

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

PROTEROZOIK – SKAŁY FUNDAMENTU KRYSTALICZNEGO

Zbigniew CYMERMAN, Elżbieta KRYSTKIEWICZ

WSTĘP

Na obszarze regionu białskopodlaskiego wykonano 12 wierceń geologicznych osiagających podłoże krystaliczne. Jednym z nich był otwór badawczy Stadniki IG 1, odwiercony w 1972 r. Otwór ten zlokalizowano w strefie zakładanego kontaktu kompleksu podlaskiego z masywem mazowieckim (Ryka, 1973a, b). Podłoże skał krystalicznych osiągnięto na głębokości 1542,5 m, czyli 1382,5 m p.p.m. (*op. cit.*). Nawiercono 18,0 m krystalicznego podłoża. Według profilowania geofizycznego skały krystaliczne występują już na głębokości 1532,0 m (–1372,0 m p.p.m.), z czego wynika, że uzyskano 28,5 m skał krystalicznych. Wiercenie zakończono na głębokości 1560,5 m.

Rdzeń wiertniczy z otworu Stadniki IG 1 o długości 13,4 m wydobyto z odcinka 1547,1–1560,5 m, a próbkę dłutową z głębokości 1542,5 m. W magazynie rdzeni i próbek geologicznych Centralnego Archiwum Geologicznego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Piasecznie (Iwicznej) zachowanych jest 13 skrzyń z rdzeniem z interwału od 1547,8 do 1560,5 m. Prawdopo-

dobnie jego intensywne opróbowanie, pod kątem różnorodnych badań, jest przyczyną fragmentarycznego zachowania rdzenia. Udziały i rodzaje typów skalnych opisywanego rdzenia przedstawiono w tabeli 1.

Do badań petrograficznych, geochemicznych i chemicznych pobrano 8 próbek, których spis wraz z wykonanymi rodzajami badań zestawiono w tabeli 2. Badania strukturalne i kinematyczne z tego otworu badawczego przedstawiono w monografii Cymermana (2004).

Makroskopowo skały krystaliczne z otworu wiertniczego Stadniki IG 1 wykazują niewielkie zróżnicowanie petrograficzne. Są to głównie gnejsy, ale za to o zmiennie wykształconych strukturach. Dominujące gnejsy warstewkowe są zwięzłe, na ogół niespękane i niezylone, nierównoblastyczne, o zmiennym zabarwieniu popielato-zielonkawo-różowym. Gnejsy są niezbyt często poprzekładane cienkimi szlirami łupka metamorficznego. W gnejsach, foliacja typu słupkowania rekrystalizacyjnego zapada pod umiarkowanymi kątami.

Tabela 1

Skąły prekambryjskie w otworze wiertniczym Stadniki IG 1

Precambrian rocks in the Stadniki IG 1 borehole

Nazwa skały	Miaższosć [m]	Objętosć [%]
Gnejsy (ortognejsy)	12,2	90,4
Łupki (szliry)	0,6	4,4
Zwietrzale gnejsy	0,7	5,2
Razem	13,5	100,0

Tabela 2**Analizy próbek skał proterozoicznych z otworu wiertniczego Stadniki IG 1**

Analyses of samples of Proterozoic rocks from the Stadniki IG 1 borehole

Numer próbki	Głębokość [m]	Nazwa skały	Rodzaj analizy
1	1542,5	gnejs	petrograficzna
2	1549,4	gnejs	petrograficzna
3	1552,1	gnejs	petrograficzna
4	1553,7	gnejs	petrograficzna, chemiczna
5	1554,7	gnejs	petrograficzna
6	1557,3	łupek (szlir)	petrograficzna, chemiczna
7	1557,9	gnejs	petrograficzna, chemiczna
8	1559,8	gnejs	petrograficzna, chemiczna

Zbigniew CYMERMAN**LITOLOGIA, BADANIA STRUKTURALNE I KINEMATYCZNE**

Przyjmowana dotychczas interpretacja, że w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 nawiercono głównie migmatyty (Bojarski i in.; 1993 Ryka, 1973a, b), może być zweryfikowana na rzecz skał mylonitycznych i blastomylonitycznych (gnejsów). Obserwacje strukturalne wskazują, że w omawianym profilu otworu wiertniczego dominują w różnym stopniu zmylonizowane granitoidy, powstałe w wyniku heterogenicznych procesów ścinania prostego (Cymerman, 2004) (fig. 3, 4). Zachowane relikty skały macierzystej, głównie w blastomylonitycznych granitognejsach wskazują na magmowy protolit skał mylonitycznych (ortognejsy).

Foliacja mylonityczna S_M jest na ogół dobrze rozwinięta, szczególnie w gnejsach oczkowych i warstewkowych. Charakteryzuje się ona w miarę stałymi kątami upadu – około 50–60° (jak na głębokości 1547,8–1549,0 m). Bardziej strome kąty upadu foliacji mylonitycznej S_M do około 70° rozpoznano na głębokości 1549,0–1553,0 m. Lokalnie pojawiające się domeny migmatytów typu lit-par-lit ze szlirami łupka biotytowego (paleosomu) wykazują foliację S_M , o upadach pod kątem około 35–45°.

W gnejsach i migmatytach lineacja ziarna mineralnego L_M jest trudna do rozpoznania. Na powierzchniach folia-

cji S_M stwierdzono czasami fakt, że lineacja ta jest równoległa do kierunku upadu foliacji, np. na głębokości 1559,5; 1556,1 i 1560,0 m.

Asymetryczne wskaźniki kinematyczne, do których zaliczono porfiroklasty rozwalcowanego mikroklinu, dochodzą miejscami do średnicy 4 cm. Takie porfiroklasty typu σ są charakterystyczne dla gnejsów oczkowych i laminowanych. Wskaźniki tego typu dokumentują dobrze nasunięciowy charakter deformacji podatnej, jak np. na głębokości 1559,5 m. Potwierdzają to dane uzyskane na polerach i w płytkach cienkich, jak np. z głębokości 1550,1 m, gdzie rozpoznano liczne, asymetryczne porfiroklasty skaleniowe typu σ i δ oraz struktury mylonityczne typu S-C. Jednak lokalnie wskaźniki te zostały potem zmodyfikowane przez młodsze procesy ekstensywnej deformacji ścięciowej, które doprowadziły do rozwoju podatno-kruchych uskoków normalnych. Uskoki takie stwierdzono na głębokości około 1556,0; 1560,0 i 1558,5 m.

Spękania skalne w gnejsach z omawianego otworu wiertniczego są sporadyczne. Czasem są to strome spękania ustawione skośnie do orientacji foliacji mylonitycznej S_M . Niekiedy są to spękania o obsekwentnym ustawieniu względem foliacji S_M i na ogół stromych kątach upadu.

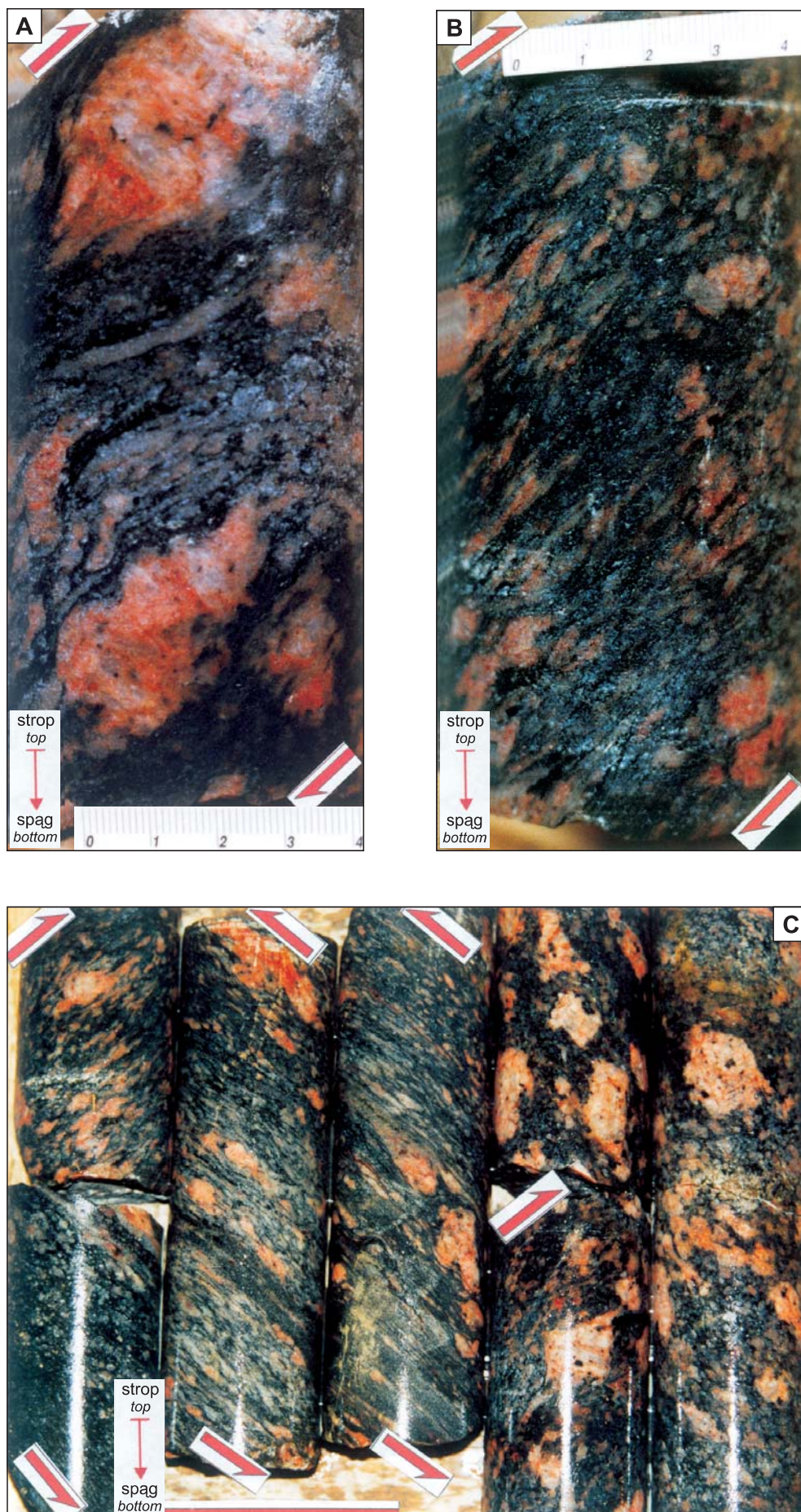


Fig. 3. A – Gnejs oczkowy z prawoskrętnym (nasunięciowym) zwrotem ścinania podatnego; porfiroklasty mikroklinowe typu σ ; przekrój prostopadły do foliacji S_M i równoległy do lineacji L_M ; skala w cm; głęb. 1550,5 m. **B** – Gnejs warstewkowo-oczkowy, mylonityczny z prawoskrętnym (nasunięciowym) zwrotem ścinania podatnego; porfiroklasty mikroklinowe typu σ i δ ; przekrój prostopadły do foliacji S_M i równoległy do lineacji L_M ; skala w cm; głęb. 1550,0 m. **C** – Przykłady heterogenicznego ścinania podatnego z rozwojem gnejsów oczkowych (protomylonity) i warstewkowo-oczkowych (mylonity); prawoskrętne (nasunięciowe) ścinanie wyznaczone przez liczne porfiroklasty typu σ i nieliczne porfiroklasty typu δ oraz struktury mylonityczne typu S-C; przekroje prostopadłe do foliacji S_M i równoległe do lineacji L_M ; skala białoczerwona = 8 cm; głęb. 1547,7–1549,1 m

A – Augen gneiss with dextral (overthrusting) sense of ductile shearing; microcline – σ type porphyroclasts; section perpendicular to S_M foliation and parallel to L_M lineation; Scale in cm; depth 1550.5 m. **B** – Augen-layered, mylonitic gneiss with dextral (overthrusting) sense of ductile shear; microcline σ - and δ -type porphyroclasts; section perpendicular to S_M foliation and parallel to L_M lineation; scale in cm; depth 1550.0 m. **C** – Examples of heterogenic ductile shearing with the development of augen gneisses (protomylonites) and augen-layered gneisses (mylonites); a dextral (overthrusting) sense of ductile shear; microcline σ - and rare δ -type porphyroclasts and S-C type of mylonitic structures; section perpendicular to S_M foliation and parallel to L_M lineation; white and red scale = 8 cm; depth 1547.7–1549.1 m

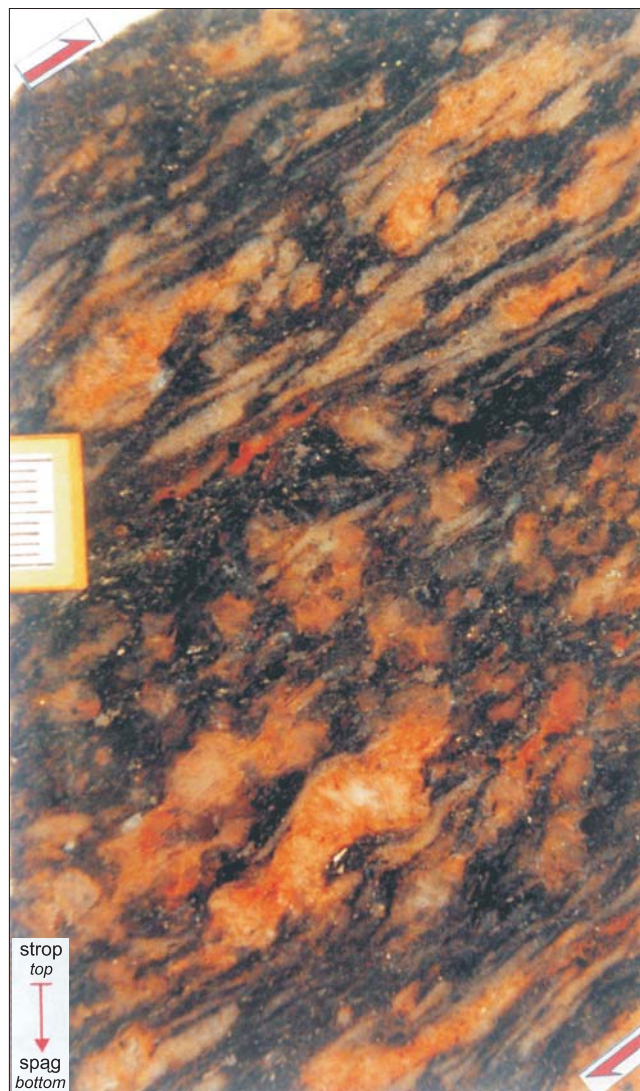


Fig. 4. Gnejs warstewkowo-oczkowy, mylonityczny

Porfiroklasty skaleniowe typu σ i sporadycznie typu δ oraz struktury mylonityczne typu S-C określają prawoskrętne (nasunięciowe) charakter deformacji rotacyjnej; przekrój prostopadły do foliacji S_M i równoległy do lineacji L_M ; skala = 1 cm; głęb. 1550,0 m

Augen-layered gneiss (mylonites)

Feldspar σ - and rare δ -type porphyroclasts and S-C type mylonitic structures define a dextral (overthrusting) sense of rotational deformation; section perpendicular to S_M foliation and parallel to L_M lineation; scale = 1 cm; depth 1550.0 m

Elżbieta KRYSTKIEWICZ

WYNIKI BADAŃ MIKROSKOPOWYCH

Badania mikroskopowe wykazały, że tekstura w łupkach i gnejsach jest ukierunkowana. Kierunkowość tę nadają zgodnie ułożone blaszki biotytu, czasami blasty kwarcu lub skalenia. Oprócz tego w szlirach łupków kierunkowość jest podkreślona przez naprzemianległe ułożenie cieniotkich, jasnych lamin – zbudowanych przeważnie z kwarcu, i ciemnych – składających się z biotytu i minerałów nieprzezroczystych. W granitoidach tekstura jest bezładna.

Struktura skał krystalicznych jest silnie zróżnicowana. Dla gnejsów charakterystyczna jest struktura heteroblastyczna, gdzie największe średnice osiągają kwarc i skalenie, a najmniejsze biotyt. Porfiroblasty kwarcu i skalenia są otoczone masą drobniejszych blastów biotytu, kwarcu, skalenia i epidotu. Gnejsy drobnoblastyczne i łupki mają strukturę równoblastyczną. Lokalnie obserwuje się strukturę glomeroblastyczną

w tych miejscach, w których są widoczne skupienia minerałów ciemnych: biotytu i minerałów nieprzezroczystych oraz nagromadzenia minerałów jasnych. Wykształcenie składników mineralnych świadczy o strukturze granolepidoblastycznej.

Skład mineralny na podstawie analiz planimetrycznych został przedstawiony w tabeli 3. Wynika z niej, że głównymi składnikami omawianych skał krystalicznych są: kwarc, plagioklaz, mikroklin i biotyt. Podrzędnie występują: minerały nieprzezroczyste, cyrkon, apatyt, tytanit oraz produkty wtórnych przeobrażeń. Wyniki analiz planimetrycznych skał naniesiono na projekcję trójkątną Winklera (1967) w postaci parametrów: kwarc–skalenie–minerały maficzne, z której wynika, że większość próbek lokuje się w lewym górnym sektorze pola gnejsów (fig. 5, pole III), a tylko dwie analizy znajdują się w polu łupków biotytowych (fig. 5, pole VI).

Tabela 3

Wyniki analiz planimetrycznych (w % objętościowych)

Results of planimetric analyses in Stądniki IG 1 section (in volume %)

Minerał	Głębokość [m]						Zakres	Średnia
	1552,1	1553,7	1554,7	1557,9	1559,8 A	1559,8 B		
Kwarc	38,4	22,6	17,4	37,9	32,1	40,2	17,4–40,2	31,5
Plagioklaz	31,0	35,2	45,7	39,9	12,1	37,0	12,1–45,7	33,5
Mikroklin	17,6	17,0	10,9	1,7	31,3	5,2	1,7–31,3	14,0
Mikropertyt	–	6,0	–	–	2,1	–	0,0–0,6	1,4
Mikroantypertyt	1,9	–	4,5	–	1,9	–	0,0–4,5	1,4
Myrmekit	0,3	2,7	1,0	–	<0,1	0,2	0,0–2,7	0,7
Biotyt	9,1	11,2	14,5	18,9	16,8	11,7	9,1–18,9	13,7
Muskowit	<0,1	1,5	3,4	–	0,8	0,3	0,0–3,4	1,0
Chloryt	–	–	0,3	0,2	<0,1	–	0,0–0,3	0,1
Weglan	1,2	1,8	–	–	–	–	0,0–1,8	0,5
Minerały nieprzezroczyste	<0,1	0,8	0,9	1,1	<0,1	2,8	<0,1–2,8	0,9
Apatyt	–	0,2	0,2	0,1	1,0	–	0,0–1,0	0,3
Cyrkon	0,2	<1,0	–	–	–	0,1	0,0–0,2	<0,1
Tytanit	0,3	–	0,8	–	0,1	1,1	0,0–1,1	0,4
Epidot	–	–	0,4	0,2	1,8	0,5	0,0–1,8	0,5
Serycyt	–	–	–	–	<0,1	0,9	0,0–0,9	0,1

Przyjęto, że w wyniku przeobrażeń metasomatycznych potasowo-krzemionkowych (Ryka, 1973a, b) powstały gnejsy migmatyczne, zbudowane z dwóch substancji: z substratu, reprezentowanego przez łupkę biotytową, o składzie: kwarc – 29,3%, plagioklaz – 2,8%, biotyt – 57,8%, chloryt – 9,2%, minerały nieprzezroczyste – 3,5%, apatyt – 2,2%, cyrkon – 0,1%, epidot – 0,8% oraz serycyt – 2,4% objętościowych oraz z mobilizatu, o składzie: kwarc – 84,3%, plagioklaz – 7,0%, biotyt – 7,2%, minerały nieprzezroczyste – 0,2% oraz apatyt – 1,3%.

Ksenoblastycznie wykształcony kwarc występuje w blastach o dość zróżnicowanej wielkości. Największe blasty osiągają średnicę do 5 mm (szczególnie w granitoidach), przeciętnie wynoszą one 0,5 mm (fig. 6). Niektóre blasty kwarcu są dynamicznie odkształcone, smużyscie wygaszają światło, nie zbyt często tworzą mozaikę. Sporadycznie drobne blasty kwarcu występują w postaci poikiloblastycznych wrostków w plagioklazu. W drobnoblastycznych gnejsach mylonitycznych oraz łupkach biotytowych blasty kwarcu mają słabo wydłużone kształty i wypełniają miejsca pomiędzy porozrywanymi blaszkami biotytu. Wrostki w kwarcu nie są liczne, czasami jest to biotyt, apatyt lub cyrkon.

Drugim podstawowym składnikiem w gnejsach, obok kwarcu, jest skałen. Występują tu zarówno plagioklasy i skałenie potasowe. Plagioklaz jest wykształcony w postaci ksenoblastów, osiągających maksymalną średnicę do 7 mm (fig. 6). Jest on w zmiennym stopniu zdeformowany dynamicznie, czasami zaznaczone są prążki bliźniacze, spękania są nieliczne. Sporadycznie jest on poprzerastany kwarcem, biotytem, również miejscami obecne są wrostki apatytu, cyrkonu i tytanu. Jest on zbliźniaczony pospolicie według prawa albitego, peryklinowego, wyjątkowo według Roc Tournèa lub esterelskiego. Pomiarzy optyczne wykonane na stoliku uniwersalnym wykazały, że zawartość cząsteczki anortytowej wynosi średnio 33,4%, przy bardzo małej zmienności 32–35%. Miejscami można zaobserwować struktury mikroantypertytowe typu „potok” (według Allinga, 1938). Oprócz mikroklinizacji najczęściej jest widoczna serycycyzacja. Serycyt nieregularnie wypiera blast gospodarza. Niekiedy wraz z serycytem obecny jest epidot, sporadycznie drobniutkie łuski muskowitu lub węglanu.

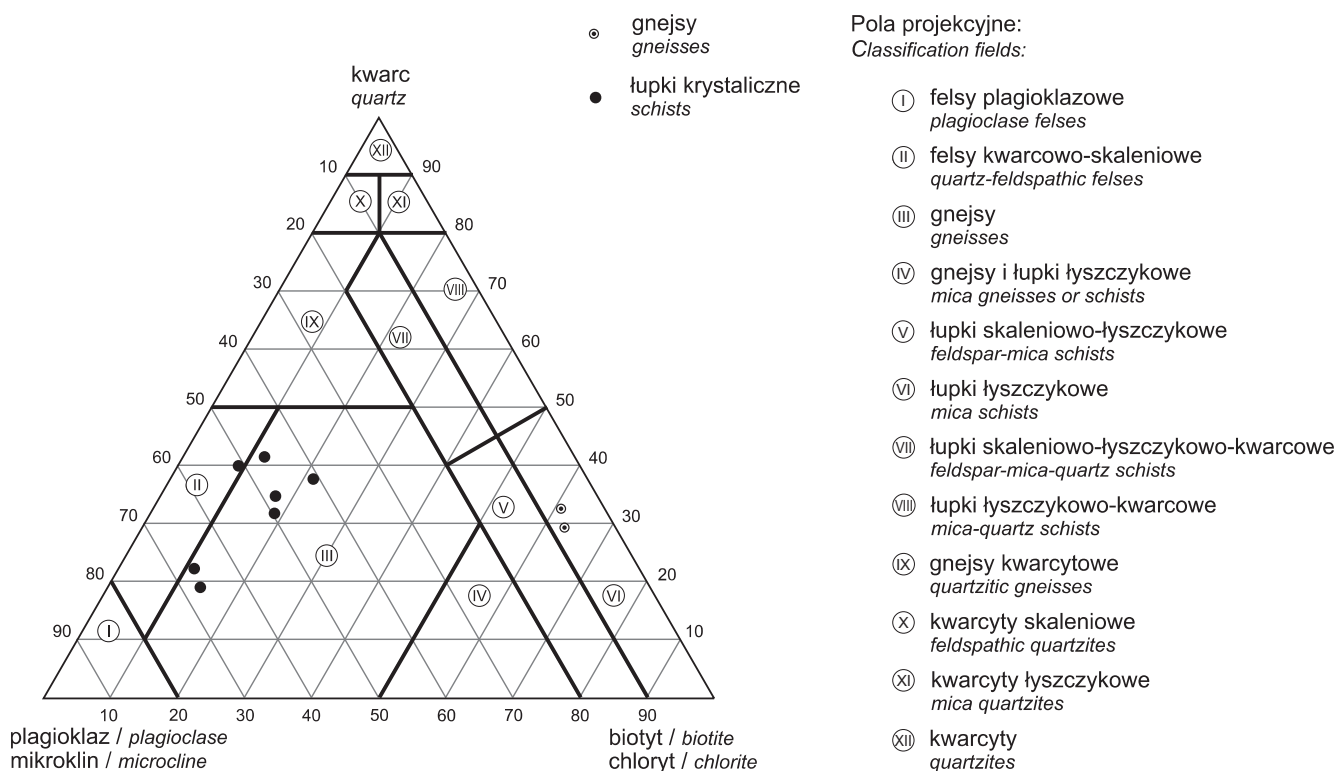


Fig. 5. Projekcja trójkątna kwarc–skałenie–minerały maficzne, według Winklera (1967) dla facji amfibolitowej z punktami projekcyjnymi analiz planimetrycznych gnejsów amfibolowych otworu wiertniczego Stadniki IG 1

Classification projection of metamorphic rocks (quartz–feldspar–mafic minerals) in amphibolite facies after Winkler (1967) with projection points of planimetric analyses of amphibole gneisses from the Stadniki IG 1 borehole

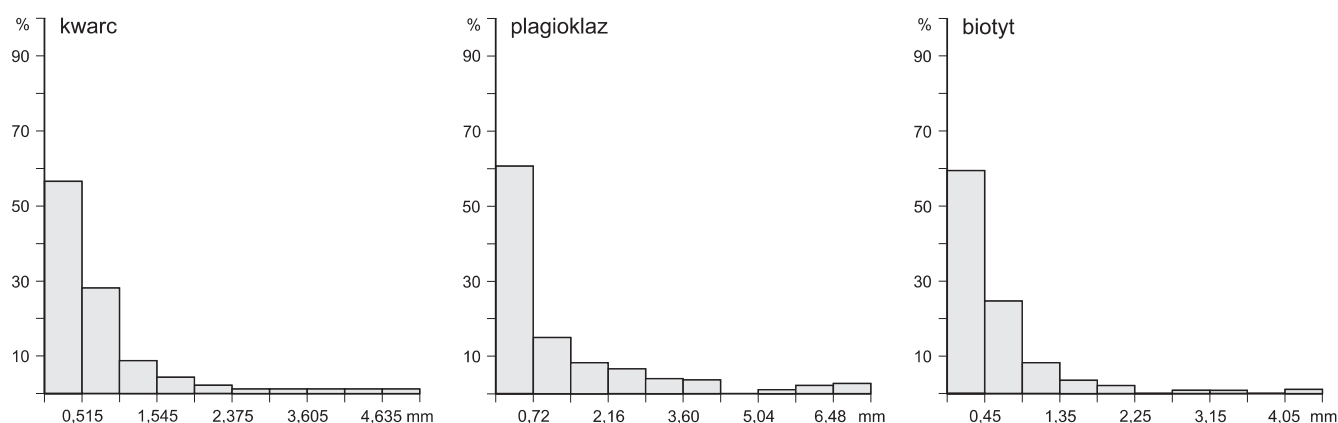


Fig. 6. Histogramy sporządzone na podstawie analiz uziarnienia kwarcu, plagioklazu, biotytu i hornblendy w gnejsach amfibolowych

Histogram of grain composition for quartz, plagioclase, biotite and hornblende in amphibolite gneisses

Mikroclin jest wykształcony ksenoblastycznie, przeważnie tworzy porfiroklasty o wielkości dochodzącej do 6,5 mm średnicy. Mineral ten odznacza się charakterystyczną, regularną kratką bliźniaczą, choć zdarzają się blasty o niespokojnym wygaszaniu światła. Niektóre z nich są zbliżone według prawa karlsbadzkiego. Niekiedy można zaobserwować struktury mikropertowe typu *string-thread* (według Allinga, 1938). Miejscami na granicy mikroclinu z plagioklazurem występują przerosty myrmekitowe, a grubość tej strefy dochodzi do 0,8 mm. Mikroclin podobnie jak plagioklaz uległ serycytacji.

