	26,5	14,5	26,7	36,3	21,0	18,0
Rutyl	6,3	11,8	11,0	10,4	10,3	17,4
Anataz	1,5	1,5	8,3	9,4	11,5	11,3
Tytanit	3,3	1,0	12,6	2,9	2,1	0,9
Brukity	0,3	–	–	0,2	–	0,4
Hornblenda	0,6	–	0,2	0,7	0,5	–
Epidot	1,5	2,1	1,7	3,6	1,4	0,2
Hipersten	–	–	–	–	–	0,2
Augit	–	–	–	–	–	0,2
Monacyt	–	–	–	–	0,2	–
Kasyteryt	0,3	0,2	–	–	–	0,2
Apatyt	–	–	0,2	0,2	–	–
Sylimanit	–	0,6	0,2	–	–	–
Dysten	0,6	0,2	–	2,6	–	–
Chloryt + biotyt	2,2	18,4	18,8	24,2	25,3	7,8

Tabela 19

Wyniki mikroskopowych analiz granulometrycznych
Results of the microscopic granulometric analyses

Nr próbki	Głębokość [m]	1 C	5	10	16	35	50 Md	75	84	95	Mz	δ _I	Sk _I	K _G
1	1516,7	+ 2,00	+ 2,30	+ 2,45	+ 2,60	+ 2,77	+ 3,10	+ 3,50	+ 3,80	+ 4,45	3,16	0,63	+ 0,21	1,21
2	1518,1	+ 2,00	+ 2,70	+ 3,00	+ 3,25	+ 3,50	+ 4,05	+ 4,60	+ 4,80	+ 5,45	4,03	0,81	– 0,007	1,02
3	1583,6	+ 1,90	+ 2,30	+ 2,50	+ 2,70	+ 2,85	+ 3,20	+ 3,90	+ 4,20	+ 4,65	3,36	0,73	+ 0,25	0,92
4	1649,3	+ 1,80	+ 2,10	+ 2,25	+ 2,35	+ 2,50	+ 2,85	+ 3,30	+ 3,60	+ 4,25	2,93	0,64	+ 0,25	1,10
6	1703,5	+ 1,70	+ 2,00	+ 2,15	+ 2,50	+ 2,75	+ 3,20	+ 3,70	+ 4,00	+ 4,40	3,23	0,74	+ 0,03	1,03
8	1759,5	+ 2,50	+ 2,90	+ 3,07	+ 3,20	+ 3,35	+ 3,75	+ 4,15	+ 4,35	+ 4,70	3,77	0,56	+ 0,05	0,92
10	1823,1	+ 2,10	+ 2,80	+ 2,95	+ 3,10	+ 3,25	+ 3,70	+ 4,10	+ 4,30	+ 4,65	3,70	0,58	+ 0,01	0,89
11a	1900,9	+ 1,70	+ 2,05	+ 2,20	+ 2,35	+ 2,45	+ 2,80	+ 3,15	+ 3,30	+ 4,45	2,82	0,60	+ 0,21	1,41
14	1970,7	+ 1,40	+ 1,80	+ 1,94	+ 2,10	+ 2,20	2,50	+ 2,90	+ 3,10	+ 3,70	2,57	0,54	+ 0,23	1,11
17	2113,6	+ 2,60	+ 3,05	+ 3,30	+ 3,45	+ 3,65	4,10	+ 4,50	+ 4,65	+ 5,00	4,02	0,60	– 0,08	0,94
18	2117,6	+ 2,67	+ 3,10	+ 3,30	+ 3,47	+ 3,65	4,05	+ 4,40	+ 4,60	+ 4,90	4,04	0,56	– 0,04	0,98
19	2200,5	+ 2,40	+ 2,70	+ 2,90	+ 3,10	+ 3,25	+ 3,75	+ 4,20	+ 4,40	+ 4,75	3,75	0,63	– 0,01	0,88
21	2211,2	+ 2,20	+ 2,75	+ 2,95	+ 3,10	+ 3,30	+ 3,70	+ 4,10	+ 4,30	+ 4,65	3,70	0,59	0,00	0,97
22	2216,8	+ 1,80	+ 2,05	+ 2,20	+ 2,30	+ 2,45	+ 2,80	+ 3,25	+ 3,45	+ 4,00	2,85	0,58	+ 0,17	1,00
24	2295,2	+ 2,15	+ 2,40	+ 2,55	+ 2,67	+ 2,80	+ 3,10	+ 3,45	+ 3,70	+ 4,10	3,16	0,52	+ 0,17	1,07
26	2297,6	+ 2,17	+ 2,50	+ 2,65	+ 2,80	+ 2,90	+ 3,27	+ 3,75	+ 4,00	+ 4,40	3,36	0,59	+ 0,20	0,92
28	2322,4	+ 2,60	+ 3,00	+ 3,20	+ 3,35	+ 3,50	+ 3,83	+ 4,10	+ 4,30	+ 4,60	3,83	0,48	– 0,02	1,01
29	2406,5	+ 1,80	+ 2,10	+ 2,23	+ 2,37	+ 2,50	+ 2,80	+ 3,20	+ 3,30	+ 3,85	2,82	0,49	+ 0,14	1,02

Tabela 20

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych węglanów (w % wag.)

Calculation results of chemical analyses of carbonates (in wt. %)

Nr próbki	Głębokość [m]	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	Mg niewęgl.	CaO		MgO w węglanach	$\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$	Stożek dolomityczności	Suma węglanów	Dolomit
						CaO						
23	2293,5	4,82	4,06	2,73	2,50	2,7		1,94	0,719	1000	11,61	8,88
24	2295,2	1,78	1,51	0,76	1,08	1,0		0,72	0,719	1000	4,05	3,29
25	2296,9	0,48	0,41	2,58	2,2	0,27		0,20	0,719	1000	3,47	0,89
26	2297,6	2,32	1,95	0,21	0,67	1,3		0,93	0,719	1000	4,48	4,27
27	2321,0	1,18	0,99	1,61	3,23	0,66		0,47	0,719	1000	3,78	2,17
28	2322,4	4,64	3,91	0,18	1,43	2,6		1,87	0,719	1000	8,73	8,55
29	2406,5	0,48	0,41	1,92	1,30	0,27		0,20	0,719	1000	2,81	0,89
30	2502,3	4,28	3,61	3,53	4,27	2,4		1,73	0,719	1000	11,42	7,89
31	2503,0	5,53	4,66	1,29	3,97	3,1		2,23	0,719	1000	11,48	10,19
32	2548,6	9,64	5,67	–	2,39	5,4		2,71	0,502	698	15,31	12,40
33	2612,0	10,53	4,45	–	2,58	5,9		2,12	0,359	499	14,98	9,73
34	2678,0	3,57	3,01	0,82	2,66	2,0		1,44	0,719	1000	7,40	6,58
35	2737,1	7,32	3,99	–	2,90	4,1		1,90	0,463	644	11,31	8,73
36	2759,7	6,78	3,49	–	2,94	3,8		1,66	0,437	608	10,27	7,63
37	2761,4	8,21	4,10	–	3,34	4,6		1,96	0,426	593	12,31	8,97
38	2803,0	6,43	4,25	–	2,47	3,6		2,03	0,564	785	10,38	9,29
39	2875,8	5,35	4,52	10,0	1,43	3,0		2,17	0,719	1000	19,87	9,87
41	2917,1	2,32	1,95	0,03	3,47	1,3		0,93	0,719	1000	4,30	4,27
40	2878,8	2,32	1,95	0,68	3,37	1,3		0,93	0,719	1000	4,95	4,27
42	2970,5	2,50	2,10	0,79	2,70	1,4		1,00	0,719	1000	5,39	4,60
43	3023,0	11,07	3,41	–	2,67	6,2		1,63	0,263	366	14,48	7,46
44	3023,9	16,42	4,66	–	2,17	9,2		2,23	0,242	337	21,08	10,19

Opróbowane fragmentarycznie (brak rdzenia) osady formacji czarnoleskiej złożone są z arenitów (piaskowców) kwarcowych dojrzałych i prawie dojrzałych oraz tufitowych iłowców pylastych.

Osady arenitów (piaskowców) kwarcowych odznaczają się dobrym wysortowaniem ($\delta_1 = 0,48-0,49$).

Wartości graficzne skośności uziarnienia wskazują rozkład prawie symetryczny (próbka 28) i skośny dodatnio (próbka 29).

W tym ostatnim przypadku jest to wynikiem większego udziału frakcji drobniejszej względem wartości graficznej średniej M_z . Wartości pierwszego, grubszego percentyla C (tab. 19) naniesione na diagram zależności C od głębokości zbiornika wg Passega (1964), wskazują, że osady zostały deponowane na głębokości 60–65 m, zaś ze stosunku C i M_d wynika, że próbka 29 znalazła się w polu zawiesiny wleczeniowej, zaś 28 w polu zawiesiny frakcjonalnej.

Interesującym wydaje się fakt stwierdzania mułowców pylastych z dużą domieszką materiału piroklastycznego (powyżej 10%). Osad taki według klasyfikacji Konta (1972) należy do grupy sedimentów tufitowych. Mógł się on wytworzyć w wyniku akumulacji zerodowanych starszych osadów tufogenicznych, jak również powstać z pyłów wulkanicznych, które zostały dostarczone bezpośrednio do zbiornika z odległych obszarów.

Tabela 21

Skład chemiczny litoklastycznej waki tufitowej

Chemical composition of the tuffitic, lithoclastic wacke

Składniki	Zawartość [% wag.]	Stosunki molekularne	Stosunki atomowe
SiO ₂	73,28	12194,52	12194,52
Al ₂ O ₃	11,69	1146,20	2292,40
Fe ₂ O ₃	3,36	210,34	420,63
FeO	1,03	143,20	143,29
CaO	1,08	192,53	192,53
MgO	1,07	265,25	285,23
Na ₂ O	0,16	25,80	51,03
K ₂ O	3,06	324,76	649,52
CO ₂	0,45	102,21	102,21
TiO ₂	0,84	105,00	105,00
MnO	0,02	2,84	2,84
Straty prażenia	4,24	2353,45	4706,90
Suma	100,28	—	—

Osady formacji zwolenńskiej złożone są z arenitów i pyłowców piaszczystych prawie dojrzałych i wak niedojrzałych oraz mułowców pylastych i piaszczystych. Arenity i pyłowce piaszczyste odznaczają się umiarkowanie dobrym wysortowaniem ($\delta_1 = 0,5-0,7$), rzadziej wysortowaniem umiarkowanym ($\delta_1 = 0,7-1,0$ (tab. 19). Wartości ryczałtowej skośności graficznej wskazują na prawie symetryczny oraz skośny dodatnio rozkład uziarnienia (Sk_I powyżej + 0,1). Na wykresie zależności CM wg Passega (1964) próbki znalazły się w polu zawiesiny wleczeniowej i frakcjonalnej.

