

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH, GEOCHEMICZNYCH I PALEONTOLOGICZNYCH

SKAŁY FUNDAMENTU KRystalICZNEGO – PROTEROZOIK

Zbigniew CYMERMAN

WSTĘP

Skały prekambryjskiego podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej na pograniczu Mazowsza i Podlasia nawiercono w otworze Wrotnów IG 1 na głębokości 2026,1 m (1866,0 m p.p.m.). Wiercenie to zakończono w skałach krystalicznych na głębokości 2063,0 m (1901,8 m p.p.m.). Zachowany, archiwalny materiał wiertniczy, który był ostatnio badany strukturalnie przez Cymermana (2004) przechowywany jest w 36 skrzyniach w magazynie CAG w Piasecznie.

W otworze Wrotnów IG 1 nawiercono nierozdzielone gnejsy i migmatyty (Kubicki, Ryka, 1982). Skały krystaliczne z otworu Wrotnów IG 1 uznawano za należące do małego fragmentu dużej, położonej dalej na wschodzie jednostki metamorficznej, określanej jako strefa podlaska (Ryka, 1973a, b, 1982,

1984, Kubicki, Ryka, 1982). Ten owalny fragment tzw. strefy podlaskiej, podobnie jak położony bardziej na południu inny fragment tej jednostki (nawiercony w otworze Polaki 1), zlokalizowany jest we wschodniej części rozległego granitoidowego masywu mazowieckiego (*op. cit.*). Prawdopodobnie jednak skały otworu Wrotnów IG 1 mogą być uznane za fragment rozczłonkowanej tektonicznie sekwencji ofiolowej, będącej być może pozostałością po oceanie swekofeńskim, a wyznaczającego transpresyjną strefę szwu kolizyjnego na obrzeżu tzw. terranu polsko-łotewskiego (Cymerman, 2004). Dalej ku NE, już na terytorium Litwy terran ten określanej jest jako strefa wschodniolitewska (terran wschodniolitewski) (Skridlaite, Motuza, 2001).

Zbigniew CYMERMAN

LITOLOGIA

W otworze Wrotnów IG 1 opisano nierozdzielone gnejsy i migmatyty (Kubicki, Ryka, 1982), wśród których dominują szare i zielonoszare gnejsy hornblendowe, przeważnie drobnokrystaliczne. Lokalnie występują migmatyty, głównie typu diktionitowego (Kubicki, Ryka, 1982). Litologicznie skały z otworu Wrotnów IG 1 są bardzo zbliżone do zmetamorfizowanych skał zasadowych, opisanych z otworu Wyszków IG 1, gdzie głównie drobnokrystaliczne amfibolity „przeławiają” się z gnejsami amfibolowymi. Megaskopowo, podobnie jak i w obrazie mikroskopowym skały te są bardzo mało urozmaicone. Są to utwory ciemnopopielate i szarozielone, na ogół drobnokrystaliczne, o zmiennym stopniu wykształcenia laminacji, czasem różnoblastyczne, a lokalnie z laminami leu-

kokratycznymi, nadającymi skale charakter migmatytu. Jasne laminy zbudowane z kwarcu i skalenia przekładają się z ciemnymi laminami amfibolu, biotyty i minerałów nieprzezroczystych. Skały te mają bardzo podobną teksturę, strukturę i skład mineralny, a różnią się jedynie zmiennymi proporcjami minerałów skałotwórczych. Tekstura ich jest mniej lub bardziej kierunkowa, wyrażona przede wszystkim uporządkowanym przestrzennie ułożeniem amfiboli i biotyty. Struktura jest nematolepido-granoblastyczna, heteroblastyczna o dość dużym zróżnicowaniu wielkości poszczególnych blastów. Przeważnie blasty amfiboli są większe niż kwarcu czy biotyty. Lokalnie hornblenda i biotyt są poikiloblastycznie poprzerastane kwarcem.

Zbigniew CYMERMAN

BADANIA STRUKTURALNE

Szczegółowe badania strukturalne z uwzględnieniem elementów kinematyki całego zachowanego interwału rdzeni ze skał krystalicznych, z otworu Wrotnów IG 1 wykonał Cymerman (2004). W wyniku tych badań rozpoznano tam następujące elementy strukturalne: struktury planarne (foliacja metamorficzna S_M , uskoki, spękania), struktury liniowe (elongacyjna lineacja ziarna mineralnego L_M i rysy ślizgowe), struktury fałdowe oraz wskaźniki ścinania podatnego.

Foliacja metamorficzna S_M jest na ogół dobrze wykształcona i charakteryzuje się stałym upadem pod kątem rzędu 30–35° (m.in. głęb. 2026,5; 2027,5; 2028,7; 2034,5; 2035,4; 2038,0; 2039,0; 2041,0; 2041,7; 2043,1; 2051,0; 2056,3 m). Lineacja ziarna mineralnego L_M jest przeważnie trudna do rozpoznania i na ogół zorientowana równolegle lub prawie równolegle do kierunku upadu foliacji S_M (np. głęb. 2041,1; 2042,7 i 2043,1 m). Rzadko spotykane i o różnym stopniu wiarygod-

ności asymetryczne wskaźniki kinematyczne, prawie wyłącznie ograniczone do porfiroklastów plagioklazowych typu σ , wskazują na nasunięciowe do lewoskrętnie transpresyjnych przemieszczeń w warunkach podatnych (np. głęb. 2041,0; 2042,7; 2043,0 m). Niekiedy jednak podobne słabo asymetryczne porfiroklasty plagioklazowe typu σ , wskazują na normalne (zrzutowe) do transtensyjnych przemieszczenia tektoniczne w warunkach podatnych (głęb. 2026,7 m)

Lokalnie i bardzo rzadko pojawiają się bardzo nieregularne w formie struktury fałdowe, a wtedy skała była uznawana za migmatyt (Kubicki, Ryka, 1982). Fałdy są przeważnie otwarte i pochylone, a wyznaczone przez zafałdowania warstwek leukosomu (głęb. 2041,7 m). Te struktury fałdowe, choć nieregularne w formie, o jednak wybitnej asymetryczności wskazują na nasunięciowy reżim deformacji w czasie tzw. dzikiej migmatytyzacji, wyznaczonej rozwojem diktionitowych migmatytów (głęb. 2041,7; 2042,7 m).

Podatne strefy ścinania wśród zbadanych strukturalnie rdzeni z otworu Wrotnów IG 1 są trudne do rozpoznania. Wynika to głównie z faktu ich intensywnej rekryształizacji podczas postścięciowej, silnie heterogenicznej migmatytyzacji. Procesy te, o różnej intensywności, wyrażonej m.in. zmiennym rozwojem neosomów, przyczyniły się do trudności w odróżnianiu amfibolitów i gnejsów hornblendowych od migma-

tytów. Dlatego m.in. na mapie litologicznej (Kubicki, Ryka, 1982) prawie wszystkie otwory z regionu Mazowsza, w tym także skały zasadowe z otworu Wrotnów IG 1 znajdują się na obszarze określonym jako gnejsy nierozdzielone.

Obserwacje mikrostrukturalne z badania płytek cienkich z otworu Wrotnów IG 1 potwierdzają także znaczenie procesów dynamometamorfizmu w rozwoju amfibolitów laminowanych i gnejsów amfibolowych. Porfiroklasty kwarcu są na ogół dynamicznie odkształcone i smużycie wygaszają światło. Plagioklazowe ksenoblasty są często zdeformowane dynamicznie z powyginanymi prążkami bliźniaczymi i zbliżeniami mechanicznymi. W wyniku mylonityzacji plagioklasy uległy serycytyzacji. Biotyt jest produktem podobnego procesu ale w wyniku transformacji hornblendy zwyczajnej. Lokalnie blaszki biotyту charakteryzują się rozwojem asymetrycznych struktur typu „rybich ogonów”.

W rdzeniach z otworu Wrotnów IG 1 nie stwierdzono uskoków. Także spękania skalne są nieliczne. Na ogół nie stwierdzono więcej niż 2–3 spękania na 1 m badanego rdzenia. Przeważnie są to spękania o umiarkowanych lub stromych upadach, w większości konsekwentnych do foliacji S_M . Spękania te bardzo rzadko są zabliznione węglanowymi żyłkami chlorytowo-kalcytowymi lub kalcytowymi, o miąższości kilku milimetrów.

Zbigniew CYMERMAN

UWAGI GENETYCZNE I WNIOSKI

W nawierconym profilu podłoża krystalicznego w otworze Wrotnów IG 1 występuje bardzo monotony zespół amfibolitów i gnejsów amfibolowych. O pierwotnym sedymentacyjnym pochodzeniu tego zespołu skalnego miałyby świadczyć naprzemianległość lamin amfibolitów i gnejsów. Korelując jednak skały z otworu Wrotnów IG 1 z podobnymi litologicznie skałami zasadowymi z otworu Wyszków IG 1 można przyjąć, że w wyniku blastezy synkinematycznej powstały plagioklasy i hornblenda, a biotyt jest w części postkinematyczny. Na podstawie obecności plagioklazu o składzie 27–39% An i hornblendy zwyczajnej zakładano metamorfizm tych skał w warunkach nisko- lub średniociśnieniowych facji amfibolowej (Dokumentacja wynikowa..., 1973).

Zakładana geneza metasomatyczna z przeobrażeniami pierwotnych skał osadowych w gnejsy hornblendowe i amfibolity jest w pewnej sprzeczności z danymi strukturalnymi i mikrostrukturalnymi z obszaru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie rozpoznano bardzo zróżnicowane procesy ścinania podatnego (Cymerman, 2004). Procesy te doprowadziły do rozwoju heterogenicznych stref ścinania podatnego, wyrażonych m.in. w foliacji mylonitycznej, bardzo często opisywanej jako pierwotna, a zatem odziedziczona laminacja skał metamorficznych po osadowym protolocie. Wykazanie dominującej roli procesów dynamometamorfizmu w rozwoju skał krystalicznych zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej stoi w sprzeczności z zakładanym od dziesięcioleci modelem o przetopieniu i metasomatyzmie serii suprakrystalnych skał krystalicznych Polski północno-wschodniej (Kubicki, Ryka, 1982).

Lokalizacja otworu Wrotnów IG 1 oddalonego od najbliższych otworów (Łochów IG 1, IG 2 i Tuszcz IG 1) o ponad 30 km, w dodatku o umiarkowanym, a nie horyzontalnym, upadzie foliacji S_M , uniemożliwia jakąkolwiek korelację litologiczną czy litostratygraficzną. Jednak, fakty te nie przeszkodziły Ryce (Kubicki, Ryka, 1982) korelować skały z otworu Wrotnów IG 1 z jednostkami metamorficznymi strefy podlaskiej.

Z powodu braku danych geochemicznych dla skał z otworu Wrotnów IG 1, nie można jeszcze ustalić ani charakteru skał wyjściowych, ani też ich środowiska geotektonicznego. Badania takie wykonano dla skał metawulkanicznych Łomży, dla których, za pomocą geochemicznych diagramów dyskryminacyjnych, sugerowano środowisko łuku wulkanicznego obejmującego strefę subdukcji (Wiszniewska i in., 2004).

Z powodu braku wiarygodnych, nowych datowań radiometrycznych trudno jest ustalić dokładny czas deformacji skał krystalicznych z otworu Wrotnów IG 1. Nie wiadomo, czy ich deformacje były związane z orogenezą swekofeńską, gotyjską, czy może ze swekonorweską. Obecnie można zakładać umownie, że deformacje tych skał odbyły się w czasie orogenezy gotyjskiej. Bogdanova (2001, 2005) wprowadziła nowy termin tektoniczny – „orogeneza duńsko-polska”, który jest prawie synonimem orogenezy późnogotyjskiej. Oznaczenia cyrkonów z ortoamfibolitów Łomży, bez odziedziczonych jąder i przerostów metamorficznych, wykonane metodą SHRIMP, wynoszą 1802 ± 9 mln lat; dane te zinterpretowano jako czas zasadowej intruzji (Wiszniewska i in., 2004).

Granica prawdopodobnego paleoszwu kolizyjnego pomiędzy zakładanymi terranami, bałtyckim zlokalizowanym w północno-zachodniej części polskiej części platformy

wschodnioeuropejskiej a polsko-łotewskim położonym w południowo-wschodniej części tej platformy jest wyznaczony przede wszystkim wystąpieniem rozległych ciał metabazytów (Cymerman, 2004). Ciała te są prawdopodobnie rozczłonkowanymi tektonicznie fragmentami pierwotnej sekwencji ofiolitowej. Soczewowate w formie i rozległe obszary metabazyty występują od Białowieży, poprzez amfibolity Łomży, metagabra (gabroidy amfibolowe) Pisz, dodatkowo grawimetrycznej i magnetycznej anomalii orzyckiej i południkowej anomalii ciechanowskiej aż po okolice Wyszogrodu. Możliwy jest także inny przebieg tego szwu kolizyjnego. Szew ten skręcałby ku SW od okolic Łomży poprzez skały amfibolitowe okolic Wyszkowa i Tłuszcza, a także skały amfibolitowe z otworu Wrotnów IG 1, aż po okolice anomalii grawimetrycznej Magnuszewska–Głowaczowa. Wystąpienia skał metazasadowych (amfibolitów i granulitów maficznych) mogą być potencjalnymi, rozczłonkowanymi tektonicznie pozostałościami po pierwotnej sekwencji ofiolitowej oceanu paleoproterozoicznego (?svekofeńskiego). Skomplikowany obraz przebiegu wystąpień skał metazasadowych (reliktów prawdopodobnych ofiolitów) na Mazowszu i Polesiu wskazują pośrednio na akrecyjno-kompresyjny charakter przyrastania do siebie terranów z intensywnym rozwojem podatnych stref nasunięć dolnoskorupowych w warunkach transpresyjnych ze składową lewoskrętną i dominacją nasunięć ku SW.

Wyraźne, bardzo zróżnicowane anomalie magnetyczne i grawimetryczne na obszarze zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Wybraniec, 1999) prawdopodobnie wyrażają także trójwymiarowe formy podatnych łusek, lub ich wielozestawów. Struktury te powstały najprawdopodobniej podczas kolizji terranu bałtyckiego (Cymerman, 2004), określanego także jako terran zachodnioliteński (Bogdanova i in., 1996; Skridlaite, Motuza, 2001) czy też jako terran polsko-litewski (Bogdanova, 2005) z terranem polsko-łotewskim (Cymerman, 2004), inaczej definiowanym jako litewsko-białoruski (Bogdanova, 2005), czy wcześniej jako wschodnioliteński (Bogdanova i in., 1996; Skridlaite, Motuza, 2001). Silnie zróżnicowane przemieszczenia nasuwają 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 przekładanych 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 SW lub południowi, jak dla regionu Podlasia i Suwalszczyzny (Cymerman, 2004).

Elżbieta KRYSKIEWICZ

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH, CHEMICZNYCH

Szczegółowe badania litologiczne

Skały prekambryjskie podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w otworze Wrotnów IG 1 nawiercono na głębokości 2026,1–2063,0 m. Z przewierconego odcinka długości 36,9 m wydobyto rdzeń 33,8 m; odcinek 3,1 m wiercono był bezrdzeniowo.