W gnejsach i granitoidach (protomylonitach) trzecie miejsce pod względem ilościowym zajmuje biotyt. Jest on wykształcony w postaci pakietów blaszek, rzadziej – jako pojedyncze osobniki. Często mineral ten ujawnia postkinematyczny charakter. Blaszkę są porozrywane i słabo powyginane. Często tworzy glomeroblastyczne skupienia wraz z minerałami nieprzezroczystymi i epidotem. Biotyt odznacza się pleochroizmem α - jasnożółty, γ - oliwkowobrunatny. Zawiera bardzo mało wrostków. Niekiedy są to drobne blasty epidotu, cyrkonu lub kwarcu. Zwykle wokół cyrkonu występują zizotropizowane obwódki. Niektóre blaszki biotytu uległy wtórnym przeobrażeniom w chloryt, który odznacza się wyraźnymi subnormalnymi fioletowymi barwami (penin).

Epidot jest wykształcony ksenoblastycznie. Jego maksymalne blasty osiągają 2,5 mm, a przeciętnie 0,3 mm. Niektóre blasty wykazują słaby pleochroizm w odcieniu cytrynowym.

Sporadycznie można zaobserwować zbliżone osobniki. Zwykle epidot występuje w towarzystwie biotytu (często przerasta się z nim) i minerałów nieprzezroczystych.

Wielkość ksenoblastów apatytu nie przekracza na ogół 0,6 mm. Często mineral ten obecny jest w postaci wrostków.

Minerały nieprzezroczyste występują najczęściej w postaci nieregularnych blastów, chociaż zdarzają się osobniki, których pojedyncze ściany są prawidłowo wykształcone. Zazwyczaj minerały te towarzyszą glomeroblastycznym skupieniom minerałów maficznych. Maksymalna wielkość blastów tych minerałów nie przekracza 1,5 mm.

Ksenoblastyczny tytanit występuje najczęściej w towarzystwie biotytu. Jego wymiary osiągają najczęściej 0,16 mm, czasami spotyka się osobniki o automorficznych kształtach. Wyjątkowo można zaobserwować, że wewnętrzną część blastu tytanitu wypełnia węglan.

Cyrkon występuje sporadycznie. Jest on wykształcony ksenoblastycznie. Pomiar elongacji w stosunku $h:l$ wykazał, że średnio równa się 1:2,7. Czasami, mineral ten jest spękany i zmętniały.

W gnejsach, w śladowych ilościach jest obecny ksenotym, którego poszczególne ściany, rzadziej cały blast, mają automorficzne kształty. Zwykle jest spękany, wykazuje bardzo delikatny pleochroizm. Dwójłomność ksenotymu pomierzona kompensatorem Bereka wyniosła: $n_E - n_O = 0,090$. Wokół wrostków ksenotymowych w biotycie tworzą się zizotropizowane obwódki.

Elżbieta KRYSTKIEWICZ

WYNIKI BADAŃ CHEMICZNYCH

Do analizy chemicznej wytypowano cztery próbki skał krystalicznych. Badania wykonano w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Katowicach. Wyniki analiz chemicznych reprezentujące trzy próbki gnejsów i jedną łupka krystalicznego, przeliczone na procenty wagowe poszczególnych tlenków, a następnie na stosunki molekularne, przedstawiono w [tabeli 4](#). Dalsze przeliczenia na minerały normatywne wykonano metodą Niggliego (1937) ([tab. 5](#)).

Analizowane skały należą do typu wyraźnie przesyconego krzemionką. Ilość wolnego kwarcu waha się od 48,4 do 57,8%. Przesycenie krzemionką zaznacza się na projekcji trójkątnej Q–L–M ($Q = q + Rt$; $L = Kp + Ne + cal$; $M = Cs + Fo + Fa + Fs + ns$) (Q = kwarc + rutyl; L = kaliofilit + nefelin + glinian wapnia; M = ortokrzymian wapnia + forsteryt + fajalit + krzemian żelaza + krzemian sodu), na której parametry analiz chemicznych grupują się powyżej linii PF w polu wolnej krzemionki ([fig. 7](#)). Na figurze tej widać również podział skał na dwie grupy: gnejsy (analizy nr 1, 3 i 4) oraz łupkę (analiza nr 2).

Pod względem zawartości glinki skały przedstawiają typ przesycony według układu $Al > K + Na + 2Ca$.

Ilość minerałów skaleniowych L waha się od 32,3 do 37,3% i jest wprost proporcjonalna do ilości Q . W analizie nr 2 – reprezentującej łupkę, wartości Q i L są niższe niż w gnejsach. Nefelin jest głównym składnikiem zespołu skaleniowego dla gnejsów, natomiast w łupkach dominuje kaliofilit.

Ilość minerałów femicznych w gnejsach i łupkach jest odwrotnie proporcjonalna do ilości kwarcu. W gnejsach obecny jest przeważnie tylko fajalit (forsteryt – jest nieobecny) lub fajalit znacznie przeważa nad forsterytem, np. w próbce nr 4 ($Fo : Fa = 0,2$). W łupku natomiast $Fo : Fa$ jest zbliżony do jedności i równa się 0,9. Również zawartość sfalerytu (Sp) w łupku jest prawie dwukrotnie wyższa niż w gnejsach. Dla łupka równa się 9,2, a dla gnejsu wynosi: 5,8; 5,5 i 3,88. Na projekcji trójkątnej (anortyt–ortoklaz–albit) ([fig. 8](#)) parametry analiz grupują się w polu o zbliżonej zawartości anortytu – dla gnejsów 17,6–23,4%, a w łupku – 13,5%

Tabela 4

Wyniki analiz chemicznych próbek z otworu wiertniczego Stadniki IG 1

Results of chemical analyses of the rocks in the Stadniki IG 1 borehole

Składniki	Numery analiz							
	1		2		3		4	
	gnejs z głębokości 1553,70 m		łupka z głębokości 1557,30 m		gnejs z głębokości 1557,90 m		gnejs z głębokości 1559,80 m	
	% wag.	s.mol	% wag.	s.mol	% wag.	s.mol	% wag.	s.mol
SiO ₂	67,66	1126	60,07	1000	69,09	1150	70,79	1178
TiO ₂	0,55	7	0,94	12	0,50	6	0,27	3
Al ₂ O ₃	15,48	152	14,33	140	15,42	151	14,18	139
Fe ₂ O ₃	4,38	27	4,52	28	1,45	9	2,40	15
FeO	2,29	32	5,58	78	2,72	38	1,86	26
MnO	0,05	1	0,13	2	0,11	1	0,04	1
MgO	1,37	34	3,94	98	1,29	32	0,98	24
CaO	2,80	50	1,44	26	2,97	53	2,08	37
Na ₂ O	2,65	43	1,15	18	3,20	52	2,51	41
K ₂ O	3,21	34	4,61	49	1,90	20	3,83	41
P ₂ O ₃	0,10	1	0,17	1	0,10	1	0,04	–
H ₂ O ⁺	0,85	47	1,22	68	0,16	9	0,23	13
H ₂ O [–]	0,38	21	0,47	26	0,15	8	0,22	12
CO ₂	0,25	6	0,11	2	0,28	6	0,09	2
S	0,05	1	0,03	1	0,01	–	0,02	1
Razem	102,66	–	98,71	–	99,35	–	99,45	–

Tabela 5

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Niggliego (1937)

Results of chemical analyses after Niggli method (1937)

Minerały	Numery analiz			
	1	2	3	4
	gnejs z głębokości 1553,70 m	łupek krystaliczny z głębokości 1557,30 m	gnejs z głębokości 1557,90 m	gnejs z głębokości 1559,80 m
Kwarc (q)	54,7	48,4	56,8	57,8
Kaliofilit (Kp)	11,5	17,4	6,8	14,1
Nefelin (Ne)	14,6	6,4	17,8	14,1
Glinian wapnia (cal)	6,9	3,7	7,5	6,0
Spinel (Sp)	5,8	9,2	5,5	3,8
Hercynit (Hz)	–	–	0,5	–
Fajalit (Fa)	0,5	4,6	2,3	1,0
Forsteryt (Fo)	–	4,1	–	0,2
Magnetyt (Mt)	4,6	5,0	1,5	2,6
Ruthyl (Rt)	0,4	0,7	0,3	0,2
Apatyt (Cp)	0,3	0,2	0,3	–
Kalcyt (Cc)	0,7	0,2	0,7	0,2
Q ¹	62,2	57,5	62,3	62,0
L ²	37,3	32,3	35,2	36,7
M ³	0,5	10,2	2,5	1,3
Ortoklaz	34,9	63,3	21,3	41,2
Albit	44,1	23,3	53,3	41,2
Anortyt	21,0	13,5	23,4	17,6

¹ – Q = q + Rt;² – L = Kp + Ne + cal;³ – M = Cs + Fo + Fa + Fs + ns (M = ortokrzemian wapnia + forsteryt + fajalit + krzemian żelaza + krzemian sodu / calcium orthosilicate + forsterite + fayalite + iron silicate + sodium silicate)

Zróznicowanie parametrów w gnejsach polega głównie na zmiennym stosunku ortoklazu do albitu, przy czym ortoklaz waha się w gnejsach od 21,3 do 41,2, a albit 41,2–55,3%. Wynika stąd, że zróznicowanie tych parametrów jest związane z mikroklinizacją. Odrębne położenie parametru analizy nr 2, odznaczające się wysoką zawartością ortoklazu – 63,3%, wiąże się przypuszczalnie z powiązaniem potasu w biotycie, w który obfituje analizowana próbka.

Przeliczenie analiz chemicznych wykonane sposobem Bartha (1962) (tab. 6) informuje również o wyraźnym podziale skał na gnejsy i łupki. Z rozmieszczenia parametrów Ca–Mg–Fe (fig. 9) wynika, że łupki w porównaniu z gnejsami zawierają znacznie mniej jonów wapnia na korzyść jonów magnezu i żelaza. Gnejsy są mało zróznicowane; nieco od przeciętnej odbiega analiza nr 3, która zawiera więcej jonów wapnia, niż w pozostałych profilach, co jest prawdopodobnie związane z większą zawartością plagioklazu w skale.

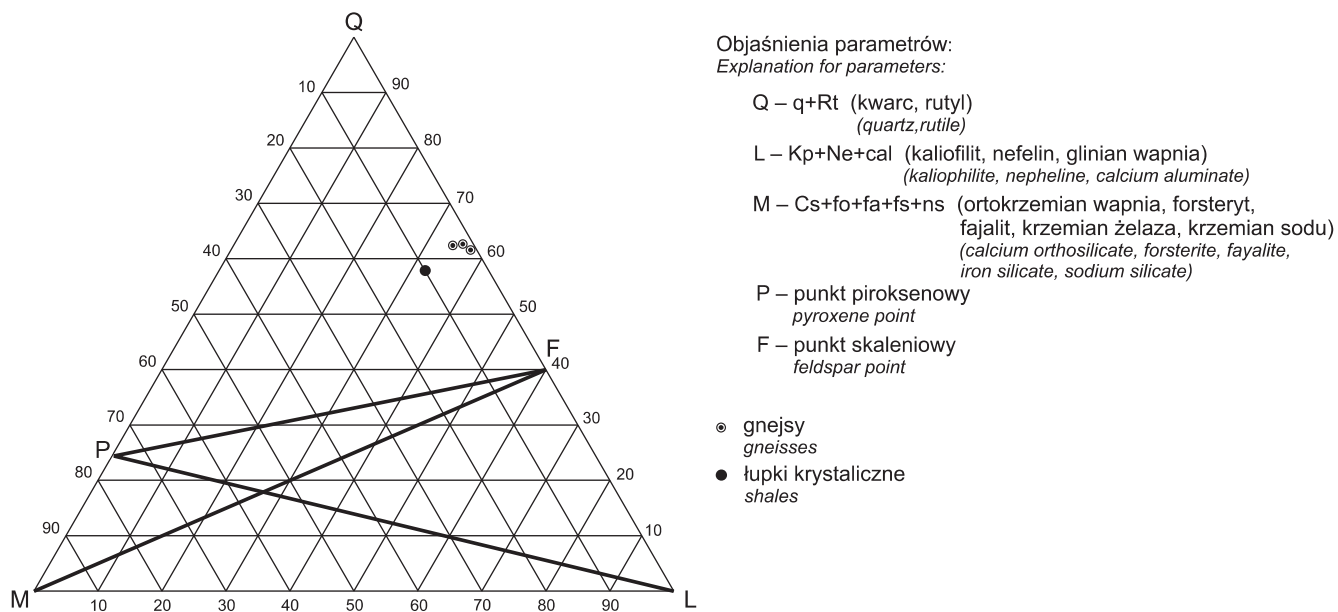


Fig. 7. Projekcja trójkątna Q–L–M sporządzona według Niggli (1937) z parametrami analiz chemicznych

Q–L–M projection for metamorphic rocks based upon normative composition after Niggli (1937)

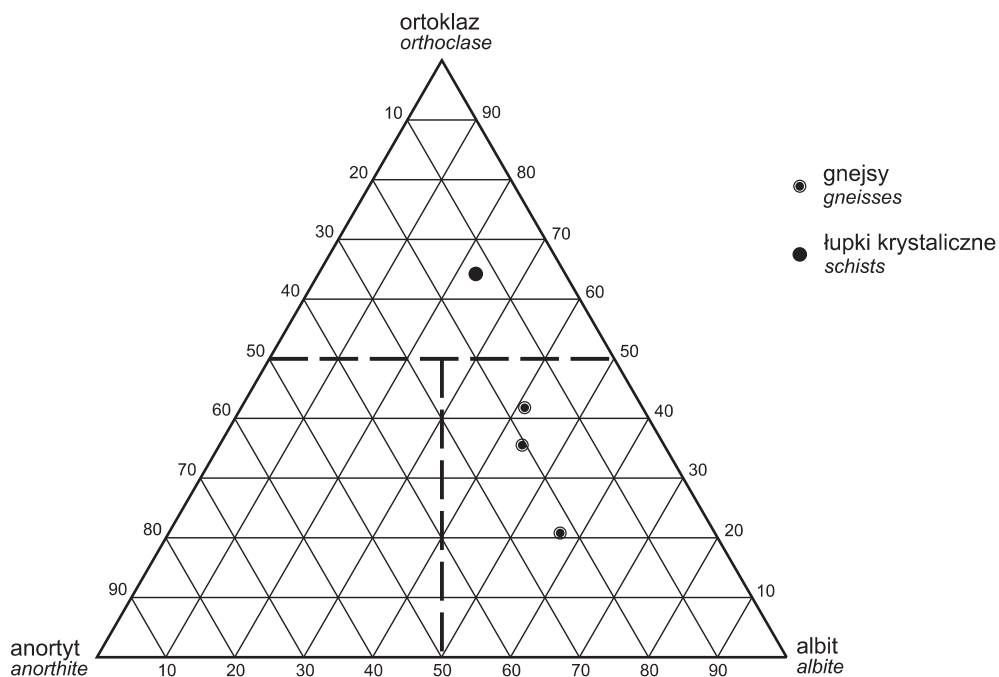


Fig. 8. Projekcja anortyt–ortoklaz–albit sporządzona na podstawie przeliczeń wykonanych metodą Niggli (1937)

Triangular projection: anorthite–orthoclase–albite after Niggli method (1937)

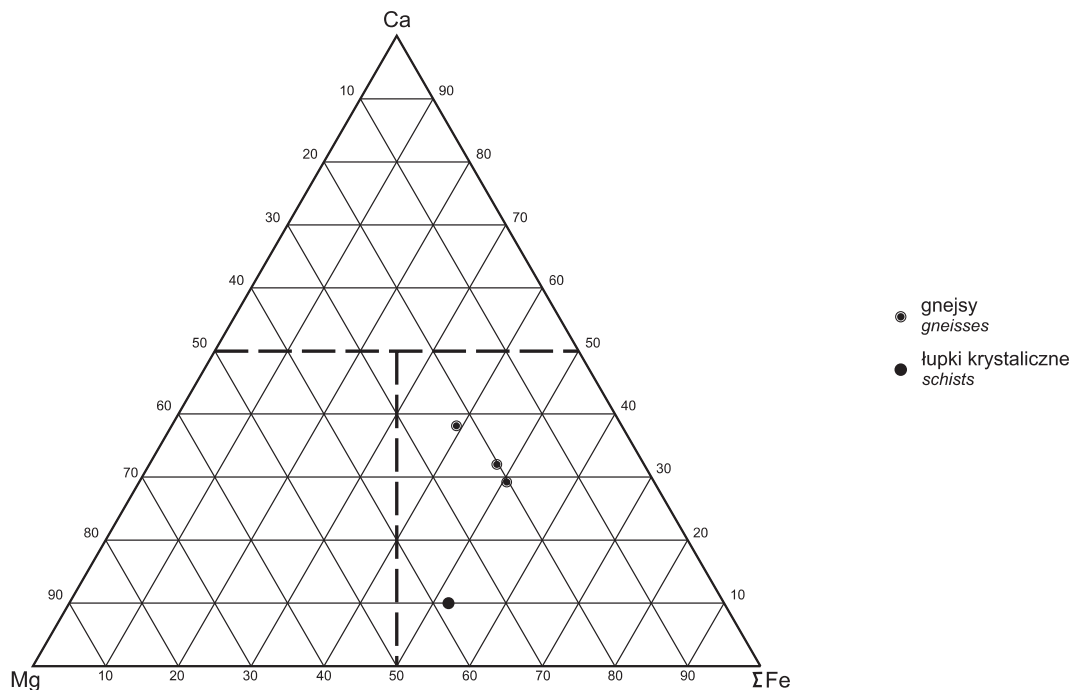


Fig. 9. Projekcja trójkątna Ca–Mg–ΣFe sporządzona na podstawie przeliczeń sposobem Bartha (1962)

Triangular projection: Ca–Mg–ΣFe after Barth method (1962)

Tabela 6

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Bartha (1962)

Results of chemical analyses after Barth method (1962)

Jony	Numery analiz			
	1	2	3	4
	gnejs z głębokości 1553,70 m	łupek z głębokości 1557,30 m	gnejs z głębokości 1557,90 m	gnejs z głębokości 1559,80 m
Si	58,9	55,6	61,0	62,6
Ti	0,4	0,7	0,3	0,2
Al	15,9	15,6	16,0	14,8
Fe ³⁺	2,8	3,1	0,9	1,6
Fe ²⁺	1,7	4,3	2,0	1,4
Mn	–	0,1	–	–
Mg	1,8	5,4	1,7	1,3
Ca	2,6	1,4	2,8	2,0
Na	4,5	2,0	5,5	4,4
K	3,5	5,4	2,1	4,4
P	0,1	0,1	0,1	–
C	0,3	0,1	0,3	0,1
Razem	92,5	93,8	92,7	92,8

Zbigniew CYMERMAN, Elżbieta KRYSKIEWICZ

WNIOSKI PETROGENETYCZNE

Proterozoiczne skały z otworu wiertniczego Stadniki IG 1 reprezentują silnie zróżnicowane strukturalnie gnejsy i sporadycznie występujące cienkie wkładki (?szliry) łupków biotytowych. Wzajemne przekładanie gnejsów i łupków interpretowano jako prawdopodobny wynik pierwotnego zróżnicowania skał osadowych (Ryka, 1973a, b; 1982, 1984; Krystkiewicz – opr. arch.). Podobnie przyjęto, że naprzemiangle ułożenie granoblastycznych lamin leukokratycznych (kwarc i plagioklaz) z lepidoblastycznymi laminami z biotytem, minerałami nieprzezroczystymi i epidotem są reliktowymi strukturami pierwotnego osadowego warstwowania (Ryka, 1973a, b; 1982; Krystkiewicz – opr. arch.).

Prawdopodobnie jest to jednak dowód na rozwój foliacji typu złupkowania laminowanego w warunkach metamorfizmu regionalnego w facji amfibolitowej, z udziałem deformacji niekoaksjalnej. Badania elongacji cyrkonu wykazały, że protolitem gnejsów, a prawdopodobnie także i łupków były skały magmowe. Zróżnicowanie omawianych skał krystalicznych pod względem wielkości ziarna mineralnego miało wskazywać na pierwotną zmienność kompleksu, jako rezultat cykliów sedymentacyjnych (Ryka, 1973b; 1982; Krystkiewicz – opr. arch.). Jednak bardziej prawdopodobne jest, że jest to wynik heterogenicznych procesów ścinania podatnego, prowadzących do rozwoju kompleksu skał metamorficznych kosztem ich magmowego protolitu (Cymerman, 2004).

Wykształcenie składników mineralnych pozwala sądzić, że podczas blastazy synkinematycznej powstawały plagioklasy i kwarc. Biotyt natomiast uznano za typowy minerał blastazy postkinematycznej (Ryka, 1973a; 1982; Krystkiewicz – opr. arch.). Biotyt jest minerałem rozwijającym się o odmiennej orientacji, jak np. w typowych w rdzeniach z tego otworu wiertniczego strukturach mylonitycznych typu S-C, a więc jest minerałem synkinematycznym. Część biotyty powstała także w schyłkowych fazach ruchów tektonicznych (ścinań prostego), a nawet postkinematycznie. Blastaza epidotu jest związana głównie z biotytem postkinematycznym, o czym świadczy wzajemne przerastanie się tych minerałów.

Na podstawie charakteru skał, obecności w nich plagioklazu o składzie 32–35% An i rekrytalizacji biotyty, można przypuszczać, że przeobrażenia metamorficzne zachodziły w warunkach amfibolitowej grupy facjalnej (Ryka, 1973a; 1982; Krystkiewicz – opr. arch.).

Od dawna przyjmuje się, że skały z profilu Stadniki IG 1 zostały objęte procesami migmatyzacji – metasomatozy potasowo-krzemionkowej w etapie powszechnej konsolidacji krystaliniku platformy wschodnioeuropejskiej (Ryka, 1973a, b; 1982, 1984; Krystkiewicz – opr. arch.). Świadczyć ma o tym słabo rozwinięta mikroklinizacja plagioklazu i powstawanie charakterystycznych przerostów myrmekitowych. W świetle współczesnej analizy mikrostrukturalnej takie przerosty są dowodem na ich rozwój w warunkach podatnego ścinania prostego (deformacji niekoaksjalnej) (Cymerman, 2004) (fig. 3, 4).

Przeprowadzone wcześniej badania (Ryka, 1973a, b; 1982, 1984; Krystkiewicz – opr. arch.) sugerowały, że w rozwoju fundamentu krystalicznego, nawierconego w otworze wiertniczym Stadniki IG 1, zaznaczyły się trzy etapy przeobrażeń. Pierwszy – najstarszy, który utrwalił się obecnością skał przeobrażonych w warstewkach amfibolitowej grupy facjalnej. Okres przekształceń macierzystych skał osadowych można odnieść do czasu metamorfozy kompleksu svekofeno-karelskiego, a ściślej zachodniego obrzeżenia kompleksu podlaskiego. Drugi etap – pośrednie stadium przeobrażeń gnejsów polegało na ich migmatytyzacji i słabo rozwiniętej metasomatozie potasowo-krzemionkowej w czasie powszechnej gotyjskiej konsolidacji podłoża krystalicznego. Trzeci etap – późne stadium przekształceń skonsolidowanych już gnejsów i migmatytów polegało na epidotyzacji plagioklazu i biotyty. Okres tych przeobrażeń można wiązać z późnym etapem konsolidacji gotyjskiej lub też czasem wydźwignięcia podłoża krystalicznego w strefę działania czynników hipergenicznych. W inicjalnym stadium tego okresu mogły być uruchomione roztwory hydrotermalne, powodujące wtórną albityzację plagioklazu i wydzielenie nadmiaru wapnia wchodzącego w skład epidotu. Powstanie epidotu można również wyjaśnić wewnętrzną przebudową skały pod wpływem wzrostu ilości wody, podobnie jak w skałach fundamentu krystalicznego z innych otworów, jak np. Rajsk IG 1 (Ryka, 1966).

W świetle wykonanych przed kilkoma laty szczegółowych badań strukturalnych i kinematycznych, z całego zachowanego archiwalnego materiału wiertniczego z otworu wiertniczego Stadniki IG 1 (Cymerman, 2004) można jednak przedstawić odmienny obraz rozwoju skał krystalicznych. Najważniejsze z nich przedstawiono poniżej.

1. Protolitem gnejsów były granitoidy porfiroblastyczne, a skałą wyjściową dla łupków biotytowych – szliry lub enklawy biotytowe, a nie sekwencja skał osadowych.

2. Powstanie ortognejsów, silnie zróżnicowanych strukturalnie, było związane z rozwojem heterogenicznych, podatnych stref ścinania. Procesy deformacji rotacyjnej doprowadziły do rozwoju różnego typu skał mylonitycznych (protomylonity, mylonity, ultramylonity).

3. W zbadanym otworze wiertniczym dominują średnie wartości kątów upadu foliacji mylonitycznej S_M (najczęściej w zakresie wartości 40–50°), natomiast lineacja ziarna mineralnego L_M , głównie typu biotytowego, jest prawie zawsze zorientowana równolegle do kierunku upadu foliacji S_M , czyli, że jest ona nachylona pod umiarkowanymi kątami.

4. Stwierdzone liczne wskaźniki kinematyczne, o różnym jednak stopniu wiarygodności, głównie porfiroklasty skaleniove typu σ , a także rzadziej występujące struktury mylonityczne typu S-C, asymetryczne, ekstensywne pasemka ścinania typu C', dobrze dokumentujące dominację nasunięciowych procesów, podobnie jak w sąsiednich otworach wiertniczych tego regionu. Miejscami, wskaźniki te zostały zmodyfik-

owane przez młodsze procesy ekstensywnej deformacji ścięciowej, z rozwojem podatno-kruchych uskoków normalnych.

5. Nie udało się ustalić kierunku transportu tektonicznego w czasie procesów ścinania podatnego, ponieważ brakuje orientacji struktur tektonicznych w niezorientowanych rdzeniach z omawianego otworu badawczego.

6. Rozwój penetratywnych podatnych stref ścinania, prowadzący do rozwoju różnego typu skał mylonitycznych, prawdopodobnie odbywał się w czasie orogenezy svekofeńskiej (Cymerman, 2004), ewentualnie polsko-duńskiej (Bogdanova 2001, 2005) w mezoproterozoiku (?kałym). Nadal jednak brakuje nowoczesnych i wiarygodnych oznaczeń radiometrycznych protomylonitów, mylonitów i ultramylonitów z opisywanego profilu.

Lokalizacja otworu wiertniczego Stadniki IG 1, oddalonego od najbliższych otworów wiertniczych (Wrotnów IG 1, Mielnik IG 1 i Rajsk IG 3) o prawie 40 km, a w dodatku o umiarkowanym i stromym, a nie horyzontalnym, upadzie foliacji S_M , utrudnia korelację litologiczną czy litostratygraficzną. Ryka (Ryka w: Kubicki, Ryka, red., 1982) korelował jednak skały z otworu wiertniczego Stadniki IG 1 z jednostkami metamorficznymi, tzw. strefy podlaskiej.

Z powodu braku wiarygodnych, nowych datowań radiometrycznych, trudno jest ustalić dokładny czas deformacji skał krystalicznych z otworu wiertniczego Stadniki IG 1. Nie wiadomo, czy ich deformacje były związane z orogenezą svekofeńską, gotyjską, czy może nawet ze swekonorweską. Obecnie można zakładać umownie, że deformacje kwaśnego protolitu magmowego odbyły się w czasie orogenezy svekofeńskiej, ewentualnie gotyjskiej. Bogdanova (2001, 2005) wprowadziła nowy termin tektoniczny – „orogeneza duńsko-polska”, odpowiadający w znacznej mierze czasowo orogenezie późnogotyjskiej. Oznaczenia cyrkonów z ortoamfibolitów Łomży, bez odziedziczonych jąder i przerostów metamorficznych, wykonane metodą SHRIMP, wynoszą 1802 ± 9 mln lat. Dane te zinterpretowano jako czas zasadowej intruzji (Wiszniewska i in., 2004).