Punkty parametrów granulometrycznych, δ_1 , Sk_I i K_G naniesione na diagram projekcyjny zależności δ_1 i Sk_I oraz K_G i Sk_I według Masona i Folka (1958 – *fide* Mabsesone, 1964) koncentrują się głównie w polach odpowiadających wydmom i plaży.

Punkty parametrów granulometrycznych M_z i δ_1 naniesione na diagram zależności M_z i δ_1 według Moiola i Weisera (1968 – *fide* Gradziński, 1973) znajdują się w polu osadów rzecznych. Podobnie jak w analogicznych osadach z innych otworów obszaru Lubelskiego stwierdzono znaczne zażelazienie w osadach bardzo drobnoziarnistych i ilastych (Radlicz, 1975). Wiąże się to z właściwościami sorbcyjnymi substancji ilastej związków żelazistych. Nierównomierność rozmieszczenia tychże związków w osadach jest odbiciem zmienności warunków fizyczno-chemicznych, przede wszystkim zmienności w układach potencjału oksydacyjno-redukcyjnego. Tych zmienności można dopatrywać się w beztlenowych przemianach substancji organicznej w osadach uwodnionych oraz z własnościami związków dwu- i trójwartościowych żelaza. Cechuje je mała rozpuszczalność i szybkie wytrącanie związków żelaza trójwartościowego oraz dobra rozpuszczalność i duża labilność związków żelaza dwuwartościowego (Siuta, Motowicka, 1965). Związki te mogą się przemieszczać w różny sposób w zależności od charakteru roztworów stabilnych lub labilnych. W warunkach stabilnych związki żelaza dwuwartościowego przemieszczają się elektrolitycznie ze stref o niższym potencjale ku strefom o wyższym potencjale oksydacyjno-redukcyjnym. W strefach tych ulegają utlenianiu i wytrąceniu w postaci związków żelaza trójwartościowego. Procesy te są zasadniczą przyczyną zmienności zabarwienia osadów formacji zwolenńskiej. Tego rodzaju procesy mogą zachodzić w osadach w środowisku bagiennym oraz w osadach nasyconych wodą np. na równiach zalewowych. W osadach formacji zwolenńskiej obok zasadniczego materiału terygenicznego występują większe lub mniejsze domieszki materiału piroklastycznego (tab. 13, 14). Występują one tak w częściach górnych, jak i dolnych w profilu formacji zwolenńskiej. Skład chemiczny litoklastycznej waki tufitowej z formacji zwolenńskiej podano w tabeli 21. Rozmieszczanie ich jest podobne do rozmieszczenia wulkanitów w Górach Świętokrzyskich w kompleksach litologicznych dewonu dolnego (Tarnowska, 1976).

Białopole IG 1, do których dowiązano opisywany profil. Utwory karbonu w otworze Łopiennik IG 1 występują w interwale 806,0–1510,0 m i mają miąższość 704,0 m. Zalegają one na utworach dewonu dolnego, a przykryte są osadami jury górnej.

Litologia

Charakterystykę litologii utworów karbonu, wykonano głównie na podstawie analizy prób okruchowych oraz pomiarów karotażowych, jak również opisu nielicznych rdzeni wiertniczych (Żelichowski i in., 1976) uzupełnionego przez autorkę.

Utwory karbonu wykształcone są jako wapienie, margle, iłowce, mułowce, piaskowce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste i węgle. W profilu miąższościowo zdecydowanie dominują skały klastyczne, szczególnie ilaste, pozostałe utwory mają mniejszy udział.

Ławice węglanowe, o miąższości od około 1 do 32 m, spotykane są w niższej i środkowej części profilu. Są to beżowoszare, szarobeżowe, szare lub ciemnoszare wapienie (rzadziej margle), czasami margliste, drobnoziarniste, zawierające detryt fauny oraz żyłki kalcytu.

Iłowce wraz z mułowcami miąższościowo przeważają w profilu. Iłowce występują w warstwach, zwykle o miąższości od 0,1 do około 18 metrów. Wśród nich można wyróżnić dwa główne typy. Do pierwszego typu włączono ciemnoszare i czarne iłowce (czasami margliste lub z wkładkami margli), masywne, zawierające detryt fauny morskiej: ramienionogów, trochitów liliowców oraz smugi sydereytowe. Ten typ iłowców charakteryzuje się wysoką naturalną promieniotwórczością, co czasami manifestuje się na krzywych profilowania gamma w postaci jej maksimum.

Do drugiego typu iłowców włączono te o barwie ciemnoszarej i szarej (sprowadznie brązowej lub szarzielonej), zawierające uwęglony detrytus roślinny oraz laminy węgliste.

Mułowce i mułowce piaszczyste występują w warstwach o miąższości od 0,2 do około 31 m. W wyższej części profilu najczęściej mają szarą barwę, natomiast w niższej ciemnoszarą. Sporadycznie mogą być również czarne, szarzielone, brązowoszare lub brązowociemnoszare. W rdzeniach wiertniczych występują mułowce masywne, laminowane poziomo, soczewkowo lub z warstwowaniem zaburzonym niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi lub korzeniami roślin – stigmariami. Najczęściej zawierają uwęglony detrytus roślinny, czasami też większe fragmenty zwęglonej flory lepidodendronów i sygilarii, jak również pojedyncze stigmariie. Powszechnie w mułowcach występują laminy, konkrecje i przemazy sydereytowe oraz czasami impregnacje stigmarii pirytem. Sporadycznie spotykane są zlustrowania kompaktcyjne.

Warstwy piaskowców mają zwykle niewielką miąższość od około 1 do 4,5 m, czasami może być ona większa i wynosić od 8 do 16 m. Najgrubszy piaskowiec występuje w wyższej części profilu. Piaskowce drobno- i średnioziarniste typu wak i arenitów mają barwę jasnoszarą, szarą lub ciemnoszarą, sporadycznie beżowoszarą lub białą. Mogą zawierać muskowi-

oraz spoiwo ilasto-krzemionkowe. Niektóre spośród piaskowców są słabo związane i porowate.

W najniższej części profilu, w rdzeniach wiertniczych występują jasnoszare piaskowce drobnoziarniste laminowane riplemarkowo lub przekątnie w dużej skali, zawierające nieliczną zwęgloną sieczkę roślinną. W spągu jednej z warstw spotykana jest powierzchnia erozyjna podkreślona klastami konkrecji sydereytowych i mułowcowymi. Piaskowce mają małe miąższości od 0,1 do około 1,0 m i przeławicają się z utworami iłowcowo-mułowcowymi. Często spotykane są zaburzenia związane z niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi, a czasami impregnacje lub konkrecje pirytowe.

W rdzeniach spotykane są ciemnoszare lub czarne iłowcowe gleby stigmariowe, charakteryzujące się gruzłową teksturą i obecnością licznych zlustrowań kompaktcyjnych, uwęglonego detrytus roślinny, stigmarii oraz konkrecji sydereytowych.

W wyższej części profilu karbonu występuje tylko jedna warstwa czarnego, błyszczącego węgla o miąższości 2 m, natomiast w najniższej części profilu spotykany jest w rdzeniu wiertniczym czarny iłowiec węglisty o miąższości 0,1 m, w którym występują laminy węgla.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Pierwszy, opierający się głównie na przesłankach litologicznych podział stratygraficzny utworów karbonu, w profilu otworu Łopiennik IG 1 wprowadzili Żelichowski i in. (1976). Wyróżnili oni:

- silez, na głęb. 802,0–1306,5 m (miąższość 504,5 m);
- namur, na głęb. 802,0–1306,5 m (miąższość 504,5 m);
- dinant, na głęb. 1306,5–1510,0 m (miąższość 203,5 m);
- wizen górny, na głęb. 1306,5–1510,0 m (miąższość 203,5 m).

Granice chronostratygraficzne zaproponowane w tym tomie wyznaczono na podstawie nowej metodologii, opierającej się na korelacji granic sekwencji depozycyjnych z sąsiednimi reperowymi profilami (fig. 42) oraz globalnym i zachodnioeuropejskim podziałem karbonu (fig. 43). Pozwoliło to na uszczegółowienie stratygrafii i wpłynęło na przesunięcie dotychczasowych granic. Zgodnie z sugestią A. Feldman-Olszewskiej (ten tom) wynikającej ze szczegółowej analizy karotażu, przesunięto o 4 m w dół strop karbonu.

Model stratygrafii sekwencyjnej dla karbonu basenu lubelskiego wykonano na podstawie analizy litofacjalnej rdzeni i interpretacji profilowań geofizyki otworowej (Waksmundzka, 2005; 2006; 2007a, b). Badane profile skorelowano przy użyciu dobrze datowanych paleontologicznie izochronicznych horyzontów faunistycznych: *Posidonia* I, *Posidonia* II i *Dunbarella* (Musiał, Tabor, 1988), facjalnych odpowiedników tych horyzontów lub maksimum na krzywej profilowania gamma, występujących w ich obrębie. Na podstawie korelacji litofacjalnej odtworzono elementy architektury depozycyjnej, które następnie osadzono w ramy chronostratygraficzne, przy zastosowaniu stratygrafii sekwencyjnej. Wykorzystując walor izochroniczności granic sekwencji oraz powierzchni maksimum zalewu, przeprowadzono korelację schematu sekwencji