Megaskopowo skały fundamentu krystalicznego wykazują małe zróżnicowanie. Są to popielatozielone, sporadycznie ciemnozielone, średnio- i drobnoblastyczne gnejsy, słabo ukierunkowane pod zmiennymi kątami od 10 do 80°. Rzadko obecne są drobnoblastyczne skupienia o składzie mineralnym amfibolitu i średnicy do 7 cm. Niekiedy gnejsy pocięte są żyłkami pegmatytowymi, miąższości do 0,4 m lub też cienkimi żyłkami złożonymi z kalcytu, skalenia i tlenków żelaza.

Do badań petrograficznych, geochemicznych i chemicznych pobrano 16 próbek skał, których spis wraz z rodzajami wykonanych badań zestawiono w tabeli 1.

Skały podłoża krystalicznego reprezentowane są głównie przez gnejsy amfibolowe. Udziały i rodzaje wyróżnionych typów skalnych przedstawiono w tabeli 2.

Tabela 1

Spis próbek i badań skał metamorficznych

List of samples and analytical studies of metamorphic rocks

Nr próbki	Głębokość [m]	Nazwa skały	Analiza
1	2027,6	gnejs amfibolowy	P
2	2028,4	gnejs amfibolowy	P
3	2030,5	gnejs amfibolowy	P, Ach
4	2031,4	pegmatoid	P, Ach
5	2033,4	gnejs amfibolowy	P
6	2035,3	gnejs amfibolowy	P
7	2036,9	gnejs amfibolowy	P, Ach
8	2037,7	gnejs amfibolowy	P
9	2039,3	gnejs amfibolowy	P
10	2041,3	gnejs amfibolowy przeobrażony hydrotermalnie	P
11	2047,3	gnejs amfibolowy	P, Ach
12	2053,4	gnejs amfibolowy przeobrażony hydrotermalnie	P
13	2054,1	gnejs amfibolowy	P
14	2056,5	gnejs amfibolowy przeobrażony hydrotermalnie	P
15	2060,7	gnejs amfibolowy	P
16	2063,0	gnejs amfibolowy	P

P – analiza petrograficzna / *petrographic analysis*

Ach – analiza chemiczna / *chemical analysis*

Wyniki badań mikroskopowych

Badania mikroskopowe wykazały, że tekstura tych skał jest ukierunkowana poprzez zgodne ułożenie minerałów barwnych: amfibolu i biotyту. Jedynie w nielicznych miejscach o większym nagromadzeniu minerałów salicznych kierunkowość skały zacier się. Struktura jest na ogół homeoblastyczna. Tylko w kilku próbkach skały wykazują strukturę heteroblastyczną, gdzie zróżnicowane są wielkości blastów a największe średnice osiąga amfibol. Często można zaobserwować skupienia minerałów ciemnych: amfibolu, pokinematycznego biotyту, epidotu i minerałów nieprzezroczystych oraz nagromadzenie minerałów jasnych: kwarcu i skalenia, co świadczy o strukturze glomeroblastycznej. Cechą charakterystyczną tych skał jest poikiloblastyczne przerastanie amfibolu i plagioklastu wrostkami kwarcu. Sporadycznie występuje struktura porfiropoikiloblastyczna, gdzie dużymi porfiroblastami są amfibole. Wykształcenie składników mineralnych decyduje o strukturze nemato-lepido-granoblastycznej. W niektórych płytkach cienkich widoczne są żyłki chloryto-kalcytowe.

Skład mineralny skał na podstawie analiz planimetrycznych został przedstawiony w tabeli 3. Głównymi składnikami tych skał są: skalenie, amfibol, kwarc, biotyt, podrzędnie występują: minerały nieprzezroczyste, apatyt, tytanit, oraz produkty wtórnych przeobrażeń.

Wyniki analiz planimetrycznych naniesiono na projekcję trójkątną Winklera (1967) w postaci parametrów kwarc–skalenie–minerały maficzne (fig. 4), z której wynika, że próbki grupują się w prawym sektorze pola gnejsów (fig. 4, pole III), tylko jedna próbka wyraźnie odbiega od poprzednich i znajduje się w polu skał kwarcowo-mikowych (fig. 4, pole II).

Kwarc jest ksenoblastyczny, wykształcony w blastach o przeciętnej średnicy 0,2 cm (fig. 5). Zwykle blasty tego minerału nie są dynamicznie odkształcone, niezbyt często smużycie wygaszają światło. Kwarc również występuje w postaci poikiloblastycznych wrostków w hornblendzie i plagioklastzie.

Głównym składnikiem gnejsów amfibolowych jest plagioklast o przeciętnej średnicy 0,3 cm (fig. 5). Jest on słabo zdeformowany dynamicznie, niekiedy prążki bliźniacze wyklinowują się. Często jest poikiloblastycznie poprzerastany kwarcem. Poza tym w postaci wrostków obecne są: apatyt, amfibol, biotyt. Plagioklast bywa zbliźniaczony pospolicie według prawa albitowego, peryklinowego, rzadziej esterskiego. Pomiarzy optyczne składu ujawniły, że zawartość cząsteczki anortytowej wynosi średnio 28,8%, przy niewielkich wahaniach 27,5–30,0% An (fig. 6). Plagioklast uległ wtórnym przeobrażeniom. Są to procesy mikroklinizacji, albityzacji, serycytyzacji i epidotyacji. Najbardziej rozwinęła się serycytyzacja w odmianie gnejsów przeobrażonych hydrotermalnie, gdzie występują całkowite pseudomorfozy serycytu po plagioklastzie. Obecność mikroklinu zaznacza się w nielicznych blastach o niespokojnym wygaszania światła. Sporadycznie można zaobserwować przerosty mikroantypertytowe w plagioklastzie.

Tabela 2

Skaly prekambryjskie
w otworze wiertniczym Wrotnów IG 1
Precambrian rocks
in the Wrotnów IG 1 borehole

Nazwa skały	Mięższość pozorna [m]	% objętościowy
Gnejs amfibolowy	26,6	78,6
Gnejs amfibolowy przeobrażony hydrotermalnie	5,7	16,8
Gnejs przeobrażony hipergenicznie	1,2	3,5
Pegmatoidy	0,4	1,1
Razem	33,9	100

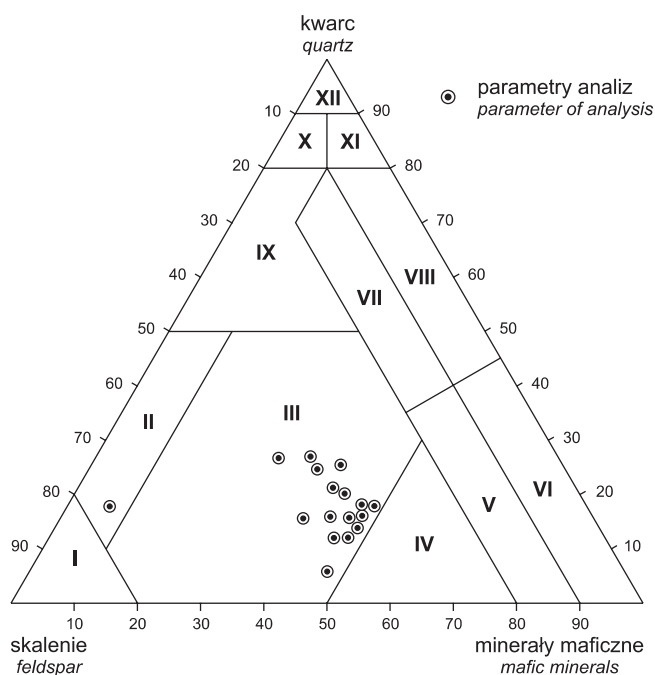


Fig. 4. Projekcja trójkątna kwarc–skalenie–minerały maficzne, według Winklera (1967) dla facji amfibolitowej z punktami projekcyjnymi analiz planimetrycznych gnejsów amfibolowych

Pola projekcyjne: II – felsy skaleniowo-kwarcowe, III – gnejsy

Classification projection
of metamorphic rocks (quartz–feldspar–mafic minerals)
in amphibolite facies after Winkler (1967)

Classification fields: II – feldspar-quartz fels, III – gneisses

Tabela 3

Skład mineralny skal z otworu wiertniczego Wrotnów IG 1
 Mineral composition of the rocks in the Wrotnów IG 1 borehole

Minerał	Głębokość [m]																Zakres	Śred- nia
	2027,6	2028,4	2030,5	2031,4	2033,4	2035,3	2036,9	2037,7	2039,3	2041,3	2047,3	2053,4	2054,1	2056,5	2060,7	2063,0		
Kwarc	15,0	12,6	17,3	15,6	17,3	26,5	15,5	20,6	19,8	11,3	27,1	11,5	24,2	15,6	25,0	15,1	1,3–27,1	18,1
Plagioklaz	43,2	30,9	32,4	65,2	29,8	40,4	38,2	36,0	37,0	34,2	35,7	37,0	31,4	32,0	22,6	39,4	22,6–65,2	36,6
Mikroklin	0,6	6,6	1,7	3,4	0,6	2,3	–	1,0	–	0,9	0,3	0,3	50,7	1,0	0,9	–	0,0–0,6	1,6
Mikroantypertyt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,0–0,8	<0,1
Biotyt	11,2	14,7	8,7	–	8,7	9,9	11,6	13,3	10,5	10,8	17,0	8,6	20,7	15,4	11,2	13,3	8,6–20,7	11,7
Hornblenda	26,5	34,6	38,5	6,8	38,5	19,6	34,6	27,8	31,0	36,5	16,7	35,5	16,1	31,6	25,7	30,4	6,8–38,5	28,2
Chloryt	–	–	–	0,5	–	0,1	–	–	–	0,7	0,2	1,4	–	0,2	3,1	–	0,0–3,1	0,4
Minerały nieprzezroczyste	0,5	–	–	1,5	–	0,2	–	–	–	–	–	–	0,2	0,2	0,4	0,2	0,0–1,5	0,2
Apatyt	<0,1	0,4	0,5	0,3	0,4	0,2	<0,1	0,4	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,1	0,7	0,1	0,3	<0,1–0,7	0,2
Cyrkon	–	–	<0,1	–	–	–	–	–	0,1	–	–	–	–	–	0,1	–	0,0–<0,1	<0,1
Tytanit	2,6	0,2	0,9	2,4	1,8	0,2	0,1	0,3	0,6	0,2	0,9	1,4	0,6	0,7	0,1	0,2	0,1–2,4	0,8

Hornblenda jest wykształcona ksenoblastycznie i osiąga przeciętnie średnicę 0,3 mm (fig. 5). Bardzo często jest poikloblastycznie poprzerastana drobnitkami blastami kwarcu, rzadziej apatytom. Zwykle gromadzi się w glomeroblastycznych skupieniach minerałów ciemnych. Hornblenda odznacza się pleochroizmem w odcieniach α – słomkowożółty, β – oliwkowożółty, γ – szmaragdowy. Jej cechy optyczne: kąt $z/\gamma = 16^\circ$ i kąt osi optycznych 62° wskazują na hornblendę zwyczajną. Czasami hornblenda uległa wtórnym przeobrażeniom w agregat mineralny złożony z biotytu, chlorytu, serycytu, epidotu i minerałów nieprzezroczystych. Na postawie wykształcenia tych minerałów można wnosić, że kolejność przeobrażeń amfibolu jest następująca: z hornblendy powstaje biotyt, następnie epidot i na końcu serycyt i chloryt. Często w hornblendzie widoczne są produkty procesu biotytyzacji, gdzie zwykle zgodnie z łupliwością hornblendy (100) biotyt zastępuje macierzysty składnik.

Biotyt jest wykształcony ksenoblastycznie; przeciętnie osiąga długość 0,3 mm (fig. 5); najczęściej występuje w postaci pakietów, rzadziej jako pojedyncze blaszki. Niektóre blasty są powyginane, pogięte, porozrywane ujawniając wpływ późnokinematycznych procesów. Mineral ten zawiera wrostki tytanitu, epidotu, minerałów nieprzezroczystych i kwarcu. Biotyt odznacza się pleochroizmem w odcieniach α – żółtawy, γ – brunatnooliwkowy. W nielicznych blaszkach biotytu słabo zaznaczył się proces chlorytyzacji, najczęściej w brzeżnych partiach. Czasami chloryt odznacza się subnormalnymi barwami interferencyjnymi.

Epidot wykształcony jest ksenoblastycznie, rzadziej posiada idioblastyczne kształty. Maksymalna średnica blastu epidotu dochodzi do 0,3 mm. Sporadycznie można zaobserwować pojedyncze blasty o budowie pasowej. Epidot znajduje się w glomeroblastycznych skupieniach minerałów maficznych składających się z hornblendy, biotytu, tytanitu, apatytu, minerałów nieprzezroczystych. Niekiedy w epidocie, który obrasta inne minerały jak na przykład apatyt i minerały nieprzezroczyste występują charakterystyczne wężykowate wrostki substancji nisko dwójłomnej. W niektórych epidotach we-

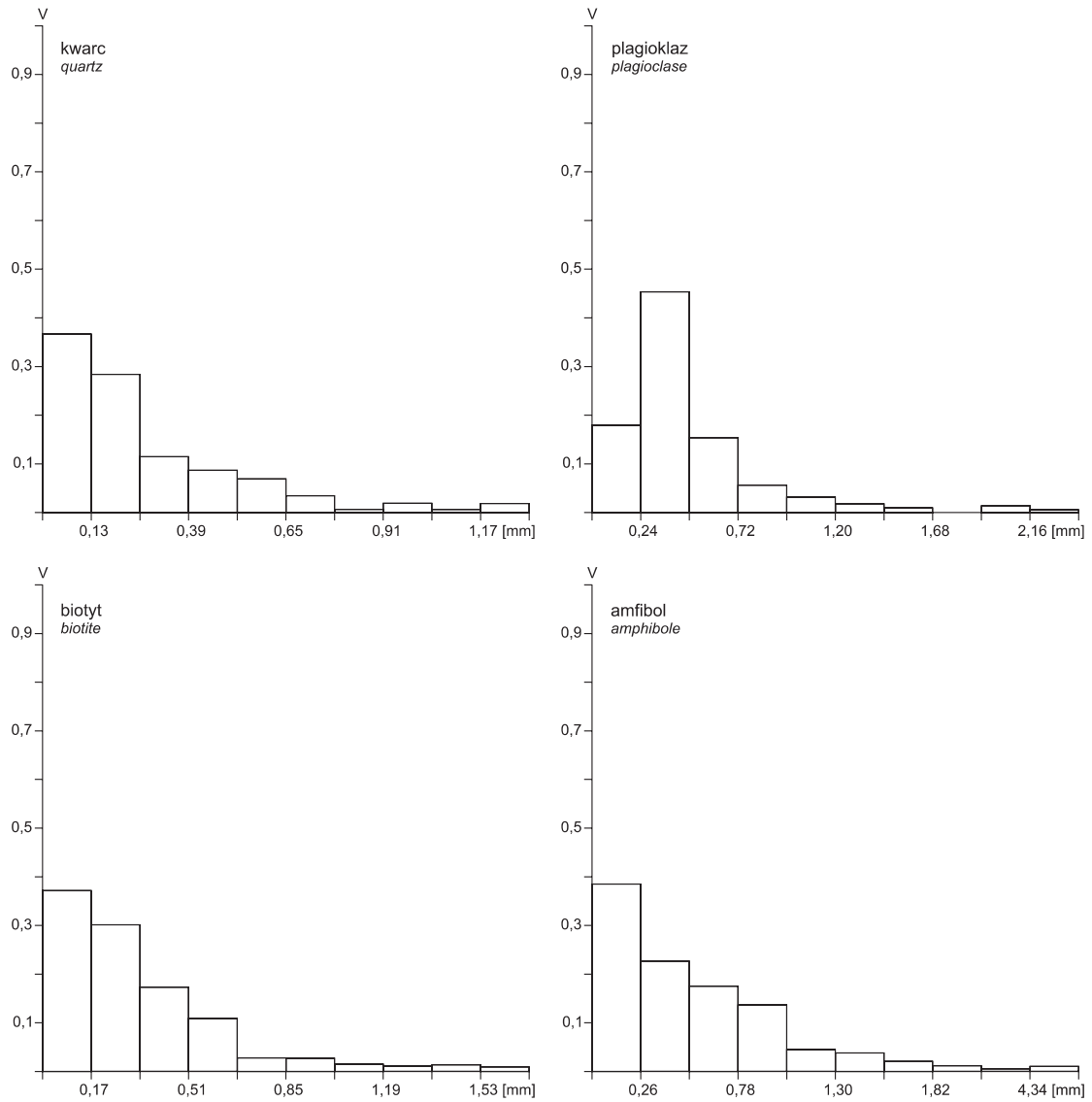


Fig. 5. Analiza uziarnienia kwarcu, plagioklazu, biotytu i hornblendy w gnejsach amfibolowych