Może być to także synchroniczny czas kwaśnych intruzji magmowych, ostatnio datowanych radiometrycznie w sąsiednich rejonach północno-wschodniej Polski (Wiszniewska i in., 2004; Wiszniewska, Krzemińska, 2005; Williams i in., 2009). W otworze wiertniczym Okuniew IG 1, położonym na południowy zachód od Łomży, magmowe cyrkonie z migmatytowych gnejsów wskazują na wiek ich krystalizacji około 1,80 mld lat temu oraz młodszy metamorfizm regionalny, datowany na około 1,20–1,28 mld lat (Valverde-Vaquero i in., 2000).

Wyraźne, bardzo zróżnicowane anomalie magnetyczne i grawimetryczne na obszarze północno-wschodniej Polski wyrażają prawdopodobnie trójwymiarowe formy podatnych łusek krystalicznych, lub ich wielozestawów. Struktury te powstały prawdopodobnie podczas kolizji terranu bałtyckiego (Cymerman, 2004), określanego także jako terran zachodniolitewski (Bogdanova i in., 1996; Skridlaite, Motuza, 2001), czy też jako terran polsko-litewski (Bogdanova, 2005) z terranem polsko-łotewskim (Cymerman, 2004a), inaczej definiowanym jako litewsko-białoruski (Bogdanova, 2005), czy wcześniej jako wschodniolitewski (Skridlaite, Motuza, 2001). Silnie zróżnicowane przemieszczenia nasuwające do transpresyjnych wzdłuż heterogenicznych stref ścinania doprowadziły do powstania złożonych struktur, o cechach wielozestawów łusek. Te wielozestawy zbudowane są z szeregu domen górnoskorupowych, uformowanych w warunkach facji amfibolitowej, czasem poprzekładanych tektonicznie przez domeny dolnej skorupy ze skałami powstałymi w warunkach facji granulitowej. Na pograniczu Mazowsza z Podlasiem nie ustalono transportu tektonicznego domen strukturalnych. Można jedynie zakładać podobny regionalny transport tektoniczny o zwrocie „strop” ku południowemu zachodowi lub południowi, jak dla regionu Podlasia i Suwalszczyzny (Cymerman, 2004).

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Stadniki IG 1 utwory kambru występują według pomiarów geofizycznych w interwale głębokości 1182,5–1532,0 m, osiągając miąższość 349,5 m. Strop osadów kambru według próbek rdzeniowych występuje na głębokości 1193,4 m. Wyznaczenie spągu utworów kambru na podstawie rdzenia jest niemożliwe, ponieważ dolna część kambryjskiego profilu była przewiercona bezrdzeniowo.

Autorem wydzieleni chronostratygraficznych w kambryjskim profilu otworu wiertniczego Stadniki IG 1 jest Lendzion (1973, 1983b). Wymieniona autorka ze względu na brak wskaźników biostratygraficznych oraz mały zakres rdzeniowania i uzysk rdzenia w profilu kambryjskim, wydzieliła kambr środkowy i dolny na podstawie korelacji krzywych pomiarów

geofizycznych otworu wiertniczego Stadniki IG 1 z odpowiednimi krzywymi reperowych i datowanych biostratygraficznie profili zachodniej części obniżenia podlaskiego (Lendzion, 1983a, b), takich jak: Radzyń IG 1 (Lendzion, 1989b), Łochów IG 1, Łochów IG 2 (Lendzion, 1978a), Tłuszcz IG 1 (Lendzion, 1986) i Okuniew IG 1 (Lendzion, 1989a).

Istniejący podział litostratygraficzny kambru obniżenia podlaskiego podała Lendzion (1983b). Nie spełnia on w pełni wymogów stawianych formalnym jednostkom litostratygraficznym i w związku z tym, wymaga powtórnego opracowania i rewizji.

Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna w 2009 roku opublikowała nowy podział chronostratygraficzny systemu kambryjskiego (fig. 10). Wyróżnione w nim cztery oddziały

System	Lendzion, 1983a,b; Mens i in., 1990; Geyer, Shergold, 2000	Gradstein i in., 2004	Międzynarodowa Podkomisja Stratygrafii Kambru (ISCS) Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; Babcock, Peng, 2007 Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna, (ICS) 2010	
	oddział	oddział	oddział	piętro
K A M B R	kambr górny	furong	furong	piętro 10
				jiangshang
				paib
	kambr środkowy	kambr środkowy	oddział 3	gužang
				drum
				piętro 5
	kambr dolny	kambr dolny	oddział 2	piętro 4
				piętro 3
			terenew	piętro 2
				fortun

Fig. 10. Zestawienie korelacji tradycyjnych, aktualnie proponowanych i ratyfikowanych chronostratygraficznych wydzielen systemu kambryjskiego

Listing of the traditional, currently proposed and ratified chronostratigraphic global divisions of the Cambrian system

i dziesięć pięter nie odpowiadają tradycyjnemu podziałowi kambru (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; Babcock, Peng, 2007). Nowe oddziały kambru poza najniższym, który otrzymał nazwę terenew, nie zostały jeszcze nazwane (stan na październik 2011 roku). W systemie kambryjskim wyróżniono dziesięć pięter, z których większość nie została jeszcze nazwana. Nazwę uzyskało jedynie najniższe piętro fortun oraz cztery z wyższych pięter: drum, gužang, paib i jiangshan.

Kambr dolny (terenew–(~)oddział 2)

Utwory kambru dolnego według pomiarów geofizycznych obejmują interwał 1230,0–1532,0 m o miąższości 302,0 m. Odcinki stropowe i spagowe profilu dolnokambryjskiego zo-

stały przewiercone bezrdzeniowo. Z tego względu zasięg utworów kambru dolnego jest przypuszczalny. Wyznaczono go na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych z profilu Stadniki IG 1, z odpowiednimi krzywymi pomiarów geofizycznych z datowanych biostratygraficznie profili: Wrotnów IG 1, Łochów IG 1 i Łochów IG 2. Odpowiadający utworom kambru dolnego odcinek profilu był w bardzo małym stopniu rdzeniowany. Bezrdzeniowo, ale z uzyskiem próbek okruchowych, przewiercono zaledwie 30% dolnokambryjskiego odcinka profilu.

Osady występujące w interwale głębokości 1528,0–1532,0 m były dotychczas zaliczane przez Lendzion (*vide* tab. 7 w: Lendzion, 1983b) do ediakaru. Wspomniana autorka w uzyskanym z rdzeniowania, liczącym 3,2 m miąższości odcinku profilu wyróżniła formację siemiatyką. Na podstawie makro-

skopowego badania rdzenia Lendzion (1973) opisała w najniższej części omawianego odcinka szarozielone piaskowce gruboziarniste, z drobnymi ziarnami różowych skaleni. W górnej części omawianego odcinka profilu K. Lendzion stwierdziła piaskowce gruboziarniste, jasnoszare, z bardzo licznymi, różowymi ziarnami skalenia i nieregularnymi, cienkimi laminami szarych iłowców i ciemnoszarych mułowców.

Sikorska (ten tom) w petrograficznych badaniach mikroskopowych stwierdziła występowanie bardzo licznych, drobnych ziaren autigenicznego glaukonitu. Próbką z głębokości 1531,8 m zawierała 1% glaukonitu, a próbka z głębokości 1528,4 m – 2% glaukonitu. W makroskopowych badaniach rdzenia glaukonit nie był dotychczas stwierdzany.

Utwory formacji siemiatyckiej w obniżeniu podlaskim i na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego były deponowane w ediakarze wyłącznie w warunkach kontynentalnych, w aluwialnych środowiskach depozycji (np. Areń, 1982). Obecność autigenicznego glaukonitu wyklucza przynależność utworów występujących w omawianym odcinku profilu do kontynentalnej formacji siemiatyckiej. Najprawdopodobniej wspomniane utwory reprezentują morskie utwory kambru dolnego, leżące bezpośrednio na krystalicznych skałach podłoża prekambryjskiego, podobnie jak ma to miejsce w profilach: Wrotnów IG 1, Wyszów IG 1, Tłuszcz IG 1, Łochów IG 1 i Łochów IG 2.

Innym wytłumaczeniem obecności autigenicznego glaukonitu może być transgresyjne przerobienie ediakarskich utworów kontynentalnych formacji siemiatyckiej we wczesnym kambrze.

Ponad omówionym wyżej odcinkiem profilu występują brunatnociemnoczerwone piaskowce drobnoziarniste, z niewielkimi plamistymi skupieniami związków żelaza, drobnymi blaszkami łyszczyków i ziarnami glaukonitu. Przewarstwiają się one z nieregularnymi laminami ciemnoczerwonych, szarych i jasnozielonych iłowców. W profilu podrzędnie występują jasnoszare piaskowce średnioziarniste, miejscami przechodzące w drobnoziarniste, z pojedynczymi różowymi ziarnami skalenia. Sporadycznie występującym typem litologicznym są brunatnociemnoczerwone piaskowce różnoziarniste, z nielicznymi cienkimi przewarstwieniami ciemnoczerwonych iłowców. Względnie częste są tutaj piaskowce różnoziarniste, szare, z nielicznymi ziarnami glaukonitu i licznymi ziarnami różowego skalenia.

W górnej części dolnokambryjskiego odcinka profilu zaobserwowano piaskowce drobnoziarniste, szare lub jasnoszare, z drobnymi blaszkami łyszczyków i ziarnami glaukonitu. Liczne są przewarstwienia szarych i szarozielonych mułowców z dużą ilością łyszczyków i drobnych ziaren glaukonitu. Przewarstwienia mułowców osiągają maksymalnie 5 cm miąższości. Na głębokości 1275,7–1276,1 m występują laminy zbudowane z ziaren glaukonitu. Osady o najdrobniejszej frakcji są reprezentowane przez mułowce szarozielone i ciemnoszare z nieregularnymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych o zróżnicowanej miąższości, szarych i jasnoszarych z licznymi drobnymi blaszkami łyszczyków. Sporadycznie są też obecne iłowce zielone, szare lub brunatnociemnoczerwone, z nieregularnymi wkładkami brunatnociemnoczer-

wonych i szarych piaskowców drobnoziarnistych i różnoziarnistych z licznymi blaszkami łyszczyków, tworzących niekiedy regularne laminy.

Ichnofauna jest stosunkowo liczna, ale niezróżnicowana ichnotaksonomicznie i etologicznie. W iłowcach i mułowcach najliczniejsze są jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Teichichnus rectus* Seilacher, *Teichichnus* isp. oraz *Neonereites uniserialis* Seilacher. Ostatnie z wymienionych wyżej skamieniałości śladowych są związane głównie z interwałami występowania heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. Stwierdzono jedno wystąpienie przedstawiciela ichnorodzaju *Bergaueria* isp., będącego jamką mieszkalną filtratora. W kontekście prowadzenia granicy proterozoik–fanerozoik utwory, w których występują ichnorodzaje *Teichichnus* i *Neonereites* należą do fanerozoiku. Obecność dwóch wspomnianych wcześniej ichnorodzajów wskazuje również na kambr.

Fauna jest reprezentowana przez nieliczne fragmenty skorupek *Lingulella* sp.

Osady kambru dolnego z profilu Stadniki IG 1 nie mają trylobitowej dokumentacji biostratygraficznej.

W najniższej części sukcesji osadowej, położonego stosunkowo blisko profilu Wrotnów IG 1 są obecne pierścienie z rodzaju *Yanishevskyites* i organizmy z rodzaju *Platysolenites*. Ostatnie z wymienionych mogą wskazywać na obecność zony *Platysolenites* niższego kambru w ujęciu Lendzion (1972, 1978, 1983a, b) lub zony *Platysolenites antiquissimus* według Moczyłowskiej (1991). Najprawdopodobniej ten poziom jest również obecny w profilu Stadniki IG 1.

W nowym schemacie wydzieleni chronostratygraficznych kambru, utwory kambru dolnego odpowiadają w przybliżeniu terenowowi i oddziałowi 2 (fig. 10).

Kambr środkowy (~oddział 3)

Rdzeniowane utwory kambru środkowego według pomiarów geofizycznych występują na głębokości 1182,5–1230,0 m, osiągając miąższość 47,5 m. Według rdzenia strop utworów kambru środkowego znajduje się na głębokości 1193,4 m. Odcinek profilu odpowiadający utworom kambru środkowego był rdzeniowany w 100% zakresie.

Omawianemu odcinkowi profilu Stadniki IG 1 Lendzion (vide tab. 7 w: Lendzion, 1983b) przypisała wiek środkowokambryjski. Spektrum litologiczne odcinka jest monotonne i bardzo zbliżone do innych profili, zlokalizowanych w zachodniej części obniżenia podlaskiego. Budują go charakterystyczne jasnobrunatne, brunatne, ciemnoczerwone, szarobrunatne, rzadziej jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, bardzo słabo zwięzłe, miejscami rozsypujące się. W piaskowcach występują drobne blaszki łyszczyków, plamiste skupienia węglanów, liczne drobne konkretne piryty, sporadycznie grubsze ziarna kwarcu oraz bardzo liczne, drobne, plamiste skupienia związków żelaza. W szarych piaskowcach drobnoziarnistych nielicznie występują ziarna glaukonitu. Piaskowce drobnoziarniste przewarstwiają się z bardzo cienkimi, nielicznymi laminami szarych, szarozielonych i brunatnociemnoczerwo-

nych iłowców, o maksymalnej miąższości 20 cm. Sporadycznie są tu przewarstwienia mułowców. W stropowej części odcinka występują piaskowce różnoziarniste, bardzo słabo zwięzłe. Najrzadziej występującym rodzajem utworów są szare iłowce, z drobnymi blaszkami łyszczyków, z nieregularnymi przewarstwieniami szarych piaskowców drobnoziarnistych.

Utwory kambru środkowego w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 nie mają trylobitowej dokumentacji biostratygraficznej. Na prawdopodobną obecność najniższego poziomu biostratygraficznego kambru środkowego w omawianym profilu, może wskazywać korelacja z otworami wiertniczymi: Tuszcz IG 1 (Lendzion, 1974), Łochów IG 1 i Łochów IG 2 (Lendzion,

1978). We wszystkich trzech wymienionych wyżej otworach wiertniczych, pod utworami ordowiku występują – charakterystycznie zabarwione związkami żelaza na kolor brunatny i kremowy – piaskowce drobnoziarniste. Obecna jest w nich fauna trylobitów, m.in. *Ellipsocephalus polytomus* Linnarsson i *Strenuella (Comluella) samsonowiczi* Orłowski. Według Lendzion (1974, 1978, 1983a, b), wskazują one na poziom *Acadoparadoxides oelandicus*. Wydaje się więc prawdopodobne, że utwory omawianego odcinka rdzenia w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 mogą reprezentować kambr środkowy.

Magdalena SIKORSKA

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA ORAZ PROCESY DIAGENETYCZNE

Kambr dolny (terenew-(~)oddział 2)

Charakterystyka petrograficzna kambru dolnego obejmuje osady z interwału głębokości 1241,5–1532,0 m. Kambr dolny w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 był bardzo słabo rdzeniowany i przedstawione poniżej wyniki mikroskopowych badań petrograficznych mogą być mało reprezentatywne dla całego profilu. Prezentowane wartości średnie poszczególnych parametrów petrograficznych dla piaskowców dolnokambryjskich odnoszą się zatem do niewielkiej ich części.

Utwory przyspagowe są reprezentowane przez piaskowce szare, gruboziarniste, a nad nimi przeważają piaskowce średnio- i różnoziarniste szare, rzadziej brunatnowiśniowe z wkładkami utworów mułowcowo-iłowcowych, ciemnoszarych lub brunatnowiśniowych. W górnej części profilu kambru dolnego występują piaskowce drobnoziarniste oraz mułowce i iłowce mułowcowe o barwach jasnoszarych, szarych, zielonkawych i brunatnowiśniowych. Obserwuje się bioturbacje i sporadycznie ślady niespokojnej sedimentacji.

Mikroskopowe badania petrograficzne wykazały, zgodnie z klasyfikacją Dotta zmodyfikowanej przez Pettijohna i in. (1972), że w dolnej części profilu piaskowce są reprezentowane przez arenity kwarcowe oraz subarkozy i waki arkozowe. Ponadto obecne są pyłowce ilaste i kwarcowe (czyste pyłowce) (fig. 11A).

Uziarnienie piaskowców określono na podstawie mikroskopowego pomiaru średnicy maksymalnego ($d_{\max}$) i najczęstszego (d_{mf}) ziarna kwarcu. Wzajemny stosunek obu wielkości ($d_{\max} / d_{mf}$) świadczy o stopniu wysortowania materiału detrytycznego (tab. 7).

Badane piaskowce są bardzo zróżnicowane zarówno pod względem składu mineralnego, jak i cech teksturalnych. Dolna część profilu jest reprezentowana przez niedojrzałe piaskowce średnio- i gruboziarniste (średnia wartość $d_{mf} = 0,33$ mm), charakteryzujące się złym wysortowaniem materiału okrucowego (średnia wartość $d_{\max} / d_{mf} = 5,5$), w którym obecne są pojedyncze ziarna frakcji żwirowej. W górnej części profilu dominują natomiast bardzo drobnoziarniste (średnia wartość

$d_{mf} = 0,10$ mm), dobrze wysortowane (średnia wartość $d_{\max} / d_{mf} = 3,3$) arenity kwarcowe, względnie dojrzałe mineralogicznie i teksturalnie (fig. 11B). Na obrazach CL można obserwować rzeczywisty dobry stopień obtoczenia ziaren oraz bardzo drobne skupienia kaolinitu (fig. 11C).

Niedojrzałe piaskowce to głównie subarkozy charakteryzujące się znacznym udziałem skaleni, dochodzącym do 9,0% obj. Mają one formę świeżych ziaren, niewykazujących śladów obtoczenia, ale z widocznymi spękaniem, często wypełnionymi autigenicznym glaukonitem (fig. 11D) i niekiedy są silnie zmętniałe. Zawartość kwarcu wynosi średnio 71,1% obj. skały. Wśród minerałów akcesorycznych przeważają nieprzezroczyste minerały żelazisto-tytanowe, które są częściowo przeobrażone w anataz. Licznie występuje glaukonit (max. 7,0% obj.) w postaci owalnych ziaren (fig. 11E). Niekiedy widoczne są na nich, i na innych ziarnach, otoczki fosforanowe. Wśród okruców skalnych odnotowano kwarcyty, kwarcowe skały metamorficzne oraz fosfoklasty. Przestrzeń międzyziarnową wypełniają detrytyczne minerały ilaste (głównie illit) oraz cement: diagenetyczny kaolinit, węglany, baryt, anhydryt oraz kwarc w postaci regeneracyjnych obwódek kwarcowych (fig. 11F). Piaskowce te, w badaniach mikroskopowych, wykazują minimalną porowatość (<1% obj.).

W arenitach kwarcowych szkielet ziarnowy składa się niemal wyłącznie z kwarcu, którego średni udział wynosi 83,8% obj. skały. Skalenie występują w niewielkiej ilości (średnio 0,9% obj.), a w tej części profilu jedynie w próbce wapnistego pyłowca ilastego stwierdzono 5,0% obj. skaleni. Łyszczyki, podobnie jak minerały akcesoryczne, występują w niewielkiej ilości, rzędu 1% obj. Glaukonit jest obecny tylko w części próbek zwykle ok. 1% obj. (max. 9% obj.). Sporadycznie występują okrucy skał: czerty, kwarcyty i łupki kwarcowe. Udział minerałów ilastych (illit, kaolinit) waha się od ilości śladowych do 9,0% obj. (średnio – 4,4% obj.). Kaolinit tworzy niekiedy skupienia grubokrystalicznych pakietów „księżeczkowych” (fig. 12A) wypełniające pory w skale. Podobne zawartości osiąga cement węglanowy w arenitach (średnio – 4,7% obj.), bardzo obficie występuje natomiast, w tej części profilu, w pyłowcach i wakach (20,0–27,3% obj.). Odnotowano obec-

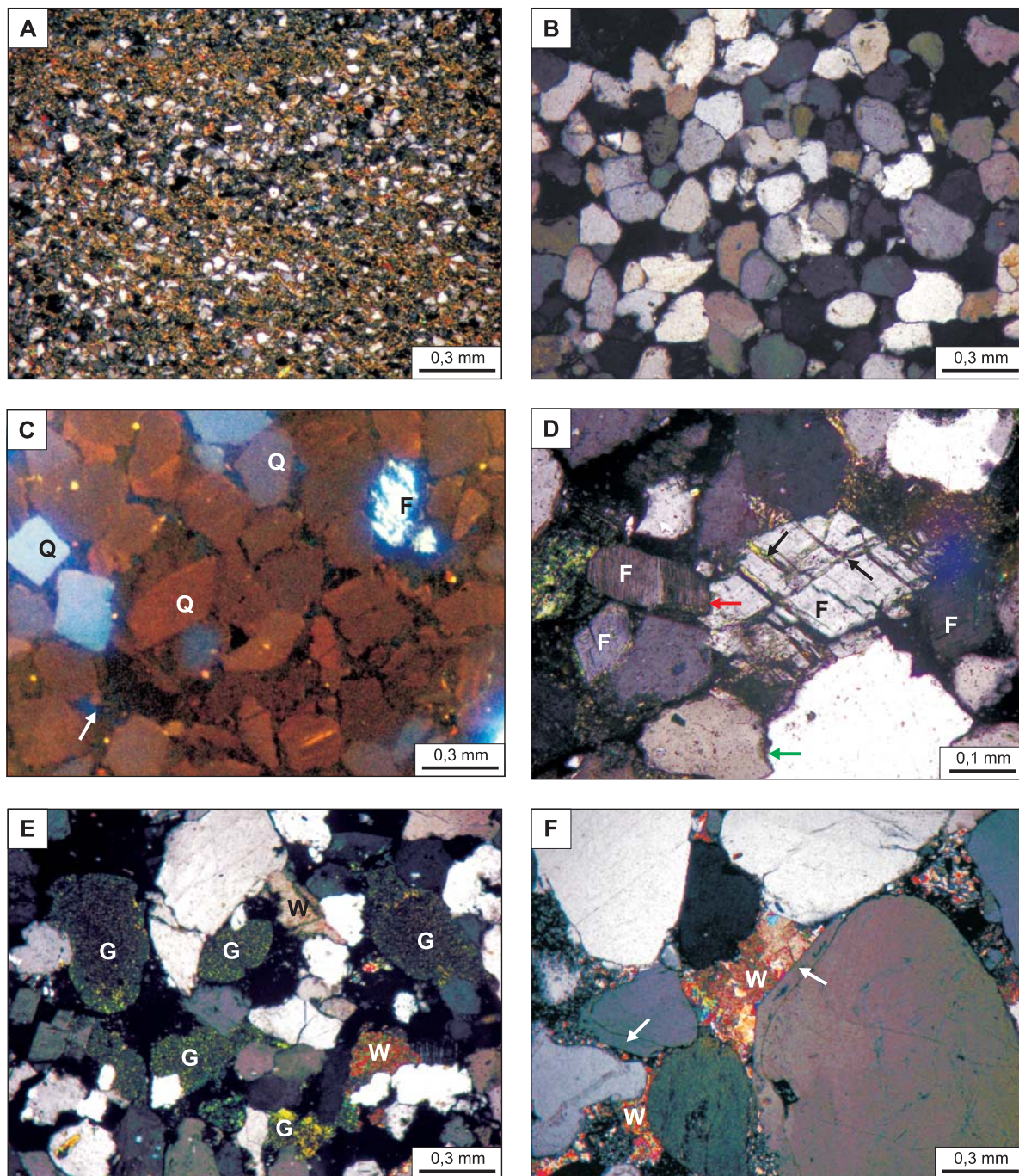


Fig. 11. Obrazy mikroskopowe i katodoluminescencyjne skał kambru dolnego

A – Pyłowiec ilasty; kambr dolny, głęb. 1348,7 m; nikole skrzyżowane. **B** – Arenit kwarcowy drobnoziarnisty, bardzo dobrze wysortowany; kambr dolny, głęb. 1368,1 m; nikole skrzyżowane. **C** – Arenit kwarcowy drobnoziarnisty, widoczne pierwotne kształty ziaren kwarcu i regeneracyjny cement kwarcowy; F – relik częściowo rozpuszczonego skalenia potasowego o jasnoniebieskiej luminescencji; strzałka – kaolinit o szafirowej luminescencji; kambr dolny, głęb. 1290,9 m; obraz CL. **D** – Skałen potasowy ze spękaniami wypełnionymi glaukonitem w subarkozie drobnoziarnistej, widoczne wklęsło-wypukłe kontakty pomiędzy ziarnami: skaleni – strzałka czerwona, kwarcu – strzałka zielona; F – skałen; strzałki czarne – glaukonit; kambr dolny, głęb. 1510,4 m; nikole skrzyżowane. **E** – Glaukonit (G) w subarkozie drobnoziarnistej; W – cement węglanowy; kambr dolny, głęb. 1510,4 m; nikole skrzyżowane. **F** – Regeneracyjne obwódki (strzałki) na ziarnach kwarcu w wacie arkozowej gruboziarnistej; W – cement węglanowy; kambr dolny, głęb. 1492,7 m; nikole skrzyżowane

Microscopic and cathodoluminescence images of the Lower Cambrian rocks

A – Clayey siltstone; Lower Cambrian, depth 1348.7 m; crossed polars. **B** – Fine-grained quartz arenite, very well sorted; Lower Cambrian, depth 1368.1 m; crossed polars. **C** – Fine-grained quartz arenite, primary texture and regenerative quartz cement are visible; F – relic of partly dissolved K-feldspar with light blue luminescence; arrow – kaolinite with blue luminescence; Lower Cambrian, depth 1290.9 m; CL image. **D** – K-feldspar with fractures filled with glauconite in fine-grained subarkose; concavo-convex intergranular contacts between: feldspar grains – red arrow, quartz grains – green arrow; F – feldspar; black arrows – glauconite; Lower Cambrian, depth 1510.4 m; crossed polars. **E** – Glauconite (G) in fine-grained subarkose; W – carbonate cement; Lower Cambrian, depth 1510.4 m; crossed polars. **F** – Quartz overgrowths (arrows) on quartz grains in coarse-grained arkosic wacke; W – carbonate cement; Lower Cambrian, depth 1492.7 m; crossed polars