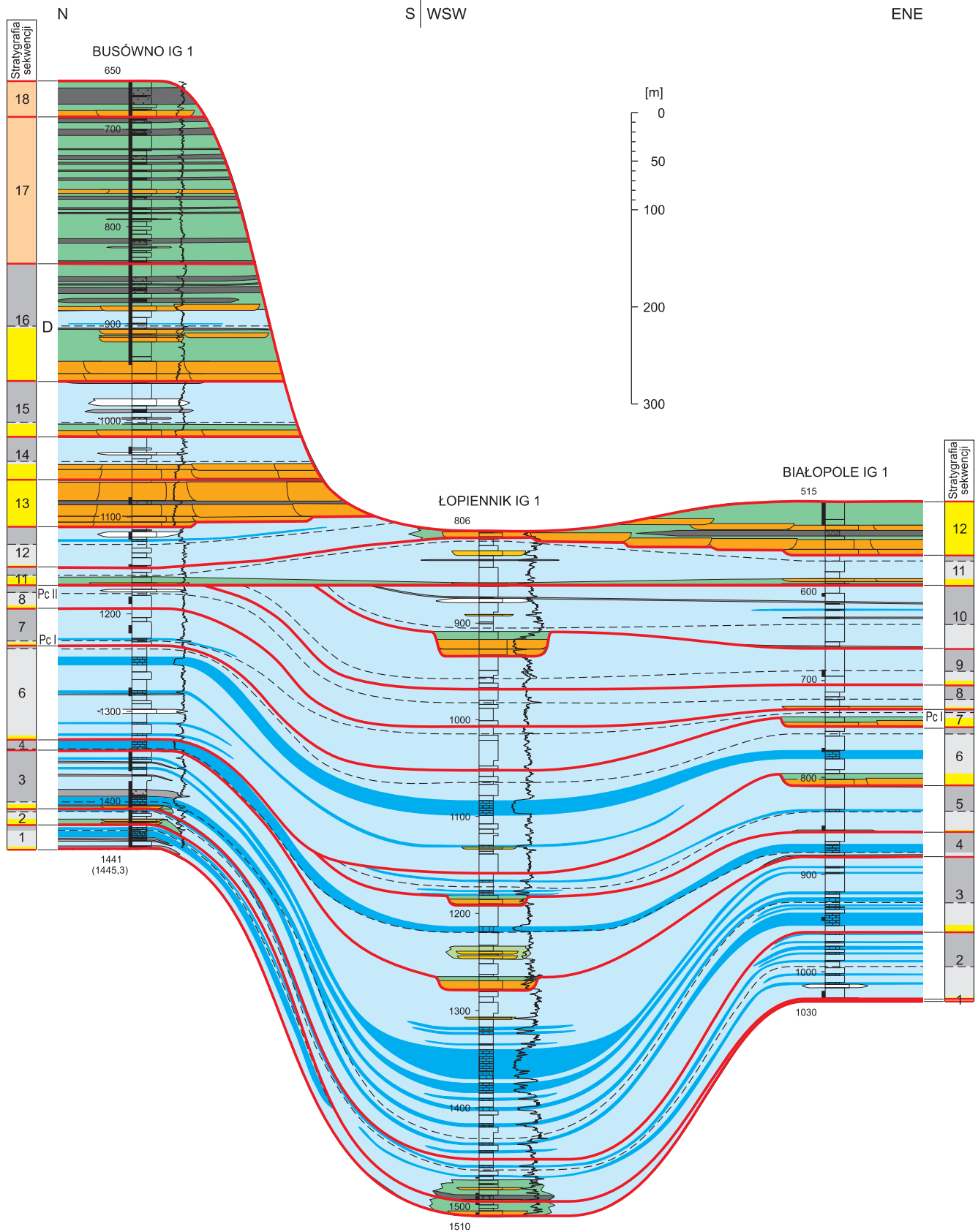


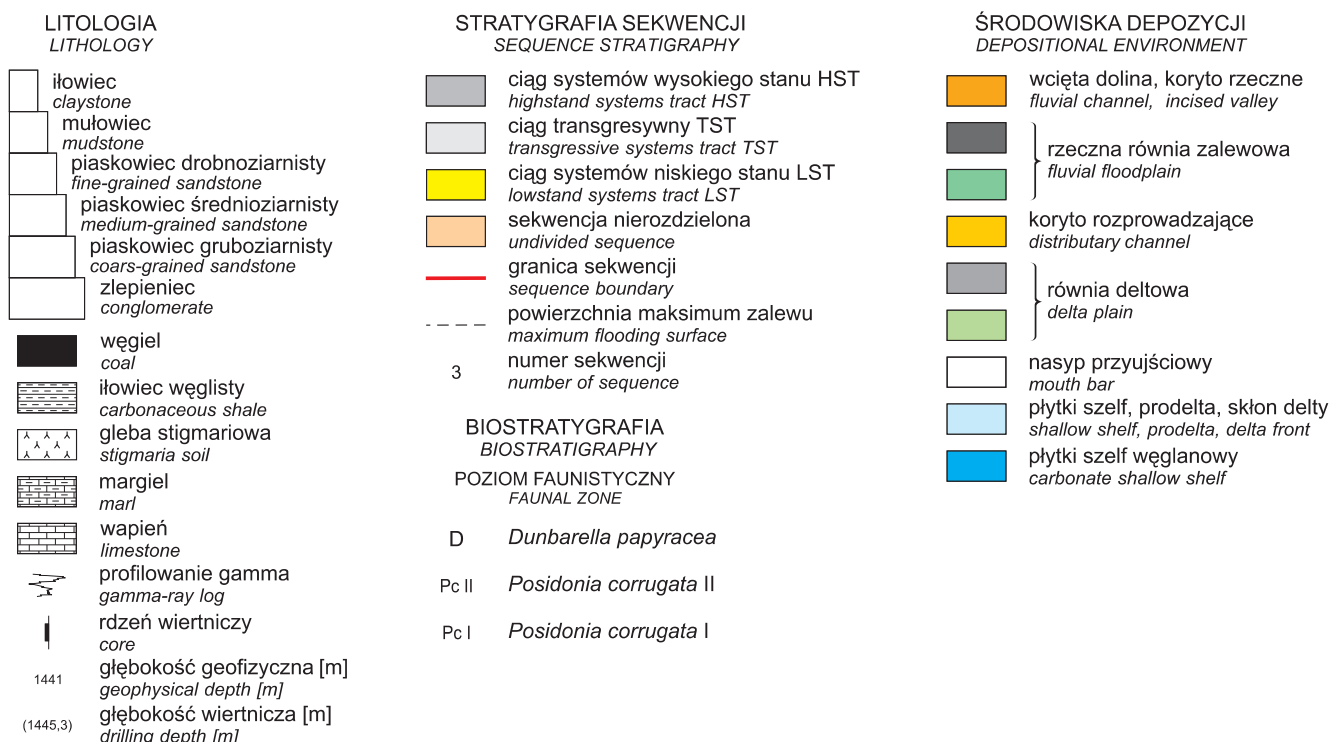
Fig. 42. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu wiertniczego Łopiennik IG 1

Objaśnienia na stronie 164

Lithofacial correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession in the Łopiennik IG 1 borehole area

For explanations see page 164

OBJAŚNIENIA DO FIGURY 42 EXPLANATIONS TO FIGURE 42



z podziałem zachodnioeuropejskim oraz globalnym karbonu (fig. 43). Tak przyjęta metodologia zaowocowała wyróżnieniem oddziałów i pięter globalnych oraz jednostek zachodnioeuropejskich z dokładnością do podpięter.

Charakterystyka litofacjalna profilu stratygraficznego

Poniższa charakterystyka odnosi się do obu, współistniejących obecnie podziałów karbonu: zachodnioeuropejskiego i globalnego (fig. 43).

Missisip i niższa część Pensylwanu (podział globalny)

Wizen (podział globalny). Piętro wizeńskie podziału globalnego obejmuje, poniżej scharakteryzowane piętra zachodnioeuropejskie, tj.: wizen górny i środkowy.

Wizen środkowy (podział zachodnioeuropejski). Do utworów wizenu środkowego, którego obecność stwierdzono w karbonie lubelskim na podstawie wyników stratygrafii sekwencyjnej (Waksmundzka, 2005, 2007a, b) zaliczono niższą część sekwencji 1. Interwał ten o miąższości 2 m tworzą rzeczne piaskowce korytowe, przypuszczalnie powstałe w czasie niskiego stanu WPM (względnej poziomu morza).

Wizen górny (podział zachodnioeuropejski). Wizenowi górnemu odpowiada wyższa część sekwencji 1, przypuszczalnie obejmująca utwory ciągów transgresywnego (TST) i wysokiego stanu (HST) oraz sekwencje 2–5, tak więc jego strop pokrywa się z górną powierzchnią niezgodności sekwencji 5. Ta część profilu jest ciągłą, w odróżnieniu od odpowia-

dającego mu interwału z otworu Busówno IG 1, w którym nie występuje sekwencja 5 (fig. 42), co związane jest z obecnością luki stratygraficznej, przypadającej na najwyższy górny wizen. Brak utworów tej sekwencji odnotowano również w innych profilach karbonu wschodniej Lubelszczyzny (Waksmundzka, 2007a).

Utwory wizenu górnego wykształcone są głównie jako iłowce, mułowce, wapień, margle i sporadycznie piaskowce powstałe w deltach płytkowodnych oraz na płytkim szelfie wapiennym i ilastym. Te środowiska depozycji rozwijały się w czasie podnoszenia WPM oraz w czasie wysokiego stanu WPM. Powstałe wtedy utwory ciągów transgresywnych (TST) i wysokiego stanu (HST) dominują miąższościowo. Niewielki udział miąższościowy mają relatywnie cienkie warstwy piaskowców, powstałych w korytach rzecznych oraz iłowców, mułowców, gleb stigmariowych i iłowców węglistych osadzonych na równiach zalewowych, w czasie niskiego stanu WPM. Utwory te tworzą ciągi niskiego stanu (LST).

Serpuchow i niższy baszkir (podział globalny). Serpuchow odpowiada sekwencjom 6–7 i jego strop wyznacza górna niezgodność sekwencji 7. Niezgodność ta jest również granicą śródkarbońską, oddzielającą missisip i pensylwan.

Niższa część baszkirowi odpowiada sekwencjom 8–11 oraz niższej części LST sekwencji 12. Powszechne jest występowanie w niższym baszkirze Lubelszczyzny luki stratygraficznej (Waksmundzka, 1998, 2007a, b). W profilu Łopiennik IG 1 luka ta obejmuje podpiętra zachodnioeuropejskie, tj.: wyższy alportian i kinderscoutian (fig. 43).

	luki stratygraficzne <i>stratigraphical gaps</i>
WIZ. ŚR.	wizen środkowy <i>Middle Visean</i>
MCB	granica śródkarbońska <i>Mid-Carboniferous boundary</i>
STRATYG. SEKWENCJI	stratygrafia sekwencji <i>sequence stratigraphy</i>
– MFS –	powierzchnia maksimum zalewu <i>Maximum Flooding Surface</i>
LITOSTR.	litostratygrafia <i>lithostratigraphy</i>

Fig. 43. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu Łopiennik IG 1

Chronostratigraphy, sequence stratigraphy and lithostratigraphy of the Carboniferous succession in the Łopiennik IG 1 borehole

Serpuchow i niższy baszkir obejmują namur A, B oraz najniższy namur C.

Namur A, B, C (podział zachodnioeuropejski). Utwory namuru A, B oraz najniższej części namuru C wykształcone są głównie jako iłowce i mułowce oraz sporadycznie piaskowce. Wapienie występują rzadko i jedynie w najniższej części opisywanego profilu, odpowiadającej sekwencji 6 (niższy namur A). Powstawały one głównie w deltach płytkowodnych, rzadziej na płytkim szelfie wapiennym i ilastym, w czasie podnoszenia się i wysokiego stanu WPM. Utwory te wchodziły w skład ciągów transgresywnych i wysokiego stanu. Spotykana w sekwencji warstwa węgla o miąższości 10,2 m, powstała w procesie uwęglania szczątków organicznych nagromadzonych w bagnach na równi deltowej w czasie wysokiego stanu WPM.

Występujący w sekwencji 10 piaskowiec o miąższości wynoszącej 16,0 m, powstał w środowisku koryt rzecznych, w czasie niskiego stanu WPM. W analogicznych warunkach powstały pozostałe, rzadko spotykane piaskowce o niewielkich miąższościach. Wraz z mułowcami deponowanymi na równiach zalewowych utwory te tworzą ciągi niskiego stanu.