Grain composition for quartz, plagioclase, hornblende in amphibolite gneisses

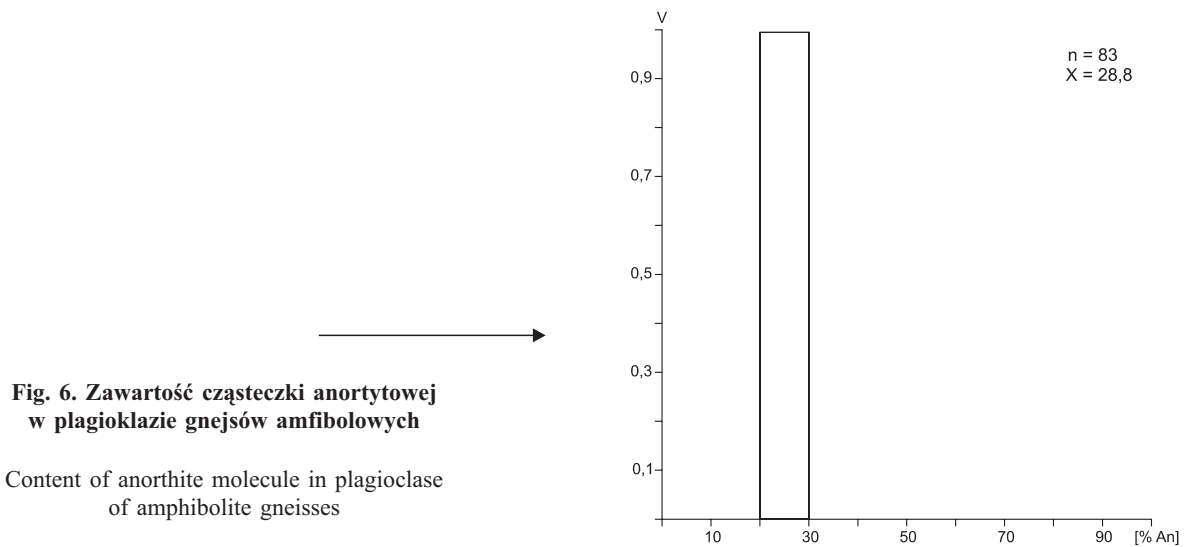


Fig. 6. Zawartość cząsteczki anortytowej w plagioklazu gnejsów amfibolowych

Content of anorthite molecule in plagioclase of amphibolite gneisses

wewnętrzne części blastu wypełnione są przez chloryt lub biotyt. Epidot zwykle jest niepleochroiczny tylko nieliczne blasty wykazują pleochroizm w odcieniach: α – bezbarwny, β – jasnoocytrynowy, γ – żółtoocytrynowy.

Apatyt wykształcony jest w postaci ksenoblastów o maksymalnej średnicy dochodzącej do 0,16 mm. Najczęściej stanowi wrostki w glomeroblastycznych skupieniach minerałów ciemnych.

Tytanit zwykle tworzy ksenoblastyczne wrostki o maksymalnej wielkości 0,24 mm w glomeroblastycznych skupieniach minerałów maficznych.

Minerały nieprzezroczyste towarzyszą skupieniom minerałów maficznych, tworzą wrostki. Ich maksymalna wielkość nie przekracza 1 mm.

Wyniki badań chemicznych

Do badań chemicznych wykonanych w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Katowicach wytypowane zostały cztery próbki gnejsów amfibolowych i pegmatoidu. Wyniki tych analiz przeliczono na stosunki molekularne i przedstawiono w tabeli 4, oraz na minerały normatywne sposobem Niggliego (1937) – tabela 5. Otrzymane wyniki w postaci parametrów QLM naniesiono na projekcję trójkątną według Niggliego (1937) (fig. 7). Położenie punktów na projekcji świadczy o zgodności chemicznej skał. Znajdują się one powyżej linii P–F w niewielkim oddaleniu od punktu P, co odpowiada skałom przesyconym krzemionką o przewadze składników leukokratycznych. Średnia wartość parametrów

Tabela 4

Wyniki analiz chemicznych w otworze wiertniczym Wrotnów IG 1

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

Składniki	Analizy							
	1		2		3		4	
	[% wag.]	[s.mol]	[% wag.]	[s.mol]	[% wag.]	[s.mol]	[% wag.]	[s.mol]
SiO ₂	55,33	921	58,64	976	56,41	939	59,30	987
TiO ₂	0,74	9	0,41	5	0,70	9	0,67	8
Al ₂ O ₃	17,25	169	20,85	204	17,70	173	16,75	164
Fe ₂ O ₃	2,75	17	2,86	18	2,68	17	2,56	16
FeO	5,29	74	2,43	34	5,00	70	4,57	64
MnO	0,12	2	0,07	1	0,13	2	0,10	1
MgO	4,24	105	1,91	47	4,29	106	3,77	93
CaO	6,82	122	6,19	110	6,82	122	5,04	90
Na ₂ O	3,04	49	3,88	63	3,00	48	2,97	48
K ₂ O	1,92	20	1,28	14	1,69	18	2,02	21
P ₂ O ₅	0,25	2	0,16	1	0,23	2	0,23	2
H ₂ O ⁺	0,72	40	0,55	30	–	–	0,47	26
H ₂ O [–]	0,09	5	0,13	7	0,15	8	0,11	6
CO ₂	0,22	5	0,20	4	0,50	11	0,17	4
S	0,05	1	0,04	1	0,03	1	0,03	1
Suma	98,83	–	99,60	–	99,33	–	99,76	–

Analizy: 1 – gnejs amfibolowy, głęb. 2030,5 m; 2 – pegmatoid, głęb. 2031,4 m; 3 – gnejs amfibolowy, głęb. 2036,9 m; 4 – gnejs amfibolowy, głęb. 2047,3 m

Analyses: 1 – amphibolite gneiss, depth 2030,5 m; 2 – pegmatoide, depth 2031.4 m; 3 – amphibolite gneiss, depth 2036.9 m; 4 – amphibolite gneiss, depth 2047.3 m

Tabela 5

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Niggliego (1937)

Results of chemical analyses after Niggli (1937) method

Minerały	Numery analiz			
	1	2	3	4
Q	39,6	44,5	41,0	44,8
Kp	6,8	4,7	6,1	7,2
Ne	16,8	21,3	16,2	16,5
Cal	17,1	17,4	17,7	13,7
Cs	1,0	–	–	–
Sp	–	4,1	0,3	2,6
Fa	5,1	1,5	4,7	6,7
Fo	9,0	2,5	8,8	4,2
Mt	2,9	3,0	2,9	2,7
Ru	0,5	0,3	0,5	0,5
Cp	0,6	0,3	0,6	0,6
Cc	0,6	0,4	1,2	0,5
Q	41,8	48,6	43,6	48,4
L	42,5	47,1	42,2	39,9
M	15,7	4,3	14,2	11,7
Ortoklaz	16,8	10,9	15,2	19,3
Albit	41,2	49,0	40,5	44,0
Anortyt	42,0	40,1	44,3	36,7

dla gnejsów amfibolowych wynosi Q = 44,7%, L = 44,9%, M = 13,8%. Próbkę nr 2 reprezentującą pegmatoid nieco różni się od gnejsów: Q = 48,6%, L = 47,1%, M = 4,3%. W tabeli 5 pokazano również procentową zawartość ortoklazu (or), albitu (ab) i anortytu (an). Wyniki te wskazują na małe zróżnicowanie składu chemicznego próbkę. Charakterystyczna jest równowaga drobiny ab: an przy niewielkiej ilości or (fig. 8).

Wyniki analiz chemicznych przeliczono metodą Bartha (1962) w postaci procentowej jonów i przedstawiono w tabeli 6. Gnejsy amfibolowe są nieznacznie zróżnicowane. Wyraźnie odbiega od nich próbka reprezentująca pegmatoid, w którym obniżona jest zawartość jonów Fe²⁺ (-2,3) i Mg (-2,0) w porównaniu ze średnimi wartościami w gnejsach amfibolowych. Zawartość jonów Ca jest podobna i mieści się w granicach 30,6–34,4% (fig. 9).

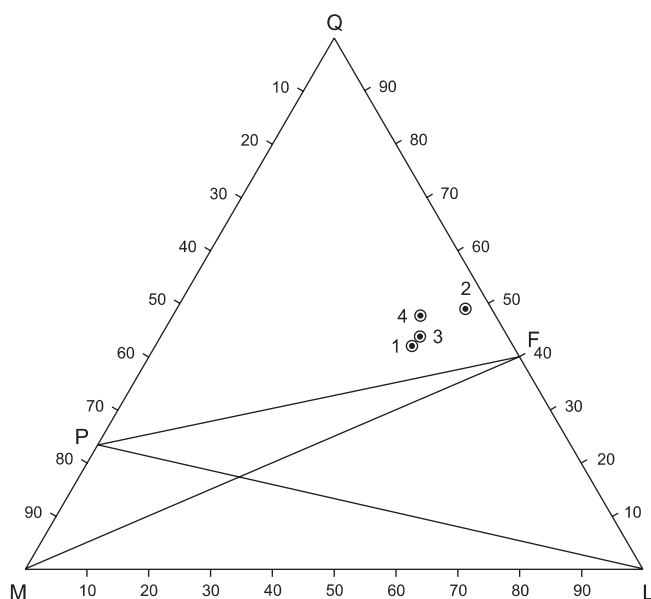


Fig. 7. Projekcja trójkątna Q–L–M sporządzona według Niggliego (1937) z parametrami analiz chemicznych

Numery zgodne z danymi w tabeli 4; objaśnienia parametrow Q = q+Ru, L = Kp+Ne+cal, M = Cs+fo+fa+fs+ns, P – punkt piroksenowy, F – punkt skalenieowy

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

Numbers refer to data from table 4; explanation for parameters Q = q+Ru (quartz, rutile), L = Kp+Ne+cal (kaliophilite, nepheline, calcium aluminate), M = Cs+fo+fa+fs+ns (calcium, orthosilicate, forsterite, fayalite, iron silicate, sodium silicate), P – pyroxene point, F – feldspar point

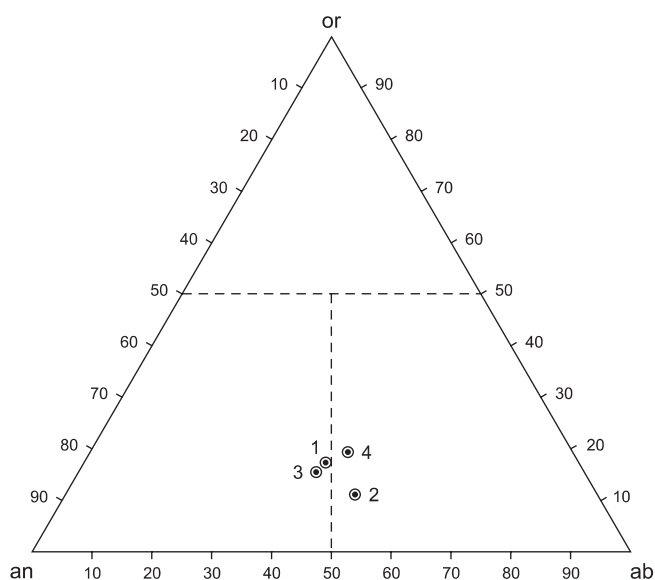


Fig. 8. Projekcja trójkątna or (ortoklaz)–ab (albit)–an (anortyt) sporządzona na podstawie przeliczeń wykonanych sposobem Niggliego (1937)

Triangular projection: or (ortoclase)–ab (albite)–an (anortite) after Niggli (1937) method

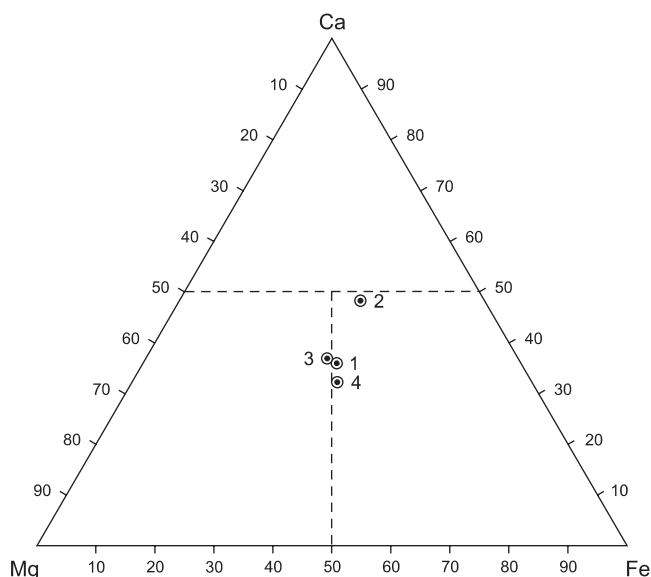


Fig. 9. Projekcja trójkątna Ca-Mg-Fe sporządzona na podstawie przeliczeń sposobem Bartha (1962)

Triangular projection: Ca-Mg-Fe
after Barth (1962) method

Tabela 6

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Bartha (1962)

Results of chemical analyses after Barth (1962) method

Jony	Numery analiz			
	1	2	3	4
Si	51,7	53,1	52,4	54,6
Ti	0,5	0,3	0,5	0,4
Al.	19,0	22,2	19,3	18,1
Fe ²⁺	1,9	2,0	1,9	1,8
Fe ³⁺	4,1	1,8	3,9	3,5
Mn	0,1	–	0,1	–
Mg	5,9	2,6	5,9	5,1
Ca	6,8	6,0	6,8	5,0
Na	5,5	6,9	5,4	5,3
K	2,2	1,5	2,0	2,3
P	0,2	0,1	0,2	0,2
C	0,3	0,2	0,6	0,2
Suma	98,2	96,7	99,0	96,5

Elżbieta KRYSTKIEWICZ

WNIOSKI PETROGENETYCZNE

Prekambryjskie skały z otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 reprezentują stosunkowo monotony zespół gnejsów amfibolowych ukierunkowanych pod kątem od 10 do 80°, przeważnie pod kątem 50°. Gnejsy hornblendowe poprzecinane są pegmatoidalnymi żyłami miąższości do 0,35 m. Miejscami widoczne są relikty laminacji zaznaczające się w naprzemianległym ułożeniu skupień minerałów zasobnych w plagioklaz, kwarc lub hornblendę i biotyt. Można stąd wnioskować, że pierwotnie gnejsy reprezentowały zespół wyraźnie warstwowych skał mułowcowych lub piaskowców poprzekładanych ilowcami.