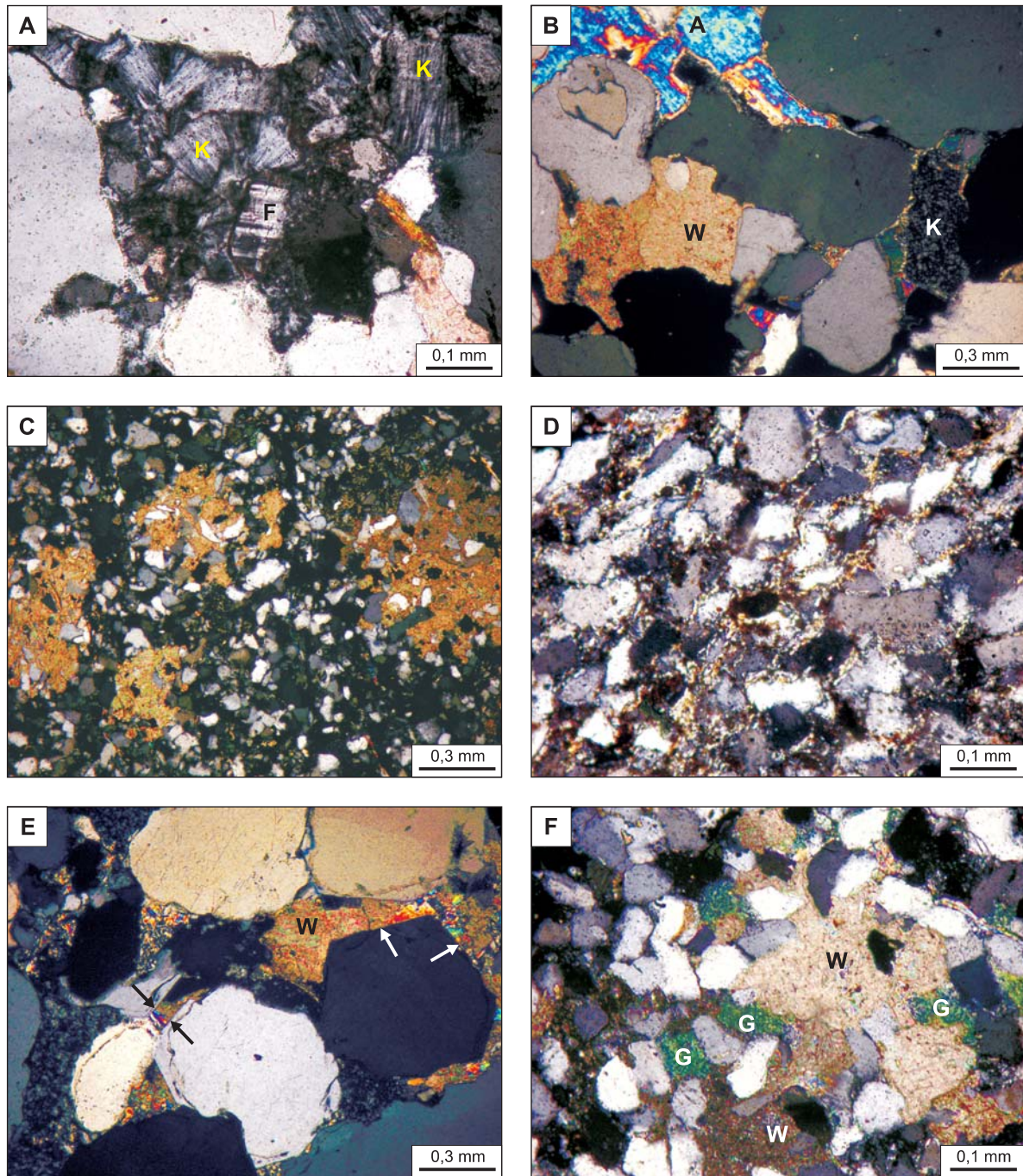


Fig. 12. Obrazy mikroskopowe skał kambru dolnego i środkowego

A – Książeczkowe pakiety kaolinitu w wace arkozowej gruboziarnistej; w centrum skałen potasowy (F); kambr dolny, głęb. 1492,7 m; nikole skrzyżowane. **B** – Cementy: węglanowy (W), anhydrytowy (A) i kaolinitowy (K) w arenicie kwarcowym średnioziarnistym; kambr dolny, głęb. 1490,1 m; nikole skrzyżowane. **C** – Poikilitowe skupienia węglanów w pyłowcu kwarcowym; kambr środkowy, głęb. 1231,2 m; nikole skrzyżowane. **D** – Pyłowiec ilasty, widoczna korozja ziaren kwarcu na styku z substancją ilastą; kambr środkowy, głęb. 1230; nikole skrzyżowane. **E** – regeneracyjne obwódki kwarcowe o prostych ścianach (strzałki) nadające ziarnom kwarcu idiomorficzne kształty; cement węglanowy (W) późniejszy od obwódek kwarcowych; waca arkozowa gruboziarnista; kambr dolny, głęb. 1492,7 m; nikole skrzyżowane. **F** – Poikilitowe skupienie węglanów (W) w arenicie kwarcowym bardzo drobnoziarnistym; widoczne zastępowanie kwarcu i glaukonitu (G) przez węglan; kambr dolny, głęb. 1274,7 m; nikole skrzyżowane

Microscopic images of the Lower and Middle Cambrian rocks

A – Kaolinite booklets in coarse-grained arcose wacke; K-feldspar (F) in the centre; Lower Cambrian, depth 1492.7 m; crossed polars. **B** – Cements: carbonate (W), anhydrite (A) and kaolinite (K) in medium-grained quartz arenite; Lower Cambrian, depth 1490.1 m; crossed polars. **C** – Poikilitic carbonate cement in quartz siltstone; Middle Cambrian, depth 1231.2 m; crossed polars. **D** – Clayey siltstones, corrosion of quartz grains along contact with clay matrix; Middle Cambrian, depth 1230.3 m; crossed polars. **E** – Quartz overgrowths with straight edges (arrows) giving idiomorphic shape to quartz grains; carbonate cement (W) postdating quartz overgrowths; coarse-grained arcose wacke; Lower Cambrian, depth 1492.7 m; crossed polars. **F** – Poikilitic carbonate cement (W) in fine-grained quartz arenite; carbonate replaces quartz and glauconite (G) grains; Lower Cambrian, depth 1274.7 m; crossed polars

Tabela 7

Cechy teksturalne i skład mineralny skal kambru [% wag.]

Textural features and mineral composition of the Cambrian rocks [% vol.]

Stratygrafia	Głębokość [m]	Numer próbki	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno kwarcu w mm	d_{max}	Najczęstsze ziarno kwarcu w mm	d_{min}	Wysortowanie $\frac{d_{max}}{d_{min}}$	Kwarc	Skalenie	Łyszczyki	Min. akcesoryczne	Glaukonit	Minerały ilaste	Uwodnione tlenki Fe	Węglany	Siarczany	Fosforany	Okruchy skal	Pory
Kambryj środkowy	1193,5	1/1	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,97		0,12	8,1		77,8	0,0	0,3	0,3	0,0	0,3	0,7	0,3	0,0	0,0	0,0	20,3
	1200,0	2	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,30		0,10	3,0		87,4	0,0	0,3	2,0	0,0	0,0	0,3	+	0,0	0,0	0,0	10,0
	1204,3	3/2	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,15		0,17	6,8		77,4	0,0	0,0	0,7	0,0	1,7	1,3	0,0	0,0	0,0	0,3	18,6
	1210,3	4	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,45		0,12	3,8		89,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	9,7
	1215,0	5/3	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,40		0,12	3,3		83,3	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,3	0,0	14,0
	1219,1	6	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,40		0,12	3,3		91,6	0,0	0,0	1,7	0,0	+	+	0,0	0,0	0,0	+	6,7
	1223,0	7/4	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,28		0,10	2,8		73,7	0,0	0,3	0,7	0,0	0,0	2,3	1,7	0,0	0,0	0,0	21,3
	1227,4	8	węglanowy arenit kwarcowy b. drobnoziarn.	0,35		0,08	4,4		73,8	0,0	0,3	3,3	0,3	0,0	5,3	9,0	0,0	0,0	+	8,0
	1231,2	10/5	węglanowy pyłowatec kwarcowy	0,30		0,05	6,0		64,1	0,3	2,0	3,0	1,3	1,3	0,0	5,7	0,0	0,0	+	2,3
	1234,4	11	węglanowy arenit kwarcowy b. drobnoziarn.	0,50		0,10	5,0		84,4	0,0	0,0	1,7	0,0	0,3	0,3	8,3	0,0	0,0	0,0	5,0
	1239,0	12/6	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,45		0,12	3,8		83,0	0,0	0,0	1,0	0,3	0,0	0,0	5,0	0,0	0,0	0,3	10,4
Kambryj dolny	1239,6	13/40	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,25		0,10	2,5		85,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	+	9,0	0,0	0,0	0,0	5,0
	1256,8	14/42	węglanowy pyłowatec kwarcowy	0,22		0,05	4,4		66,3	0,6	1,3	2,7	0,3	7,3	0,0	20,0	0,0	0,0	0,0	1,5
	1274,7	15/3	węgl. arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,20		0,07	2,8		69,0	1,3	0,3	1,0	9,0	8,0	0,0	11,0	0,0	0,0	0,4	0,0
	1294,0	17/5	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,20		0,07	2,8		80,5	2,0	0,3	1,7	1,0	9,0	0,0	4,0	0,0	0,0	0,3	1,2
	1310,9	18/6	węglanowy pyłowatec ilasty	0,12		0,02	6,0		31,7	5,0	1,3	1,7	1,0	32,0	0,0	27,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	1331,3	19/50	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,22		0,07	3,1		84,0	0,8	+	1,7	0,7	5,3	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	3,5
	1352,0	21/7	węgl. waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,30		0,10	3,0		53,3	1,0	0,3	0,7	0,0	22,0	0,0	22,0	0,0	0,0	0,7	0,0
	1368,1	22/8	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,40		0,17	2,3		93,1	0,6	0,0	0,3	0,0	2,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0
	1384,0	23/9	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,80		0,12	6,7		94,1	0,3	0,0	0,3	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	0,7	3,6
	1490,1	25/12	arenit kwarcowy średnioziarnisty	1,82		0,30	6,1		78,0	2,7	0,3	0,3	0,0	4,7	0,0	4,3	6,0	0,0	1,0	2,7
	1492,7	26/13	waka arkozowa gruboziarnista	0,75		0,50	1,5		65,6	3,7	+	1,0	0,0	20,3	0,0	5,3	1,7	0,7	1,7	0,0
	1510,4	28/16	subarkoza drobnoziarnista	0,92		0,20	4,6		73,1	9,0	0,0	3,0	7,0	6,0	0,0	0,3	0,3	0,3	0,0	1,0
	1531,8	30/18	subarkoza średnioziarnista	3,25		0,45	7,2		73,7	6,3	0,3	1,0	1,0	9,7	0,0	1,3	6,0	0,0	0,7	0,0

ność kalcytu i syderytu. Występowanie anhydrytu, w ilościach rzędu kilku procent, stwierdzono w arenitach z głębokości 1385,9–1490,1 m (fig. 12B). Cement kwarcowy występuje nierównomiernie, a najlepiej wykształcone regeneracyjne obwódki kwarcowe stwierdzono w arenicie kwarcowym na głębokości 1368,1 m. Arenity charakteryzują się kilkuprocentową (średnio – 2,7% obj.) porowatością mierzoną pod mikroskopem.

Według niepublikowanych badań Rydzewskiej (1974) w piaskowcach dolnokambryjskich we frakcji ciężkiej dominują minerały najbardziej odporne na wietrzenie i transport: cyrkon, turmaliny, rutyl i ilmenit. W śladowych ilościach występują monacyt, spinel i kasyteryt. Znaczny udział anatazu jest związany z procesem przeobrażeń minerałów żelazisto-tytanowych.

Kambr środkowy (~oddział 3)

Utwory kambru środkowego (1193,4–?1241,5 m) reprezentowane są niemal w całości przez piaskowce, jedynie na głębokości 1227,71–233,4 m występują osady z przewagą skał iłowcowo-mułcowych. Piaskowce mają barwy szare, szarobrunatne do brunatnowiśniowych, natomiast wkładki ilaste i toceńce ilaste są szarozielone lub brunatnowiśniowe. Na rdzeniach piaskowca widoczne są plamiste skupienia węglanów, a niekiedy zielone ziarna glaukonitu. W dolnej części profilu obserwuje się ślady niespokojnej sedymentacji. W stropie kambru środkowego piaskowce są słabo związane, kruche.

Badania mikroskopowe wykazały, że piaskowce są reprezentowane wyłącznie przez arenity kwarcowe. Ponadto, stwierdzono obecność pyłowców ilastych, wapnistych pyłowców kwarcowych, iłowców i iłowców pyłowcowych.

Piaskowce kambru środkowego są wyraźnie bardziej dojrzałe teksturalnie i mineralogicznie, niż opisane wcześniej arenity dolnokambryjskie. Dominują piaskowce bardzo drobnoziarniste: średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) wynosi 0,12 mm, a maksymalnego (d_{max}) 0,52 mm. Należą do czystych piaskowców o dobrze i bardzo dobrze obtoczonych ziarnach oraz na ogół dobrze wysortowanym materiale okrucowym (średnia wartość stosunku $d_{max} / d_{mf} = 4,4$), choć odnotowano także przypadki bardzo słabego wysortowania ($d_{max} / d_{mf} = 8,1$). W tych przypadkach, gdy ziarna są dobrze obtoczone i słabo wysortowane, występuje inwersja teksturalna typu drugiego (*sensu* Folk, 1968). Takie piaskowce zalicza się do superdojrzałych teksturalnie, a ich geneza jest związana z wysokoenergetycznym środowiskiem sedymentacji (Folk, 1968). Piaskowce to przede wszystkim bardzo drobnoziarniste, sporadycznie drobnoziarniste, arenity kwarcowe. Zasadniczy składnik szkieletu ziarnowego stanowi kwarc, którego średni udział w piaskowcach wynosi 82,1% obj. Obecności skaleni nie stwierdzono (pojedyncze ziarna obserwowano jedynie w węglanowym pyłowcu kwarcowym). W śladowych ilościach występują tyszczki, okrucy czertów oraz glaukonit (w dolnej części profilu). Minerały akcesoryczne wysepa-

rowano w postaci frakcji ciężkiej, w której stwierdzono dominację turmalinu i cyrkonu, niewielki udział rutylu, śladowe zawartości granatów, spineli, amfiboli, hiperstenu. Obserwowano znaczne ilości minerałów nieprzezroczystych oraz wtórnego anatazu, który jest produktem przeobrażeń pierwotnych minerałów żelazisto-tytanowych.

Piaskowce są silnie porowate i zawierają niewielką ilość spoiwa. Odnotowano obecność spoiwa ilastego (illitowego i kaolinitowego), ilasto-żelazistego i węglanowego. Ilość węglanów wyraźnie wzrasta w dolnej części profilu, gdzie dochodzi do 25,7% obj. Węglany tworzą najczęściej poikilitowe skupienia (fig. 12C), widoczne na rdzeniu w formie drobnych „plamek”. Wystąpienia węglanów często są nieregularnie, pokryte żelazistym pigmentem. Obecne jest także, choć niemożliwe do ilościowego zbadania, regeneracyjne spoiwo kwarcowe, tworzące bardzo cienkie obwódki wokół ziaren kwarcu. Są one tak delikatne, że nie scementowały trwale piaskowców.

Udział porów w piaskowcach waha się od 2,3 do 21,3% obj. skały (średnio 12,4%). Z uwagi na słabe scementowanie skał i wynikającą z tego złą jakość szlifów petrograficznych, wykonane pomiary w płytkach cienkich są obarczone nieco większym błędem, niż standardowe badania mikroskopowe.

Procesy diagenetyczne

Osady kambru wykazują umiarkowany stopień zdiagenezowania, szczególnie w przypadku piaskowców z przystopowej części profilu, które są bardzo słabo scementowane. Głównym czynnikiem spajającym są w nich bardzo cienkie, nieregularne regeneracyjne obwódki kwarcowe, co w przypadku arenitów o wysokiej pierwotnej porowatości, powoduje ich kruchą strukturę. Obwódki te noszą ślady rozpuszczania widoczne szczególnie na obrazach CL (fig. 11C).

Kompakcja mechaniczna w badanym profilu była względnie słaba, o czym świadczą przeważające w piaskowcach punktowe kontakty międzyziarnowe. Ziarna glaukonitu są w małym stopniu zdeformowane i z reguły zachowały swój pierwotny, owalny kształt. Przejawy kompaktacji chemicznej w piaskowcach obserwuje się sporadycznie: wklęsło-wypukłe kontakty między ziarnami kwarcu i skaleni (fig. 11D) świadczą o procesie rozpuszczania tych minerałów pod wpływem ciśnienia warstw leżących wyżej. W pyłowcach ilastych widoczne są nieregularne, nadtrawione brzegi ziaren kwarcu na styku z materią ilastą spoiwa (fig. 12D). W procesie rozpuszczania, pod wpływem ciśnienia minerały ilaste odgrywają rolę katalizatora.

Istotne znaczenie w diagenezie osadu miał proces cementacji. Wspomniane wcześniej autogeniczne obwódki kwarcowe obserwowano także w kilku próbkach dolnokambryjskich, gdzie są one znacznie bardziej rozwinięte (fig. 11F, 12E) – tworzą grube otoczki, często o prostych ścianach, nadających detrytycznym ziarnom kwarcu automorficzną postać (fig. 12E). Pierwotnie były one znacznie liczniejsze i grubsze, obecnie widać ślady po ich rozpuszczaniu (fig. 11C) i zastępowaniu przez węglany czy kaolinit (fig. 12A i E).

Karbonatyzacja odegrała znacznie większą rolę niż sylifikacja. Węglany są obecne w większości próbek piaskowców i pyłowców. Charakterystyczne są poikilitowe skupienia (fig. 12C, F), wewnątrz których tkwią ziarna kwarcu, skaleń, glaukonitu, częściowo zastąpione przez węglan. Widoczne są też ślady po całkowicie skarbonatyzowanych ziarnach. Węglany i siarczany tworzą także wypełnienia porów skalnych (szczególnie w gruboziarnistych piaskowcach) i zastępują wcześniejszy cement (kwarcowy, kaolinitowy) oraz ziarna szkieletu (fig. 12B).

Cement kaolinitowy ma najczęściej postać drobnokrystalicznych skupień wypełniających pory. Niekiedy tworzy bardzo drobne wystąpienia, widoczne tylko na obrazach CL dzięki szafirowej barwie luminescencji (fig. 11C). W próbce gruboziarnistego piaskowca kaolinit występuje w formie grubokrys-

talicznych pakietów książeczkowych, pomiędzy którymi dostrzec można relikty skaleni (fig. 12A). Sugeruje to, że kaolinit mógł częściowo być produktem przeobrażeń skaleni. Kaolinit natomiast zastępuje obwódki kwarcowe i same ziarna kwarcu.

Z obserwacji mikroskopowych wynika następująca kolejność krystalizacji głównych cementów: kwarcowy, kaolinitowy, węglanowy i na końcu siarczanowy.

Ziarna glaukonitu zachowały zieloną barwę, choć część z nich uległa rekrytalizacji (fig. 11E). Glaukonit często wypełnia spękania w skaleniach i jest obecny w pakietach łuszczykowych pomiędzy listewkami muskowitu. W czasie diagenety przeobrażeniom ulegały minerały żelazisto-tytanowe i powstawał anataz, tworzący mniej lub bardziej idiomorficzne kryształy.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil osadów ordowiku z otworu wiertniczego Stadniki IG 1 opracowano na podstawie badań próbek rdzeniowych oraz interpretacji pomiarów geofizyki otworowej. Osady ordowiku przewiercono z ciągłym poborem próbek rdzeniowych. Zaobserwowano jednak znaczne przesunięcie pomiarów geofizycznych względem próbek rdzeniowych wynoszące około 11 m. Według rdzenia utwory ordowiku występują na głębokości 1126,3–1193,4 m (miąższość 67,1 m). W profilu udokumentowano osady należące do historycznie wyróżnianych oddziałów brytyjskich: od tremadoku dolnego do aszgilu dolnego, a także regionalnych pięter bałtoskańskich. W podziale globalnym odpowiadają one piętrům od tremadoku do katu, w niektórych przypadkach nierozdzielonym. Korelację regionalnych podziałów chronostratygraficznych (brytyjskiego i bałtoskańskiego) z jednostkami o charakterze globalnym oraz biostratygrafię ordowiku opracowaną na podstawie graptolitów, konodontów oraz Chitinozoa przedstawiono na figurze 13.

Tremadok (tremadok)

Sekwencję ordowicką rozpoczynają niewielkiej miąższości osady wyróżnione jako formacja zlepieńców i piaskowców z Krzyży. Wiek tych osadów w badanym profilu nie został udokumentowany paleontologicznie, a ich tremadocki wiek określono na podstawie korelacji z innymi udokumentowanymi faunistycznie profilami ordowiku obniżenia podlaskiego (Szymański, 1973, Modliński, 1990). Formacja zlepieńców i piaskowców z Krzyży (głębokość 1193,16–1193,40 m –

według próbek rdzeniowych) to znikomej miąższości (14 cm) różnoziarniste, zwięzłe piaskowce kwarcowe. Ten typ wykształcenia formacji jest charakterystyczny dla bardziej zachodnich obszarów obniżenia podlaskiego i został rozpoznany m.in. w profilach Wrotnów IG 1 i Łochów IG 2 (Modliński, 1978).

Formacja iłowców bitumicznych z Białowieży (głębokość według próbek rdzeniowych 1192,30–1193,16 m), jest reprezentowana przez łupki ilaste, czarne, przechodzące ku stropowi w szare i szaropopielate. Na wykresach pomiarów geofizyki otworowej osady te, wraz z wyżej występującymi utworami formacji glaukonitytów z Rajska, zaznaczają się jako charakterystyczna, dodatnia anomalia natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG). Formacja ta w obniżeniu podlaskim jest zaliczana do tremadoku dolnego i niższej części tremadoku górnego (Modliński, Szymański, 2008), jednak w profilu Stadniki IG 1 występuje zapewne tylko jej niższa część, odpowiadająca tremadokowi dolnemu.

Flo (niższy arenig)

Na rozmytej powierzchni osadów formacji z Białowieży występują utwory formacji glaukonitytów z Rajska (głębokość 1191,7–1192,3 m – według próbek rdzeniowych). Jest ona wykształcona w postaci glaukonitytów ciemnozielonych z ciemnoszarymi i szarofioletowymi przerostami ilastymi. Formację tę zaliczono do arenigu niższego. W podziale globalnym osady te mogą reprezentować znaczną część piętra flo.

Chronostratygrafia										Biostratygrafia					Wiek ⁴ [Ma]								
										Graptolity ¹	Konodonty ²	Chitinozoa ³											
O R D O W I K	G Ó R N Y	HIR-NANT	KAT	SANDB	ASZGIL	HARJU	PORKUNI		<i>persculptus</i> <i>extraordinarius</i>	<i>ordovicicus</i>	<i>scabra</i> <i>taugourdeau</i> <i>gamachiana</i> <i>rugata</i> <i>bergstroemi</i> <i>barbata</i>		443,7										
							PIRGU		<i>anceps</i> <i>complanatus</i>		(5,3)												
							VORMSI		<i>linearis</i>		<i>superbus</i>	449,0											
							NABALA					<i>fungiformis</i> <i>reticulifera</i> <i>angusta</i>											
							RAKVERE		<i>clingani</i>			<i>Ancyrochitina</i> n.sp.1	<i>cervicornis</i> <i>multiplex</i>		(11,9)								
							OANDU																
							KEILA																
							HALJALA		<i>multidens</i>				<i>tvaerensis</i>	<i>alobatus</i> <i>gerdae</i> <i>variabilis</i>		<i>hirsuta</i> <i>dalbyensis</i> <i>curvata</i> <i>granulifera</i>							
							IDAVEERE																
							KUKRUSE		<i>gracilis</i>							<i>stentor</i> <i>rhenana</i>		460,9					
							Ś R O K O W Y	DARRIWIL	LANWIRN							UHAKU		<i>teretiusculus</i>	<i>serra</i> <i>E. lindstroemi</i> <i>robustus</i> <i>reclinatus</i> <i>foliaceous</i>	<i>tuberculata</i> <i>striata</i> <i>clavaherculi</i> <i>sebyensis</i>		(7,2)	
																LASNAMÄGI		<i>murchisoni</i>		<i>regneli</i>			468,1
	ASERI		<i>primitiva</i>		(10,5)																		
	KUNDA		<i>artus</i>	<i>flabellum parva</i> <i>cucumis</i>		478,6																	
	VOLKHOV		<i>austrodentatus</i>	<i>originalis</i>																			
	VALASTE		<i>hirundo</i>	<i>navis + triangularis</i>																			
	HUNDERUM			<i>evae</i>																			
	LANGEVOJA			<i>elegans</i>																			
	VÄÄNA			<i>proteus</i>																			
	SAKA			<i>deltifer</i>																			
	BILLINGEN			<i>elongatus + densus</i> <i>balticus</i> <i>phyllograptoides</i> <i>cupiosus</i> <i>murray</i>						<i>angulatus</i>													
	HUNNEBERG			<i>supremus</i>						<i>lindstroemi</i>													
	VARANGU			<i>hunnerbergensis</i>																			
	PAKERORT			<i>socialis-flabelliformis</i> <i>desmograptoides</i>																			
D O L N Y	TREMADOK	TREMADOK		ARENIG	OELAND		LATORP		<i>destombesi</i>		(9,7)												
						BILLINGEN		<i>no chitinozoans</i>		488,3													
						HUNNEBERG																	
			VARANGU																				
			PAKERORT																				

¹ Skańskie poziomy graptolitowe (Cooper, Lindholm, 1991; Lindholm, 1991)
Scanian graptolite zones (Cooper, Lindholm, 1991; Lindholm, 1991)

² Północnoatlantyckie poziomy i podpoziomy konodontowe
North Atlantic conodont zones and subzones

³ Bałtoskańskie poziomy i podpoziomy Chitinozoa (Nölvak, 1999a, b; Nölvak i in., 2006)
Baltoscandian Chitinozoan zones and subzones (Nölvak, 1999a, b; Nölvak et al., 2006)

⁴ według Gradsteina i in. (2004)
after Gradstein et al. (2004)

HIR.* – HIRNANT

Fig. 13. Schemat stratygraficzny ordowiku (częściowo wg Cooper, Sadler, 2004)

Ordovician stratigraphic scheme (partly according to Cooper, Sadler, 2004)

Flo–daping–?najniższy darriwil (wyższy arenig)

Wyżej leżąca formacja wapieni glaukonitowych z Narwi (głębokość 1189,8–1191,7 m według próbek rdzeniowych) jest wykształcona w postaci dolomitów szarych i brunatno-wisniowych z licznym glaukonitem i licznymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych. Z analizy biostratygraficznej przeprowadzonej we wschodniej części obniżenia podlańskiego wynika, że osady formacji można zaliczyć do najwyższego arenigu dolnego (billingen górny) i arenigu górnego (=bałtyckie piętro volkhov) (Modliński, Szymański, 2008). W podziale globalnym odpowiadają im najprawdopodobniej nierozdzielone piętra: najwyższa część flo, daping oraz najniższa część darriwilu (por. fig. 13).

Darriwil (lanwirn)

Osady występujące według próbek rdzeniowych na głębokości 1176,2–1189,8 m reprezentują niższą część formacji wapieni z Widowa, obejmującą ogniwo wapieni z ooidami żelazistymi z Rzepniewa i ogniwo szarych wapieni ze Strabli (Modliński, Szymański, 2008).

Ogniwo wapieni z ooidami żelazistymi z Rzepniewa (głębokość 1185,4–1189,8 m) jest wykształcone w niższej części w postaci wtórnych dolomitów szarych i wiśniowych, a w części wyższej jako wapienie organodetrytyczne szare i wiśniowe. W obrębie osadów jednostki obserwuje się liczne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych, przekrystalizowane, nieoznaczalne szczątki trylobitów oraz głowonogi *Endoceras* sp. Osady tego ogniwa są zaliczane do niższego lanwiru, odpowiadającego bałtyckim piętrům od kunda po lasnamägi, co w podziale globalnym odpowiada niższej i środkowej części darriwilu (fig. 13). Osady bałtyckiego piętra lasnamägi są znikomej miąższości, w wyniku silnej kondensacji spowodowanej licznymi rozmyciami (Szymański, 1985, Podhalańska, 1992).

Ogniwo szarych wapieni ze Strabli to wapienie organodetrytyczne szare, miejscami o odcieniu różowym, z wkładkami i cienkimi przerostami iłowców ciemnoszarych z szarozielonymi plamami. Miąższość ogniwa według próbek rdzeniowych wynosi 9,2 m. W osadach tych występuje liczna fauna głowonogów *Orthoceras* sp. i *Endoceras* sp. i cystoidów *Echinosphaerites* sp., a w stropie zidentyfikowano trylobity *Neoasaphus ornatus* Pompecki. Ten ostatni gatunek dokumentuje wiek, ponieważ jest taksonem wskaźnikowym dla poziomu biostratygraficznego w obrębie wyższej części piętra lasnamägi i niższej części piętra uhaku obszaru bałtyckiego (Modliński, Szymański, 2008), co w podziale globalnym odpowiada wyższej części darriwilu.

Sandb (niższy karadok)

Powyżej ogniwa szarych wapieni ze Strabli występuje formacja wapieni z Widowa, reprezentowana przez ogniwo wapieni z Proniewicz (według próbek rdzeniowych głębokość

1151,0–1176,2 m) niższego karadoku. Występują tu wapienie organodetrytyczne, miejscami wapienie margliste, szare i szarozielonkawe, z przerostami i wkładkami margli szarozielonkawych, przerostami czarnych iłowców w dolnej części kompleksu. Strop formacji jest wyraźnie rozmyty i spirytyzowany.