Litostratygrafia

Żelichowski i in. (1976) wyróżnili w profilu otworu Łopiennik IG 1 nieformalne jednostki litostratygraficzne wprowadzone przez Żelichowskiego (1969), takie jak:

- seria Komarowa, na głębokości 802,0–1095,4 m (miąższość 293,4 m);
- seria Korczmina, na głębokości 1095,4–1335,0 m (miąższość 239,6 m);
- seria Huczwy, na głębokości 1335,0–1510,0 m (miąższość 175,0 m).

Powszechnie stosowany jest nieco późniejszy podział litostratygraficzny karbonu Lubelszczyzny, wprowadzony przez Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 *vide* Porzycki, 1979). Podział ten nosi zewnętrzne atrybuty formalności (nazwy jed-

PODZIAŁ GLOBALNY			PODZIAŁY REGIONALNE								
SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	PIĘTRO		PODPIĘTRO		STRATYG. SEKWENCJI		LITOSTR.		
			Europa Zachodnia				MODEL	ŁOPIENNIK IG 1			
KARBON	MISSISSIPPIAN	MOSKOW	W E S T F A L	D	asturian	22					
				C	bolsovian	21					
						20					
						19					
				B	duckmantian	18					
						17					
						16	MFS				
						15					
						14					
						13					
						MFS					
				NAMUR	C	yeardonian	MFS-12			12	OGNIWO KOMAROWA
		B	marsdenian		11	11					
					10	10					
			kinderscoutian								
		A	alportian		9	9					
			chokierian		8	8					
			arnsbergian		7	7					
			pendleian		6	6					
		WIZEN GÓRNY	V _{3c}		brigantian	5	5	OGNIWO KORCZMINA			
			4			4					
		WIZ. ŚR.	V _{3b}	asbian	3	3	FORMACJA HUCZWY				
					2	2					
			V _{3a}	holkerian	1	1					
			V _{2b}								
		B A S Z K I R	S E R P U C H O W	W E S T F A L	A	langsettian	16				
							15				
14											
13											
MFS											
12	12										
11	11										
10	10										
9	9										
8	8										
7	7										
6	6										
B A S Z K I R	S E R P U C H O W	N A M U R	B	kinderscoutian							
					9	9					
					8	8					
					7	7					
					6	6					
					5	5					
					4	4					
					3	3					
					2	2					
					1	1					

Profil litológiczny	Indeksy wapieni												Jednostki litostratygraficzne		Jednostki bio- i chronostratygraficzne					
	Cebulak, Porzycki, 1966												Żelichowski, 1969		Porzycki, 1971 (vide Porzycki, 1979)		Porzycki, Żelichowski, 1977 (vide Porzycki, 1979)		Musiał, Tabor, 1979, 1988	
	S												SERIA MUŁOWCOWA		SERIA ŻYRZYNA		UTWORY NAJWYŻSZEGO KARBONU		FORMACJA MAGNUSZEWA	
	R												SERIA PIASKOWCOWO- MUŁOWCOWA		SERIA KARCZMISK		WARSTWY KUMOWSKIE		FORMACJA LUBELSKA	
	H												SERIA BYSTRZYCY		WARSTWY BUŻAŃSKIE		FORMACJA DĘBLINA		modiolaris	
	G												SERIA KOMAROWA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		communis lenisulcata	
	T												SERIA KORCZMINA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		G _{0γ}	
	D												SERIA KORCZMINA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		G _{0β}	
	C												SERIA KORCZMINA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		G _{0α}	
	B												SERIA KORCZMINA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		G _{0α}	
	A												SERIA KORCZMINA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		G _{0α}	
	A												SERIA KORCZMINA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		G _{0α}	
	A												SERIA KORCZMINA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		G _{0α}	
	A												SERIA KORCZMINA		WARSTWY KOMAROWSKIE		FORMACJA TEREBINA		G _{0α}	

wapienie, margle
limestone, marl

iłowce, mułowce, węgle
shale, siltstone, coal

piaskowce, zlepieńce
sandstone, conglomerate

a seria Kłodnicy
Kłodnica Series

b ogniwo Kłodnicy
Kłodnica Member

wapień, margle
 limestone, marl
 iłowce, mułowce, węgle
 shale, siltstone, coal
 piaskowce, zlepieńce
 sandstone, conglomerate

a seria Kłodnicy
 Kłodnica Series
 b ogniwo Kłodnicy
 Kłodnica Member

nostek), jednakże również jest podziałem nieformalnym. Ze względu na duże podobieństwo oraz tożsamość granic obu podziałów (fig. 44), autorka zastosowała nowszy podział, a praktycznie sprowadziło się to do zmiany nazw poszczególnych jednostek, z uwzględnieniem nowej głębokości stropu karbonu. W profilu wyróżniono:

- formację Terebina, na głębokości 806,0–1335,0 m (miąższość 533,0 m);
- ogniwo Komarowa, na głębokości 806,0–1095,4 m (miąższość 293,4 m);
- ogniwo Korczmina, na głębokości 1095,4–1335,0 m (miąższość 239,6 m),
- formację Huczwy, na głębokości 1335,0–1510,0 m (miąższość 175,0 m).

Korelacja granic litostratygraficznych, ze schematem sekwencji depozycyjnych karbonu lubelskiego pozwoliła na określenie rozpiętości czasowej tych jednostek (fig. 43). Formacja Huczwy odpowiada wizenowi środkowemu i niższej części wizenu górnego. Ogniwo Korczmina należące do formacji Terebina obejmuje wyższą część górnego wizenu oraz najniższy namur A. Wyższe ogniwo Komarowa odpowiada pozostałej części namuru A, namurowi B oraz najniższemu C.

Wiek utworów formacji Huczwy, Terebina i ogniwa Komarowa (fig. 42, 44) w znacznym stopniu różni się od zasięgów podawanych w literaturze. Różnice te zaobserwowała autorka również w innych profilach karbonu lubelskiego (Waksmundzka, 2005, 2007a, b), co potwierdza diachronizm granic litostratygraficznych, uchodzących w literaturze za izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977 vide Porzycki, 1979).

Fig. 44. Podziały lito-, bio- i chronostratygraficzne karbonu basenu lubelskiego (według Musiał, Tabor, 1979, 1988; Porzyckiego, 1979; Porzyckiego, Zdanowskiego, 1995)

Strop wizenu: * według Musiał, Tabor (1979, 1988); ** według Skompskiego (1996)

Fig 44. Litho-, bio- and chronostratigraphic divisions of the Carboniferous succession in the Lublin Basin (after Musiał, Tabor, 1979, 1988; Porzycki, 1979; Porzycki, Zdanowski, 1995)

Top of Visean: * after Musiał, Tabor (1979, 1988); ** after Skompski (1996).

Aleksandra KOZŁOWSKA

PETROGRAFIA OSADÓW KARBONU

Badane utwory karbonu reprezentowane przez skały klasyczne są wieku wizeńskiego (Żelichowski i in., 1976). Charakterystykę skał oparto na analizie 15 próbek wykorzystując następujące metody badawcze:

- badania w mikroskopie polaryzacyjnym, które obejmowały standardową analizę mikroskopową płytek cienkich, analizę barwnikową i analizę porowatości;

- badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS.

W obrębie osadów wżenu występują mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców. W części przyspągowej, na głębokości 1511,4 m wyróżniono piaskowiec wulkanoklastyczny.

Charakterystyka petrograficzna**Piaskowce**

Szkielet ziarnowy. Piaskowce są reprezentowane przez arenity i waki kwarcowe oraz arenit sublityczny (tab. 22; fig. 45). Arenity są skałami o strukturze od drobno- do średnio-ziarnistej i teksturze bezładnej. Waki są reprezentowane przez piaskowce drobno- i średnioziarniste, często o teksturze kierunkowej, podkreślonej ułożeniem substancji organicznej, syderytu, hematytu i blaszek łyszczyków. W dolnej części profilu otworu stwierdzono obecność piaskowca wulkanoklastycznego, arenitu sublitycznego.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, który przeciętnie stanowi około 60% obj. skały. Kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym, którego zawartość najczęściej nie przekracza 10% obj. Do grupy ziaren kwarcu polikrystalicznego zaliczono także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Ponadto w piaskowcu wulkanoklastycznym obserwowano kwarc piroklastyczny, z charakterystycznymi zatokami korozyjnymi. Skalenie obecne są w niewielkiej ilości około 1% obj., tylko w części analizowanych próbek. Reprezentowane są przez plagioklasy (albit) oraz skalenie potasowe (ortoklaz, mikroklin). W obrębie ziaren skaleni obserwowano efekty działania procesów przeobrażania (serycytyzacja) oraz zastępowania przez minerały wtórne (kalcytyzacja), rzadziej rozpuszczania. Blaszkę łyszczyków, głównie muskowitu i biotyту oraz chlorytu (często produkt przeobrażenia biotyту) mają niewielki udział w piaskowcach, najczęściej około 1% obj. skały. Bardzo często blaszki łyszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompaktacji mechanicznej w skale. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich – głównie cyrkonu, rzadziej rutylu. W próbce piaskowca z głębokości 1505,7 m obserwowano lokalną koncentrację cyrkonów, o przeciętnej wielkości ziaren 0,1 mm.

Kolejnym składnikiem szkieletu ziarnowego są litoklasty, stanowiące najczęściej około 1% obj. skały. W piaskowcu wulkanoklastycznym zawartość okruchów skał wynosi

4,3% obj. Wśród litoklastów dominują skały wulkaniczne oraz fragmenty szklawa wulkanicznego. Skały metamorficzne (przeważnie łupki kwarcowo-łyszczykowe), głębinowe i osadowe (iłowce, mułowce, piaskowce, syderyty) występują rzadziej.

Materiał detrytyczny w piaskowcach najczęściej jest półobtoczony. W dolnej części profilu osadów karbonu materiał ten jest słabo wysortowany. W arenitach między ziarnami dominują kontakty punktowe, rzadziej proste i wkłęsło-wypukłe. W wakach przeważają kontakty punktowe lub ich brak.

Spoiwo w arenitach ma charakter porowy i/lub kontaktowy, natomiast w wakach występuje spoivo porowo-kontaktowe. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoiwem – matriksem i/lub cementem. Matriks najczęściej tworzą detrytyczne minerały ilaste lub ich mieszanina z pyłem kwarcowym, cement natomiast reprezentowany jest przez minerały diagenetyczne.

Cementy. W badanych piaskowcach wyróżniono cementy reprezentowane przez następujące minerały diagenetyczne: kwarc, minerały ilaste, węglany oraz lokalnie baryt, piryt, hematyt i glaukonit.