Ubogi zespół mineralny gnejsów ukształtował się podczas blastezy synkinematycznej. Jest to pierwszy etap przeobrażeń metamorficznych związany z powstaniem hornblendy i plagioklazu o składzie 28% An. W środkowych częściach blastów hornblendy obserwuje się nagromadzenia wrostków kwarcu, który utrwalił pierwotny obraz rozmieszczenia tego składnika oraz jego formę, lokalnie tak licznych, że decyduje o strukturze sitowej.

Drugi etap przeobrażeń regionalnych polegał na granityzacji oraz zmianie tekstury i struktury skały. Granityzacja skały zaznaczyła się w niewielkim stopniu i utrwaliła się obecnością pojedynczych blastów mikroklinu oraz w albityzacji plagioklazu. Zjawiska granityzacji zachodziły podczas wyraźnych lecz stale wygasających ruchów kinematycznych, które spowodowały miejscami zanik tekstury kierunkowej na korzyść tekstury glomeroblastycznej. Zmiany te umożliwiły

metamorficzne zróżnicowanie się składników i ich blastemę. Wzrost blastów amfibolu wskazuje na stosunkowo spokojną blastemę i porządkowanie struktury minerału, bowiem zewnętrzne sektory minerału nie zbierają już wrostków kwarcu, który w tym samym czasie tworzył już własne porfiroblasty i skupienia glomeroblastyczne.

Typomorficznym minerałem tego etapu przeobrażeń jest pokinematycznie wykształcony biotyt, który w początkowej fazie przeobrażeń ułożony był zgodnie z ukierunkowaniem skał, a późniejsze fazy blastezy zdeterminowały nieregularne rozmieszczenie tego składnika, głównie w glomeroblastycznych skupieniach minerałów maficznych.

Przeobrażenia hydrotermalne polegały głównie na schlorityzowaniu biotytu i hornblendy, któremu towarzyszyła blasteza epidotu i tytanitu.

Na podstawie przeprowadzonych badań można przypuszczać, że przeobrażenia skał osadowych zachodziły w warunkach amfibolitowej grupy facjalnej pod wpływem ciśnienia charakterystycznych dla nisko, a co najwyżej średniociśnieniowej serii facjalnej (Zwart i in., 1967).

Przeobrażenia regionalne drugiego etapu przestrzeni metamorficznych przebiegały głównie w warunkach facji epidotowo-amfibolowej, charakterystycznej dla całego obszaru młodosekofeno-karelskich kompleksów.

Porównanie gnejsów amfibolowych z otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 ze skałami nawierconymi w otworze Okuniew IG 1 (Ryka, 1975), Wyszków IG 1 (Krystkiewicz,

1975, 2007) wskazuje na zbliżony typ przeobrażeń metamorficznych i przynależność do tej samej metamorficznej serii jadowskiej, wchodzącej w skład kompleksu kampskiego. Są to więc skały, które utworzyły się w czasie przeobrażeń svekofenokarelskich i należą do młodych struktur tego kompleksu (Ryka, 1973a, b). Najmłodsze przeobrażenia gnejsów polegały na przeobrażeniach hydrotermalnych spowodowanych penetracją żył pegmatytowych. W naj-

słabiej przeobrażonych skałach notuje się tylko serycytazację plagioklazę oraz nagromadzenia węglanów i chlorytu. Okres powstania skał przeobrażonych hydrotermalnie wiązał się prawdopodobnie z finalnym etapem powszechnej gotyjskiej konsolidacji krystaliniku (Ryka, 1975).

Przeobrażenia hipergeniczne związane są z etapem przemian skał po wynurzeniu kompleksów skalnych i ich peneplenizacją poprzedzającą osadzenie się pokrywy paleozoicznej.

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Wrotnów IG 1 strop osadów kambru według próbek rdzeniowych występuje na głębokości 1608,7 m, a spąg na głębokości 2026,0 m, a zatem ich miąższość wynosi 417,2 m. Wyniki pomiarów geofizycznych wskazały, że stropu sukcesji kambryjskiej zalega na głębokości 1605,5 m, a jej spągu na głębokości 2026,5 m, co odpowiada miąższości 421,0 m. Różnica 3,8 m w określeniu miąższości utworów kambru metodą pomiarów geofizycznych i miąższością wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych, wynika z przesunięcia ostatnich z wymienionych względem pomiarów geofizycznych.

Odpowiadający utworom kambru środkowego odcinek profilu Wrotnów IG 1 był w bardzo małym stopniu rdzeniowany. Bezrdzeniowo, ale z uzyskiem próbek okruchowych, przewiercono 89,8% odcinka profilu, odpowiadającego kambrowi środkowemu. Uzyskany rdzeń stanowił 10,2% całego wspomnianego odcinka profilu. W kambrze dolnym uzyskano nieco więcej rdzenia. Stanowił on 26,1% całej sukcesji dolnokambryjskiej.

Kambr dolny

Utwory kambru dolnego według próbek rdzeniowych osiągają miąższość 308,5 m i obejmują interwał głębokości 1717,5–2026,0 m. Według pomiarów geofizycznych jest to odcinek o głębokościach 1717,5–2026,5 m i miąższości 309,0 m.

W dostępnych do bezpośrednich badań, rdzeniowanych odcinkach profilu Wrotnów IG 1, zapis litologiczny jest względnie mało urozmaicony. Dominują w nim jasnoszare, rzadziej brunatne piaskowce drobnoziarniste, najczęściej masywne lub ze źle widocznym na bocznej powierzchni rdzenia przekątnym warstwowaniem dużej skali. W spągowej części profilu kambru dolnego pojawiają się przewarstwienia gruboziarnistych i różnoziarnistych piaskowców z dużymi ziarnami skalenia i kwarcu oraz cienka warstewka zlepieńca zbudowanego z klastów kwarcu i skalenia, spojonych spoiwem ilasto-żelazistym. W całym profilu kambru dolnego, zarówno w piaskowcach, jak i w mułowcach w dużych ilościach występują łyszczyki, głównie muskowit. Znacznie rzadziej spotykany jest glaukonit oraz drobne konkrety pirytu o nieregularnym kształcie.

Osady o najdrobniejszej frakcji uziarnienia, iłowce i mułowce mają niewielki udział w dolnokambryjskim spektrum litologicznym omawianego profilu. Są to najczęściej szarzielone lub szare mułowce. iłowce występują bardzo rzadko w spągowej części profilu. Zanotowano również obecność warstw mułowca fosforytowego o niewielkiej miąższości.

W odcinkach profilu, w których występują przewarstwienia iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe, licznie spotykane są skamieniałości śladowe: *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *P. isp.*, *Teichichnus rectus* Seilacher, *Bergaueria major* Palij, *B. isp.*, *Treptichnus bifurcus* Miller.

W całościwie ichnologicznie zhomogenizowanych, szarych piaskowcach drobnoziarnistych przewarstwiających się z mułowcami występują bardzo liczne skamieniałości śladowe: *Diplocraterion* isp., *Skolithos linearis* Haldemann, *Monocraterion* isp. i *Monocraterion tentaculatum* Torell. W odcinkach tych wskaźnik bioturbityzacji (BI) osiąga najwyższą wartość (6).

Na wykresie profilowania gamma w dolnokambryjskim odcinku profilu wyraźnie zaznacza się dwudzielność wykształcenia litologicznego. W górnej części profilu dominują mułowce z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych. W jego dolnej części większość stanowią piaskowce.

Osady kambru dolnego w otworze Wrotnów IG 1 nie mają dobrej dokumentacji biostratygraficznej. Występuje tu bardzo nieliczna i źle zachowana fauna trylobitów oraz ramienionogów. W stropowej części sukcesji dolnokambryjskiej trylobity *Ellipsocephalus* cf. *hoffi* (Schlotheim) i *Lukatiella* sp. wskazują na obecność poziomu *Protolenus* (Lendzion, 1978). W najniższym kambrze dolnym dość licznie występują pierścienice z rodzaju *Yanishevskyites* i organizmy z rodzaju *Platysolenites* o jeszcze nie ustalonej pozycji systematycznej. Mogą one należeć do pierścienic lub otwornic i wskazywać na obecność poziomu *Platysolenites* w ujęciu wspomnianej wyżej badaczki (Lendzion, 1972, 1978, 1983a, b) lub poziomu *Platysolenites antiquissimus* według Moczydłowskiej (1991). Nazwa poziomu biostratygraficznego została przez ostatnią z wymienionych rozszerzona o nazwę gatunkową najczęściej występującego w osadach kambru kratonu wschodnioeuropejskiego gatunku *Platysolenites antiquissimus*. Jest to zgod-

ne z wymogami dotyczącymi nazewnictwa poziomów biostratygraficznych (Alexandrowicz i in., 1975; Narkiewicz, Racki, 2006). Dwa nadległe, nierozdzielone poziomy *Holmia* i *Protolenus* w ujęciu Lenzion (1978), odpowiadają odpowiednio poziomowi zespołu *Holmia kjerulfi* i *Protolenus* w ujęciu Moczydłowskiej (1991) (por. fig. 10). Wynika to z korelacji zasięgów stratygraficznych zespołów akritarchowych występujących w ostatnich z wymienionych poziomów trylobitowych z zasięgami fauny trylobitowej z ich odpowiedników w południowej Skandynawii (Moczydłowska, Vidal, 1986; Moczydłowska, 1991).

Wspomniane wyżej osady reprezentują w górnej części profilu nierozdzielone formacje radzyńską + kaplonoską, a w jego dolnej części formację mazowiecką (Lenzion, 1983a, b; Moczydłowska, 1991; Paczeńska, 2001).

Kambr środkowy

Utwory kambru środkowego według próbek rdzeniowych obejmują interwał na głębokości od 1608,7 do 1717,5 m, osiągając miąższość 108,8 m. Według pomiarów geofizycznych jest to odcinek o głębokościach 1605,5–1717,5 m i miąższości 112,0 m. Nad utworami kambru środkowego zalegają transgresywne osady tremadoku.

Osady kambru środkowego w rdzeniowanych odcinkach profilu są głównie reprezentowane przez jasnoszare i brunatne piaskowce drobnoziarniste z brunatno-czerwonymi plamkami związków żelaza, sporadycznie przewarstwiające się z bru-

natnym, wiśniowym i zielonym iłowcem. Warstwy iłowca mają niewielką miąższość, na ogół nie przekraczającą kilku centymetrów. Piaskowce drobnoziarniste są bardzo słabo zwięzłe i rozsypują się na frakcje piaszczystą. Zły stan zachowania próbek rdzeniowych oraz niski stopień rdzeniowania w dużym stopniu zatężyły pierwotne spektrum ichnologiczne i sedimentologiczne. Aktualnie w dostępnej do bezpośrednich badań i obserwacji, rdzeniowanej części sukcesji środkowokambryjskiej nie stwierdzono występowania skamieniałości śladowych, jak również nie zarejestrowano struktur sedimentacyjnych.

Osady kambru środkowego w otworze Wrotnów IG 1 nie posiadają dokumentacji biostratygraficznej. Korelacja z najbliższymi zlokalizowanymi otworami Tłuszcz IG 1, Łochów IG 1 i Łochów IG 2 (Lenzion, 1974, 1978) może wskazywać na prawdopodobną obecność najniższego poziomu biostratygraficznego kambru środkowego *Acadadoparadoxides oelandicus* w omawianym profilu. We wszystkich trzech wymienionych otworach, pod utworami ordowiku występują identycznie, litologicznie wykształcone jak w profilu Wrotnów IG 1, charakterystycznie brunatno zabarwione związkami żelaza piaskowce drobnoziarniste z fauną trylobitów, między innymi z *Ellipsocephalus polytomus* Linnarsson, *Strenuella (Comluella) samsonowitzi* Orłowski. Świadczy ona o obecności poziomu *Acadadoparadoxides oelandicus* (Lenzion, 1974, 1978, 1983a, b). Piaskowcowo-iłowcowe osady kambru środkowego reprezentują formację kostrzyńską (Lenzion, 1983a, b).

Chronostratygrafia			Biostratygrafia		
eratem	system	oddział	Poziomy faunistyczne (wg 1 – Lenzion, 1983a, b; 2 – Moczydłowskiej, 1991, 3 – Paczeńskiej, 1996, 2001)	Poziomy akritarchowe (wg Moczydłowskiej, 1991)	
P A L E O Z O I K	K A M B R	kambr dolny	<i>Protolenus</i> ^{1, 2}	<i>Volkovia dentifera</i> – <i>Liepaina plana</i>	
			<i>Holmia</i> ¹	zespół <i>Holmia kjerulfi</i> ²	<i>Heliosphaeridium dissimilare</i> – <i>Skiagia ciliosa</i>
			<i>Mobergella</i> ¹	ekwiwalent poziomu <i>Schmidtellus mickwitzi</i> ²	<i>Skiagia ornata</i> – <i>Fimbriaglomerella membranacea</i>
				<i>Platysolenites antiquissimus</i> ^{2, 3}	<i>Asteridium tornatum</i> – <i>Comasphaeridium velvetum</i>

Fig. 10. Wydzielenia stratygraficzne w kambrze dolnym

Stratigraphical divisions in the Lower Cambrian

Nowy, chronostratygraficzny podział systemu kambryjskiego

Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna (2008) ratyfikowała nowy podział chronostratygraficzny systemu kambryjskiego. Wyróżnione w nim cztery oddziały i dziesięć pięter nie odpowiadają tradycyjnemu podziałowi kambru (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006). Ich wydzielenie jest oparte na innej faunie trylobitowej. Nowe oddziały kambru poza najniższym, który od francuskiej nazwy Nowej Fundlandii otrzymał nazwę terenew oraz najwyższym oddziałem – furongiem, nie zostały jeszcze nazwane (stan na sierpień 2008 r.). W systemie kambryjskim wyróżniono dziesięć pięter, z których podobnie jak w przypadku od-

działów większość jest jeszcze nie nazwana. Nazwę uzyskało jedynie najniższe piętro fortun oraz trzy z wyższych pięter drum, gużang i paib (stan na sierpień 2008 r.). Nazwa fortun pochodzi od przylądka Fortune Head w południowo-wschodniej Nowej Fundlandii, na którym został ustanowiony globalny profil stratotypowy i punkt GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) granicy ediakaru i kambru. Stratotypy gużangu i paibu znajdują się w prowincji Hunan w Chinach. Stratotyp drumu jest zlokalizowany w Stanach Zjednoczonych w górach Drum w stanie Utah. Korelację tradycyjnie wydzielanych oddziałów kambru na Baltice z nowo wydzielonymi w skali globalnej oddziałami kambru przedstawiono na [figurze 11](#).