W osadach tych zidentyfikowano liczny i zróżnicowany zespół fauny. W interwale od około 1160,0 do 1176,2 m stwierdzono: *Illaeus* sp., *Ogmasaphus* sp., *Neoasaphus* sp., *Platylisches laxatus* (M'Coy), *Sowerbyella* sp., *Dalmanella* sp., masowo cystoidy z rodzaju *Echinosphaerites* sp. oraz szczątki graptolitów, konularii oraz ślimaków. Osady z tej głębokości można zaliczyć do najniższego karadoku, odpowiadającego bałtyckiemu piętru kukruse. W interwale od 1151,0 do około 1160,0 m oznaczono natomiast: *Illaeus jevensis* Holm, *Panderia* cf. *parvula* (Holm), *Platylisches* cf. *robustus* (Holm), *Neoasaphus* sp., *Lonchodomas* sp., ?*Cybele* sp., *Sowerbyella* sp. oraz cystoidy z rodzaju *Heliocrinites*. Interwał ten można korelować z bałtyckim piętrēm haljala, obecność tego piętra dokumentują tu trylobity *Illaeus jevensis* Holm i *Panderia* cf. *parvula* (Holm).

Kat (wyższy karadok i niższy aszgil)

Wyższa część profilu jest reprezentowana przez formację margli Włodawki, występującą według próbek rdzeniowych na głębokości 1129,4–1151,0 m. Są to margle szare i szarozielone, miejscami ilaste, z licznym detrytusem fauny oraz z wkładkami wapieni organodetrytycznych. W niższej części osadów (głębokość 1141,0 do 1151,0 m – według próbek rdzeniowych) zidentyfikowano m.in.: *Chasmops* sp., *Ch. wesenbergensis* Schmidt, *Illaeus* sp., *Panderia* sp., *Lonchodomas* sp. oraz graptolity *Dictyonema* sp. i ?*Dendrograptus* sp. Obecność w tym zespole *Chasmops wesenbergensis* Schmidt, taksonu wskaźnikowego dla poziomu biostratygraficznego w obszarze bałtyckim wskazuje, że osady te można korelować z piętrami oandu–rakvere (Modliński, 1990).

W wyższej części formacji margli Włodawki (głębokość 1129,8 do około 1141,0 m według próbek rdzeniowych) stwierdzono występowanie m.in.: *Parillaenus roemeri* (Vorborth), *Chasmops* cf. *eichwaldi* Schmidt, *Orthograptus* cf. *truncatus* Lapworth i *Dicellograptus* sp. Zespół ten jednoznacznie wskazuje, że osady te odpowiadają najwyższemu karadokowi równowiekowemu bałtyckim piętrům nabała–vormsi. Formacja margli Włodawski reprezentuje więc najprawdopodobniej niższą i środkową część globalnego piętra kat.

Powyżej formacji margli Włodawki występuje formacja wapieni ze Stadnik (głębokość 1126,3–1129,8 m – według próbek rdzeniowych), wykształcona w postaci wapieni organodetrytycznych i marglistych, szarych, brązowoszarych, a miejscami szarżółtych, z cienkimi wkładkami i przerostami iłowców wapnistych szarozielonkawych. W omawianych osadach nie stwierdzono szczątków przewodniej makrofauny, natomiast z regionalnej analizy biostratygraficznej wynika, że zaliczyć je można do niższego aszgilu, odpowiadającego wyższej części bałtyckiego piętra vormsi i niższej części pir-

gu, co odpowiada wyższej części globalnego piętra kat (fig. 13). Omawiany fragment profilu Stadniki IG 1 jest proponowany jako litostratotyp formacji wapieni ze Stadnik

(Modliński, Szymański, 2008). W badanym profilu nie udokumentowano obecności piętra hirnant.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

CHARAKTERYSTYKA MIKROSKOPOWA SKAŁ ORDOWIKU

W otworze wiertniczym Stadniki IG 1 wyróżniono następujące litofacje: piaskowcową, ilastą, glaukonitytową, węglanowo-marglistą i piroklastyczną.

Oprócz obserwacji makroskopowych przeprowadzono także charakterystykę mikroskopową poszczególnych litofacji.

Litofacja piaskowcowa

Litofacja piaskowcowa została stwierdzona w profilu formacji zlepieńców i piaskowców z Krzyży, zaliczonej do tremadoku (Modliński, Szymański, 2008) i jest reprezentowana przez próbkę z głębokości 1193,4 m. Obserwacje mikroskopowe pozwoliły stwierdzić, że są to piaskowce oligomiktyczne ze znaczną przewagą kwarcu, o przeciętnej średnicy ziaren wynoszącej około 0,4 mm, przy ogólnym uziarnieniu w granicach 0,15–0,64 mm. Ziarna kwarcu są dobrze obtoczone (fig. 14A). W płycie cienkiej zauważono jedno ziarno o charakterystycznej prostopadłej siatce nacieków wodorotlenków żelaza, związanej zapewne z płaszczyznami łupliwości skalenia (zbliżniaczeń nie stwierdzono). Spoiwa jest niewiele i ma ono charakter stykowy. W pewnych partiach skały jest ono węglanowo-żelaziste, w innych – chlorytowe. Sporadycznie występują epigenetyczne skupienia pirytu o wielkości około 0,1 mm.

Litofacja ilasta

Litofacja ilasta została stwierdzona w profilu otworu wiertniczego Stadniki IG 1 w postaci kompleksu ilastego formacji iłowców bitumicznych z Białowieży. Są to iłupki, początkowo bardzo silnie bitumiczne, prawie czarne (próbki z głęb. 1192,8 i 1193,2 m), przechodzące ku górze w iłupki litofacji jasnej (próbka z głęb. 1192,5 m) i ponownie w iłupki wzbogacone w substancję organiczną (głęb. 1192,4 m).

Spągowe iłupki bitumiczne zawierają znaczną domieszkę kwarcu frakcji piaszczystej o średnicy od 0,08 do 0,45 mm (w próbce z głęb. 1193,2 m do 0,6 mm), przy czym największe z nich pochodzą z połamania jeszcze większych ziaren (widoczne kontury „połówek” obtoczonych ziaren). Zawartość kwarcu wynosi 7–10%. W obu wymienionych próbkach stwierdzono występowanie glaukonitu w formie płaskich, soczewkowatych agregatów, nieraz postrzępionych, o średnicy do 0,2 mm. Zawartość glaukonitu w tych skałach jest niewielka (pojedyncze ziarna w płycie cienkiej). Występują też skupienia pirytu.

Íłowce wyższej części formacji z Białowieży odznaczają się występowaniem jednolicie zorientowanej łuskowatej substancji ilastej, jedynie z niewielką zawartością bituminów

i pigmentu pirykowego oraz minimalnej ilości kwarcu występującego w pojedynczych ziarnach frakcji 0,015–0,075 mm. Skała ta odpowiada mikrolitofacji jasnej iłupków graptolitowych (Bárdossy, Langier-Kuźniarowa, 1964; Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a) i charakteryzuje się jednolitą strukturą pelityczną, równoległą do warstwowania orientacją łusek minerałów ilastych oraz minimalną zawartością materiału detrytycznego, bituminów i pigmentu pirykowego.

W stropie formacji z Białowieży występują ponownie iłupki, o znacznej zawartości bituminów, pelityczne zawierające jedynie pojedyncze ziarna kwarcu o średnicy do 0,45 mm, liczne – duże skupienia pirytowe wielkości do 1,2 mm oraz duże idiomorficzne kryształy tego minerału. Substancja ilasta wykazuje stosunkowo niską dwójłomność, zapewne spowodowaną większym udziałem chlorytów. W skałe tej występuje soczewka glaukonitu o grubości 0,08 mm, o średnicy w płycie cienkiej – 14 mm, być może o charakterze nieciągłej laminy, na kontakcie górnym i dolnym stopniowo (z „aureolą”) przechodząca w otaczający iłupkę.

Litofacja glaukonitytowa

Litofacja glaukonitytowa jest charakterystyczna dla formacji glaukonitytów z Rajska flo (najniższego arenigu). Jest ona oddzielona od piaskowcowo-ilastego kompleksu formacji z Białowieży tremadoku wyraźną powierzchnią rozmycia.

W spągu formacji stwierdzono dobrze wykształcony glaukonityt (próbka z głęb. 1192,3 m) złożony z trawiastozielonego glaukonitu, tworzącego spłaszczone wielkie ziarna dochodzące do 2,1 mm (przeciętnie 0,15–0,7 mm). Ponadto, występuje niewielka ilość kwarcu detrytycznego i spoiwa. Zawartość kwarcu dochodzi tu do 1–2% obj. Spoiwo ma zasadniczo charakter stykowy. Sporadycznie pojawiają się szarobrunatne partie spoiwa bazalnego, częściowo izotropowe, prawdopodobnie fosforanowo-ilaste i ilaste, czasem z drobnymi skupieniami węglanów. Glaukonit wykazuje rekrystalizację, szczególnie w jaśniejszych częściach ziaren. Obserwuje się też ziarna całkowicie zrekrystalizowane, być może epigenetyczne. Glaukonit tworzy też pewne partie spoiwa, również zrekrystalizowane (fig. 14B). Niektóre ziarna glaukonitu wykazują obecność fragmentów obwódok glaukonitowych o wysokiej dwójłomności.

Kwarc występuje w ziarnach wielkości 0,03–0,2 mm, reprezentowanych przez dwie dobrze wysortowane frakcje: 0,03 i 0,2–0,3 mm. Ponadto, wśród materiału detrytycznego pojawiają się otoczaki mułowca piaszczystego o spoiwie fosforanowym. Całości obrazu mikroskopowego omawianej skały dopełniają niewielkie skupienia drobnych kryształów sfalerytu i pigment pirytowy.

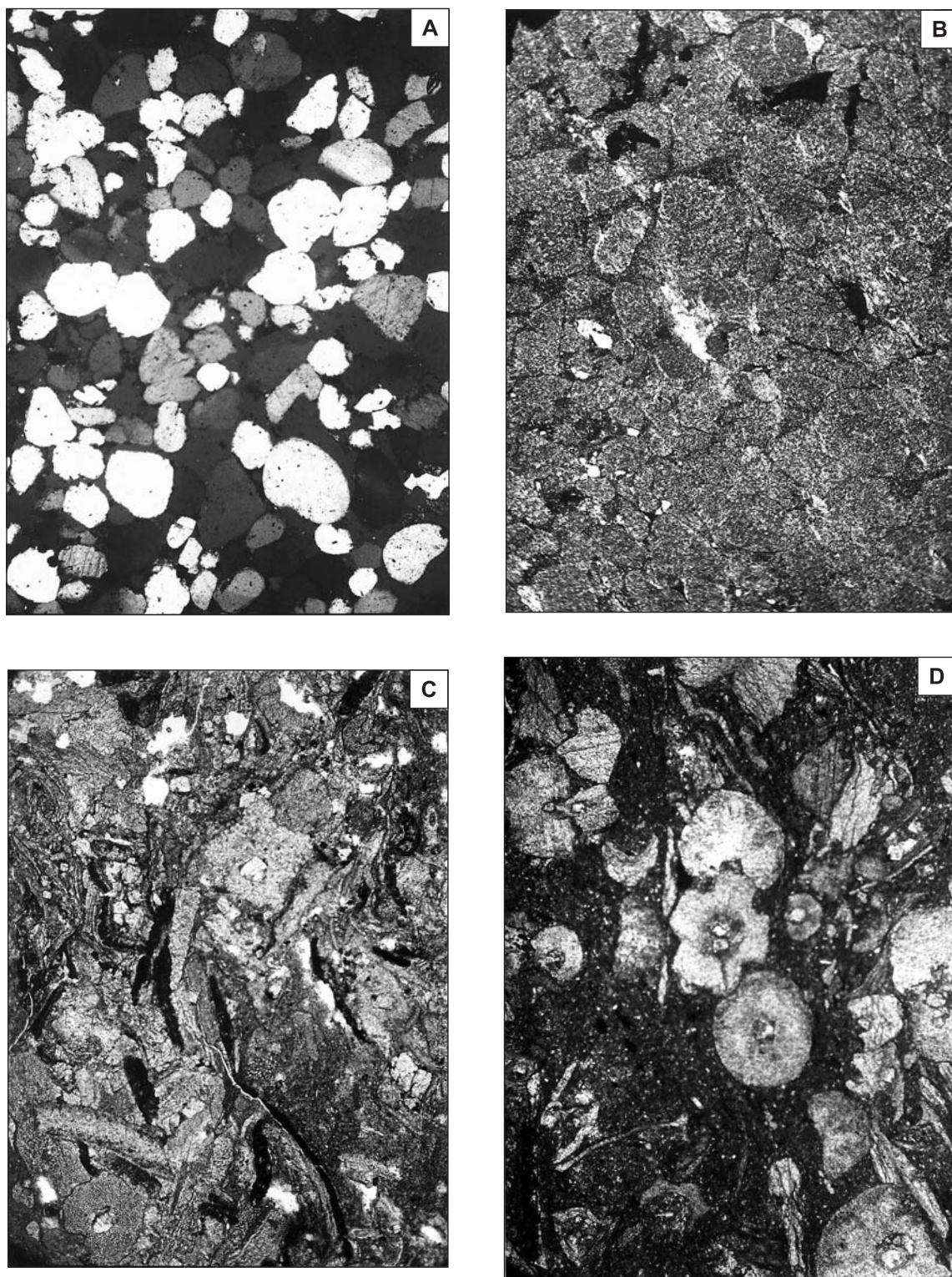


Fig. 14. **A** – Piaskowiec tremadocki; próbka z głęb. 1193,4 m; nikole skrzyżowane, pow. $\times 26$. **B** – Glaukonity; widoczne partie zrekrystalizowane o wyższej dwójłomności; próbka z głęb. 1192,3; nikole skrzyżowane, pow. $\times 26$. **C** – Wapień organodetrytyczny (biomikryt); widoczne szczątki organiczne wypełnione czarnym pigmentem; próbka z głęb. 1172,0 m; bez analizatora, pow. $\times 26$. **D** – Wapień organodetrytyczny (biomikryt) – okruchy krynoidów; próbka z głęb. 1159,0 m; bez analizatora, pow. $\times 26$

A – Tremadocian sandstone; depth 1193.4 m; crossed polars, $\times 26$. **B** – Glauconite; recrystallised part are visible; depth 1192.3; crossed polars, $\times 26$. **C** – Organodetrital limestone (biomicrite); organic particles infilled with black pigment; depth 1172.0 m; one nicol, $\times 26$. **D** – Organodetrital limestone (biomicrite) with crinoids; one nicol, $\times 26$

W dolnej części formacji glaukonitytów z Rajska (próbka z głęb. 1192,0 m) skała składa się z ziaren barwy brudnociemnozielonej, o znacznie drobniejszej frakcji niż w spagu – średnio około 0,1 mm, maksymalnie do 0,5 mm. Ziarna glaukonitu wykazują obecność obwódek i impregnacji wodorotlenkami żelaza. Obserwuje się częściową rekrytalizację glaukonitu. Zawartość materiału detrytycznego jest niewielka (rzędu 5%), stanowi ją kwarc, występujący w ziarnach frakcji przeciętnie około 0,1 mm, maksymalnie do 0,4 mm, zwykle połamanych i ostrokrawędzistych. Spoiwo jest ilaste i ma charakter bazalno-stykowy. Sporadycznie w spoiwie występuje niewielka ilość węglanów.

W stropie formacji (próbka z głęb. 1191,9 m) występuje glaukonityt o bazalnym spoiwie węglanowym (dolomitowym) z pojedynczymi ziarnami kwarcu. Zawartość glaukonitu wynosi tu około 50% obj. skały, a kwarcu – około 1%. Glaukonit występuje w ziarnach frakcji wynoszącej średnio 0,15 mm (w granicach 0,08–0,4 mm), jest trawiastozielony, często w ciemnych otoczkach. W płytce cienkiej widoczna jest partia całkowicie zrekrystalizowanego spoiwa dolomitowego, podobnie jak pozostałe partie spoiwa bazalnego (drobnokrystaliczne – wielkość kryształów około 0,05 mm), w której występują jedynie pojedyncze ziarna glaukonitu. Makroskopowo ten fragment skały ma charakter otoczaka, prawdopodobnie o genezie śródformacyjnej, przy czym prawdopodobnie epigenetyczna rekrytalizacja zatarała całkowicie granicę między otoczakiem a skałą otaczającą, o analogicznym składzie mineralnym, ujednolicając strukturę węglanów. Średnica tego przypuszczalnego otoczaka wynosi 1 cm.

Poza tym, w skale występują duże skupienia pirytu i mniejsze wodorotlenków żelaza.

Litofacja węglanowo-marglista

W opisywanym profilu ordowiku litofacja węglanowo-marglista zdecydowanie przeważa nad pozostałymi. Rozpoczynając od serii węglanowych flo (arenigu), stanowiących nadkład glaukonitytu aż do stropu ordowiku, stanowi jedyny – poza sporadycznie występującym bentonitem – typ osadu, zróżnicowany mikrofacjalnie.

Osady omawianej litofacji wykazują zróżnicowanie składu chemicznego, polegające na zmiennej zawartości i składzie rozpoznawalnych makroskopowo i mikroskopowo składników ziarnistych, a także zawartości substancji ilastej oraz różnym stopniu zrekrystalizowania węglanów.

Sedymentację węglanową rozpoczynają utwory formacji wapieni glaukonitowych z Narwi, których wiek określono na arenig (Modliński, Szymański, 2008) (piętra: flo–daping–?najniższy darriwil – Modliński, Szymański, ten tom). Są to dolomity całkowicie zrekrystalizowane, średniokrystaliczne (próbka z głęb. 1191,0 m) lub częściej – różnokrystaliczne (próbki z głęb. 1187,6–1189,4 m) lub zrekrystalizowane tylko częściowo. Dolomity te zawierają domieszkę glaukonitu i kwarcu. Ilość glaukonitu stopniowo zmniejsza się ku stropowi formacji.

W dolnej części formacji (głęb. 1191,0 m) wielkość kryształów dolomitu wynosi od 0,08 do 0,1 mm. Ponadto, w skale występują nierównomiernie ostrokrawędziste, pojedyn-

cze ziarna kwarcu w ilości 1–2% obj. oraz obfita domieszka glaukonitu. Leżący wyżej poziom reprezentowany przez próbki z głębokości 1189,8 i 1190,1 m stanowią zdolomityzowane wapienie z rozpoznawalnymi szczątkami alg, częściowo zrekrystalizowane, szare, partiami zażelazione – o barwie wiśniowej. Impregnacja wodorotlenkami żelaza jest bardzo nierównomierna. Zawierają one fragmenty kolonii mszyciwiołów, igły gąbek oraz relikty niezidentyfikowanych struktur organicznych (próbka z głęb. 1189,8 m). Wielkość kryształów dolomitu jest zmienna. Skały te zawierają zmienne ilości glaukonitu. W płytce cienkiej, w próbce z głębokości 1190,1 m, znaleziono kilka ziaren tego minerału o barwie zielonej, z odcieniem oliwkowym, niekiedy bardzo znacznie skorodowanych. W próbce z głębokości 1189,8 m zaobserwowano więcej glaukonitu, ale jest on bardzo nierównomiernie rozmieszczony i koncentruje się głównie wokół stylolitów żelazistych. Ziarna glaukonitu występują tu we frakcji 0,08–0,30 mm. Wykazują zwykle obecność brunatnych obwódek, i są trawiastozielone. Ponadto, w próbce z głębokości 1190,1 m występują pojedyncze igły gąbek, a w próbce z głębokości 1189,8 m – szczątki kolonii mszyciwiołów. Obie próbki zawierają ciemne stylolity z powłokami żelazistymi.

Pozostałe wymienione próbki wydzielonego kompleksu litologicznego (próbki z głęb. 1187,6–1189,4 m) należą już do niższej części formacji wapieni z Widowa – ogniwa wapieni z ooidami żelazistymi z Rzepniewa (niższy darriwil) (Modliński, Szymański, ten tom). Są to zrekrystalizowane dolomity różnokrystaliczne, pierwotnie organogeniczne lub organodetrytyczne, o kryształach osiągających bardzo wielkie rozmiary – np. 2 mm w skupieniach rozetowych i 6,5 mm w przypadku wydłużonych kryształów o genezie organicznej. Probki z głębokości 1187,6 i 1188,6 m wykazują w płytkach cienkich obecność zatartych, ale niezrekrystalizowanych struktur organicznych. Dolomity te są plamiście zażelazione, szczególnie próbki z głębokości 1187,6 i 1188,6 m.

Ziarna glaukonitu występują sporadycznie, z wyjątkiem próbki z głębokości 1184,9 m (wyższa część ogniwa z Rzepniewa). Ich rozmieszczenie jest bardzo nierównomierne i związane z powierzchniami rozmycia. Wszystkie próbki opisywanej części profilu wykazują obecność marglistych i żelazistych, wielokrotnych powierzchni rozmywania. Ponadto, między powierzchniami rozmywania występują jasnobrunatne izotropowe partie skały – prawdopodobnie fosforanowe (towarzyszące koncentracjom glaukonitu), zawierające bardzo liczne okruchy zrekrystalizowanych skał węglanowych i pojedyncze – fosforanowych, analogicznych do otaczającej partii skały, osiągające wielkość do 1,5 mm. Okruchy te są bądź obtoczone całkowicie, bądź po obtoczeniu połamane i stąd częściowo ostrokrawędziste. Podobnie próbka z głębokości 1187,6 m zawiera bardzo liczne okruchy skał węglanowych, wielkości do 1 mm, w charakterystycznych grubych powłokach żelazistych. Występuje tu również domieszka materiału detrytycznego (obtroczone pojedyncze ziarna kwarcu o średnicy do 2,0 mm). Stwierdzono także mikrytyzację ziaren organicznych oraz obecność żelazistych ziaren obleczonych. Ich średnica wynosi około 0,5 mm.

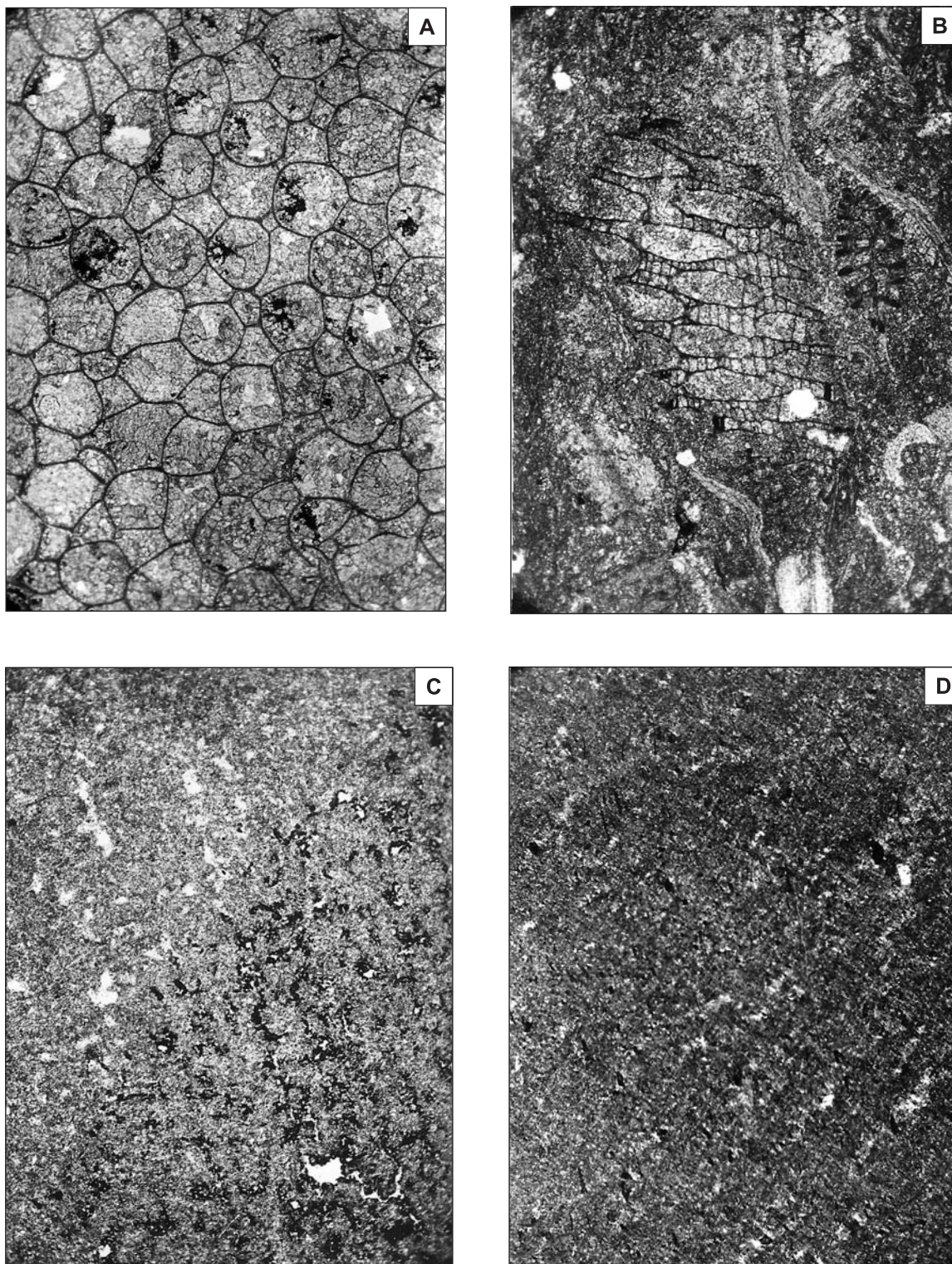


Fig. 15. **A** – Margiel organodetrytyczny (biomikryt); widoczny fragment kolonii *Tabulata*; próbka z głęb. 1158,0 m; bez analizatora, pow. $\times 26$. **B** – Wapień organodetrytyczny (biomikryt); struktura kolonii *Tabulata*; próbka z głęb. 1140,1 m; bez analizatora, pow. $\times 26$. **C** – Impregnacja zatartej struktury organicznej bituminami; próbka z głęb. 1126,0 m; bez analizatora, pow. $\times 26$. **D** – Bentonit; próbka z głęb. 1158,0 m; nikole skrzyżowane, pow. $\times 26$

A – Organodetrital marl (biomicrite) with *Tabulata* fragment; depth 1158,0 m; one nicol, $\times 26$. **B** – Organodetrital limestone (biomicrite); structure of the *Tabulata* colony; depth 1140,1 m; one nicol, $\times 26$. **C** – Bituminous impregnation of the organic structure; depth 1126,0 m; one nicol, $\times 26$. **D** – Bentonite; depth 1158,0 m; crossed polars, $\times 26$

Wyżej w profilu ordowiku otworu wiertniczego Stadniki IG 1, aż do stropu, występują wapienie i margle organodetrytyczne, przeważnie szare lub ciemnoszare, niekiedy wykazujące rekrytalizację pewnych partii skały (próbki z głęb. 1174,7; 1181,7; i 1184,4 m). Są to utwory wyższej części formacji wapieni z Widowa (ogniwo wapieni szarych ze Strabli i ogniwo z Proniewicz, próbki z głęb. 1167,3–1184,4 m), których wiek określono na środkowy i późny darriwil oraz sandb (Modliński, Szymański, ten tom). Wśród składników ziarnistych pochodzenia organicznego wyróżnić można tu głównie fragmenty: szkarłupni, małży, ramienionogów, trylobitów, mszyciów i małżoraczków. Niekiedy obserwuje się obecność drobnych form spiralnie zwiniętych (?ślimaki, ?otwornice) o wielkości 0,5 mm, wypełnionych fosforanami. Miejscami występują też inne drobne szczątki fosforanowe, np. w próbce z głębokości 1172,0 m (fig. 14C) oraz w drobnych ilościach – bituminy.

Powyżej opisanej serii wapieni organodetrytycznych, aż do stropu ordowiku, występują margle typu biomikrytów, o zmiennej zawartości składników węglanowych i substancji ilastej, rzadziej – wapienie margliste. Główną formą występowania węglanów są szczątki organiczne, przy czym są one albo dość równomiernie rozmieszczone w podstawowej masie mikrytowej, albo skupiają się w drobnych warstewkach lub laminach wapienno-organodetrytycznych, przedzielonych cienko laminowanymi wkładkami skały ilasto-marglistej. Są one zielone lub zielonobrunatne. W skałach tych występują dobrze zachowane szczątki organiczne – głównie denkowców (fig. 15A, B) i szkarłupni (fig. 14D), a ponadto okruchy trylobitów, ramienionogów, szczątki pierścienic i pojedyncze szczątki fosforanowe. Skały te są niekiedy w niewielkim stopniu zrekrystalizowane, np. wewnątrz szczątków organicznych często widoczne są epigenetyczne romboedry węglanowe. W wyższej części formacji wapieni z Widowa występują prawdopodobnie mikrobiality (fig. 15C).