Cement kwarcowy występuje w postaci obwódek syntakcjalnych na ziarnach kwarcu. Zawartość kwarcu autigenicznego waha się od 0,3 do 23% obj. skały. Cement kwarcowy narasta na ziarnach kwarcu zajmując przestrzenie porowe częściowo lub całkowicie (fig. 46A). Granica między kwarcem detrytycznym a obwódką niekiedy zaznaczona jest przez obecność inkluzji fluidalnych (fig. 46A). W płytkach cienkich widoczne są efekty procesu wypierania kwarcu autigenicznego przez węglany, a w odlupkach obserwowano ślady jego rozpuszczania.

Wśród autigenicznych minerałów ilastych dominują kaolinit i chloryt, natomiast illit występuje w mniejszej ilości.

Kaolinit jest głównym minerałem ilastym piaskowców karbonu, którego zawartość wynosi około 4% obj., a maksymalnie 15,7% obj. skały. Morfologia kaolinitu wskazuje na jego krystalizowanie in situ. Obserwacje mikroskopowe wskazują na tworzenie się kaolinitu w procesie przeobrażania muskowitu. Wielkość autigenicznych kryształów kaolinitu najczęściej wynosi 2–20 m i są one dobrze widoczne w płytkach cienkich. Najczęściej kaolinit występuje w formie płytkowych agregatów, które w elektronowym mikroskopie skaningowym widoczne są jako pseudoheksagonalne kryształy tworzące charakterystyczne formy książeczkowe (fig. 46B). Wyróżniono dwa typy morfologiczne kaolinitu: kaolinit robakowaty i kaolinit blokowy (Kozłowska, 2004).

Chloryt autigeniczny tworzy cienkie obwódki na ziarnach detrytycznych lub wypełnia przestrzenie porowe. W obrazie z mikroskopu elektronowego widoczne są euhedralne, pseudoheksagonalne kryształy chlorytów (fig. 2C). Ich skład chemiczny, badany w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS, charakteryzuje się wysoką zawartością żelaza i znacznie niższą magnezu.

Tabela 22

Wyniki analiz planimetrycznych piaskowców karbonu

Results of planimetric analyses in the Carboniferous sandstones

Głębokość [m]		1488,4	1493,7	1494,6	1505,7	1507,4	1508,5	1509,6	1511,4
Typ piaskowca		mc pty	wa k	ar k	ar k	wa k	wa k	ar k	ar sl
Kwarc	suma	26,0	50,7	55,4	66,3	41,0	60,7	61,0	61,4
	monokrystaliczny	20,7	40,7	51,4	59,7	37,3	50,0	47,3	47,0
	polikrystaliczny	5,3	10,0	4,0	6,6	3,7	10,7	13,7	14,4
Skalenie		0,7	0,0	0,0	0,7	0,7	0,0	0,0	0,3
Litoklasty	suma	1,0	1,0	0,3	0,0	1,3	1,7	2,0	4,3
	osadowe	0,0	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3
	metamorficzne	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	1,0	0,0
	głębinowe	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	wylewne	1,0	0,7	0,0	0,0	1,0	1,0	1,0	4,0
Łyszczyki		1,0	2,7	1,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,3
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste		0,0	Cr 0,3	0,0	Cr 2,0	Cr Ru śl	Cr śl	0,0	0,0
Matriks	suma	58,0	27,0	12,0	7,0	49,3	27,0	10,7	14,0
	ilasty	54,3	24,0	10,0	6,7	47,3	26,7	10,7	14,0
	ilasto- żelazisty	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	mułkowy	3,7	3,0	2,0	0,3	2,0	0,3	0,0	0,0
Kaolinit autigeniczny		0,7	9,3	4,0	0,3	3,7	6,0	12,3	15,7
Inne minerały ilaste autigeniczne		0,0	0,0	It Chl śl	0,0	0,0	0,0	Chl śl	Ch śl
Węglany	suma	1,6	3,3	5,7	0,7	1,7	0,7	2,0	1,3
	kalcyt	0,0	0,3	2,3	0,7	0,0	0,7	2,0	1,3
	dolomit/ankeryt	1,6	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
	syderyt	0,0	3,0	3,4	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0
Kwarc autigeniczny		0,0	5,7	21,3	23,0	0,3	2,6	12,0	2,0
Piryty / hematyt		0,0	0,0	Pi 0,3	0,0	Pi 1,3	Pi 1,0	0,0	Pi 0,7
Materia organiczna		11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Inne		0,0	Gl śl	Ba śl	0,0	Gl śl	0,0	0,0	0,0
Suma [%]		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory (wartości liczone >300 punktów)	suma	n.o.	2,6	4,2	2,6	n.o.	2,3	5,1	3,8
	pierwotne	n.o.	2,6	4,2	2,6	n.o.	2,3	4,8	3,8
	wtórne	n.o.	0,0	0,0	0,0	n.o.	śl	0,3	0,0
Wyniki w przeliczeniu na 100%	kwarc	–	98,1	99,4	99,0	95,4	97,3	96,8	93,0
	skałań	–	0,0	0,0	1,0	1,6	0,0	0,0	0,5
	litoklasty	–	1,9	0,6	0,0	3,0	2,7	3,2	6,5

Ba – baryt; Chl – chloryt; Cr – cyrkon; Gl – glaukonit; He – hematyt; It – illit; Pi – piryt; Ru – rutyl; śl – ślad; n.o. – nie oznaczono; ar – arenit; wa – waka, k – kwarcowy; sl – sublityczny; mc – mułowiec; pty – piaszczysty

Ba – barite; Chl – chlorite; Cr – zircon; Gl – glauconite; He – hematite; It – illite; Pi – pyrite; Ru – rutile; śl – trace; n.o. – indeterminate; ar – arenite; wa – wacke, k – quartz; sl – sublithic; mc – mudstone; pty – sandy

Fig. 45. Piaskowce karbonu (wizenu) na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijona i in. (1972)

The Carboniferous (Visean) sandstones classified according to classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

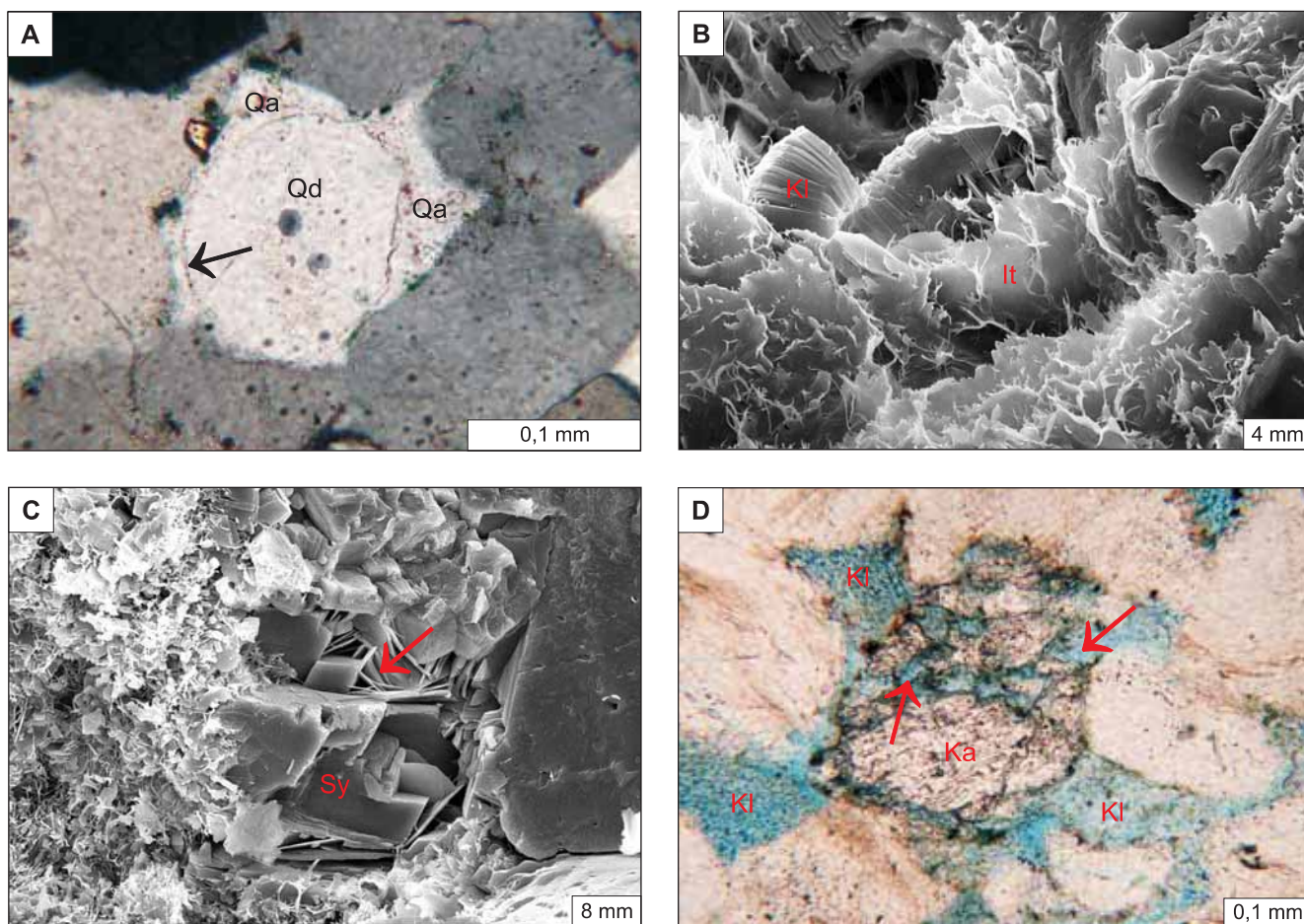
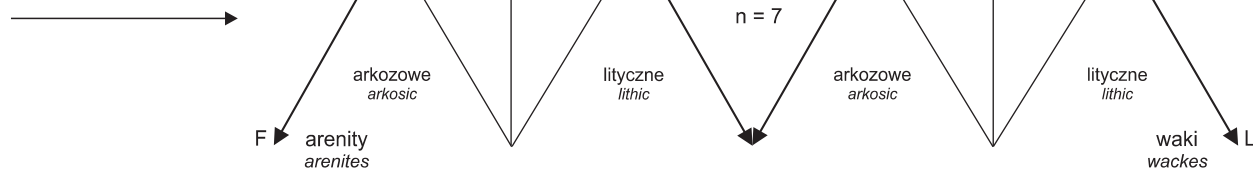


Fig. 46. A – obwódki kwarcu autogenicznego (Qa) na ziarnach kwarcu detrytycznego (Qd); granica między nimi podkreślona przez inkluzje fluidalne (strzałka); nikole skrzyżowane; głęb. 1505,7 m; **B** – illit włóknisty (It) i kaolinit (Kl); obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; głęb. 1494,6 m; **C** – blaszki chlorytu (strzałka) pomiędzy kryształami syderytu (Sy); obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; głęb. 1494,6 m; **D** – mikroporowatość pomiędzy krystalitami kaolinitu (Kl) i wtórna (strzałki) powstała w wyniku rozpuszczania kalcytu (Ka); próbka impregnowana niebieską żywicą; bez analizatora; głęb. 1509,6 m

A – authigenic quartz overgrowths (Qa) on detrital quartz grains (Qd); contact between them is underlined by fluid inclusions (arrow); crossed polars; depth 1505.7 m; **B** – fibrous illite (It) and kaolinite (Kl); SEM image; depth 1494.6 m; **C** – plates of chlorite (arrow) between siderite crystals (Sy); SEM image; depth 1494.6 m; **D** – microporosity between kaolinite crystals (Kl) and secondary porosity (arrows) created due to dissolution of calcite (Ka); sample impregnated with blue resin; one nicol; depth 1509.6 m

Illit, który występuje w formie bardzo drobnych płytek, otacza ziarna detrytyczne i wypełnia przestrzenie międzyziarnowe w piaskowcach. W obrazie SEM autogeniczne kryształy illitu najczęściej mają postacie wydłużonych listewek oraz krótkich włókien (fig. 46B). Włóknisty illit narasta na illicie blaszkowym oraz na kaolinicie, a lokalnie zarasta przestrzenie porowe w piaskowcach, zmniejszając ich przepuszczalność.