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

Fig. 11. Korelacja tradycyjnych i aktualnie proponowanych chronostratygraficznych wydzielen systemu kambryjskiego

Correlation of the traditional and actually proposed chronostratigraphical divisions of the Cambrian system

Jolanta PACZEŚNA

FACJALNE WYKSZTAŁCENIE OSADÓW KAMBRU DOLNEGO

Wstęp

Otwór Wrotnów IG 1 zlokalizowano w kambrze w zachodniej części podlaskiej strefy lubelsko-podlaskiego basenu sedimentacyjnego. Dolnokambryjska sukcesja osadowa zalega tutaj na paleoproterozoicznym podłożu krystalicznym (np. Ryka, 1984; Bogdanova i in., 1997). Ku górze przechodzi ona w sukcesję środkowokambryjskich silikoklastyków, na których z erozyjną niezgodnością zalegają transgresywne osady tremadoku.

Kambryjski basen zachodniej części obniżenia podlaskiego należał do systemu późnoneoproterozoiczno-wczesnopaleozoicznych basenów sedimentacyjnych, rozciągających się wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki. W późnym neoproterozoiku był to aktywny ryft, który stopniowo przechodził w kambryjsko-ordowicki poryftowy basen pasywnego brzegu (Poprawa, Paczeńska, 2002; Paczeńska, Poprawa, 2005). Osady kambru dolnego i środkowego w profilu Wrotnów IG 1 reprezentują poryftową fazę ewolucji basenu lubelsko-podlaskiego. Synryftowe osady późnego ediakaru nie zostały stwierdzone w zachodniej części wspomnianego basenu (Lendzion, 1983a, b; Paczeńska, 2006).

Odcinek profilu Wrotnów IG 1 w kambrze dolnym reprezentują kolejno od dołu osady formacji mazowieckiej oraz nierozdzielonych formacji kaplonoskiej i radzyńskiej. Osady kambru środkowego reprezentuje formacja kostrzyńska (Lendzion, 1983a, b; Moczyłowska, 1991; Paczeńska, 2001; 2006).

Metodyka badań

Otwór wiertniczy Wrotnów IG 1 charakteryzuje się bardzo niskim uzyskiem próbek rdzeniowych w środkowokambryjskiej części profilu, stanowiącym 10,2%. Rdzenie z kambru środkowego uległy rozsypaniu na frakcję piaszczystą. Uniemożliwiło to przeprowadzenie we wspomnianym odcinku profilu Wrotnów IG 1 profilowań sedimentologiczno-ichnofacjalnych.

Odcinek reprezentujący dolnokambryjską część profilu był rdzeniowany tylko w 26,1%, co znacznie utrudniło przeprowadzenie analizy facjalnej. W dostępnych do bezpośrednich badań, rdzeniowanych odcinkach profilu wyróżniono i opisano facje oraz asocjacje facjalne. Bardzo niski stopień rdzeniowania dolnokambryjskiego odcinka profilu Wrotnów IG 1 spowodował, że dokonano również porównań wykształcenia facjalnego odpowiadających sobie odcinków między profilami Wrotnów IG 1, Wyszków IG 1, Tuszczy IG 1, Łochów IG 1 i Łochów IG 2.

W tekście niniejszego rozdziału przedstawiono opis facji (tab. 7) i asocjacji facjalnych oraz interpretację ich środowiska depozycji. Ze względu na bardzo niski stopień rdzeniowania otworu wyniki interpretacji rodzaju środowiska sedimentacji oraz ustalenia zasięgów poszczególnych środowisk w

profilu kambru dolnego w otworze Wrotnów IG 1 mają charakter przypuszczalny.

Do skrótowych oznaczeń części facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano standardowe kody litofacjalne Mialla (1977, 2000) oraz wprowadzono nowe symbole, oddające swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału (tab. 7). W określaniu i opisie genezy struktur przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

Systemy depozycyjne

W silikoklastycznej sekwencji kambru dolnego wyróżniono nadsystem płytkiego, otwartego zbiornika morskiego, wyznaczając w nim trzy systemy depozycyjne: plaży, przybrzeża i odrzeża. Zasięgi wymienionych systemów depozycyjnych określone według MacEacherna i Pemberton (1992), wskazują, że:

- plaża rozciąga się między średnią niską a średnią wysoką wodą;
- przybrzeże rozciąga się między średnią niską wodą a minimalną, normalną podstawą falowania;
- odrzeże obejmuje strefę rozciągającą się między minimalną, normalną podstawą falowania a maksymalną, sztormową podstawą falowania.

Plaża

Asocjacja facjalna plaży zewnętrznej (PZ)

Opis. W skład asocjacji facjalnej plaży zewnętrznej wchodzi następujące facje Sc, Sfp, Sfc, Sm(B), Sm(A). Wymieniony zestaw facji charakteryzuje kopalne i współczesne osady plażowe (Frey, Howard, 1988). Obok małokątowego warstwowania przekątnego, pojawiają się również interwały z masywnymi piaskowcami facji Sm(B). W spągowych częściach profilu występuje facja Mm. Skamieniałości śladowe mają względnie niską frekwencję występowania. Jedynie nieliczne kanały *Planolites montanus* Richter oraz bardziej liczne domichnia filtratorów *Diplocraterion paralellum* Torell, *Skolithos linearis* Haldemann i *Monocraterion tentaculatum* Torell są reprezentowane w cienkich warstewkach mułowca przewarstwianego się z drobnoziarnistym piaskowcem. Interwały profilu odpowiadające środowiskom zewnętrznej plaży występują w jego spągowych częściach.

Interpretacja środowiska sedimentacji. Wysoka energia środowiska przesądziła o niskiej frekwencji skamieniałości śladowych. Środowiska plaży zewnętrznej mogły zamieszkiwać organizmy wykazujące się wyjątkową adaptacją do zmieniających się często warunków środowiskowych. Najczęściej są to filtratory z zawiesiny, żyjące w pionowych, stabilnych jamkach. Nieliczne fodinichnia osadożerców występujące w mułowcach, które osadziły się najprawdopodobniej w efemerycznych rozlewiskach lub pływaczach na obszarze plaży zewnętrznej.

Tabela 7

Zestawienie facji wyróżnionych w utworach kambru dolnego i środkowego

Listing of facies distinguished in the Lower and Middle Cambrian deposits

Facje (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedymentacyjne, wskaźnik bioturbizacji	Skamieniałości śladowe
Sc	Piaskowce gruboziarniste, masywne, z bardzo licznymi ziarnami różowego skalenia	Brak
Sfc	Piaskowce różnoziarniste, brunatne, z klastami zielonego i wiśniowego iłowca oraz mułowca fosforytowego	Brak
Sfx	Piaskowce drobnoziarniste, warstwowane przekątnie w dużej skali o nierozpoznawalnym w rdzeniu rodzaju warstwowania, zawierające liczne ziarna różowych skaleni	<i>Diplocraterion parallellum</i> <i>Skolithos linearis</i> <i>Monocraterion tentaculatum</i>
Sfl	Piaskowce drobnoziarniste z małąkątowym warstwowaniem przekątnym dużej skali, z licznymi ziarnami skaleni i klastami wiśniowego iłowca	Brak
Sfr	Piaskowce drobnoziarniste z przekątną laminacją riplemarkową; nieliczny muskowitz i glaukonit; liczne klasty szarozielonego iłowca	Brak
Sm(A)	Piaskowce drobnoziarniste masywne, przewarstwiewające się z cienkimi warstewkami mułowca i iłowca; całkowicie zhomogenizowane ichnologicznie, liczny glaukonit	<i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i> <i>Teichichnus rectus</i> <i>Teichichnus</i> isp. <i>Bergaueria</i> isp. <i>Palaeophycus</i> isp. <i>Treptichnus bifurcus</i> <i>Diplocraterion parallellum</i> <i>Skolithos linearis</i> <i>Monocraterion tentaculatum</i>
Sm(B)	Piaskowce drobnoziarniste masywne, liczne drobne konkracje pirytu, glaukonit i muskowitz	<i>Diplocraterion parallellum</i> <i>Skolithos linearis</i> <i>Monocraterion tentaculatum</i>
Sm	Piaskowce drobnoziarniste masywne z licznymi ziarnami skaleni i glaukonitu	Brak
Mm	Mułowce ciemnoszare, szarozielone, pstre lub wiśniowe, masywne, z licznymi łuszczkami i nieregularnymi przewarstwieniami drobnoziarnistego piaskowca	<i>Monocraterion</i> isp. <i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i>
Cm	Iłowce ciemnoszare z licznymi przewarstwieniami gruboziarnistego piaskowca o maksymalnej miąższości 20,0 cm	Brak

Przybrzeże

Asocjacja facjalna górnego przybrzeża (PG)

Opis. W skład asocjacji facjalnej PG wchodzi następujące facje: Sfp, Sfx, Sfc. Facje o drobniejszej frakcji występują mniej często i reprezentują je facje Mm. Frekwencja skamieniałości śladowych nie jest wysoka. Są to głównie domichnia filtratorów *Monocraterion* isp. W rzadkich, cienkich wkładkach mułowcowych facji Mm występują kanały osadożerców *Planolites montanus* Richter i *Planolites beverleyensis* (Billings).

Interpretacja środowiska sedymentacji. Górne przybrzeże (*shoreface*) obejmuje obszar otwartego wybrzeża, rozciągającego się od linii wyznaczającej zasięg najniższej wody do minimalnej podstawy falowania przy spokojnej, nie sztormowej pogodzie. Strefę górnego przybrzeża cechuje duża mobilność osadów w wyniku przemieszczania się megariplemarków. Proces ten uniemożliwił zasiedlenie piaszczystych osadów przez zamieszkujące pionowe jamki filtratory. Innym czynnikiem w znacznym stopniu stymulującym niską frekwencję skamieniałości śladowych była mała zawartość substancji organicznej w pozostających w tym środowisku w

przewadze osadach piaszczystych. Powodowała ona zubożenie zasobów pokarmowych, skutkując skuteczną eliminacją osadożerców, bytujących wewnątrz osadu w poziomych kanałach żerowiskowych (Paczeńska, 1996).

Odrzeże

Asocjacja facjalna górnego odrzeża (GO)

Opis. Cechą typową dla asocjacji facjalnej górnego odrzeża jest dominacja facji bardzo drobnoziarnistych Mm oraz mniej częste występowanie facji Cm. Względnie często występują facje Sm, Sm(B) i Sm(A) oraz Sr. Charakterystyczną cechą asocjacji facjalnej GO jest występowanie urozmaiconego ichnotaksonomicznie i etologicznie zespołu skamieniałości śladowych. Dominują tutaj jamki żerowisko-mieszkalne, znacznie mniej częste są jamki mieszkalne – domichnia.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Wśród skamieniałości śladowych większość stanowią fodinichnia osadożerców, do których należą przede wszystkim *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites beverleyensis* (Billings), *P. montanus* Richter i *Treptichnus bifurcus* Miller. Wspomniane wcześniej skamieniałości śladowe pojawiają się głównie w interwałach profilu, w których występują przewarstwiewające się piaskowce drobnoziarniste z mułowcami i rzadziej z iłowcami. Ich występowanie wskazuje na powolną sedymentację mułu z zawiesiny, sprzyjającą dużej koncentracji

substancji odżywczych w osadzie i jego wystarczające natlenienie (Fillion, Pickerill, 1990; Zonneveld i in., 2001). Przewaga fodinichnia osadożerców w niskoenergetycznych środowiskach górnego odrzeża potwierdza pogląd, iż zwiększona zawartość zasobów pokarmowych w osadzie przy jednoczesnym dobrym natlenieniu zbiornika, powodowała wzrost aktywności osadożerców (Beynon, Pemberton, 1992).

Frekwencja jamek mieszkalnych filtratorów jest w środowisku górnego odrzeża znacznie mniejsza. Wśród domichnia występują jamki *Skolithos linearis* Haldemann, *Palaeophycus* isp. oraz *Monocraterion* isp. Rzadkość występowania jamek mieszkalnych filtratorów w środowiskach odrzeża w stosunku do stref przybrzeża wskazuje na pogłębienie się środowiska sedymentacji i znacznie niższą ich energię.

Środowisko górnego odrzeża występuje w stropowej części sukcesji dolnokambryjskiej. Pionowa sukcesja środowisk w dolnokambryjskim profilu Wrotnów IG 1 od plaży zewnętrznej po środowiska górnego odrzeża reprezentuje zapis stopniowego pogłębienia się środowisk sedymentacji w wyniku postępującej transgresji morza. W jej wyniku powstały transgresywnie powierzchnie erozyjne z dobrze rozwiniętą ichnofacją *Glossifungites* (fig. 12A, B). Odcinki profilu obejmujące interwał związany z transgresją odpowiadają transgresywnemu ciągowi systemowemu, którego rozwój w kambrze dolnym związany był z szybkim wzrostem względnego poziomu morza (Paczeńska, Poprawa, 2005).

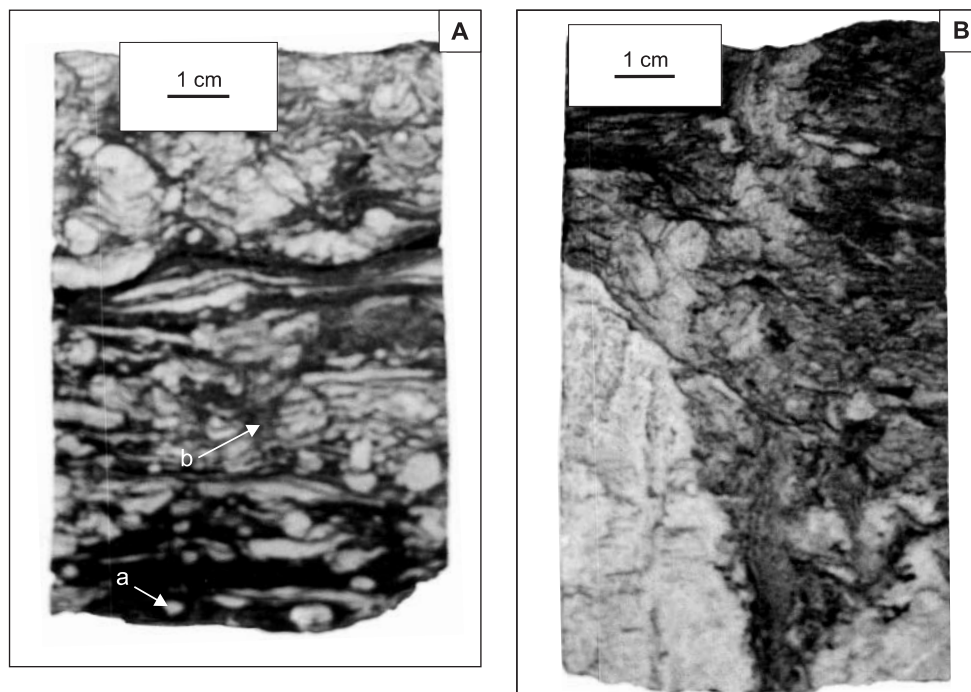


Fig. 12. **A** – drobnoziarnisty piaskowiec przewarstwiewający się z mułowcem, przykład homogenizacji ichnologicznej osadów: **a** – *Planolites montanus* Richter, **b** – *Diplocraterion* isp., osady kambru dolnego, przykład ichnofacji *Glossifungites*, głęb. 1958,0 m; **B** – zhomogenizowany ichnologicznie piaskowiec i mułowiec, w spągu rdzenia powierzchnia erozyjna w piaskowcu – przykład ichnofacji *Glossifungites*, osady kambru dolnego, głęb. 1927,9 m

A – fine-grained sandstone intercalated with mudstone – example of the ichnological homogenization of deposits: **a** – *Planolites montanus* Richter, **b** – *Diplocraterion* isp., the Lower Cambrian deposits, example of the *Glossifungites* ichnofacies, depth 1958.0 m; **B** – ichnologically homogenized sandstone and mudstone, at the bottom of core sample erosional surface in sandstone – example of the *Glossifungites* ichnofacies, the Lower Cambrian deposits, depth 1927.9 m

Magdalena SIKORSKA, Krystyna RYDZEWSKA

PETROGRAFIA

Utwory kambryjskie są reprezentowane przez asocjacje silikoklastyczną typową dla osadów epikontynentalnego morza w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Jaworowski, 1997).