Litofacja węglanowo-marglista występuje do końca ordowiku i reprezentowana jest przez formację margli Włodawski oraz formację wapieni ze Stadnik, stanowiące utwory katu (Modliński, Szymański, ten tom). W marglach i wapieniach organodetrytycznych występują domieszki kwarcu, glaukonitu oraz bituminów. Zestawienie częściowych analiz chemicznych oraz ich przeliczenia na zawartość kalcytu i dolomitu przedstawiono w tabeli 8.

Litofacja piroklastyczna

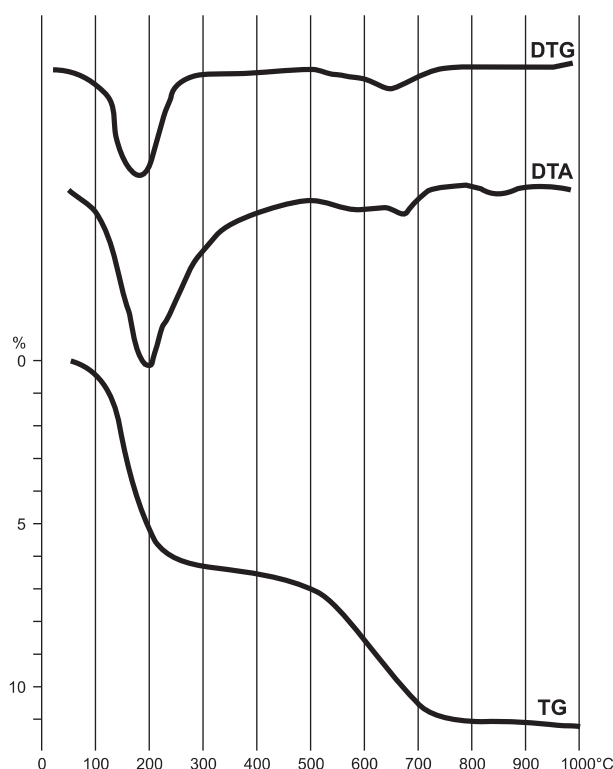
Litofacja piroklastyczna występuje w profilu Stadniki IG 1 sporadycznie w postaci małej miąższości przewarstwień bentonitu wśród osadów formacji margli Włodawski. Jedna z warstewek bentonitu, o nieco większej miąższości – około 2 cm, z głębokości 1158,0 m, została poddana badaniom petrograficznym.

Jest to skała miękka, łuszcząca się, o woskowym połysku, śliska, popielatokremowa z widocznym makroskopowo pyłem biotytowym. W płytce ciennej wykazuje ona przeważnie strukturę pelitową (fig. 15D). Jak wykazały badania mikroskopowe, jednolicie zorientowane blaszki minerałów ilastych

są wysoko dwójłomne. W tle ilastym tkwią blaszki biotytu oraz pojedyncze krystaloklasty – ksenomorficzne lub idiomorficzne, wydłużone o frakcji do 0,15 mm (wyjątkowo do 0,3 mm), należące częściowo do kwarcu, a częściowo do prawie izotropowych, niejednorodnych agregatów cyrkonu. Biotyt jest brunatny i występuje w niewielkich ilościach (blaszki liczne, ale bardzo cienkie o średnicy 0,3 mm). Sporadycznie obserwuje się blaszki biotytu rozsunięte i przerośnięte minerałem o niskiej dwójłomności – zapewne bezbarwnym chlorytem.

Analiza termiczna (fig. 16) wykazała efekty termiczne (DTA, TG i DTG), typowe dla illitu i smektytu (3 efekty termiczne połączone ze stratą wagową w temp. około 600°C i w zakresie 600–700°C, efekt endotermiczny bez zmiany ciężaru próbki 850–900°C).

Analiza rentgenowska wykazała obecność pakietów mieszanego illit/smektyt oraz drobnych ilości chlorytu i kaolinitu, kwarcu i, być może, aragonitu.



Analiza termiczna
Thermal analysis

DTG – krzywa różniczkowa
derivative thermogravimetric curve

DTA – termiczna analiza różnicowa
differential thermal analysis

TG – termogravimetria
thermogravimetry

Fig. 16. Derywatogram bentonitu z głębokości 1158,0 m

XRD analysis of bentonite, depth 1158.0

Tabela 8

**Zawartość kalcytu, dolomitu, Fe₂O₃ oraz części nierozpuszczalnych w HCl
w osadach ordowiku z otworu wiertniczego Stadniki IG 1 (w % wagowych)**

Calcite, dolomite, Fe₂O₃ and insoluble residuum in the Ordovician deposits (in wt %) from Stadniki IG 1 borehole

Głębokość [m]	Suma węglanów	Kalcyt	Dolomit	Fe ₂ O ₃	Części nierozpuszczalne w HCl [%]
1191,0	66,86	9,21	57,65	5,04	23,70
1190,1	71,78	10,22	61,56	2,12	21,51
1189,8	73,06	11,34	61,72	12,21	10,13
1189,4	82,93	11,44	71,49	2,42	9,52
1189,2	82,08	15,92	66,16	6,30	8,86
1188,6	81,84	9,19	72,65	7,89	10,15
1187,6	87,08	9,81	77,27	5,65	5,29
1184,4	86,05	86,05	–	0,89	4,55
1181,7	88,16	86,41	1,75	1,02	6,84
1176,7	88,55	88,55	–	1,19	6,39
1174,7	71,09	59,94	11,15	2,71	20,36
1172,0	21,40	20,24	1,16	2,38	67,13
1167,3	68,06	64,47	3,59	1,28	25,46
1159,0	22,63	18,23	4,40	2,80	68,92
1158,4	29,66	28,50	1,16	2,14	61,50
1154,8	57,03	57,03	–	1,71	34,03
1151,5	40,77	40,77	–	2,14	49,52
1144,3	14,15	12,99	1,16	3,15	73,58
1140,1	49,73	49,23	0,50	2,26	41,70
1140,0	32,02	32,02	–	2,50	56,24
1138,0	78,04	78,04	–	1,28	15,72
1135,5	73,04	73,04	–	1,39	19,97
1134,0	88,28	85,22	3,06	0,77	10,09
1132,1	41,27	41,27	–	1,94	49,48
1130,9	56,28	56,28	–	1,84	35,55
1128,1	67,11	62,21	4,90	2,31	24,94

Wnioski

1. Cechy petrograficzne piaskowców formacji z Krzyży tremadoku z profilu Stadniki IG 1 – ich charakter oligomiktyczny, dobre wysortowanie, dobre obtoczenie ziaren – mogą wskazywać na skały osadowe (starsze piaskowce), jako na źródło materiału osadowego.

2. Glaukonit występujący w obrębie formacji iłowców z Białowieży tremadoku (soczewkowate agregaty, nieciągła lamina stopniowo przechodząca w otaczającą skałę ilastą) ma charakter autigeniczny.

3. Częste występowanie ziaren połamanych wskazuje na detrytyczny charakter części agregatów glaukonitowych tego poziomu oraz na znaczne zaawansowanie procesów diagenety, zacierających pierwotny charakter osadu (zrastanie się ziaren glaukonitu, rekryształizacja węglanów).

4. W otworze wiertniczym Stadniki IG 1 glaukonit stwierdzono w niższej części formacji wapieni z Widowa. Można sądzić, że występuje on tu na złożu wtórnym, a pochodzi z rozmywania starszych osadów na obszarze przyległym.

5. Dolomity występujące w stropie glaukonitytów i stanowiące spąg serii węglanowej są zapewne wtórne. Powstały

w wyniku procesów diagenetycznych, są całkowicie zrekrystalizowane, a pierwotnie stanowiły wapienie algowe.

6. Często występujące w serii węglanowej powierzchnie rozmywania oraz okrucy i otoczaki śródfornacyjne w stropie serii glaukonitytowej i w wyżej leżącej serii węglanowej (próbki z głęb. 1189,4 i 1187,6 m), wskazują na nieciągłą sedimentację i zjawiska denudacji w ordowiku tej części zapadliska podlaskiego.

7. W serii węglanowej katu występuje domieszka detrytycznego kwarcu frakcji pyłowej. Może to pozostawać w związku ze zwiększoną erozją w obszarze alimentacyjnym.

8. Nie stwierdzono występowania typowych ooidów żelazistych, a jedynie obecność ziaren obleczonych i zażelazionych szczątków organicznych – analogicznie do wielu innych równowiekowych profili na Niżu Polskim.

9. Skład mineralny badanego bentonitu (próbka z głęb. 1158,0 m) wskazuje na jego związek z lawami kwaśnymi (kwarc, cyrkon) i ma swoje odpowiedniki w wielu równowiekowych profilach na Niżu Polskim (Langier-Kuźniarowa, 1964, 1967, 1971a, b, c), Estonii i Ameryki Północnej (Jürgenson, 1958, 1964; Huff, 1963; Lounsbury, Melhorn, 1964 i in.).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi ogólne, międzynarodowy podział standardowy syluru a podział lokalny

Osady syluru występują na podstawie rdzenia na głębokości 845,5–1126,3 m (miąższość 280,8 m), a według pomiarów geofizycznych – na głębokości 839,0–1115,0 m, osiągając 276,0 m miąższości. Przesunięcie granic wyznaczonych na podstawie badań geofizycznych w stosunku do głębokości granic stratygraficznych, wyznaczonych na podstawie rdzenia wynosi od kilku do kilkunastu metrów, np. dla spagu syluru – 11,3 m.

Profil syluru został odwiercony z niewielkim poborem próbek rdzeniowych. Ogółem z osadów syluru uzyskano 58,6 m rdzenia, co stanowi 21% profilu. Podstawowym źródłem informacji dotyczącym syluru w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny, przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1973). Litologia została opracowana przez H. Tomczyka na podstawie opisu fragmentów rdzeni wiertniczych, próbek okrucowych i pomiarów geofizycznych. Występowanie skamieniałości w rdzeniowanych odcinkach profilu także podano za Tomczykiem (*op. cit.*).

Profil syluru jest typowy dla obszaru brzeżnej części platformy prekambryjskiej, fleksuralnie ugiętej i charakteryzującej się znaczną subsydencją. Przeważają iłowce oraz, w mniejszym stopniu, mułowce z wkładkami osadów węglanowych, szczególnie w wyższej części, leżące poziomo.

Dominującą grupą skamieniałości, stanowiącą podstawę ortostratygrafii systemu są graptolity. Zespoły innych skamieniałości w profilu są mało zróżnicowane i mało liczne. Oprócz graptolitów występują łodziki, ramienionogi bezzawiasowe oraz małże i trylobity. Szczególnie te dwie ostatnie grupy skamieniałości występują fragmentarycznie.

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 jest stosowany do dziś, pod nazwą: Zgeneralizowana Zonacja Graptolitowa (Generalized Graptolite Zonation skr. GGZ), ustaloną przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koreń i in., 1996). Jest on bliski podziałowi Urbanka i Telleri (1997) dla obszaru platformy wschodnioeuropejskiej. Schemat podziału chronostratygraficznego syluru wg Melchi-

na i in. (2004), skorelowany z podziałem graptolitowym Ko-reń (1996) został przedstawiony na [figurze 17](#).

W opracowaniu zastosowano globalny, standardowy schemat podziału stratygraficznego syluru na oddziały i piętra globalne, chociaż rozdzielenie tych ostatnich, ze względu na trudności w precyzyjnym rozpoznaniu granic biozon graptolitowych (brak dokumentacji paleontologicznej ze względu na niski stopień rdzeniowania otworu), natrafia na znaczne trudności.

W profilu wyróżniono ?landower, wenlok i ludlow (Podhalańska i in., 2010). Według wykonanej reinterpretacji najniższą część profilu na głębokości rdzeniowej 1125,5–1126,3 m mogą stanowić osady landoweru. Przynależność tych osadów do landoweru nie została udokumentowana paleontologicznie, a ich pozycję stratygraficzną określono na podstawie korelacji litologicznej z profilami brzeskiej części obniżenia podlaskiego. Nie jest wykluczone jednak, że ta część kompleksu, zgodnie z diagnozą Tomczyka (19973), może stanowić wenlok.

Granice między wenlokiem i ludlowem wyznaczono w odcinku rdzenia, w miejscu pierwszego występowania graptolita *Neodiversograptus nilssoni* (Lapworth) – wskaźnikowego dla najstarszego poziomu graptolitowego ludlowu. Z powodu braku rdzenia nie rozdzielono poszczególnych pięter wenloku i ludlowu, przyjmując ich zasięg głębokościowy łącznie, odpowiednio sheinwoodu + homeru i gorstu + ludfordu. Granice z ordowikiem i permem (czerwonym spagowcem) są granicami erozyjnymi.

Tradycyjny podział syluru Polski stosowany przez H. Tomczyka i przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1973) ma charakter lokalny i nieformalny, a wydzielone jednostki mają charakter jednostek lito-biostratygraficznych. W profilu syluru w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 Tomczyk (*op. cit.*) wyróżnił następujące jednostki (od najstarszych), są to: warstwy pasłeczkie górne – odpowiadające wenloкови, warstwy mielnickie dolne i górne – odpowiadające ludlowowi niższemu, warstwy siedleckie dolne, środkowe i górne – odpowiadające ludlowowi wyższemu.

Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna

Poniżej przedstawiono uaktualnioną stratygrafię syluru w profilu Stadniki IG 1. W profilu wydzielono następujące oddziały syluru: ?landower, wenlok, ludlow.

?Landower, ?wenlok

Określenie przynależności stratygraficznej osadów z głębokości 1125,5–1126,3 m (według rdzenia) jest niejednoznaczne. Są to jasnozielonkawe margle z przerostami ilastymi lub piaszczystymi, litologicznie przejściowe od niżej leżących wapieni marglistych wyższego katu do leżących wyżej iłowców marglistych udokumentowanego wenloku, z niediagnostyczną fauną ramienionogów i detrytusem pancerzy trylobitów. Ich możliwą przynależność do landoweru określono na podstawie korelacji z profilami geologicznymi rejonu Brześćcia (Podhalańska i in., 2010). Utwory te mogą także reprezentować dolną część niższego wenloku, jak to zostało zdefiniowane w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1973).

Wenlok

Głębokość występowania osadów wenloku („warstwy pasłeczkie górne” – wg Tomczyka, 1973) określono na podstawie próbek rdzeniowych oraz pomiarów geofizycznych.

Ze względu na niepewny wiek kompleksu utworów powyżej granicy z ordowikiem (głęb. 1126,3 m) (patrz wyżej) wyznaczenie dolnej granicy wenloku jest niejednoznaczne. Według Tomczyka (1973), granica ta przebiega na głębokości rdzeniowej 1126,3 m, a osady landoweru zostały zerodowane.

Przyjmując, że cienki pakiet osadów wspomniany wyżej stanowi landower, dolną granicę wenloku można przyjąć w odcinku rdzeniowanym na głębokości 1125,5 m, na której to głębokości występują pierwsze graptolity należące do rodzajów *Cyrtograptus*, *Retiolites*, *Monograptus*.

Górną granicę wenloku przyjęto na głębokości ?1025,0 m, na której H. Tomczyk stwierdza obecność *Neodiversograptus nilssoni* (Barrande), graptolita wskaźnikowego dla poziomu *nilssoni*, którego spąg wyznacza granicę wenlok/ludlow. Według Tomczyka (1973), graptolit ten występuje „tylko do głębokości 1025,0 m”. Ponieważ granica wenlok/ludlow wyznaczana jest w spagu poziomu *nilssoni* (Melchin i in., 2004; Urbanek, Teller, 1997), a nie, jak było to w schemacie stratygraficznym opracowanym przez E. i H. Tomczyków – w spagu poziomu *nassa* (w spagu „warstw mielnickich”) (Tomczykowa, 1988), granicę tę aktualnie wyznaczono więc na głębokości ostatniego występowania tego taksonu w profilu Stadniki IG 1 (Tomczyk, 1973) – czyli na przybliżonej głębokości 1025,0 m. Powoduje to, że strop warstw pasłecznych (*op. cit.*) nie odpowiada granicy wenlok/ludlow.

W odcinku rdzeniowanym profilu, w przedziałach głębokości 1095,0–1101,0 i 1101,0–1107,5 m występują wskaźnikowe i charakterystyczne graptolity poziomu *Cyrtograptus lundgreni* najniższego homeru (wenlok wyższy).

Ludlow

Do ludlowu zaliczono osady występujące w rdzeniu na głębokości od ?1025,0 do 845,5 m. Górna granica, wyraźna i korelująca się z innymi profilami otworów wiertniczych, takich jak: Wrotnów IG 1 i Mielnik IG 1, występuje według pomiarów geofizycznych na głębokości 839,0 m. Niewielka miąższość ludlowu w tym profilu może wskazywać, że jest on tu reprezentowany tylko częściowo.

Według próbek rdzeniowych, okruchowych i pomiarów geofizycznych w ludlowie występują iłowce szare i ciemnoszare, często laminowane, z wkładkami mułowców i iłowców marglistych z graptolitami, a nawet wkładkami wapieni – szczególnie w wyższej jego części. Oprócz licznych gatunków graptolitów charakterystycznych dla ludlowu H. Tomczyk podaje obecność głowonogów z rodziny Orthoceratidae i małży *Cardiola* sp. Oznaczone przez H. Tomczyka graptolity dokumentują oba piętra ludlowu: gorst i ludford. Ze względu jednak na duże braki w rdzeniowaniu i dokumentacji biostratygraficznej nie można ich rozdzielić.

Na osadach ludlowu, z dużą luką stratygraficzną leżą osady czerwonego spagowca. Brak więc w profilu najwyższego syluru (?najwyższego ludlowu i przydolu) oraz dewonu i karbonu.

mln Ma 416,0 ±2,8	Chronostratygrafia		Biostratygrafia	
	system	oddziały i piętra	poziomy graptolitowe	
418,7 ±2,7	S Y L U R	PRZYDOL		<i>Monograptus transgrediens</i> <i>Monograptus bouceki-perneri</i>
				<i>Monograptus lochkovenski</i> <i>Monograptus branikensis</i>
				<i>Monogr. parultimus-ultimus</i>
LUDLOW		ludford	<i>Monograptus formosus</i>	
			<i>Neocucullograptus kozlowskii</i> <i>Bohemograptus cornuatus</i> - <i>Polonograptus podoliensis</i> - <i>Saetograptus leintwardinensis</i> - <i>Saetograptus linearis</i> -	
			<i>Lobograptus scanicus</i> - <i>Neodiversograptus nilssoni</i> -	
		gorst		
WENLOK			homer	<i>Colonograptus ludensis</i>
		<i>Colonograptus praedeubeli-deubeli</i>		
		<i>Pristiograptus parvus-Gothograptus nassa</i>		
		<i>Cyrtograptus lundgreni</i>		
		sheinwood	<i>Cyrtograptus perneri</i> <i>Cyrtograptus rigidus</i>	
			<i>Monograptus belophorus-M.antennularius</i> <i>Monograptus riccartonensis</i> <i>Cyrtograptus murchisoni</i>	
			<i>Cyrtograptus centrifugus</i>	
			<i>Cyrtograptus insectus</i>	
			<i>Cyrtograptus lapworthi</i>	
LANDOWER		telych	<i>Oktavites spiralis</i>	
			<i>Monoclimacis crenulata</i> - <i>Monoclimacis griestoniensis</i>	
			<i>Monograptus crispus</i>	
			<i>Spirograptus turriculatus</i>	
			<i>Spirograptus guerichi</i>	
		aeron	<i>Stimulograptus sedgwickii</i> <i>Lituigraptus convolutus</i>	
			<i>Monograptus argenteus</i>	
			<i>Demirastrites pectinatus</i> - <i>Demirastrites triangulatus</i>	
rhuddan		<i>Coronograptus cyphus</i>		
	<i>Orthograptus vesiculosus</i>			
	<i>Parakidograptus acuminatus</i>			
	<i>Akidograptus ascensus</i>			
443,7 ±1,5				

Fig. 17. Schemat podziału stratygraficznego syluru według Melchina i in. (2004), uzupełniony

Silurian stratigraphic scheme after Melchin *et al.* (2004), completed

PERM

Jędrzej POKORSKI

LITOLOGIA I ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI CZERWONEGO SPĄGOWCA

Otwór wiertniczy Stadniki IG 1 jest położony w północno-wschodniej części basenu czerwonego spągowca – określane go jako basen podlaski (Pokorski, 1974, 1978), wschodnim skraju rozległej paleodoliny Brańska-Zalesia, udokumentowanej profilami 37 otworów wiertniczych. W północnej części tej paleodoliny miąższość serii zlepieńcowo-piaskowcowej czerwonego spągowca dochodzi do 60 m. Seria ta jest zbudowana z kilku cykli zlepieńcowo (A)-piaskowcowych (B) typu AB, z malejącym ziarnem ku stropowi. Cykle te są typowe dla rzecznych osadów korytowych, związanych z migracją koryta oraz cykli odwróconych, charakterystycznych dla osadów pozakorytowych. W północnej części paleodoliny Brańska-Zalesia utwory czerwonego spągowca leżą z dużą luką sedymentacyjną i stratygraficzną na skałach ordowiku, syluru lub kambru, a górna granica z triasem (pstrym piaskowcem) ma również charakter erozyjny.

W otworze wiertniczym Stadniki IG 1 utwory zlepieńcowo-piaskowcowe czerwonego spągowca, podobnie jak w pozostałej – zachodniej części basenu podlaskiego, leżą w spągu

cechsztynu (PZ1) i są zbudowane z dwóch cykli prostych typu AB, a zlepieńce opisane w odcinku rdzeniowym stanowią także poziom bruku korytowego.

Profil otworu wiertniczego Stadniki IG 1 potwierdził stwierdzony w północno-wschodniej części doliny Brańska-Zalesie unimodalny model paleoprądów w basenie podlaskim, z głównym kierunkiem transportu aluwii rzek roztokowych z północnego wschodu z wyniesienia mazursko-suwańskiego. Były tam denudowane utwory platformowe paleozoiku dolnego (syluru, ordowiku i kambru) oraz proterozoicznego podłoża krystalicznego.

Paleodolina Brańska-Zalesie na niektórych odcinkach wschodniego zbocza mogła mieć założenia tektoniczne (Pokorski, 1978).

Opisywane utwory zostały zaliczone do najwyższego czerwonego spągowca, czyli megacyklu diastroficzno-sedymentacyjnego Noteci. Na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego są one opisywane jako formacja Pasłęki (Wagner, 2006).

Ryszard WAGNER

STRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Obszar, na którym znajduje się otwór wiertniczy Stadniki IG 1, w cechszynie należał do północno-wschodniego rejonu zatoki podlaskiej, do jej peryferycznej części (Wagner, 1994). Na tym obszarze cechsztyń jest silnie zredukowany stratygraficznie i miąższościowo.

Najstarszy cechsztyń, cechsztyń PZ1 jest reprezentowany przez węglanowe osady wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o miąższości 25,5 m i recesywną serię terygeniczną (T1r).

Dolna część profilu wapienia cechsztyńskiego nie była rdzeniowana. Na podstawie wykresów geofizyki wiertniczej można przypuszczać, że najniższa – marglista część profilu skał węglanowych, o miąższości 1,5 m reprezentuje człon transgresywny i może być odpowiednikiem łupka miedzionośnego (T1). Wyższą część profilu wapienia cechsztyńskiego stanowią dolomity onkolitowe, utworzone w brzeżnej części basenu morskiego w środowisku płytkowodnym o wysokiej hydrodynamicie.

Bardzo mała ilość rdzenia wiertniczego nie pozwala na dokładniejszą analizę zmienności środowisk sedymentacyjnych. Stosunkowo mała miąższość skał węglanowych Ca1 jest typowa dla obszaru zatoki podlaskiej, gdzie utwory te tylko sporadycznie przekraczały miąższość 50 m (Wagner, 1972).

Recesywna seria terygeniczna (T1r) jest zbudowana z brunatnoczerwonych mułowców z przewarstwieniami drobno-

ziarnistych piaskowców. Są to osady terygeniczne, o małej miąższości (7,5 m.), utworzone w środowisku lądowym, na pograniczu z peryferyczną strefą basenu morskiego. Jest to recesywny człon sekwencji cyklotemu PZ1, odpowiadający wiekowi ewaporatom (lub ich części) cyklotemu PZ1, występującym bliżej centralnej części zatoki podlaskiej (Wagner, 1971). Mała miąższość osadów terygeniczych może być wynikiem speneplenizowania otaczającego lądu i słabej erozji, wynikającej także z bardzo suchego klimatu w czasie sedymentacji ewaporatów. Najprawdopodobniej, między cyklotemami PZ1 i ?PZ2 występuje luka sedymentacyjna.

Leżąca wyżej warstwa dolomitów o bardzo małej miąższości – zaledwie 3 m, została uznana za fragment dolomitu głównego (?Ca2), występującego u podstawy cyklotemu ?PZ2. Bezpośrednich dowodów na zaliczenie tych skał do poziomu Ca2 nie ma. Dowodem pośrednim może być ewolucja paleogeografii cechsztynu na platformie prekambryjskiej, wskazująca na szerszy zasięg utworów PZ2 w stosunku do PZ3 (Wagner 1994). Istnieją także poglądy odmienne (Peryt, 1990), również niedysponujące bezpośrednimi dowodami.

Skały węglanowe ?Ca2 są zbudowane głównie z nagromadzeń skorup małżów i ślimaków w strefie przybrzeżnej basenu morskiego, prawdopodobnie w rejonie plażowym.

Ponad osadami cyklotemu ?PZ2, leży cienka warstwa osadów terygeniczych (9,5 m miąższości), głównie piaskowców, prawdopodobnie fluwialnych, należących do cechsztynu terygenicznego (?Zt). Pozycja stratygraficzna tej serii jest niepewna. Z ogólnych prawidłowości paleogeograficznych można przypuszczać, że stanowi on zapewne odpowiednik wyższej części cyklotemu PZ4 (Wagner 1994). Przy takiej inter-

pretacji stratygraficznej istnieje duża luka stratygraficzna między osadami ?PZ2, a cechsztnem terygenicznym.

Granica z dolnym pstrym piaskowcem została postawiona umownie w spągu kompleksu piaszczystego, zawierającego w najniższej części gruboziarniste piaskowce arkozowe, zlepieńcowate z otoczkami kwarcu i skaleni o wielkości od 0,5 do 2,0 cm średnicy, sporadycznie do 5,0 cm średnicy.

Maria WICHROWSKA

MIKROFACJE OSADÓW WĘGLANOWYCH CECHSZTYNU

Materiał rdzeniowy, odpowiadający utworom węglanowym wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego jest w znacznym stopniu niekompletny. Dysponując fragmentami rdzenia i niewielką ilością płytek cienkich, nie było możliwe wykonanie profili mikrofacjalnych dla poszczególnych poziomów węglanowych cechsztynu, ilustrujących zmienność litofacjalną badanych osadów. Również dane uzyskane z badań mikroskopowych są więc fragmentaryczne, co rzutuje na poprawność niektórych tez odnośnie historii depozycji i diagenetyzacji badanych osadów. Ma to miejsce szczególnie w przypadku utworów węglanowych, opisywanych w niniejszej pracy jako osady dolomitu głównego.

Z uwagi na wątpliwości odnośnie pozycji stratygraficznej badanej serii osadów i niejednoznacznie udokumentowane przesłanki, klasyfikujące te osady do dolomitu głównego (Peryt, 1990; Wagner, ten tom), nie zamieszczono opisu ich środowiska depozycji i diagenetyzacji.

Autorka rozdziału korzystała z opisów makroskopowych rdzenia, wykonanych przez R. Wagnera i obserwacji własnych w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym. Przy opisie mikrofacji skał węglanowych stosowano klasyfikację Dunhama (1962), zmodyfikowaną przez Wrighta (1992) z polskim nazewnictwem zamieszczonym w pracy Narkiewicza i Śnieżka (1981).