Cementy węglanowe reprezentowane są przez kalcyt, syderyt i ankeryt (Kozłowska i in., 1998). Minerale te tworzą spoiwo typu porowego.

Kalcyt jest powszechnym cementem piaskowców o przeciętnej zawartości około 2,0% obj. skały. Użycie roztworu Evamy'ego spowodowało zabarwienie się jego na kolor różowofioletowy. Sugeruje to, że analizowany kalcyt zawiera domieszki żelaza. Potwierdziły to badania składu chemicznego syderytów w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS, które wykazały zawartość wapnia oraz domieszki żelaza, manganu i magnezu. Kalcyt najczęściej tworzy cement porowy wypełniając przestrzenie porowe międzyziarnowe i wewnątrzziarnowe. Miejscami zastępuje on ziarna skaleni, litoklastów i kwarcu oraz cementy kwarcowy i kaolinitowy. Lokalnie obserwowano efekty rozpuszczania kalcytu (fig. 46D).

Zawartość syderytu waha się od 0,7 do 3,4% obj. skały. Mineral ten reprezentuje wczesną generację syderytu (Kozłowska, 1997; 2001; 2004). Wykształcony jest w posta-

ci bardzo drobno- i drobnokrystalicznych ziaren rozsianych lub tworzących skupienia (fig. 46C) oraz w formie sferolitów. Syderyt najczęściej tworzy cement porowy, a miejscami zastępuje ziarna łuszczyków. W składzie chemicznym syderytów, zbadanych w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS, stwierdzono domieszki manganu, magnezu i wapnia. Sugeruje to, że analizowane syderyty reprezentują syderyt i/lub syderoplesyt.

Ankeryt zidentyfikowano w jednej próbce piaskowca, z głębokości 1507,4 m, gdzie jego zawartość wynosi 1,0% obj. skały. Mineral ten zabarwił się na kolor niebieski w skutek działania roztworu Evamy'ego. Ankeryt najczęściej jest produktem wtórnych procesów zastępowania ziaren litoklastów oraz kaolinitu.

Przestrzeń porowa. W płytkach cienkich wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą zmierzono procentowy udział pustych porów, który waha się od 2,3 do 5,1% obj. (tab. 22). W analizowanych piaskowcach dominuje mikroporowatość pomiędzy kryształitami minerałów ilastych, głównie kaolinitu (fig. 46D). Porowatość pierwotna zachowana przy niecałkowitym wypełnieniu porów przez cementy stanowi niewielki procent. Porowatość wtórną obserwujemy lokalnie, gdzie przeciętnie wynosi około 0,3% obj. skały. Powstała ona w wyniku rozpuszczania ziaren, najczęściej litoklastów oraz cementów, głównie kalcytu (fig. 46D). Na podstawie obserwacji mikroskopowych można stwierdzić, że piaskowce wizenu charakteryzują się słabymi właściwościami zbiornikowymi.

W analizowanych piaskowcach obserwuje się efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Największy wpływ na redukcję porowatości miały kompaktacja i cementacja. W osadach wizenu zaznacza się przewaga cementacji nad kompaktacją. Cementacja zredukowała porowatość przeciętnie o 63,3%, a kompaktacja o 26,9% (fig. 47) (Houšeknecht, 1987).

Mułowce

Wśród mułowców wyróżniono mułowce i mułowce piaszczyste. Skały te charakteryzują się strukturą aleurytową i teksturą przeważnie kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych, łuszczyków, materii organicznej, drobnokrystalicznego syderytu oraz lokalnie pirytu. Skład mineralny mułowców jest analogiczny do składu piaskowców kwarcowych. Materiał detrytyczny jest półobtoczony i nieobtoczony. Nieliczne ziarna skaleni i litoklastów miejscami są przeobrażane w serycyt oraz zastępowane przez ankeryt. Z łuszczyków biotyt oraz chloryt, najczęściej powstały w wyniku przeobrażenia biotytu, przeważają nad muskowitem. Masa podstawowa mułowców złożona jest z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego. Lokalnie w skałach tych obserwujemy efekty procesu syderytacji. Syderyt występuje w postaci bardzo drobnokrystalicznych ziaren lub tworzy sferolity o przeciętnej wielkości około 0,08 mm.

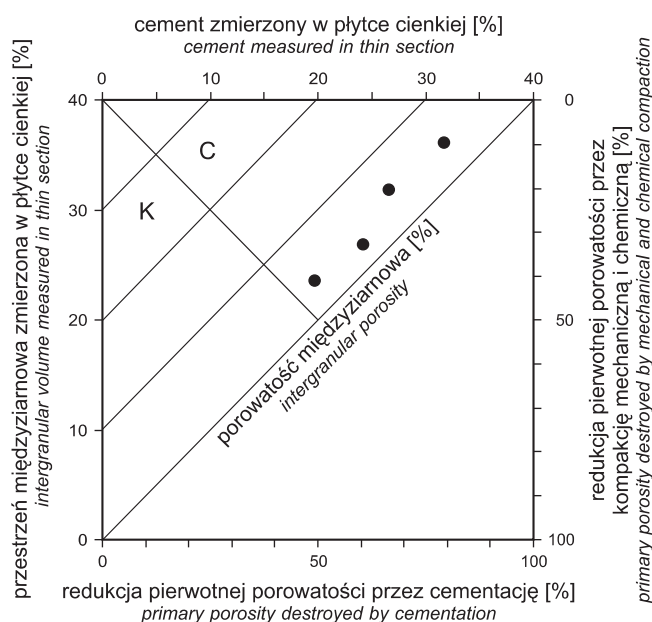


Fig. 47. Diagram Houseknecht (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na pierwotną porowatość piaskowców karbonu (wizenu)

C – przewaga cementacji, K – przewaga kompaktacji

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of the Carboniferous (Visean) sandstones

C – predominance of cementation, K – predominance of compaction

Iłowce

Wśród iłowców wyróżniono: iłowce i iłowce mułkowe, miejscami wapniste. Iłowce reprezentują skały o strukturze pelitowej, z widoczną miejscami teksturą kierunkową, podkreśloną ułożeniem łuseczek minerałów ilastych i łyszczyków, materii organicznej, piryty, syderytu oraz fragmentów fauny. Iłowce zbudowane są z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego, a lokalnie bywają wzbogacone w węglany (syderyt, ankeryt i kalcyt). Z ziaren o rozmiarze aleurytu i psamitu występują: kwarc, okruchy skał i blaszki łyszczyków. Miejscami iłowce są w różnym stopniu zsyderytizowane. Poza tym w skałach tych obserwuje się efekty procesu pirytyzacji. W iłowcach wapnistych powszechne są kalcytowe fragmenty fauny, miejscami spirytywizowane i zsyderytizowane. Wśród bioklastów rozpoznano fragmenty należące do: brachiopodów, otwornic, koralowców, szkarłupni i małżów.

Podsumowanie

1. Wizeńskie osady karbonu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne – piaskowce, mułowce i iłowce.
2. W obrębie piaskowców wyróżniono arenity kwarcowe i sublityczne oraz waki kwarcowe. Przestrzenie między ziarna-

mi detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoiwem – matriksem i/lub cementem. Wśród cementów dominują: kwarc, minerały ilaste i węglany, a mniej licznie obserwowano piryty, baryt, hematyt i glaukonit. Cement kwarcowy występuje głównie w postaci obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu. Wśród autigenicznych minerałów ilastych dominuje kaolinit i chloryt żelazisty, natomiast illit występuje w mniejszej ilości. Cementy węglanowe reprezentowane są głównie przez minerały syderyt i kalcyt, rzadziej przez ankeryt.

3. Porowatość piaskowców karbonu waha się od 2,3% do 5,1% obj. skały. W skale dominuje mikroporowatość pomiędzy krystalitami minerałów ilastych, głównie kaolinitu. Nie wielki procent stanowią: porowatość pierwotna, powstała przy niecałkowitym wypełnieniu porów przez cement, oraz wtórna, najczęściej jako efekt rozpuszczania kalcytu.

4. W analizowanych piaskowcach dostrzeżono efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Największy wpływ na zmniejszenie porowatości miały cementacja i kompaktacja, które zredukowały ją przeciętnie odpowiednio o 63,3 i 26,9%.

5. Obserwacje mikroskopowe przestrzeni porowej piaskowców wizenu wskazują na słabe właściwości zbiornikowe tych skał.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Jura w otworze Łopiennik IG 1, występuje na głębokości 747,0–806,0 m i reprezentowana jest wyłącznie przez utwory jury górnej. Osady te, o miąższości 59,0 m, obejmują przedział wiekowy oksford–kimeryd. Leżą one bezpośrednio na utworach karbonu, a stwierdzona luka sedymentacyjna obejmuje, podobnie jak na całym obszarze na wschód od strefy Tomaszów Lubelski–Zamość–Krasnystaw, okres od najwyższego karbonu po jurę środkową włącznie. Powyżej utworów jurajskich również stwierdzono lukę sedymentacyjną obejmującą przedział czasowy: najwyższy kimeryd–berias.

Jura górna została w otworze przewiercona bezrzedzeniowo, jednak na podstawie analizy prób okruszowych oraz krzywych geofizyki wiertniczej, a także korelacji z pełnordzeniowymi otworami Krasnystaw IG 2, IG 6, możliwe było wydzielenie trzech formacji: zakrzewskiej, bełżyckiej oraz Rudy Lubyckiej.