W kambrze dolnym (głęb. 2026,1–1717,5 m), w jego przyspągowej części, występują brunatnowiśniowe i zielonawoszare piaskowce przechodzące w skały typu heterolitów piaszczystych i mułowcowych. Są to skały składające się z bardzo cienkich (zwykle parocentymetrowych) warstewek mułowcowo-iłowcowych oraz piaszczystych i w zależności od przewagi jednych z nich, wyróżnia się odpowiednio heterolity mułowcowe i piaszczyste (Jaworowski, 1997). Powyżej, w interwale ok. 2000–1820 m, dominują szare piaskowce, natomiast w pozostałej części profilu przeważa litofacja ciemnoszarych heterolitów mułowcowych i iłowców.

Na podstawie badań mikroskopowych, zgodnie ze zmodyfikowaną klasyfikacją Dotta (Pettijohn i in., 1972), piaskowce z przyspągowej części profilu zaliczono do wak kwarcowych, natomiast pozostałe głównie do arenitów kwarcowych. Są to piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, w pojedynczych przypadkach średnioziarniste. Średnia wielkość najczęstszego

ziarna kwarcu (d_{mf}) w płycie ciennej wynosi 0,14 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) 0,69 mm. Średnia wielkość stosunku d_{max}/d_{mf} jest dość wysoka i wynosi 5,0, co generalnie świadczy o słabym wysortowaniu materiału okrucowego. Połączenie niskiego stopnia wysortowania ziarn z ich dobrym obtoczeniem wskazuje na istnienie inwersji teksturalnej typu drugiego (*sensu* Folk, 1968), co z kolei świadczy o wysokoenergetycznym środowisku sedymentacji tych piaskowców.

Waki występujące w przyspągowej części kambru dolnego, oprócz kwarcu zawierają w szkielecie ziarnowym skalenie (reprezentowane przez plagioklasy oraz skalenie potasowe), łuszczczyki (muskowit i biotyt) oraz minerały akcesoryczne. Skalenie noszą ślady przeobrażeń: serycytyzacji, glaukonityzacji, kaolinityzacji. Spoiwo stanowią minerały ilaste, glaukonit, wodorotlenki żelaza. Niewielki udział ma regeneracyjny cement kwarcowy.

Arenity kwarcowe zawierają znacznie mniej spoiwa ilastego, a scementowane są głównie regeneracyjnym kwarcem tworzącym autogeniczne obwódki wokół ziarn. W szkielecie ziarnowym obok kwarcu występują w niewielkich ilościach skalenie (mikroklin, plagioklasy), najczęściej w dużym stopniu zmienione (fig. 13A). Obecne są także muskowit, biotyt,

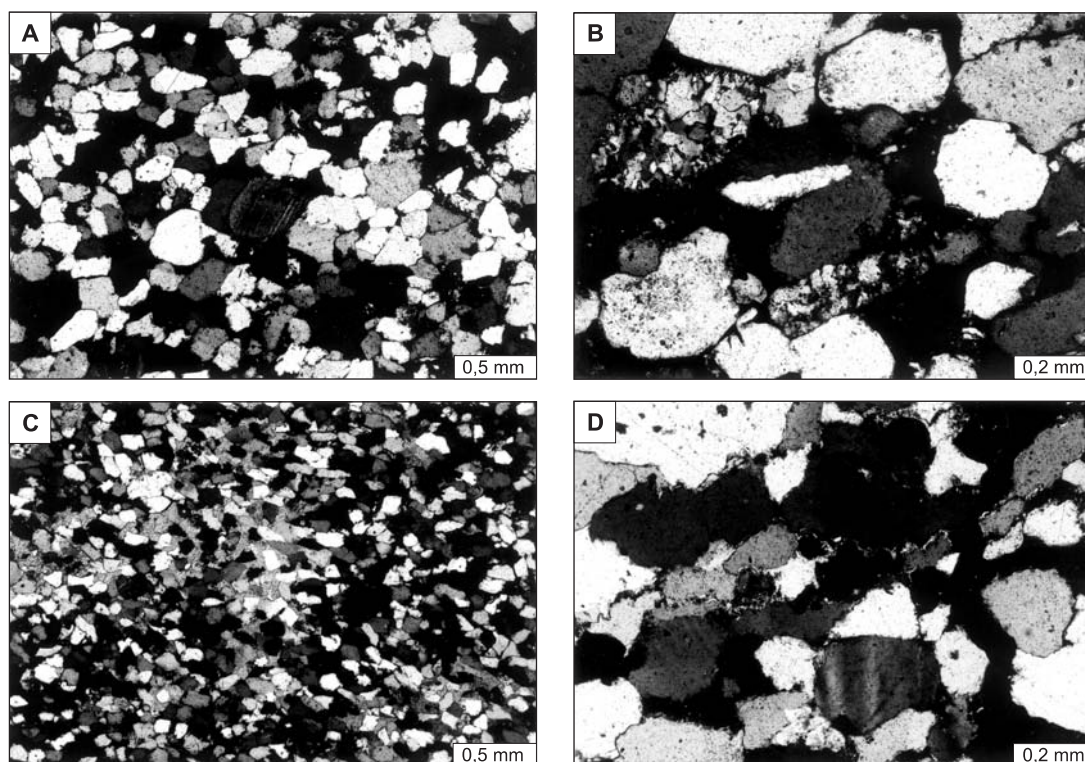


Fig. 13. **A** – arenit kwarcowy drobnoziarnisty; w centrum widoczne ziarno skalenia potasowego ze śladami kaolinityzacji; głęb. 1988,5 m; nikole skrzyżowane; **B** – arenit kwarcowy drobnoziarnisty; widoczne dwa okruchy czertów; głęb. 1988,5 m; nikole skrzyżowane; **C** – arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty z cementem węglanowym; głęb. 1953,3 m; nikole skrzyżowane; **D** – arenit kwarcowy różnoziarnisty; widoczne ślady rozpuszczania kwarcu na granicy pojedynczych ziarn i wzdłuż szwu mikrostylolitowego; głęb. 1981,5 m; nikole skrzyżowane

A – fine-grained quartz arenite; K-feldspar grain with traces of kaolinitization is visible in the centre; depth 1988.5 m; crossed polars; **B** – fine-grained quartz arenite; two chert fragments are visible; depth 1988.5 m; crossed polars; **C** – very fine-grained quartz arenite with carbonate cement; depth 1953.3 m; crossed polars; **D** – vari-grained quartz arenite; traces of dissolution at quartz grain contacts and along microstylolite are visible; depth 1981.5 m; crossed polars

minerały akcesoryczne (cyrkon, turmalin, tlenki żelaza, ilmenit), okruchy czertów (fig. 13B). W spoiwie oprócz ilastego matriksu występują minerały autigeniczne: glaukonit, węglany, piryty, baryt, fosforany.

W badanym profilu utwory kambru środkowego mają niewielką miąższość (108,8 m; głęb. 1608,7–1717,5 m). Reprezentowane są przez monotonną serię jasnoszarych, niekiedy brunatnych piaskowców z nielicznymi, cienkimi wkładkami zielonoszarych iłowców.

Piaskowce należą do arenitów kwarcowych, drobnoziarnistych. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) w płycie cienkiej wynosi 0,13 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) 0,50 mm. Średnia wielkość stosunku d_{max}/d_{mf} wynosi 4,1, co generalnie świadczy o umiarkowanym stopniu wysortowania materiału okruskowego. Dzięki pelitowi pokrywającemu powierzchnie detrytyczne wielu ziarn kwarcu, w mikroskopie widoczne są otoczki (*dust lines*) pozwalające stwierdzić, że ziarna są dobrze obtoczone. W wyniku sylikfikacji i powstania obwódek regeneracyjnych ich kształt wydaje się nieregularny, a kontakty międzyziarnowe podłużne i wklęsło-wypukłe. Widoczne są też liczne drobne pory pozostałe po niecałkowitym wypełnieniu przestrzeni międzyziarnowych przez cement.

Skład mineralny piaskowców jest wyjątkowo ubogi. Główny minerał to kwarc, który oprócz ziarn tworzy także regeneracyjny cement. Odnotowano pojedyncze ziarna przeobrażonych skaleni. Lokalnie występują węglany (kalcyt, syderyt), illit, kaolinit, uwodnione tlenki żelaza, baryt, anhydryt, piryty.

We frakcji ciężkiej piaskowców kambru, wypreparowanych w bromoformie, wśród minerałów przezroczystych allogenicznych dominują cyrkon, turmalin, podrzędnie występuje rutyl. Taki zespół minerałów, najbardziej odpornych na wietrzenie i transport, świadczy o dojrzałości nie tylko frakcji ciężkiej, ale i samych piaskowców.

Piaskowce kambru (w szczególności kambru środkowego) reprezentowane niemal wyłącznie przez arenity kwarcowe, odznaczające się dobrym obtoczeniem ziarn, minimalną zawartością ilastego matriksu, należą do skał dojrzałych mineralogicznie i teksturalnie.

Iłowce obecne w profilu kambru dolnego i środkowego mają podobny skład mineralny. Podstawowym składnikiem jest illit, niekiedy z domieszką kaolinitu. W niewielkich ilościach obecne są: kwarc, skalenie, muskowit, biotyt, uwodnione tlenki żelaza, piryty, fosforany.

Procesy diagenetyczne wpłynęły na scementowanie pierwotnie słabo spojonego osadu piaszczystego (mała zawartość pelitu ilastego). Zasadnicze znaczenie miała sylikfikacja, w wyniku której na ziarnach kwarcu powstały obwódki regeneracyjne, które wypełniły, choć niecałkowicie, wolne przestrzenie międzyziarnowe. W części piaskowców dodatkowo nastąpiła cementacja węglanowa (fig. 13C). W kambrze dolnym, w przyspągowej części profilu, obserwuje się przejawy kompaktacji chemicznej: rozpuszczanie kwarcu na granicy pojedynczych ziarn oraz wzdłuż powierzchni mikrostylolitowych (fig. 13D).

Do minerałów pochodzenia diagenetycznego należy ponadto zaliczyć glaukonit, kaolinit, siarczany, anataz, piryty, fosforany, uwodnione tlenki żelaza.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Osady ordowiku w profilu otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 zostały przewiercone z 100% poborem próbek rdzeniowych na głębokości 1579,5–1608,7 m według rdzenia oraz na głębokości 1577,0–1605,5 m według pomiarów geofizycznych. Interwały występowania i miąższość poszczególnych ogniw stratygraficznych ordowiku, ustalone tymi dwiema metodami, wykazują niewielkie przesunięcie względem siebie, wynoszące odpowiednio: w górnej części profilu ok. 2 m; w dolnej – ok. 3 m. Stwierdzone miąższości wykazują natomiast większą zgodność i różnice między nimi dochodzą maksymalnie do 1,5 m.

Zapis stratygraficzny profilu jest reprezentowany przez ekwiwalenty tremadoku dolnego, arenigu, lanwirnu, karadoku i aszgilu.

Tremadok dolny

Profil ordowiku rozpoczynają osady tremadoku dolnego reprezentowane przez szczątkowo zachowane osady siliklastyczne (zaledwie 10 cm miąższości) formacji piaskowców z Krzyży (głęb. 1605,4–1605,5 m wg pomiarów geofizycznych i 1608,6–1608,7 m wg rdzenia). Są to bardzo zwarte piaskowce kwarcowe, ciemnoszare z odcieniem brązowym o spoiwie krzemionkowym, w odcinku przyspągowym z cienką wkładką piaskowca kwarcowo-glaukonitowego. W stropie i spągu ławicy piaskowców obserwuje się wyraźne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych. Przynależność stratygraficzną tych osadów określono na podstawie korelacji litostratygraficznej z profilami wschodniej części

obniżenia podlaskiego, gdzie dolnotremadocki wiek formacji piaskowców z Krzyży został udokumentowany paleontologicznie (Szymański, 1973, 1984; Modliński, Szymański, 2007).

Arenig

Osady arenigu występują na głębokości 1602,0–1605,4 m według pomiarów geofizycznych i 1605,1–1608,6 m według rdzenia. Ich sekwencja reprezentuje dwie jednostki litostratygraficzne: w części dolnej – formację glaukonitytów z Rajska; w części górnej – formację czerwonych wapieni z Pieszkowa.

Formacja glaukonitytów z Rajska (głęb. 1608,5–1608,6 m wg rdzenia) jest wykształcona w postaci ciemnozielonych glaukonitytów z cienką warstwą zlepieńca w dolnej części. Zlepieniec złożony jest z okruców piaskowców i skał fosforanowych. W osadach formacji nie stwierdzono jakichkolwiek szczątków makrofauny. Wiek osadów przyjęto na podstawie korelacji litostratygraficznej z innymi profilami obniżenia podlaskiego, w których w laminach iłowców występujących w obrębie glaukonitytów zidentyfikowano faunę graptolitów: *Didymograptus deflexus* Elle et Wood, *D. nanus* Lapworth, *D. extensus* Hall, *D. nitidus* (Hall), *D. cf. minutus* Törnquist, *Tetragraptus* sp. i inne (Modliński, 1968; Szymański, 1984). Zespół oznaczonych form wskazuje, że formacja glaukonitytów z Rajska odpowiada wyższej części bałtyckiego piętra latorp, obejmującej poziomy od *Didymograptus balticus* po *Phyllograptus angustifolius elongatus*.

Wyżej w arenigu występuje formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa (głęb. 1605,1–1608,5 m wg rdzenia), która jest wykształcona w postaci dolomitów brunatnowiśniowych, szaroróżowych i brunatnoszarych. Ich wiek w profilu Wrotnów IG 1 określono na podstawie korelacji litostratygraficznej z innymi profilami regionu, przyjmując, że osady formacji z Pieszkowa w obniżeniu podlaskim należą do najwyższej części bałtyckiego piętra latorp i piętra volkhov (Modliński, Szymański, 2007).

Lanwirn

Profil lanwirnu (głęb. 1593,0–1602,0 m wg pomiarów geofizycznych i 1596,8–1605,1 m wg rdzenia) jest reprezentowany przez niższą część formacji wapieni z Widowa, która obejmuje ogniwo wapieni z ooidami żelazistymi z Rzepniewa i ogniwo wapieni szarych z Strabli.