Wapień cechsztyński

Według pomiarów geofizycznych cały profil wapienia cechsztyńskiego ma 25,5 m miąższości. Poniżej, zamieszczono charakterystykę górnej (przystropowej) części osadów węglanowych (głównie ziarnistych) wapienia cechsztyńskiego (Ca1), które bezpośrednio podścielają kompleks plamistych mułowców piaszczystych i dolomitycznych oraz piaskowców kwarcowych recesywnej serii terygeniczej (T1r).

Pod serią ziarnistą wapienia cechsztyńskiego leżą dolomity o nieokreślonej genezie (osady mułowe: zdiagenezowane madstony, osady mikrobialne).

W odcinku przyspągowym profilu występują dolomity margliste.

Mikrofacje

Osady wapienia cechsztyńskiego z przedziału głębokości 808,4–811,1 m (uzysk rdzenia wynosi 1,3 m) są wykształcone jako wapień dolomitizowany i reprezentowane przez ziarniste, porowate ooidowo-?onkoidowe pakstony/greinstony.

W pakietach oolitowych (fig. 18A) występują ziarna dość dobrze wysortowane, mające prawie całkowicie zneomorfizowane (zhomogenizowane) wnętrza, pozbawione śladów (wewnętrznej) mikrostruktury powłokowej. Kształty ziaren są najczęściej kuliste, a rozmiary wahają się od 0,4 do 0,75 mm. Wyjątkowo obserwuje się ziarna wielkości 1,75 mm (fig. 18). Wnętrza ziaren są zrekrytalizowane i zabudowane cementem węglanowym (dolomitowym i kalcytowym). Przestrzenie międzyziarnowe są w znacznym stopniu roztrawione, pierwotne węglanowe spoiwo mikrosparytowe zachowało się w niewielkim stopniu (fig. 18A).

Stosunkowo sporadycznie obserwuje się ślady mikrostruktury wewnętrznej, które wskazywałyby na mikrobialną genezę tego typu ziaren. Niemniej jednak, w obrębie form ziarnistych, zauważono nieliczne obiekty o niejasnym pochodzeniu (?chemogeniczne precypitaty mułowe – ?mikrobialne elementy) w rodzaju grudek mułowo-?glonowych, tworzących owalne skupienia ciemnego mikrytu, ze śladami substancji węglistej i bitumicznej, co pozwala przypuszczać, że badana seria ziarnista mogła się tworzyć przy aktywnym współdziale mikroorganizmów (głównie glonów i cyjanobakterii). Ziaren o charakterze onkoidów właściwych nie obserwowano. Obecne formy reprezentują ogniwa pośrednie w procesie ich powstawania, tworząc cienkie faliste naskorupienia i otoczki zbliżone do form nitkowatych i kokoidalnych sinicowo-glonowych.

Procesy diagenetyczne

Dolomitizacja badanych osadów jest powszechna. Obejmowała dolomitowe tło mułowe i elementy mikrobialne. Drugą generację dolomitów stanowią dobrze wykształcone kryształy cementów dolomitowych i kalcytowych.

Neomorfizm (rekrystalizacja) doprowadził do znacznej homogenizacji pierwotnej mikrostruktury skały i tylko pojedyncze obiekty mikroorganizmów nieskieletowych (cyjanobakterie, glony) i produkty ich dekompozycji, wskazują na genezę mikrobialną (fig. 18B).

Kompakcja mechaniczna w badanych osadach oolitowych/?onkoidowych zaznaczyła się w niewielkim stopniu (fig. 18A). Przyczynę takiego stanu rzeczy można upatrywać w stosunkowo wczesnym wykształceniu cementów obwódkowych, obrastających ziarna, w szczególności cementów mikrytowych, utworzonych w wyniku degradacji węglanów podczas biologicznej działalności życiowej mikroorganizmów.

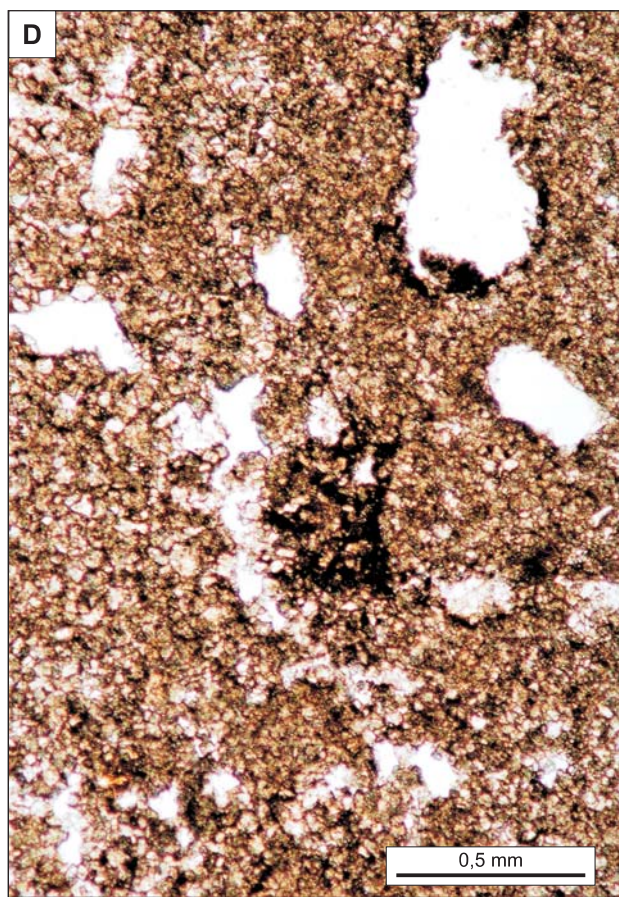
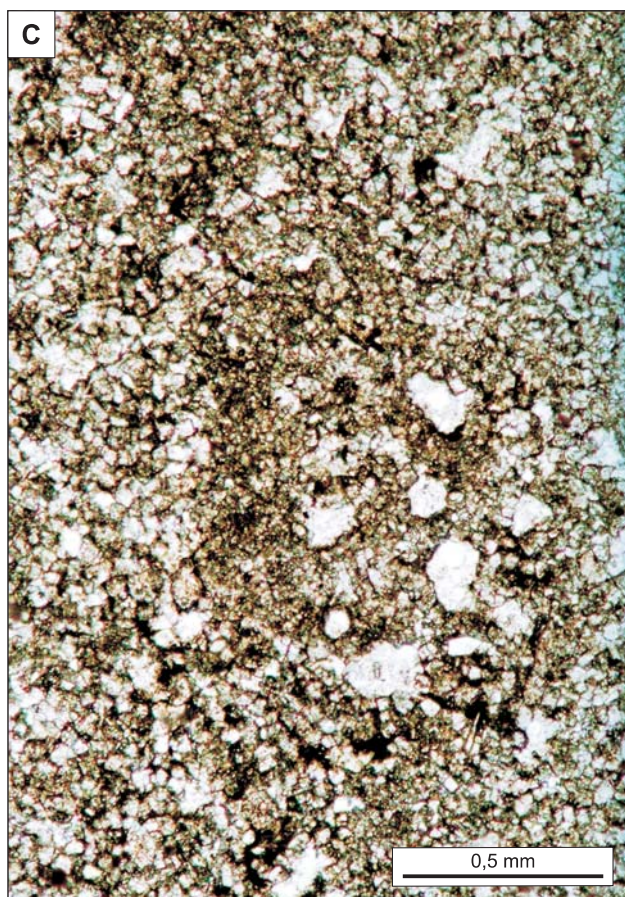
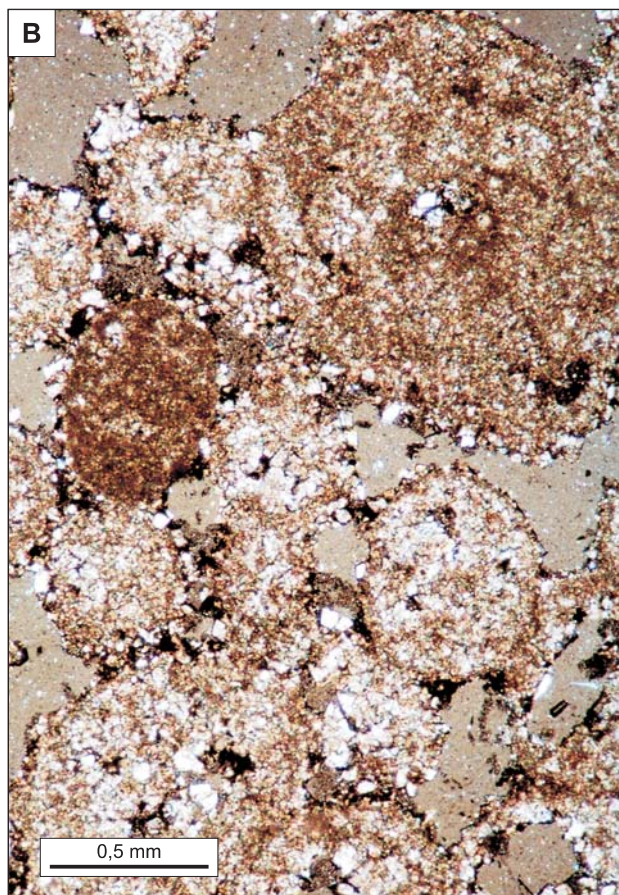
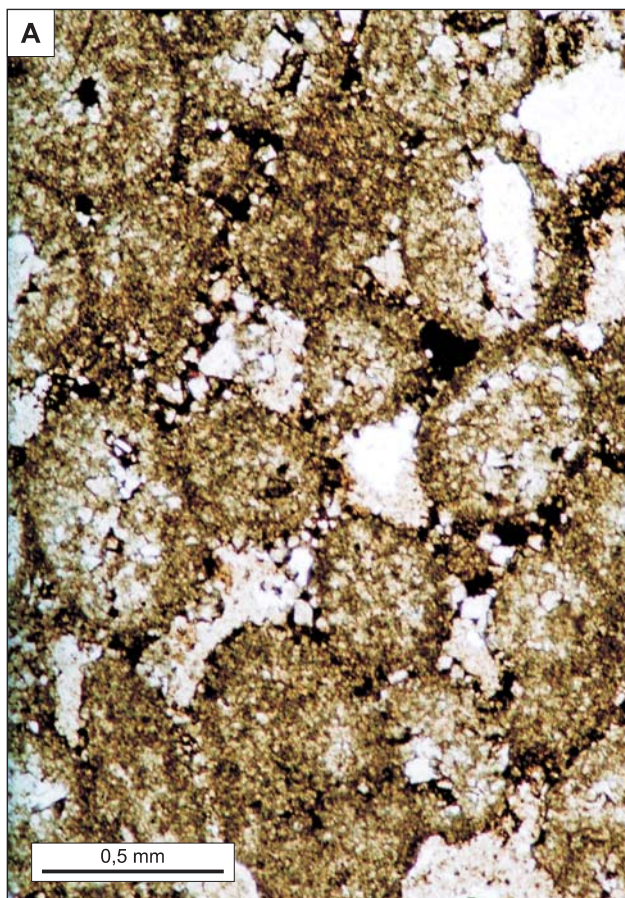


Fig. 18. A – Greinston ooidowy; cienkie obrosty cementów mikrytowych (mikrytyzacja biologiczna); porowatość międzyziarnowa i wewnątrzziarnowa; próżnie puste, częściowo zabudowane cementem węglanowym (druzowym i blokowym); tlenki i wodorotlenki żelaza w obrębie próżni i na obrzeżach ooidów (czarne); wapień cechsztyński, głęb. 809,5 m; $\times 40$, bez analizatora. **B** – Greinston ooidowo-peloidowy; wielkość ziaren od 0,5–1,7 mm średnicy; w obrębie ooidów relikty form o genezie mikrobialnej (?głonowe, cyjanobakteryjne); przestrzeń między ziarnowa pusta; relikty pierwotnego sparytowego dolomitowego spoiwa (szare – lewa górna część zdjęcia, powyżej peloidu); wapień cechsztyński, głęb. 809,5 m; $\times 40$, nikole skrzyżowane. **C** – Drobno- i średniokrystaliczny dolomit przerastany dedolomit; próżnie różnych kształtów i rozmiarów, częściowo zabudowane anhydrytem, albo puste (?pohalitowe); więźba tła skalnego zwięzła; substancja ilasto-węglista i bitumiczna w przestrzeniach międzykrystalicznych (czarno-brunatne skupienia); ?dolomit główny; głęb. 799,2 m; $\times 60$, bez analizatora. **D** – Dolomit kawernisty; w centrum zdjęcia agregat siateczkowaty, węglisty z relikdami nitkowatych komórek cyjanobakterii; impregnacje mikrobialne w tle skalnym i na obrzeżach próżni; ?dolomit główny; głęb. 799,2 m; $\times 60$, bez analizatora

A – Ooid grainston; thin fringes of micrite cements (biological micritization); intergranular and intragranular porosity; empty voids, partly filled with carbonate (drusy and blocky) cement; iron oxides and hydroxides in voids and on ooids (black); Zechstein Limestone; depth 809.5 m; $\times 40$, without analyser. **B** – Ooid-peloidal grainstone; grain size 0.5–1.7 mm diameter; microbial form relics (?algal cyanobacterial) within ooids; empty intergranular space; relics of primary sparite dolomitic cement (grey in colour – upper left, above a peloid); Zechstein Limestone; 809.5 m; $\times 40$, crossed nicols. **C** – Finely and medium crystalline dolomite with dedolomite intergrowths; voids partly filled with anhydrite or empty (?post-halite); clay-carbonaceous and bituminous matter in the intercrystalline space (black-brownish accumulations); compacted; ?Main Dolomite; depth 799.2 m; $\times 60$, without analyser. **D** – Cavernous dolomite; fragment of microbial matt-type microstructure in the centre; ?Main Dolomite; 799.2 m; $\times 60$, without analyser

←

Rozpuszczanie spoiwa i cementację wczesnymi cementami węglanowymi zaobserwowano w przestrzeniach pomiędzy ziarnami i w centralnej części ziaren. Procesy te spowodowały powstanie próżni między ziarnowych i wewnątrz ziarnowych, częściowo zabudowanych węglanowym cementem druzowym (narastającym na ścianach próżni) i cementem węglanowym (dolomitowym i kalcytowym) blokowym, w centralnej części ziaren (fig. 18A). Tlenki i wodorotlenki żelaza (magnetyt, hematyt) występują w obrębie próżni lub tworzą skupienia i żelaziste otoczki wokół ooidów (fig. 18).

Środowisko sedymentacji wapienia cechsztyńskiego

Utwory węglanowe wapienia cechsztyńskiego reprezentują piaszki węglanowe na platformie węglanowej. Omówiony powyżej fragment górnej części osadów Ca1, który ma charakter ziarnistych pakstów/greinstonów, jest silnie porowaty i brak w nim elementów bioklastycznych, szkieletowych, nawet takich, które mogłyby stanowić załączek jądra ooidu/?onkoidu, wokół którego najczęściej powstaje koncentryczna mikrostruktura ziarnista.

Tego rodzaju osad piaszczysty, deponowany w górnej części wapienia cechsztyńskiego na badanym obszarze, wydaje się reprezentować płytkie środowisko morskie (przybrzeżne), gdzie panowały warunki stosunkowo wysokiego reżimu hydrodynamicznego.

?Dolomit główny

Osady ?dolomitu głównego w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 leżą na głębokości 798,4–800,0 m (Wagner, ten tom). Obserwacje makroskopowe rdzeniowanej części osadów ?dolomitu głównego wskazują na występowanie 1,5 m miąższości „dolomitu organodetrytycznego”, lokalnie muszlowca, warstwowanego poziomo i skośnie, miejscami kawernistego” (Wag-

ner, ten tom). Niestety, brak płytek cienkich z tej części osadów uniemożliwił uszczegółowienie mikrofacjalne odnośnie charakteru tej części osadów.

Do badań mikroskopowych w płytkach cienkich, dostępny był tylko materiał skalny składający się ze zwięzłych, przekryształizowanych dolomitów. Osady te tworzą ciemniejsze i jaśniejsze przewarstwienia, o zróżnicowanej wielkości kryształów (fig. 18C). Obserwuje się dwie odmiany kryształów dolomitu:

1) sparowe lub pseudosparowe (ciemniejsze), które zawierają domieszki ilaste i organiczne, występujące miejscami w formie smug, pasemek ilastych, skupień ilasto-kwarcowych i grudek ilasto-węglistych (czasami bitumicznych);

2) drobnokrystaliczne, o wielkości kryształów 0,05–0,10 mm (jaśniejsze), które miejscami mają charakter dedolomitów (wtórnych kalcytów) i są w znacznie większym stopniu porowate, niż skały ze sparem (ciemniejsze); pory (próżnie niezabudowane) są różnych kształtów i rozmiarów (0,05–0,5 mm wydłużenia lub średnicy), często na obrzeżach występuje węglista substancja bitumiczna (fig. 18D).

Na głębokości 799,2–799,7 m są widoczne dodatkowo nieciągłe i nieregularne laminy węgliste o falistym, zaburzonym rozwoju, z serią drobnych próżni, a także niewielkich rozmiarów strzępiaste węgliste agregaty (fig. 18D). Cechy strukturalno-facjalne powiązane z częściową dedolomitizacją mogą sugerować pierwotną obecność osadów mikrobialnych o charakterze biolaminowanym lub mikrobiologicznej ?maty (sinicowo-głonowej).

Procesy diagenetyczne

Dla uformowania się ?dolomitu głównego zasadnicze znaczenie miał proces zastępowania kalcytu przez dolomit (dolomitizacja), rozpuszczanie i cementacja.

W badanych osadach obserwuje się dwa typy dolomitów, które powstały w warunkach wczesnego i pośredniego pogrzebania osadu. Pierwszy typ to dolomity drobne, o kształtach anhe-

dralnych, silnie upakowane, które wydają się być związane z pierwotnym (mikrytowym) tłem skalnym i charakteryzują się niską porowatością (fig. 18C).

Drugi typ, to: anhedralne, subhedralne i euhedralne kryształy dolomitów, które tworzą mozaikę blokową, zawierają stosunkowo dużo rozproszonego materiału ilastego i organicznego oraz relikty węgliste o charakterze maty mikrobialnej i cechują się wyraźną porowatością formową (fig. 18D).

W omawianych osadach dedolomityzacja jest zagadnieniem problematycznym. Obserwacje mikroskopowe wskazują na możliwość występowania tego rodzaju procesu. Kryształy zdolomityzowane (kalcyt z relikdami dolomitu, lub dolomit przerośnięty kalcytem) mają zatokowe wcięcia, częściowo obłe kontury lub owalne formy, wskazujące na chemiczną korozję. Zatarcie zewnętrznych konturów kryształów dolomitu wskazuje, że proces zmiany postępował od zewnątrz, ponieważ

nie ma widocznych zmian w budowie samych kryształów (fig. 18C).

Rozpuszczanie i cementacja odbywało się prawdopodobnie wielokrotnie na różnych etapach diagenety. We wczesnym stadium zmian diagenetycznych (prawdopodobnie po dolomityzacji) biochemiczny proces rozkładu i dekompozycji materii organicznej (pierwotnie rozproszonej w osadzie), powodował lokalne zmiany chemizmu wód porowych (na bardziej kwaśne), inicjując rozpuszczanie węglanów. Minerale ilaste i produkty dekompozycji materii organicznej (sapropel, piryt, bituminy) wykorzystały nowo powstałe pustki i zabudowały wolne przestrzenie międzykryształiczne (fig. 18C). Większe kawerny o różnych kształtach, najczęściej nieregularnych (fig. 18D) mogły powstać w miejscu wylugowania mniej odpornych składników biogenicznych (węglistych peloidów pochodzenia glonowego, lub fragmentów maty mikrobialnej).

TRIAS

Anna BECKER

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Utwory triasu w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 występują na głębokości 631,5–778,5 m (według pomiarów geofizycznych; 788,0 m według rdzenia), osiągając miąższość 147,0 m (według pomiarów geofizycznych; 156,5 m – według rdzenia). Osady triasu są reprezentowane przez trias dolny oraz prawdopodobnie trias środkowy. Otwór wiertniczy Stadniki IG 1 jest położony na wschód od granicy występowania osadów triasu górnego w basenie Polski Niżowej (Gajewska, 1988; Deczkowski, Franczyk, 1988).

Z osadów triasu w omawianym otworze wiertniczym pobrano jedynie 10,2 m rdzenia, w związku z czym profil stratygraficzny jest ustalony głównie na podstawie analizy pomiarów karotażowych oraz analizy regionalnej, wykonanej przez A. Szyperko-Śliwczyńską, która sporządziła opis profilu triasu na podstawie własnych wydzieleni litostatygraficznych, których wiek nie został w omawianym otworze jednoznacznie ustalony. Prawdopodobny wiek osadów w profilu został podany na podstawie korelacji stratygraficznej z innymi obszarami basenu Niżu Polskiego (np.: Nawrocki, 1997; Wagner, 2008).

Trias dolny

Utwory triasu dolnego reprezentowane są przez pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny i osiągają miąższość 137,0 m (według pomiarów geofizycznych; 146,5 m – według pomiarów geofizycznych i rdzenia). Profil pstrego piaskowca dolnego rozpoczyna kompleks piaskowcowy, charakterystyczny dla tej części basenu (Szyperko-Śliwczyńska, 1979). Powyżej występuje kompleks iłowcowo-mułowcowy z wkładkami wapieni oolitowych w środkowej części. Osady te zaliczane są do formacji bałtyckiej

(Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1997), osiągają tu miąższość rzędu 90 m.

Pstry piaskowiec środkowy w badanym profilu ma 25 m miąższości i jest zbudowany ze skał piaszczysto-węglanowych (piaskowce z ooidami wapiennymi do wapieni oolitowych piaszczystych) z wkładkami iłowcowo-mułowcowymi w górnej części kompleksu. Profil ten reprezentuje formację lidzbarską (Szyperko-Śliwczyńska, 1979). Strop formacji lidzbarskiej jest prawdopodobnie erozyjny (*op. cit.*). W profilu brak jest prawdopodobnie osadów formacji malborskiej (*op. cit.*).

Pstry piaskowiec górny jest zbudowany z iłowców i mułowców marglistych oraz margli. Nieliczne wkładki skał węglanowych występują w górnej części profilu. W rdzeniach pobranych z jego dolnej części stwierdzono szarozielone margle ilaste z wkładkami szarych wapieni marglistych z fauną brachiopodową oraz odciskami małży. Miąższość ogniwa wynosi 26 m i reprezentuje nieformalną formację węglanowo-klastyczną (Szyperko-Teller, 1997). Według Szyperko-Śliwczyńskiej (1979) opisany profil reprezentuje jedynie wyższą część pstrego piaskowca górnego.

Sedymentacja pstrego piaskowca na omawianym obszarze zachodziła we wschodniej, peryferycznej części basenu centralnej Europy, do którego należał basen Niżu Polskiego, w obrębie tak zwanej zatoki podlaskiej (Szyperko-Teller, Moryc, 1988). Miąższość wszystkich ogniwa dolnego triasu jest wyraźnie zredukowana, w stosunku do zachodniej części basenu (zob. np. Szyperko-Teller, 1997). Szczególnie dotyczy to pstrego piaskowca środkowego. Na podstawie regionalnej analizy przeprowadzonej przez Szyperko-Teller (1997), Iwanowa i Kiersnowskiego (1998) oraz Iwanowa (1998) można wnioskować, że sedymentacja odbywała się

początkowo w obrębie brakicznego zbiornika, którego maksimum rozwoju przypada na sedymentację niższej części pstrego piaskowca środkowego. Pod koniec sedymentacji pstrego piaskowca środkowego zbiornik uległ silnemu zawężeniu i obszar Stadnik znalazł się poza zasięgiem sedymentacji (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1997). Sedymentacja pstrego piaskowca górnego odbywała się w brzeżnej strefie płytkiego zbiornika morskiego z centrum na obszarze monokliny przedsudeckiej (Szyperko-Teller, 1997; Iwanow, 1998).

Osady pstrego piaskowca Niżu Polskiego datowane są na ind-olenek na podstawie palino- i magnetostratygrafii (Senkiewiczowa, 1997; Nawrocki, 1997; Wagner, 2008).

?Trias środkowy

Wapień muszlowy jest reprezentowany w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 przez dziesięciometrowy kompleks naprzemianających warstw skał drobnoklastycznych i węglanowych. Jest to według Szyperko-Śliwczyńskiej (ten tom), która dokonała pierwszej analizy stratygraficznej tego odcinka otworu, wapień muszlowy dolny. Rejon Stadnik znajdował się w skrajnym, wschodnim obrzeżeniu morskiego zbiornika, rozwijającego się w anizyku na Niżu Polskim

(Gajewska, 1988; Wagner, 2008). Według Iwanowa (1998) rejon ten może leżeć już poza zasięgiem osadów wapienia muszlowego, co mogłoby wskazywać, że kompleks skał uznanych pierwotnie za wapień muszlowy należy zaliczyć do leżącego wyżej kompleksu węglanowego (jura, baton górny). Interpretacji takiej nie potwierdza wcześniejsza szczegółowa analiza litostratygraficzna Gajewskiej (1988), która granicę zasięgu osadów wapienia muszlowego dolnego i środkowego stawia wyraźnie dalej na północny wschód niż Iwanow (1998). Z kompleksu tego nie pobrano rdzenia, co uniemożliwia przeprowadzenie szczegółowych badań. Omawiany kompleks ma jednak nieco odmienny charakter litologiczny niż leżące wyżej osady jury (patrz wykresy pomiarów geofizycznych – fig. 2). Jest on bogatszy w marglisto-ilaste przewarstwienia, charakterystyczne dla osadów wapienia muszlowego. Dodatkowo, zważywszy na fakt, że podział zaproponowany przez Szyperko-Śliwczyńską w dokumentacji otworu wiertniczego Stadniki IG 1 był wykonany na podstawie szczegółowej analizy regionalnej, pozostawia się przynależność tego kompleksu do wapienia muszlowego. Ze względu na problematyczność stratygraficznej pozycji tego odcinka rezygnuje się z uszczegółowienia jego przynależności do wapienia muszlowego dolnego.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil jury w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 obejmuje osady wyższej jury środkowej (baton–kelowej) oraz niższej jury górnej (oksford). Utwory te leżą bezpośrednio na skałach węglanowych i marglisto-iłowcowych ?triasu środkowego. Stwierdzona luka stratygraficzna jest w znacznym stopniu luką sedymentacyjną i obejmuje trias górny, jurę dolną oraz niższą jurę środkową. Zarówno zakres wiekowy obserwowanej luki, jak i profil utworów jury, są charakterystyczne dla wschodniej części obniżenia podlaskiego (Niemczycka, 1979a). W stropie utworów jurajskich występuje powierzchnia erozyjna, którą przykrywają mułowce albu środkowego i górnego. Luka stratygraficzna w tym przypadku obejmuje przedział czasowy od kimerydu po schyłek wczesnej kredy. Utwory kimerydu i być może również tytonu, zostały najprawdopodobniej usunięte w wyniku erozji przedpóźnokredowej.

Jura środkowa

Utwory jury środkowej zostały przewiercone bezrdzenio-wo. Na podstawie krzywych geofizycznych, na głębokości 622,5–631,5 m w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 wydzielono utwory węglanowe: wapień lub dolomity. Ich miąższość wynosi zaledwie 9,0 m. Podobny profil pod względem miąż-

szości i wykształcenia litologicznego występuje w położonym na północny-wschód od otworu wiertniczego Stadniki IG 1, otworze wiertniczym Brańsk IG 1. Korelacja z rejonem wschodniego Podlasia (Niemczycka, 1979a) sugeruje, że w omawianym profilu stwierdzono osady reprezentujące kelowej i być może najwyższy baton górny. W kilku wierceniach na tym obszarze, z niższej części skał węglanowych, W. Bielecka (mat. niepublikowane) oznaczyła gatunki otwornic i małżoraczków charakterystyczne dla batonu, natomiast z wyższego odcinka – przewodnie dla kelowej.