Najstarsze utwory jury górnej w otworze Łopiennik IG 1 zdominowane są przez osady terygeniczne i węglanowo-klastyczne. Są to piaskowce, wapienie piaszczyste, wapienie margliste i margle. Utwory te zostały wydzielone jako formacja zakrzewska (głęb. 784,0–806,0 m). Według Niemczyckiej (1976) formacja ta obejmuje utwory dolnego i środkowego oksfordu. W pobliskich otworach wiertniczych Gorzków IG 1, Grabowiec IG 1 i Kumów IG 1, w terygenicznych utworach formacji zakrzewskiej, stwierdzono otwornice potwier-

dzające oksfordzki wiek tej formacji (Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981). Ponadto w otworze Krasnystaw IG 2 (głęb. 1001,0 m) oznaczono małżoraczka *Lophocythere cruciata oxfordiana* Lutze (Rek, 1982) wskazującego na oksford wcześnie lub środkowy (Bielecka i in., 1980).

Powyżej w profilu pojawiają się naprzemianległe wapienie pelitowe, wapienie margliste barwy szarej oraz białe wapienie oolitowe. Wykształcenie litologiczne wskazuje, że są to utwory formacji bełżyckiej (głęb. 763,0–784,0 m). W omawianym otworze Łopiennik IG 1, obserwujemy więc sytuację, w której formacja bełżycka występuje bezpośrednio powyżej formacji zakrzewskiej. Brak jest tu formacji jasienieckiej wykształconej w postaci wapieni krynoidowych. Podobny profil jury górnej obserwuje się w pobliskich, pełnordzeniowanych otworach Krasnystaw IG 2, IG 3, IG 4, IG 6. Wiek formacji bełżyckiej nie był pewny i został przez Niemczycką (1976) określony przypuszczalnie na późny oksford. W pobliskim otworze Krasnystaw IG 3 (głęb. 750,2 m) stwierdzono w wapieniach oolitowych tej formacji otwornicę *Quinqueloculina jurassica* Bielecka et Styk wskazującą na późny oksford (Rek, 1980), co potwierdzałoby sugerowany przez Niemczycką (1976) wiek formacji. Ponadto w pobliskim otworze Kumów IG 1 Niemczycka i Marcinkiewicz (1981) zaznaczają obecność charakterystycznej dla późnego oksfordu i kimerydu otwornicy *Pseudocyklamma jaccardi* (Schrodt).

Brak przesłanek litologicznych wskazujących na obecność luki stratygraficznej w pełnordzeniowych profilach otworów wiertniczych Krasnystaw IG 2, IG 3 i IG 6 sugeruje, że odpowiednikiem facjalnym formacji jasienieckiej jest na tym obszarze górny odcinek formacji zakrzewskiej lub dolny odcinek formacji bełżyckiej.

Najwyższą część profilu jury górnej w otworze Łopiennik IG 1 tworzą wapienie margliste, często dolomityczne oraz dolomity barwy szarej (głęb. 747,0–763,0 m). Ta część profilu wykazuje cechy przejściowe pomiędzy formacją Rudy Lubuskiej a formacją głowaczowską. Dominacja dolomitów i margli dolomitowych w profilu sugeruje ich przynależność

do formacji Rudy Lubuskiej, pomimo braku anhydrytów w profilu. Wiek formacji Rudy Lubuskiej jest niepewny; Niemczycka (1976, 1997) datuje ją na kimeryd. W pobliskim otworze Krasnystaw IG 2 z margli z gł. 899,0 m oznaczono otwornicę *Pseudocyklamina* cf. *jaccardi* (Schrodt) wskazującą na późny oksford–kimeryd, a z wapieni marglistych z głębokości 909,0 m (z najniższej części tej formacji) oksfordzką otwornicę *Dorothia* cf. *jurassica* (Mitjanina) (Rek, 1982). Podobny wiek (późny oksford–kimeryd), wskazują znalezione w otworze Krasnystaw IG 3 (głęb. 722,0 m) otwornice: *Haplophragmoides* cf. *canui* Cushman i *Trocholina* cf. *solecensis* Bielecka et Pożaryski (Rek, 1980).

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwór wiertniczy Łopiennik IG 1 przewiercił utwory kredy górnej od mastrychtu po cenoman (głęb. 5,0–744,0 m; miąższość 739,0 m) oraz kredy dolnej (alb górny o miąższości zaledwie 3,0 m; spąg albu górnego znajduje się na głębokości 747,0 m), która leży ze znaczną luką na jurze górnej (kimeryd). Luka stratygraficzna obejmuje tu zatem prawie całą kredę dolną i znaczną część jury górnej. Otwór, na odcinku profilu odpowiadającym kredzie, był głębiony całkowicie bezrdzeniowo. Pobierane były jedynie próbki okruchowe. Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez Krassowską na podstawie analizy próbek okruchowych, oraz korelacji profilowań geofizyki wiertniczej poprzez porównanie z sąsiednimi otworami, głównie Kumów IG 2, Gorzków IG 1 i Krasnystaw IG 2. Wskazówek stratygraficznych dla odcinka mastrycht–cenoman dostarczyły również oznaczenia mikrofauny z próbek okruchowych opracowane przez Gawor-Biedową (ten tom). Ze względu na to, że materiał ten pochodził z próbek okruchowych wyniki badań mikropaleontologicznych nie mogą być w pełni wiarygodne i dlatego zostały przeinterpretowane przez Krassowską (ten tom).

Analizy chemiczne przeprowadzono w Laboratorium Geoservices.

Kreda dolna – alb górny

Osady kredy dolnej o miąższości 3,0 m reprezentowane są najprawdopodobniej przez skały marglisto-piaszczyste. Przyjęto, że należą one do albu górnego i odzwierciedlają początkową fazę ekspansji późnokredowego basenu sedimentacyjnego Niżu Polskiego w kierunku wschodnim na kraton wschodnioeuropejski.

Kreda górna

Cenoman. Osady cenomańskie reprezentowane są w przeważającej mierze przez wapienie margliste i wapienie organodetrytyczne z *Inoceramus*, jasnoszare, białoszare

i białe. Skały są zwięzłe i twarde, a węglanowość wysoka, na ogół powyżej 85% CaCO₃. W części spągowej występuje glaukonit oraz warstwa z konkrecjami fosforytowymi zaznaczona podwyższonymi wartościami na krzywej profilowania gamma.

Turon (z poziomem *Inoceramus schloenbachii*). Występują tu twarde i zwięzłe wapienie margliste białe i jasnoszare tworzące zazwyczaj wkładki. W niższej części profilu turońskiego spotyka się też laminację zielonym marglem. Przypuszczalnie liczne są czerty, obserwowano też ślady styliolitów. Zespoły otwornicowe stwierdzone w próbkach okruchowych (E. Gawor-Biedowa, ten tom) sugerują występowanie zarówno turonu dolnego, jak i górnego.

Koniak (poziom *Inoceramus involutus*)–santon. Piętra te nie zostały rozdzielone, a granice dolna i górna połączonych pięter są wyznaczone ze znacznym przybliżeniem. Odcinek ten reprezentują wapienie margliste szarobiałe i białe miejscami laminowane marglem, oraz margle szarobiałe. Podobnie jak w turonie, występują tu czerty. Węglanowość skał jest tu nieco niższa niż w turonie.

Kampan. Utwory kampańskie to kontynuacja niżej leżącej serii węglanowej z dominującymi wapieniami marglistymi o jasnych barwach, lokalnie z laminacją marglistą, wkładkami margli i konkrecjami czertów.

Mastrycht. W mastrychcie dolnym występują jasnoszare wapienie margliste, dużo bardziej miękkie niż np. turońskie. W mastrychcie górnym pojawiają się wapienie o znacznie wyższej węglanowości, zapewne kredopodobne. Wyższa część mastrychtu górnego zbudowana jest początkowo z wapieni marglistych, a następnie margli i opok marglistych jasnożółtych.

Obecności danu w tym rejonie nie stwierdzono.

Kreda górna przykryta jest cienką warstwą (5,0 m) piaszczysto-żwirowych osadów czwartorzędowych.

Kredowa sekwencja osadowa odzwierciedla przejście od znikomej miąższości silikoklastycznych i marglisto-piaszczystych osadów płytkiego szelfu albu górnego do strefy otwartej

go basenu sedymentacyjnego o spokojnej depozycji osadów węglanowych, z niewielkim i stałym tempem subsydencji, rozwiniętego w strefie platformy wschodnioeuropejskiej.

W najwyższym mastrychcie stwierdzono większy udział margli i występowanie skał węglanowo-krzemionkowych – opok marglistych. Takie wykształcenie mastrychtu górnego

jest charakterystyczne dla tego obszaru (Krassowska, 1981, 1986, 1997). Podobny profil występuje w otworze Rejowiec IG 2, typowym dla górnego mastrychtu w tej strefie. Natomiast, prawdopodobnie w profilu kredowym otworu Łopienik IG 1 nie występuje facja kredy piszącej, znana z kampanu i mastrychtu sąsiednich otworów.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

STRATYGRAFIA OSADÓW GÓRNOKREDOWYCH NA PODSTAWIE OTWORNIC

Podziału stratygraficznego osadów górnokredowych w otworze Łopienik IG 1 metodą mikropaleontologiczną dokonała po raz pierwszy Witwicka (1976a, b) i do dziś jest on nadal aktualny. Wspomniana autorka w kilku publikacjach przedstawiła wyniki badań mikropaleontologicznych kredy lubelskiej (Witwicka, 1958, 1961, 1965). Pożaryski i Witwicka (1956) jako pierwsi wytypowali stratygraficznie ważne zespoły otwornic planktonicznych dla poszczególnych pięter górnej kredy wschodniej części bruzdy północnoeuropejskiej. Następnie Gawor-Biedowa i Witwicka (1960) opublikowały stratygrafię mikropaleontologiczną górnej kredy i górnego albu w Polsce (bez Karpat) na podstawie znanych w tym czasie otwornic planktonicznych i bentonicznych. Poziomy otwornicowe różnej rangi w korelacji z makrofauną wydzieliła w osadach górnego albu i górnej kredy Polski (bez Karpat i Sudetów) Gawor-Biedowa (1984).

Badane 33 próbki pochodzącej z osadów górnokredowych otworu Łopienik IG 1 zawierają bogatą faunę otwornicową. Każda z nich jest jednak zanieczyszczona otwornicami z nadległych osadów. Utrudnia to, a niekiedy uniemożliwia określenie wieku, zwłaszcza kiedy wydzielamy piętra na podstawie zespołów otwornic.