Ogniwo z Rzepniewa (głęb. ok. 1602,0–1605,1 m wg rdzenia) to wapień, wapień organodetrytyczny i wapień margliste szare z odcieniem różowym i szarzielone z wkładkami wiśniowymi, z licznymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych. W profilu Wrotnów IG 1 praktycznie brak jest w osadach ooidów żelazistych charakterystycznych dla innych profili tego ogniwa w obniżeniu podlaskim (Zno-

ska, 1964; Szymański, 1968). Zidentyfikowana w pozostałych profilach obniżenia podlaskiego makro- i mikrofauna (Szymański, 1968; Modliński, 1990; Podhalańska, 1992; Modliński i in., 2002) wskazuje, iż ogniwo z Rzepniewa można korelować z bałtyckimi piętrami od kunda (od poziomu *Asaphus raniceps*) po piętro lasnamagi.

Ogniwo ze Strabli (głęb. 1596,8–1602,0 m wg rdzenia) tworzy charakterystyczny kompleks litostratygraficzny zbudowany z wapieni organodetrytycznych szarych i jasnoszarych z nieregularnymi przerostami iłowców szarzielonych, cętkowanych.

W części wschodniej obniżenia podlaskiego kompleks wapieni jest zaliczany do wyższej części bałtyckiego piętra lasnamagi i piętra uhaku (Znosko, 1964; Szymański, 1968; Bednarczyk, 1966). Ich wiek dokumentują licznie występujące w osadach przewodnie trylobity z gatunku *Neoasaphus ornatus* (Pompecki) oraz zespół Chitinozoa podpoziomu *clavaherculi tuberculata* (Modliński, 1990; Modliński i in., 2002).

Karadok

Osady karadoku (głęb. 1579,5–1593,0 m według pomiarów geofizycznych i 1581,8–1596,8 m według próbek rdzeniowych) są reprezentowane przez najwyższą część formacji wapieni z Widowa, tj. ogniwo wapieni z Proniewicz, formację margli Włodawki i niższą część formacji wapieni z Stadnik.

Ogniwo z Proniewicz (głęb. 1585,5–1596,8 m wg rdzenia) budują wapień organodetrytyczny szary, jasnoszary, szarzielony, sporadycznie szarobrunatny i brunatnowiśniowy. Jako przewarstwienia w sekwencji wapieni występują cienkie, nieregularne przerosty i wkładki ilasto-margliste. W osadach ogniwa zidentyfikowano dość liczne szczątki makrofauny, w tym m.in.: *Panderia parvula* (Holm), *Iliaenus jevensis* Holm, *Cybele cf. aspera* Linnarsson, *Chasmops* sp., *Amplexograptus cf. arctus* Elles et Wood, *Echinospaerites* sp. i inne. Zespół ten potwierdza przynależność osadów jednostki do bałtyckich pięter regionalnych od wyższego uhaku po haljala.

Powyżej ogniwa z Proniewicz występują bardzo silnie zredukowane miąższościowo i zapewne stratygraficznie osady formacji Włodawki (głęb. ok. 1584,5–1585,5 m wg rdzenia). Są to margle ilaste, szarzielone z gruzłami i wkładkami wapienia marglistego. W osadach tych stwierdzono jedynie bezzawiasowe ramienionogi *Paterula* sp. oraz nieoznaczalne szczątki trylobitów. Ich obecność nie może być podstawą dla bliższego określenia pozycji stratygraficznej osadów. W obniżeniu podlaskim formacja Włodawki jest zaliczana do bałtyckich pięter od haljala po niższą część vormsi (Modliński, Szymański, 2007). W przypadku profilu Wrotnów IG 1 trudno jednoznacznie określić jaki jest wiek zachowanego fragmentu osadów.

Najwyższa część profilu karadoku jest reprezentowana przez niższą część formacji ze Stadnik (głęb. 1581,8–1584,5 m wg rdzenia). Są to wapienie margliste i organodetryczne, brunatnowiśniowe i szare z przerostami marglistymi. W sekwencji wapieni obserwuje się wyraźne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych. W profilach wschodniej części obniżenia podlaskiego ta część formacji ze Stadnik jest zaliczana do bałtyckiego piętra vormsi (Modliński, Szymański, 2007). Za taką przynależnością stratygraficzną wapieni marglistych i organodetrycznych najwyższego karadoku w profilu otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 przemawiają zidentyfikowane tu: *Tretaspis* sp., *Opsimasaphus* sp., *Remopleurides* sp., *Iliaenus* sp., *Sampo* cf. *hiiuensis* Öpik

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

Według schematu zaproponowanego przez Jaanussona (1976) profil otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 przypada na zachodnią część tzw. konfacji litewskiej. Konfacja ta reprezentowała zewnętrzne segmenty paleobasenu ordowickiego i odznaczała się występowaniem osadów wapienno-marglistych.

Omawiany profil charakteryzuje się jednak dość specyficznym wykształceniem, odbiegającym od większości innych profili ordowiku regionu podlaskiego. Zaznacza się tu

Bronisław SZYMAŃSKI

ZASADY STRATYGRAFII SYSTEMU ORDOWICKIEGO

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

Standard formalny międzynarodowego podziału systemu ordowickiego tworzą trzy podstawowe jednostki chronostratygraficzne o randze serii (odziałów), w obrębie których wyróżnia się łącznie 7 jednostek rangi piętra globalnego. Są to

Aszgil

Do aszgilu zaliczono wyższą część formacji wapieni ze Stadnik (głęb. 1577,0–1579,5 m wg pomiarów geofizycznych i 1579,5–1581,8 m wg rdzenia) wykształconą w postaci wapieni nieco marglistych i wapieni organodetrycznych szarozielonych i szarych z wkładką zlepieńca wapiennego o miąższości 10 cm. W stropie osadów formacji na kontakcie z osadami syluru obserwuje się wyraźną powierzchnię nieciągłości sedymentacyjnej. Ze zidentyfikowanej w profilu makrofauny najistotniejsza jest obecność trylobitów *Stenopareia linnarssoni* (Holm), przemawiająca za przynależnością osadów do dolnego aszgilu, tj. regionalnego piętra bałtyckiego pirgu.

silna redukcja miąższości osadów i wyraźna przewaga osadów węglanowych nad marglisto-ilastymi (współczynnik węglanowości wynosi ok. 50). Takie wykształcenie jest związane z usytuowaniem profilu w obrębie pozytywnego elementu paleotektonicznego – tzw. wyniesienia Sokołowa Podlaskiego, rozdzielającego w regionalnym planie strukturalnym ordowiku dwa elementy negatywne – obniżenie brzeskie i obniżenie warszawskie (Modliński, 1982).

kolejno następujące piętra globalne: w dolnej serii systemu – tremadok i flo; w serii środkowej – daping i darriwil; w serii górnej – sandb, kat i hiranant. Za holostatotypy poszczególnych pięter przyjęto: pierwszego z pięter (tremadok) – profil Green Point w Kanadzie; drugiego (flo) – profil Diabasbrottet w południowej Szwecji (Västergötland); trzeciego (daping) – profil Huanghuochang w południowych Chinach; czwartego (darriwil) – Huangnitang w południowo-wschodnich Chinach; piątego (sandb) – profil Fågelsång w południowej Szwecji (Skania) oraz szóstego (kat) i siódmego (hirnant) odpowiednio – profil Black Knab Ridge w południowej Oklahomie, USA i profil Wangjiawan w północnych Chinach. Zasięg i granice wyróżnionych pięter są zdefiniowane przez wskaźnikowe taksony graptolitów i konodontów (spąg piętra daping) lub konodontów (spąg tremadoku).

Za górną granicę systemu przyjęto strop hiranantu w profilu Dob's Linn w Szkocji (poz. *acuminatus*; natomiast dolną wyznacza spąg poziomego konodontowego *fluctivagus*, tj. spąg tremadoku.

Zasadnicze elementy korelacji regionalnego podziału bałtyckiego z międzynarodowymi jednostkami formalnymi rangi serii i pięter standardu globalnego wzorowano na ostatnich publikacjach Nölvaka i in. (2006) i Paškevičiausa (2007). Jako testem synchroniczności posłużono się podstawowym podziałem ortostratygraficznym systemu opartym na graptolitych (Fortey i in., 1995; Webby, 1998; Webby i in., 2004). Stopień rozdzielczości tego testu jest oczywiście z góry ogr-

niczony trwaniem podpoziomu graptolitowego lub konodontowego, szacowanym średnio na ok. 1,5 (aszgil)–3,0 (lanwirm) mln lat.

Szacunki wartości ordowickich wieków liczbowych (bezwzględnych) podano według Gradsteina i in. (2004), stosując zasadę przyjmowania raczej umiarkowanych niż ekstremalnych spośród możliwych wielkości (fig. 14).

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	ASZGIL	HARJU	PORKUNI					<i>persculptus</i>	ordovicicus	<i>scabra</i>	443,7	
										<i>extraordinarius</i>		<i>taugourdeau</i>		
					PIRGU					<i>anceps</i>		<i>gamachiana</i>	(5,30)	
										<i>complanatus</i>		<i>rugata</i>		
					VORMSI					<i>linearis</i>		<i>bergstroemi</i>	<i>barbata</i>	449,0
						NABALA						superbus	<i>fungiformis</i>	
		RAKVERE					<i>clingani</i>	<i>angusta</i>	(11,9)					
			OANDU					<i>Ancyrochitina n.sp.1</i>		<i>cervicornis</i>	<i>multiplex</i>			
		KEILA						<i>multidens</i>	<i>alobatus</i>	<i>hirsuta</i>	<i>dalbyensis</i>			
			HALJALA	JÖHVI			<i>gracilis</i>		<i>tvaerensis</i>	<i>curvata</i>	<i>granulifera</i>			
		IDAVERE				<i>anserinus</i>		<i>gerdae</i>	<i>stentor</i>	<i>rhenana</i>				
		KUKRUSE					<i>teretiusculus</i>	<i>variabilis</i>	<i>tuberculata</i>	(7,2)				
	UHAKU							<i>murchisoni</i>	<i>serra</i>		<i>striata</i>	<i>clavaherculi</i>		
		LASNAMÄGI					<i>artus</i>		<i>E. lindstroemi</i>	<i>sebyensis</i>	468,1			
	ASERI							<i>austrodentatus</i>	<i>reclinatus</i>	<i>foliaceus</i>				
		KUNDA	ALUOJA			<i>hirundo</i>	<i>suecicus</i>	<i>regneli</i>	(10,5)					
	VALASTE				<i>variabilis</i>		<i>flabellum parva</i>	<i>cucumis</i>						
	VOLKHOV	HUNDERUM			<i>elongatus + densus</i>	<i>navis + triangularis</i>	<i>primitiva</i>	478,6						
		LANGEVOJA	VÄÄNA			<i>originalis</i>	<i>destombesi</i>							
	LATORP	SAKA			<i>balticus</i>	<i>evae</i>	(9,7)							
		BILLINGEN				<i>phylograptoides</i>		<i>angulatus</i>						
	HUNNEBERG					<i>cupiosus</i>	no chitinozoans	488,3						
		VARANGU							<i>murray</i>					
	PAKERORT						<i>supremus</i>	<i>lindstromi</i>						
				<i>honnebergensis</i>										
				<i>socialis-flabelliformis</i>										
				<i>desmograptoides</i>										

Fig. 14. Stratygrafia ordowiku

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

Stratigraphy of the Ordovician

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

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

W badaniach petrograficznych osadów ordowiku nawierconych w otworze Wrotnów IG 1 wyróżnione zostały następujące litofacje:

- piaskowcowa
- glaukonitytowa
- węglanowa i węglanowo-ilasta.

Zawartość kalcytu, dolomitu, Fe_2O_3 oraz części nierozpuszczalnych w HCl w osadach ordowiku podano w tabeli 8.

Litofacja piaskowcowa

Litofacja piaskowcowa występuje w opisywanym profilu ordowiku jedynie w spągu (tremadok) jako warstwa piskowców o miąższości ok. 10 cm miąższości. Jest on oligomiktyczny, kwarcowy, o frakcji 0,05–0,32 mm, wyjątkowo do 0,65 mm, przeciętnie 0,15–0,2 mm, dobrze wysortowany, złożony z ziarn dobrze obtoczonych (próbka z głęb. 1608,7 m). Na niektórych ziarnach widoczne są obwódki regeneracyjne. Spoiwo występujące w niewielkich ilościach jest na ogół typu stykowego, tylko w niektórych laminach bazalne. W pewnych fragmentach skały jest ono węglanowe z domieszką wodorotlenków żelaza, w innych, zapewne ilaste, prawie izotropowe, prawdopodobnie chlorytowe.

Litofacja glaukonitytowa

Litofacja glaukonitytowa występuje w opisywanym profilu jako charakterystyczny poziom arenigu w bezpośrednim

nadkładzie piaskowca tremadockiego. Początkowo jest to skała niejednolita (próbka z głęb. 1608,6 m, fig. 15A), złożona częściowo z glaukonitu, a częściowo z partii fosforanowych, brunatnych, izotropowych. Partie glaukonitytowe, o strukturze mozaikowej, zbudowane są z ziarn glaukonitu z niewielką domieszką kwarcu detrytycznego (rzędu 15%). Glaukonit występuje w agregatach frakcji 0,08–1,3 mm, przeciętnie ok. 0,2–0,5 mm. Jedno z ziarn glaukonitu wielkości 1,3 mm jest, być może, agregatem powstałym ze zrośnięcia kilku mniejszych ziarn. Ziarna detrytycznego kwarcu należą głównie do frakcji piaszczystej (0,15–0,5 mm) i wykazują różnicowany stopień obtoczenia. Zauważono tu również jedno polikrystaliczne ziarno o budowie mozaikowej i liczne ziarna tego minerału wykazujące faliste wygaszanie światła. Drobne ilości spoiwa zidentyfikowano jako węglany.

W fosforanowych fragmentach skały glaukonit występuje w znacznie mniejszej ilości (ziarna rzadko rozsiane w skale), we frakcji 0,08–0,5 mm; kwarcu tu nie zauważono. Ziarna glaukonitu mają tu inne kształty, niż w partiach glaukonitytowych, są w strefach obwodowych często splekane i połamane. Skała jest poprzecinana cienkimi żyłkami węglanowymi.