W wielu otworach wiertniczych na obszarze wschodniego (Niemczycka, 1979a), południowego (Niemczycka, 1979b) i zachodniego Podlasia (otwór wiertniczy Łochów IG 2) (Niemczycka, 1978; Malinowska, 1978), stwierdzono obecność warstwy bulastej, zawierającej faunę amonitową – przewodnią dla najwyższego poziomu kelowej (poziom *athleta*) oraz najniższego poziomu oksfordu (poziom *mariae*). Należy przypuszczać, że warstwa bulasta obecna jest również w profilu Stadniki IG 1. Warstwa ta na krzywej PG charakteryzuje się znacznymi wartościami, podobnymi do takich, jakie wykazują skały drobnoziarniste. Dlatego wydaje się, że można ją korelować z wkładką utworów drobnoziarnistych, występujących w obrębie skał węglanowych na głębokości 622,5–624,0 m.

Jura górna

Profil jury górnej obejmuje przypuszczalnie jedynie utwory oksfordu. Ich dolny odcinek tworzą wapienie organogeniczne, gąbkowe, z czertami oraz podrzędnie – w najniższej części – dolomity. Występują one na głębokości 560,0–622,5 m i zostały przewiercone bezrdzeniowo. Na podstawie próbek okruchowych oraz danych geofizycznych zostały one wydzielone jako formacja wapieni gąbkowych. Ich miąższość, wynosząca 62,5 m, jest miąższością pośrednią pomiędzy obserwowaną na obszarze zachodniego i wschodniego Podlasia (por. Niemczycka, 1974, 1978, 1979a).

Środkowy odcinek profilu (głęb. 527,5–560,0 m) reprezentuje formacja wapieni koralowych o miąższości 32,5 m. Dembowska (1979) nazwała tę formację – formacją koralowcową. Obecnie nazwa ta została zmodyfikowana, według kryteriów polskich zasad klasyfikacji stratygraficznej (Racki, Narkiewicz, 2006), które zalecają, by pierwszy człon w nazwie formacji wskazywał podstawową litologię.

Z omawianego odcinka profilu pobrano jeden 1,5-metrowej długości rdzeń, w którym uzyskano wapień mikrytowy, biały, kredowaty, z odciskami ramienionogów, szczątkami koralowców i podrzędnie drobnymi ooidami.

Najwyższy zachowany odcinek profilu (głęb. 497,0–527,5 m) stanowi formacja oolitowa, zbudowana z wapieni mikrytowych i oolitowych, kremowych. Jej miąższość wynosi 30,5 m. Z całej formacji pobrano jedynie 0,3 m rdzenia, pochodzącego z jej stropowej partii. Stwierdzono w nim wapień mikrytowy, jasnobieżowy, zwięzły, zlewny. Pozostała część formacji została przewiercona bezrdzeniowo, a wapienie oolitowe rozpoznano w próbkach okruchowych.

Formacje wydzielone w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 występują na znacznym obszarze wschodniej i centralnej Polski i były datowane w wielu miejscach. Na podstawie analizy danych biostratygraficznych z pobliskich regionów Podlasia (1979a, b) i Lubelszczyzny (Niemczycka, 1976), można uznać, że formacja wapieni gąbkowych może odpowiadać wiekowi oksfordowi dolnemu i przypuszczalnie niższej części oksfordu środkowego, formacja wapieni koralowych – jego wyższej części, natomiast formacja oolitowa prawdopodobnie oksfordowi górnemu. Należy dodać, że na obszarze Lubelszczyzny wiekowymi odpowiednikami wyżej wymienionych formacji są: formacja kraśnicka, jasieniecka i bełżycka (*op. cit.*). Pewne wątpliwości budzi wiek formacji bełżyckiej. Niemczycka (*op. cit.*) przyjęła dla niej wiek późnooksfordzki, natomiast Wagner i inni (2008) uznali formację bełżycką za wczesnokimerydzką.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwór wiertniczy Stadniki IG 1 został zlokalizowany w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego, w pobliżu kontaktu tej jednostki z wyniesieniem mazursko-suwałskim. Zapis krzywych pomiarów geofizycznych, analiza próbek okruchowych oraz nieliczny materiał rdzeniowy wskazują, że profil kredy otworu jest typowy dla tego rejonu. Utwory kredy zostały przewiercone w większości bezrdzeniowo. Pobrano jedynie dwa krótkie odcinki rdzenia z głębokości 250,0–256,0 m (kampan) i 500,0–506,0 m (rdzeń pochodzi z serii znajdującej się na głębokości powyżej 497,0 m – albu górny środkowy). Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez A. Krassowską (Krassowska w: Dokumentacja..., 1973) głównie na podstawie analizy próbek okruchowych oraz korelacji profilowań geofizyki wiertniczej, poprzez porównanie z sąsiednimi otworami, zlokalizowanymi kilkanaście kilometrów na zachód i południowy zachód – głównie: Wrotnów IG 1 (Profile głębokich otworów wiertniczych, z. 126, 2008) odwierconym w 1972 roku oraz Sokołów Podlaski 1, odwierconym w 1968 roku. Została przeprowadzona także korelacja regionalna z profilami otworów wiertniczych Wrotnów IG 1, Rajsk IG 4, Rzepniewo IG 4 oraz Iwanki Rohozy 1, przedstawiona na przekroju litofacyjnym kredy (fig. 19).

W otworze wiertniczym Stadniki IG 1 kreda ma stosunkowo niewielką miąższość 309,5 m, z czego na kredę górną (cenoman–mastrycht) przypada 293,5 m. Kreda dolna może być reprezentowana przez 16,0 m miąższości serię piaszczystą albu górnego i prawdopodobnie ?albu środkowego. Dokładne rozpoznanie regionalne sugeruje brak utworów paleocenu dolnego na analizowanym obszarze.

Kreda dolna

Osady kredy dolnej mają miąższość 16,0 m. Profil odtworzono na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej i regionalnych korelacji z sąsiednimi otworami. Pobrano też 1,0 m rdzenia, opisanego jako pochodzący z głębokości 500,0–506,0 m. W rzeczywistości, fragment ten pochodzi z leżącego wyżej interwału (497,0–482,5 m), reprezentowanego przez serię mułowcowo-piaszczystą. Wydzielona seria, jak również leżące wyżej utwory marglisto-piaszczyste z glaukonitem i fosforytami (481,0–482,5 m) zostały zaliczone do ?albu środkowego i albu górnego. Te osady płytkiego szelfu leżą ze znaczną luką stratygraficzną na skałach oksfordu górnego.

Kreda górna

Profil kredy górnej o miąższości 293,5 m odtworzono na podstawie próbek okruchowych oraz zapisu geofizyki wiertniczej, w porównaniu z w pełni rdzeniowanym otworem wiertniczym Rajsk IG 4 oraz otworami wiertniczymi Rzepniewo IG 4 (częściowo rdzeniowanym) i Wrotnów IG 1. W otworze wiertniczym Rajsk IG 4 na obecność poszczególnych pięter kredy górnej wskazują zespoły otwornicowe (Witwicka – mat. arch.) oraz nieliczna makrofauna inoceramowa i belemnitowa oznaczona przez Błaszkiwicza (Błaszkiwicz – mat. arch.), sugerująca obecność turonu i interwału kampan górnym–mastrycht. Granice

w obrębie kredy są zatem granicami przybliżonymi, wyróżnionymi na podstawie korelacji z sąsiednimi otworami wiertniczymi, w których były wykonane badania paleontologiczne.

Profil kredy górnej w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 tworzy monotonna seria węglanów otwartego morza basenu epikontynentalnego, reprezentowanych prawdopodobnie, jak w innych profilach tego rejonu (fig. 19) od cenomanu po mastrycht, głównie przez facje białej kredy piszącej.

Cenoman rozpoczyna 1,5-metrowej miąższości warstwa margli z glaukonitem i prawdopodobnie konkrecjami fosforytowymi. Powyżej występują utwory węglanowe: wapienie o bardzo wysokiej zawartości węglanu wapnia.

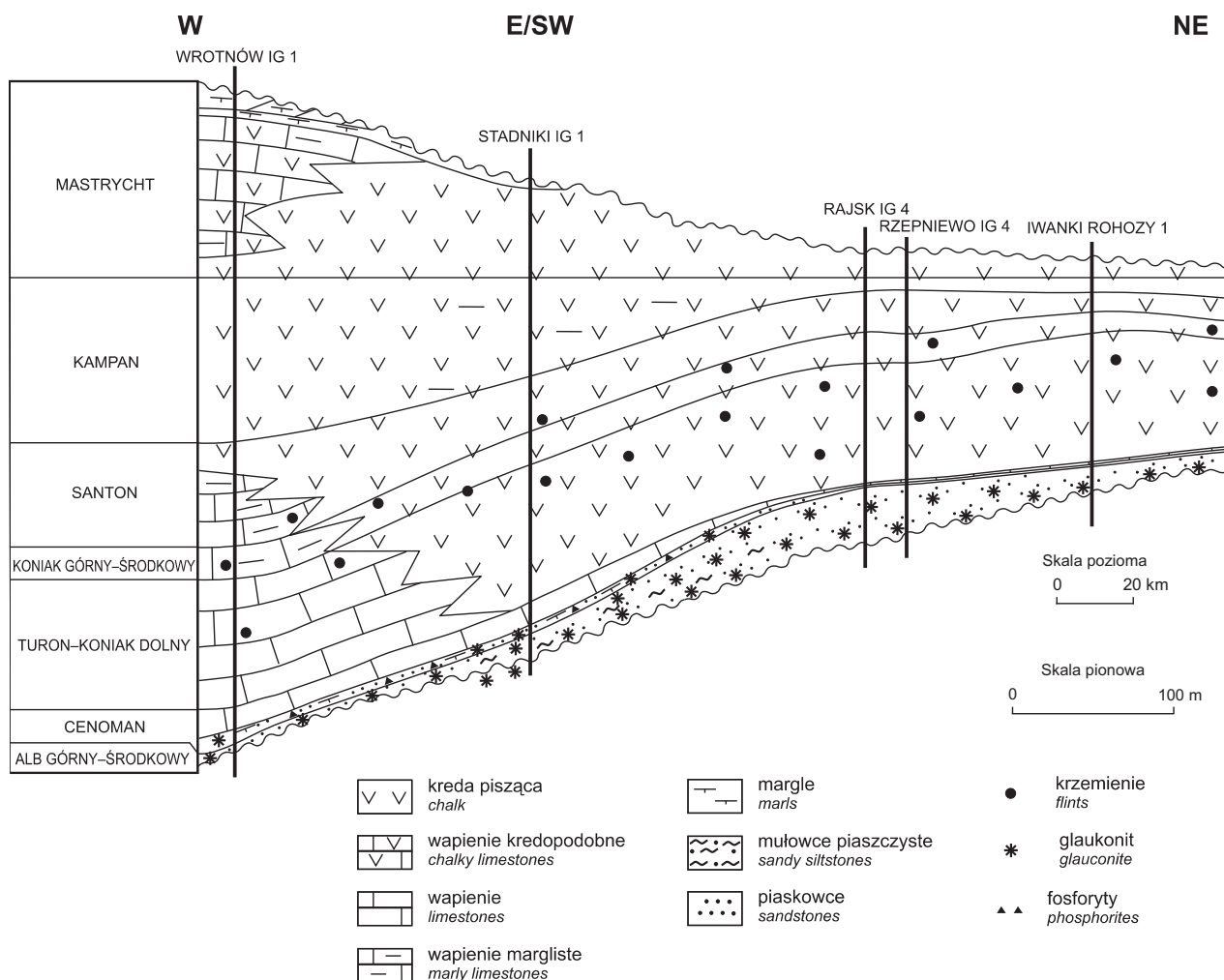


Fig. 19. Korelacja litofacjalna kredy na podstawie danych A. Krassowskiej (materiały niepublikowane)

Cretaceous lithofacies correlation based on data by A. Krassowska (unpublished materials)

Turon i koniak dolny reprezentuje (na podstawie próbek okruchowych) kreda piszcząca, średniej twardości, z licznymi czarnymi krzemieniami z białą korą. Facje białej kredy piszczącej kontynuują się wyżej w profilu. Kreda piszcząca kampanu jest prawdopodobnie bardziej marglista, a jej barwa staje się szarobiała. Z głębokości 250,0–256,0 m pobrano 1,5 m rdzenia wiertniczego, w którym opisano kredę piszcząca marglistą, białą, kruchą, z fragmentami belemnita *Belemnites* sp. Na głębokości 260,0–265,0 m obserwuje się nieco zwiększoną wartość na krzywej PG (fig. 2), prawdopodobnie odzwierciedlającą obecność margli. W ich spągu, na głębokości 265,0 m wzrost natężenia gamma jest bardzo wyraźny – być może świadczy to o obecności konkrecji fosforytowych (?twarde dno).

W najwyższej części profilu ?mastrychtu ponownie występują białe margle. Paleocen dolny, podobnie jak w otworze wiertniczym Wrotnów IG 1, najprawdopodobniej nie występuje na tym obszarze. Granica z wyżej leżącą serią zaliczoną do ?oligocenu–?miocenu ma charakter erozyjny.

Litologia profilu kredy interpretowana z pomiarów geofizyki wiertniczej, próbek okruchowych i nielicznego materiału rdzeniowego oraz w korelacji z profilami sąsiednich otworów wiertniczych, świadczy o raczej spokojnej sedimentacji morskiej w basenie epikontynentalnym, o małym i stosunkowo stabilnym tempie subsydencji. Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy górnej w otworach wiertniczych Stadniki IG 1, Wrotnów IG 1 i Tłuszcz IG 1

Tabela 9

Porównanie miąższości (w metrach) pięter kredy (oraz paleocenu dolnego) w otworach wiertniczych Stadniki IG 1, Wrotnów IG 1 i Tłuszcz IG 1

Thickness (in metres) of Cretaceous (and lower Paleocene) deposits in the Stadniki IG 1, Wrotnów IG 1 and Tłuszcz IG 1 boreholes

Stratygrafia	Nazwa otworu wiertniczego		
	Stadniki IG 1	Wrotnów IG 1	Tłuszcz IG 1
Paleocen dolny	–	–	8,6
Mastrycht	58,5	119,0	167,4
Kampan	62,0	109,0	139,8
Santon	35,0	68,0	89,2
Koniak górny–środkowy	20,0	21,0	17,0
Koniak dolny–turon	91,0	86,0	74,8
Cenoman	27,0	24,5	18,2
Alb górny	16,0 ¹	5,0 ¹	1,5
Alb środkowy–barrem			9,5
Hoteryw	–	–	35,5
Walanżyn górny	–	–	3,5
Kreda	309,5	432,5	566,4

¹ – tylko alb środkowy i górny

¹ – Middle and Upper Albian only

(tab. 9) wskazuje, że przybliżone miąższości w interwale alb–koniak są w nich zbliżone, chociaż największe w profilu otworu wiertniczego Stadniki IG 1. Miąższości santonu, kam-

panu i mastrychtu (którego profil jest jednak od góry zerodowany) są natomiast wyraźnie mniejsze w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 i rosną ku zachodowi.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

STRATYGRAFIA OSADÓW KREDY NA PODSTAWIE OTWORNIC

Badania mikropaleontologiczne przeprowadzono w dziesięciu próbkach. Trzy z nich reprezentowały fragment rdzeni, pozostałe były próbkami okruchowymi. We wszystkich próbkach stwierdzono wymieszanie otwornic różnego wieku. Charakter próbek powoduje, że są one zwykle „zanieczyszczone” młodszymi otwornicami, a otwornice są wymieszane. Podstawą datowania są najstarsze otwornice. Na figurze 20 przedstawiono ich występowanie w poszczególnych próbkach oraz wiek osadów, określony na podstawie analizy biostratygraficznej otwornic.

?Alb górny–cenoman

Osady, z których pochodzi próbka z głębokości 486,0 m, zostały uznane przez A. Krassowską (mat. arch.) za najstarsze skały górnokredowe w profilu Stadniki IG 1, co zostało także potwierdzone przez autorkę rozdziału. Na figurze 20 przedstawiono występowanie wszystkich gatunków otwornic oraz innych mikroskamieniałości, występujących w tej próbce.

Do gatunków określających cenomański wiek badanej próbki należą: *Gavellinella cenomanica* (Brotzen), przewodni takson dla tego piętra oraz *Orithostella formosa* (Brotzen), *Gavellinella lodziensis* Gawor-Biedowa, *G. baltica* Brotzen, *Lingulogavellinella globosa* (Brotzen) i *Marginulina jonesi* Reuss. Zasięg stratygraficzny wymienionych gatunków rozpoczyna się w osadach albu górnego, a kończy się w turonie dolnym (Gawor-Biedowa, 1984; Gawor-Biedowa, Witwicka, 1984).

Rewizja gatunków należących do rodzajów *Gavellinella* Brotzen, 1942, *Berthelina* Malapris, 1965 oraz *Lingulogavellinella* Malapris, 1965 (Revs, 2001) potwierdziła zasięgi stratygraficzne *Gavellinella lodziensis* Gawor-Biedowa i *G. baltica* Brotzen oraz udowodniła, że *G. cenomanica* (Brotzen) może już występować w osadach najwyższego albu. Dotyczy to także form znanych z osadów Niżu Polskiego.

Turon dolny

Na obecność osadów turonu niższego wskazuje zespół otwornic z *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova, występujący w próbce z głębokości 450,0 m. Gatunek ten zanotowano także w zespole otwornic występujących w próbce z głębokości 486,0 m.

Jego występowanie spowodowane zostało zanieczyszczeniem próbki leżącej niżej, związanym ze specyfiką próbek okruchowych.

W próbce z głębokości 450,0 m, przewodniemu dla niższego turonu gatunkowi *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova towarzyszy *Gavellinella berthelini* (Keller), znana z całego turonu oraz *Stensioeina praeexsculpta*, charakterystyczna dla turonu wyższego i koniak. Pozostałe znajdujące się w tej próbce gatunki (fig. 20) są różnego wieku, np. *Gavellinella postthelmani* Gawor-Biedowa występuje w osadach kampanu i mastrychtu obszaru lubelskiego (Gawor-Biedowa, 1992).

Turon górny

W próbce z głębokości 400,0 m znaleziono *Gavellinella moniliformis* (Reuss) przewodnią dla turonu wyższego. Takiemu wiekowi nie przeczą gatunki mu towarzyszące, a mianowicie bentosowe *G. vombensis* (Brotzen), *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny) oraz planktonowe *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. marginata* (Reuss) i *Marginulina bulloides* (Vögler).

Koniak–santon

Próbka z głębokości 340,0 m datuje najprawdopodobniej osady koniak. Na taki wiek wskazują stwierdzone w niej okazy *Gavellinella thalmanni* (Brotzen) łącznie ze *Stensioeina praeexsculpta* (Keller). Pierwszy z nich pojawia się bowiem na Niżu Polskim w najstarszych osadach koniak i zanika w santonie najniższym. Drugi gatunek jest charakterystyczny dla turonu wyższego i koniak (Gawor-Biedowa, Witwicka, 1984). Okazów gatunku *Stensioeina praeexsculpta* (Keller) nie zanotowano w próbkach powyżej głębokości 340,0 m. Towarzyszące wymienionym gatunkom *Stensioeina exculpta* (Reuss), *Pyramidina pseudospinulosa* (Brotzen) są także charakterystyczne dla zespołu otwornic koniak. W osadach koniak pojawiają się także *Cibicidoides eriksadalensis* (Brotzen) i *Gavellinella stelligera* (Marie). Ich obecność w osadach może potwierdzać, że badana próbka pochodzi z koniak.

Santon

Występowanie osadów santonu w badanym profilu może potwierdzać *Bolivinooides strigillatus* (Chapman), obecny w próbce z głębokości 315,0 m. Towarzyszące mu otwornice planktoniczne: *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg), *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Globotruncana rugosa* (Marie), *Heterochelix striata* (Ehrenberg) nie przeczą santonowskiemu wiekowi tej próbki, ponieważ znane są zarówno z niższych, jak i wyższych pięter kredy górnej. Otwornice bentosowe m.in. *Gavelinella vombensis* (Brotzen), *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *S. gracilis* Brotzen, *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen) także mogą potwierdzać santonowski wiek próbki. Pozostałe otwornice (fig. 20), znajdujące się w omawianej próbce, są młodsze stratygraficznie (specyfika próbek okrucowych) i zostały wyeliminowane z analizy biostratygraficznej.

W zespole gatunków opisywanej próbki zanotowano przedstawicieli *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) i *Stensioeina pomerana* Brotzen, które występując łącznie z *Bolivinooides strigillatus* (Chapman), charakteryzują na Niżu Polskim osady santonu górnego (Gawor-Biedowa, Witwicka, 1984). Osiągają one maksimum rozwoju w kampanie. Nie można jednak stwierdzić czy wskazują one na późnosantonowski wiek osadów badanej próbki, ponieważ nie można ustalić, czy znajdują się one w położeniu *in situ*.

Kampan

Próbki z głębokości 250,1; 250,8 oraz 251,50 m są próbkami rdzeniowymi. Wydawać by się mogło, że nie powinny być one zanieczyszczone. W każdej z nich – obok otwornic charakterystycznych dla kampanu – znaleziono jednak różnorodne otwornice z mastrychtu. Ostatecznie uznano, że wymienione wyżej próbki pochodzą z kampanu, ponieważ stwierdzono w nich *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny), zanikającą w najmłodszych osadach kampanu, obok pojawiających się w najstarszych kampańskich skałach *Cybicidoides involutus* (Reuss), *C. bembix* (Marsson), *C. voltzianus* (d'Orbigny), *Bolivinooides miliaris* Hiltermann et Koch, *Ceratocandris capia* Vassilenko, *Gavelinella petrusa* (Marsson), *Bolivinooides pustulatus* Reiss. Wymienione bentosowe gatunki o wapiennych skorupkach przechodzą do mastrychtu i giną z końcem okresu kredowego.

W badanych próbkach, podobnie jak w równowiekowych osadach obszaru lubelskiego, występują bentosowe otwornice zlepieńcowate jak: *Goesella rugosa* (Hanzlikova), *Tritaxia dubia* (Reuss), *Plectina ruthenica* (Reuss), *P. convergens* (Keller), *Arenobulimina sphaerica* Marie, *Ataxophragmium rimosum* (Marsson) oraz szereg innych. Wśród planktonu należy wymienić *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), jak rów-

nież znaną z kampanu i mastrychtu *Globotruncana rugosa* (Marie).

W omawianych osadach występują także gatunki opisane pierwszy raz z kampanu i mastrychtu obszaru lubelskiego (Gawor-Biedowa, 1992). Są to: *Telatynella telatynensis* Gawor-Biedowa, *T. clavata* Gawor-Biedowa, *Varsoviella pazdroae* Gawor-Biedowa, *Coryphostomella lublinensis* Gawor-Biedowa. Występują one również w próbkach pochodzących z osadów starszych (fig. 20).

Mastrycht

Mastrycht dolny

Próbki z głębokości 220,0 i 190,0 m zawierają wymieszane ze sobą otwornice ze skał mastrychtu dolnego i górnego. Znaleziona w pierwszej z wymienionych próbek *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) obecna jest również w próbkach zarówno poniżej, jak i powyżej głębokości 220,0 m. Taksonem przewodnim dla całego mastrychtu jest tu *Pseudovigenerina cristata* (Marsson), dla kampanu i mastrychtu – *Globorotalites emdyensis* Vassilenko, a dla mastrychtu górnego – *Anomalinoidea pinguis* (Jennings). Brak w zespole otwornic omawianej próbki *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny), zanikającego w najmłodszych osadach kampanu i obecność *Angulogavelinella gracilis* (Marsson), przewodniego dla mastrychtu dolnego oraz wykluczającego kampan – *Pseudovigenerina cristata* (Marsson), pozwala określić wiek osadów z głębokości 220,0 m jako dolny mastrycht. Inne gatunki z wyjątkiem *Bolivina gigantea* Wicher (fig. 20) nie przeczą wczesnomastrychckiemu wiekowi skał z głębokości 220,0 m.

Mastrycht górny

W próbce z głębokości 190,0 m stwierdzono występowanie przewodnich otwornic dla mastrychtu górnego: *Spiroplectammina suturalis* (Kalinin), *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), *Osangularia navarroana* (Suchman) oraz reprezentująca najmłodsze osady mastrychtu – *Bolivina gigantea* Wicher. Z gatunków nie notowanych w innych próbkach są tu, znany dotychczas z kampanu i mastrychtu dolnego Lubelszczyzny – *Eponides dorsoconvexus* Gawor-Biedowa oraz przewodnie dla mastrychtu: *Neoflabellina reticulata* (Reuss) i *Bolivinooides paleocenicus* Brotzen.

Pozostałe gatunki (fig. 20) mające szersze zasięgi występowania nie przeczą późnomastrychckiemu wiekowi osadów z głębokości 190,0 m.

We wszystkich badanych próbkach wraz z otwornicami zanotowano: małżoraczki, szczątki mszywiolów, włókna inoceramów, kolce jeżowców, igły gąbek, zęby ryb oraz koprolity (fig. 20).

Krzysztof LESZCZYŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN

Ponad utworami mastrychtu, na głębokości 74,5–187,5 m występuje 113-metrowej miąższości seria piasków zailonych z przewarstwieniami ilów w następujących interwałach: 98,5–100,0; 104,0–107,0; 123,0–127,0; 131,0–132,5; 140,0–145,0 i 180,5–184,0 m. Zaliczona ona została przez Wierzbowskiego (Dokumentacja..., 1973) do ?oligocenu–miocenu.

Krzysztof LESZCZYŃSKI

CZWARTORZĘD

Osady czwartorzędu w otworze wiertniczym Stadniki IG 1 mają miąższość 74,5 m. Są one reprezentowane przez piaski gruboziarniste ze żwirkiem, słabo obtoczone, silnie zaglinione, na których leży 21,5-metrowej miąższości seria szarobrunatnej gliny z piaskiem różnoziarnistym i otoczkami o średnicy 2 cm. Na powierzchni występują szarobrazowe, lekko zaglinione piaski drobnoziarniste.

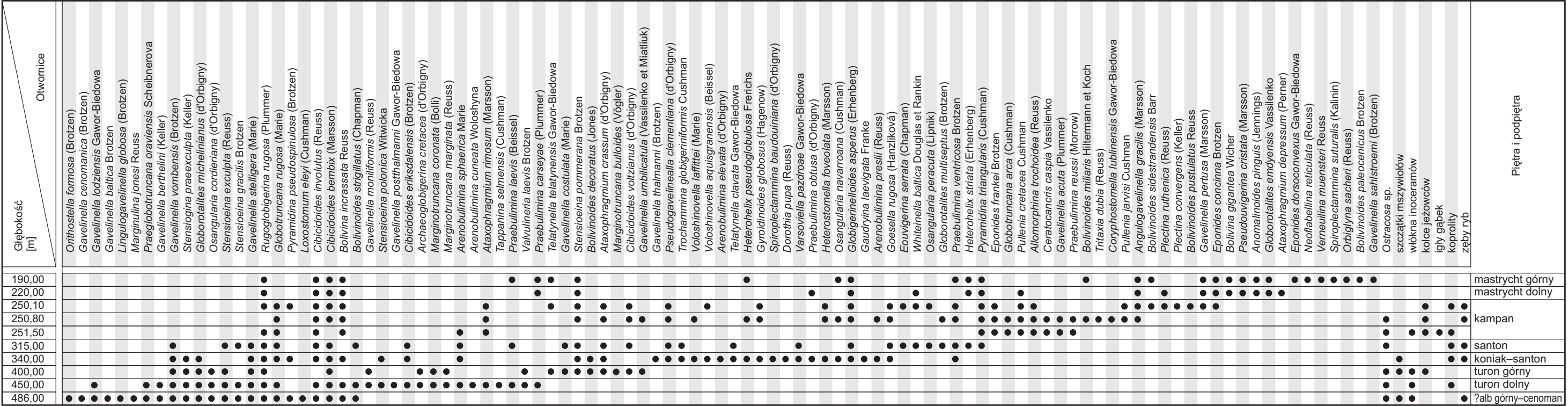


Fig. 20. Występowanie otwornic w kredzie w profilu Stadniki IG 1
Foraminifera distribution in the Cretaceous in the Stadniki IG 1 profile