Cenoman

Próbki z głębokości: 747,0; 745,0; 741,0 m pochodzą z osadów cenomanu. Datowanie wymienionych próbek na cenoman potwierdza następujący zespół otwornic: *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *Gavelinella kapterenkae* (Plotnikova), *Gavelinella belerussica* (Akimez), *Gavelinella baltica* Brotzen, *Orithostella formosa* (Brotzen), *Lingullogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa, *Gyroidinoides infracretaceous* (Morozova), *Lenticulina* sp. Obok wymienionych wyżej bentonicznych gatunków otwornic, w zespole cenomańskim znajdują się trzy gatunki planktoniczne: *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi). W wymienionym wyżej zespole, gatunkiem przewodnim dla cenomanu jest tylko *Gavelinella cenomanica* (Brotzen). Pozostałe gatunki mają szersze zasięgi stratygraficzne. Większość z nich, wśród których można wymienić takie gatunki jak: *Gavelinella belerussica* (Akimez), *G. baltica* Brotzen, *Orithostella formosa* (Brotzen), *Lingullogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa, *Gyroidinoides infracretaceous* (Morozova) pojawiają się już w osadach albu górnego, osiągając optimum rozwoju w cenomanie. *Gavelinella belerussica* (Akimez), *G. baltica* Brotzen mogą niekiedy prze-

kraczać górną granicę cenomanu. W osadach albu górnego po raz pierwszy pojawia się *Gavelinella kapterenkae* (Plotnikova) znana również z osadów turonu dolnego. Gatunki otwornic planktonicznych takie jak: *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin i *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) nie występują w albie i razem z gatunkami wymienionymi wyżej tworzą klasyczny zespół charakterystyczny dla cenomanu. Jest on jednak znacznie uboższy zarówno w gatunki, jak i osobniki otwornic planktonicznych i bentonicznych od zespołów cenomańskich z niecki szczecińskiej, mogiłańskiej, łódzkiej i monokliny przed-sudeckiej. *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan) po raz pierwszy pojawia się, podobnie jak większość wspomnianych wcześniej otwornic planktonicznych w osadach albu górnego. Mała frekwencja otwornic planktonicznych może wskazywać na niedostateczną głębokość zbiornika, potrzebną do ich rozwoju. Należy zaznaczyć, że istnienie gatunku *Lingullogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa, opisanego po raz pierwszy z niecki łódzkiej przez Gawor-Biedową (1972), zostało potwierdzone przez Revets (2001). Gatunek powyższy znalazł na wymienionym obszarze odpowiednie warunki ekologiczne do swego rozwoju. Jest to gatunek bentoniczny, płytkowodny. W próbce z głębokości 745,0 m otwornicom towarzyszą małżoraczki.

Turon

Turon dolny

Pomimo znacznych zanieczyszczeń próbek dość łatwo jest stwierdzić, która z nich pochodzi z utworów turonu dolnego. We wspomnianym podpiętrze nie występuje już większość gatunków związanych z cenomanem, a zespół otwornic turonu górnego należy już do innego cyklu ewolucyjnego tej grupy fauny. Fakt ten powoduje, że łatwo jest odróżnić, które z gatunków pochodzą z wyższych warstw, ponieważ należą one do rodzajów nie występujących w starszych osadach.

Z warstw turonu dolnego pochodzą próbki z głębokości 720,0 m i 680,0 m, w których występują: *Lingullogavelinella globosa* (Brotzen), *Bilingulogavelinella ornattissima* (Lipnik), *Gavelinella kapterenkae* (Plotnikova) i *Gyroidinoides infracretaceous* (Morozova). Na dolnoturoński wiek tego zespołu mogą również wskazywać planktoniczne otwornice z gatunku *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) i *P. gibba* Klaus. W omawianych próbkach otwornice są nieliczne, co może świadczyć o niesprzyjających dla ich rozwoju warunkach ekologicznych.

Turon górny

Z osadów turonu górnego mogą pochodzić próbki z głębokości 640,0 i 600,0 m. W pierwszej z nich stwierdzono przewodni dla turonu górnego gatunek *Gavelinella berthelini* (Keller). Obok wspomnianego wcześniej gatunku, w zespole gatunków rozpoczynających zasięgi występowania właśnie w tym podpiętrze występują: *Marginotruncana coronata* (Bolí), *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny).

W drugiej z wymienionych próbek stwierdzono *Stensioeina praeexsculpta* (Keller). Gatunek ten jest przewodni dla turonu górnego i koniak. Występują tu również gatunki rozpoczynające występowanie w turonie górnym: *Gavelinella vombeensis* (Brotzen), *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi), *M. marginata* (Reuss), *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny) i *Gyroidinoides nitidus* (Reuss). Ten ostatni znany jest również z osadów turonu dolnego. Liczne gatunki planktonicznego rodzaju *Marginotruncata* Hofker, 1956 świadczą o dość dużej głębokości zbiornika. Powyższą tezę potwierdzają badania współczesnych otwornic planktonicznych, które dobrze rozwijają się i rozmnażają w zbiornikach morskich o głębokości przekraczającej 150,0 m (Be, 1977). Nie można jednak wyników powyższych badań w prosty sposób przełożyć na wymagania ekologiczne kredowych otwornic.

Koniak

Próbki z głębokości 570,0 m i 550,0 m, w których stwierdzono obecność gatunku *Stensioeina preexpulsa* (Keller) i *Stensioeina exculpta* (Reuss) należy uznać za pochodzące z osadów koniak. Na koniak mogą również wskazywać następujące gatunki otwornic stwierdzone w wyżej wymienionych próbkach: *Gavelinella vombeensis* (Brotzen), *G. umbilicatulata* (Vassilenko et Mjatluk), *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Eponides concinna* Brotzen, *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen). Należy zwrócić uwagę, że oba z ostatnio wymienionych gatunków zarówno na Niziu polskim, jak i w Karpatach rozpoczynają zasięgi występowania w osadach koniak, a wymierają jak wiele gatunków otwornic kredowych z końcem tego okresu.

Mastricht

Mastricht dolny

Z osadów mastrychtu dolnego pochodzą prawdopodobnie próbki z głębokości: 402,0; 362,0; 330,0; 302,0; 282,0 m. We wszystkich wymienionych wcześniej próbkach nie stwierdzono ginącego pod koniec kampanu gatunku *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny). Natomiast pojawia się przewodni dla mastrychtu dolnego gatunek *Agulogavelinella gracilis* (Marsson). Gatunkowi temu towarzyszy liczny zespół zarówno otwornic bentonicznych jak i planktonicznych. Pierwsze z wymienionych są reprezentowane przez następujące gatunki: *Pyramidina triangularis* (Cushman et Parker), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Heterostomella*

leopolitana Olszewski, *Bolivinoides sidestrandensis* Barr, *Spiroplectamina dentata* (Alth), *S. rosula* (Ehrenberg), *Pseudouvierina cristata* (Marsson), *Varsoviella pazdroae* Gawor-Biedowa, *Cribrella lacrima* (Gawor-Biedowa). Wśród otwornic planktonicznych liczni są przedstawiciele rodzaju *Heterohelix* Ehrenberg, 1843; *Globigerinelloides* Cushman et Dam, 1948 oraz gatunku *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin. Spośród wymienionych wyżej gatunków, przewodni dla mastrychtu jest *Pseudouvierina cristata* (Marsson). Przewodnim dla mastrychtu może się również okazać *Cribrella lacrima* (Gawor-Biedowa). Wymaga to jednak dalszych badań.

Gatunek *Varsoviella pazdroae* Gawor-Biedowa i *Cribrella lacrima* (Gawor-Biedowa) opisano po raz pierwszy z kredy lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1987). Utworzony w 1987 roku rodzaj *Cribrella* Gawor-Biedowa otrzymał nową nazwę rodzajową *Cribrella* Gawor-Biedowa (Gawor-Biedowa, 1989). Istnienie tego rodzaju potwierdził Kuhn (Kuhn, 1992), znajdując gatunek *Cribrella traubi* Kuhn w osadach górnego paleocenu/dolnego poziomu *pseudomenardi* w Bawarii. Liczny zespół otwornic występujący w próbkach zaliczonych do osadów mastrychtu dolnego jest bardzo charakterystyczny dla osadów mastrychtu dolnego Lubelszczyzny, rozpoznanego w innych profilach wiertniczych. Podobne relacje z innymi profilami występują w zespole otwornic mastrychtu górnego omawianego otworu.

Mastricht górny

W 16 próbkach pochodzących z osadów mastrychtu górnego z głębokości 252,0; 222,0; 192,0; 157,0; 137,0; 112,0; 92,0; 72,0; 63,0; 52,0; 42,0; 32,0; 26,0; 23,0; 18,0; 12,0 m wymieszane są ze sobą otwornice z różnych poziomów tego podpiętra. Można wskazać poziomy, które występują w osadach wymienionych wyżej próbek. Jednak ze względu na wymieszanie fauny otwornicowej nie można określić głębokości z której pochodzą poszczególne gatunki otwornic.

W próbce z głębokości 252,0 m stwierdzono występowanie gatunku *Bolivinoides giganteus* Hiltermann et Koch będącego taksonem przewodnim dla podpoziomu *Bolivinoides giganteus* wchodzącego w skład poziomu *Anomalinoides pinguis* znajdującego się w najwyższych warstwach mastrychtu górnego (Gawor-Biedowa, 1984). Stwierdzany obok wyżej wymienianego gatunku *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja) jest taksonem przewodnim dla niższego podpoziomu poziomu *Anomalinoides pinguis*. Być może, że znajduje się on in situ. W omawianej próbce gatunkami przewodnimi dla mastrychtu są *Bolivinoides peterssoni* Brotzen i *Osangularia navarroana* (Cushman). Pozostałe gatunki, do których należą *Bolivinoides pustulatus* Reiss, *Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny), *Cibicidoides involutus* (Reuss), *Bolivina incrasata* Reuss, przedstawiciele rodzajów *Heterohelix* Ehrenberg, 1843 i *Globigerinelloides* Cushman et Dam, 1948, podobnie jak *Cribrella fusiformis* (Gawor-Biedowa) i *Hedbergella telatynensis* Gawor-Biedowa znane są z osadów kampanu i mastrychtu kredy lubelskiej.

W próbce z głębokości 222,0 m występuje gatunek *Anomalinoides pinguis* (Jannings). Jest to gatunek wskazujący na poziom *Anomalinoides pinguis*, który obejmuje osady mastrychtu górnego. Towarzyszą mu gatunki stwierdzone już w poprzedniej próbce. Po szczegółowej analizie zespołów otwornic z powyższych próbek i stwierdzeniu faktu, że w wyższych próbkach brak jest gatunku *Gavelinella gankinocensis* (Neckaja), można by wnioskować, że niższy podpoziom poziomu *Anomalinoides pinguis*, czyli podpoziom *Gavelinella gankinocensis* sięga od głębokości 252,0 m do głębokości

112,0 m. Wyżej nie stwierdzono już bowiem *Gavelinella gankinocensis* (Neckaja). Należy więc przyjąć, że próbki z głębokości 92,0–12,0 m pochodzą już z wyższego podpoziomu mastrychtu górnego, czyli podpoziomu *Bolivinooides giganteus*. Potwierdzają to gatunki występujące w najmłodszych warstwach mastrychtu, do których należą: *Praebulimina aspeoaculeata* (Brotzen), *P. arcadelphiana* (Cushman et Parker), *Praeglobobulimina imbricata* (Reuss), *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), *G. danika* (Brotzen) i *Pyradimina cimbrica* (Brotzen)