Wyżej pojawia się glaukonityt o spoiwie węglanowym, zapewne dolomitowym (próbka z głęb. 1608,4 m), odznaczający się równomiernym rozmieszczeniem ziarn i ich dobrym wysortowaniem. Ziarna glaukonitu są zwykle bardzo spłaszczone, dzięki czemu osiągają znaczne rozmiary dochodzące do 0,7 mm. Minimalna zauważona w płycie cieniwej średnica wynosi 0,07 mm, przeciętna 0,20–0,25 mm. Wystę-

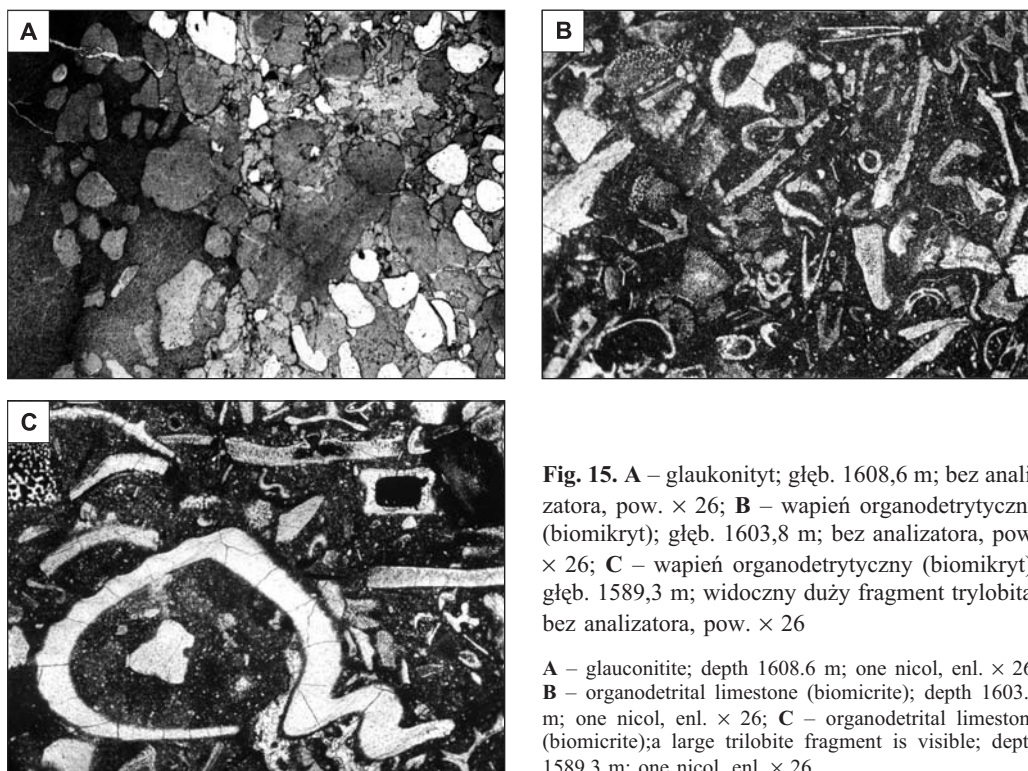


Fig. 15. **A** – glaukonityt; głęb. 1608,6 m; bez analizatora, pow. $\times 26$; **B** – wapień organodetrytyczny (biomikryt); głęb. 1603,8 m; bez analizatora, pow. $\times 26$; **C** – wapień organodetrytyczny (biomikryt); głęb. 1589,3 m; widoczny duży fragment trylobita; bez analizatora, pow. $\times 26$

A – glauconitite; depth 1608.6 m; one nicol, enl. $\times 26$; **B** – organodetrital limestone (biomicrite); depth 1603.8 m; one nicol, enl. $\times 26$; **C** – organodetrital limestone (biomicrite); a large trilobite fragment is visible; depth 1589.3 m; one nicol, enl. $\times 26$

Tabela 8

**Zawartości kalcytu i dolomitu, Fe₂O₃ oraz części nierozpuszczalnych w HCl
w osadach ordowiku**

Contents of calcite and dolomite, Fe₂O₃ and parts insoluble
in HCl in the Ordovician sediments

Głębokość [m]	Kalcyt	Dolomit	Fe ₂ O ₃	Części nierozpuszczalne w HCl
1608,3	11,21	66,38	7,56	12,47
1608,1	7,89	54,02	5,69	28,08
1605,0	18,00	64,74	7,86	4,93
1604,4	18,21	64,78	7,16	6,82
1603,8	86,30	–	0,67	6,47
1602,6	56,23	0,04	1,14	36,92
1602,0	88,07	–	0,86	6,47
1601,3	74,39	16,56	1,73	4,79
1601,2	60,21	27,95	2,38	5,89
1601,1	48,50	41,03	2,50	4,39
1601,0	44,98	45,66	2,68	4,55
1598,3	92,55	–	0,78	4,41
1597,5	91,80	–	1,40	3,35
1594,8	74,16	2,67	0,95	17,19
1593,9	66,54	–	1,18	20,88
1589,7	69,49	0,04	1,75	21,51
1589,5	63,69	0,09	2,02	27,37
1589,3	85,46	1,00	3,60	5,86
1585,5	21,25	9,23	3,09	57,82
1582,8	76,79	–	1,32	15,52
1579,8	51,53	–	2,00	40,15

puje tu również domieszka detrytycznego kwarcu, stanowiąca około 15% obj. skały o różnym stopniu obtoczenia, frakcji analogicznej do uziarnienia glaukonitu, maksymalnie dochodzącej do 0,6 mm. Spoiwo węglanowe ma charakter bazalny, jest znacznie, chociaż nierównomiernie, impregnowane wodorotlenkami żelaza i na ogół zrekrystalizowane. W niektórych partiach skały zauważa się ślady zatartych struktur organicznych.

Litofacje węglanowa i węglanowo-ilasta

Litofacje węglanowa i węglanowo-ilasta to początkowo zrekrystalizowane dolomity arenigu i niższego lanwimu (dolosparyty) z glaukonitem, wyżej stopniowo zanikającym, a następnie wapienie organodetrytyczne (biomikryty i biosparyty).

Spągowy poziom dolomitów z glaukonitem występuje w bezpośrednim nadkładzie glaukonitytu. Jest to dolosparyt całkowicie zrekrystalizowany (próbka z głęb. 1608,3 m) o partiach średnio- i grubokrystalicznych (wielkości kryształów rzędu odpowiednio 0,03 i prawie 0,50 mm), pierwotnie prawdopodobnie biogeniczny, algowy, o czym świadczyłyby relikty zatartych przez rekrytalizację struktur. W skałe tej występują luźne i nierównomiernie rozsiiane ziarna glaukonitu nieco zrekrystalizowanego, barwy jasnotrawiastozielonej, o brunatnych powłokach, frakcji 0,08–0,40 mm, w ilości zależnie od partii skały od 1 do 20% obj. Występuje tu również niewielka, rzędu 1–2% obj., domieszka kwarcu frakcji 0,08–0,4 mm, w ziarnach obtoczonych, również w brunatnych obwódkach. Skała zawiera brunatne, żelaziste stylolity i impregnacje wodorotlenkami żelaza.

Wyżej leżące dolomity są również prawie całkowicie zrekrystalizowane, z zachowaniem jednak reliktywów pierwotnych struktur organicznych, zapewne algowych. Wielkość kryształów dolomitu waha się w dość szerokich granicach i dla próbki z głęb. 1608,1 m wynosi 0,015–0,08 mm, wyjątkowo (w słabiej zatartych strukturach organicznych) dochodząc do 0,15 mm, w próbce z głęb. 1605,0 m ok. 0,3 mm (dolomit grubokryształiczny), w próbce z głęb. 1604,4 m w różnych partiach skały ok. 0,05 mm lub ok. 0,15 mm, bądź ok. 0,5 mm i większej (dolomit różnokryształiczny). Wszystkie te skały wykazują plamiste impregnacje wodorotlenkami żelaza, przy czym w próbce z głęb. 1605,0 m widoczne są ślady procesu przemieszczania skupień wodorotlenków żelaza poza romboedry dolomitu, niewątpliwie późniejsze.

Próbka ze spągu opisywanego kompleksu (głęb. 1608,1 m) zawiera jeszcze pojedyncze ziarna glaukonitu (bez ciemnych obwódok). Próbka z głęb. 1605,0 m wykazała w płycie cienkiej obecność struktury zapewne pochodzenia organicznego, częściowo koncentrycznej, średnicy ok. 1 mm, złożonej z jasno-brunatnej substancji izotropowej, z brunatnymi, być może zbudowanymi z wodorotlenków żelaza, konturami warstewek, częściowo zastępowanej w strefie obwodowej i w szczelinie przez romboedry dolomitu. W próbce z głęb. 1604,4 m zaobserwowano pseudomorfozę grubokryształicznego dolomitu i substancji organicznej po bardzo wydłużonej (ponad 2 cm długości) formie, zapewne biokłaście.

Wyżej, poczynając od próbki z głęb. 1603,8 m (fig. 15B), aż prawie do stropu ordowiku w omawianym profilu występują szare wapienie organodetrytyczne, nieraz częściowo lub prawie całkowicie zrekrystalizowane, reprezentujące biomikryty, biosparyty i skały o charakterze mieszanym, biomikrytowo-sparytowe, czasem dolomityczne, ze zmiennym udziałem substancji ilastej. Z charakterystycznych szczątków fauny można w nich zidentyfikować szkarłupnie, trylobity, brachiopody, mszywioły, prawdopodobne jest też występowanie w nich małżoraczków oraz małży. Sporadycznie występują też inne formy np. w próbce z głęb. 1602,6 m zauważone zostały drobne formy klinowate, rozwidłone, izotropowe, prawdopodobnie krzemionkowe (igły gąbek?) i drobne szczątki fosforanowe (próbki z głęb. 1601,3; 1601,0; 1593,9 m).

W próbce z głęb. 1593,9 m pojawiają się w pojedynczych egzemplarzach bioklasty o charakterystycznym prostokątnym przekroju kanałów. Sporadycznie pojawia się nikła domieszka detrytyczna (próbka z głęb. 1593,9 m, jedno ziarno kwarcu w płycie cienkiej średnicy ok. 0,2 mm, ostrokrawędziste).

W niektórych próbkach widoczne są ilaste lub ilasto-żelaziste stylolity (próbki z głęb. 1602,0–1589,7 m), partie zailone związane z rozmywaniem skały (głęb. 1601,3 m), rozproszona domieszka ilasta, lokalne impregnacje wodorotlenkami żelaza.

Szcątki organiczne niekiedy wykazują przejawy pirytyzacji oraz impregnacje wodorotlenkami żelaza na kolor brunatny i żółty wraz z wypełnieniem komór i porów, a także obecność obwódok żelazistych (próbki z głęb. 1589,3–1589,7 m; fig. 15C). W płytkach cienkich próbek z głęb. 1589,5 i 1589,7 m pojawiają się liczne owalne przekroje bioklastów z brunatnymi powłokami zewnętrznymi i wypełnieniem zrekrystalizowanymi węglanami.

W stropowym poziomie profilu ordowiku otworu Wrotnów IG 1, reprezentowanym przez próbkę z głęb. 1589,5 m zostało stwierdzone występowanie skały o charakterze mieszanym, ilasto-węglanowej, złożonej z partii ilastych i tkwiących w niej laminowo rozmieszczonych węglanowych skupień, mikrosoczewek i romboedrów. Skała ta jest w znacznym stopniu przysłonięta substancją organiczną. W partiach węglanowych widoczne są pojedyncze ziarna kwarcu detrytycznego wielkości rzędu 0,03 mm, a charakterystycznym składnikiem jest tu glaukonit, niekiedy zrekrystalizowany, barwy jasnozielonej, bardzo jasnozielonej i bardzo jasnooliwkowozielonej bez powłok żelazistych. Ziarna glaukonitu często są spłaszczone lub soczewkowate, o przekrojach nieregularnych, wielkości 0,08–0,15 mm, sporadycznie osiągających 0,22 mm. W skupieniach i soczewkach węglanowych występują również grubokryształiczne węglanowe pseudomorfozy po bioklastach.

Podsumowanie

Cechy petrograficzne piaskowca tremadockiego opisywanego profilu (charakter oligomiktyczny, dobre wysortowanie, dobre obtoczenie ziarn) wskazują na skały osadowe (starsze piaskowce) jako na źródło materiału osadowego.

Glaukonityt arenidzki wykazuje zasadnicze analogie z równowiekowymi glaukonitytami wielu innych profili z obszaru zapadliska podlaskiego. Obserwacje mikroskopowe płytek cienkich próbek glaukonitytu z otworu Wrotnów IG 1 wskazują na zróżnicowaną genezę glaukonitu, mianowicie poza osadem pierwotnym zauważa się w spągowych partiach fosforanowych ziarna glaukonitu połamane, pochodzące ze śródformacyjnej przeróbki osadu. Na cechy osadu pierwotnego nałożyły się zaawansowane przemiany dia- i epigenetyczne. Ich wynikiem była rekrystalizacja i zrastanie się ziarn glaukonitu oraz dolomityzacja pierwotnych wapieni algowych i ich rekrystalizacja.

Również dolomity występujące w stropie glaukonitytu oraz skały wapienno-dolomitowe górnego lanwirnu, całkowicie zrekrystalizowane, pierwotnie zapewne stanowiły wapienie algowe.

Pospolicie występujące w serii węglanowej bardzo liczne powierzchnie rozmywania, zwykle z powłokami ilastymi, wskazują na sedymentację nieciągłą i zjawiska denudacji w ordowiku na tym obszarze.

Jako inne przejawy procesów dia- i epigenetycznych należy wymienić występowanie węglanowych żyłek i pseudomorfoz po bioklastach, późną dolomityzację i rekrystalizację widoczną m.in. jako wypieranie impregnacji żelazistych rozproszonych w skałach węglanowych przez romboedry dolomitu, pirytyzację. Należą tu także liczne mikrostylolity, sporadycznie notowane przejawy sylifyfikacji (obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu w piaskowcu tremadockim, sporadycznie obserwowane drobne skupienia autigenicznego kwarcu).

Zjawiska analogiczne do opisanych były obserwowane również w wielu innych profilach ordowiku zapadliska podlaskiego i sąsiednich (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971, 1974a, b, c, 1989, 2008).

Oddzielny problem stanowi występowanie w stropie ordowiku w profilu otworu Wrotnów IG 1 skały ilasto-węglanowej z glaukonitem niewątpliwie autigenicznym. Autigeniczny glaukonit w osadach aszgilu był również notowany m.in. w otworach Tłuszcz IG 1, Kaplonosy IG 1, Krowie Bagno IG 1, Łopiennik IG 1, a także we wschodniej części obniżenia bałtyckiego (Bartoszyce IG 1, Gołdap IG 1) (*op. cit.*).

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA, PALEOTEMPERATURA I POGRAŻENIE OSADÓW ORDOWIKU NA PODSTAWIE WSKAŹNIKA CAI KONODONTÓW

Zespół konodontów, będący przedmiotem opracowania, został wyizolowany z osadów ordowiku napotkanych w otworze wiertniczym Wrotnów IG 1. Próbki, w których znaleziono te mikroskamieniałości pochodzą z interwału 1581,8–1605,0 m odpowiadającemu lanwirnowi i karadokowi (Modliński, Szymański, 2007). Do ustalenia wieku tych osadów pomocnymi okazały się występujące w nich konodonty (tab. 9). Zostały one również wykorzystane do hipotetycznego wyznaczenia głębokości pierwotnego pograżenia tych osadów.

Opisywany zespół konodontów występuje w wapieniach organodetrytycznych i wapieniach marglistych szarych i szarozielonych, sporadycznie szarobrunatnych i brunatnowiśniowych. W osadach karadoku w wapieniach występują cienkie, nieregularne przerosty i wkładki ilasto-margliste. Osady te zawierają szczątki makrofauny takie jak: trylobity i bezzawiasowe ramienionogi często nieoznaczalne. Jedynie dobrze udokumentowane faunistycznie jest ogniwo ze Strabli wydzielone w górnej części lanwirnu. W osadach tego ogniwa zostały zidentyfikowane przewodnie, dla bałtyckiego piętra lasnamagi i piętra uhaku, trylobity reprezentujące gatunek *Neoasaphus cornutus* (Pompecki) i zespół Chitinozoa potwierdzający słusność korelacji (Modliński, Szymański, 2007).

Podobne wnioski można wyciągnąć na podstawie analizy zespołu konodontów, których przynależność taksonomiczną udało się ustalić. Napotkane konodonty są na ogół dobrze zachowane, aczkolwiek pewna ich ilość z uwagi na duży stopień uszkodzenia nie nadawała się do identyfikacji gatunkowej. Uzyskane informacje pozwoliły na udokumentowanie w osadach napotkanych w otworze Wrotnów IG 1 ekwiwalentów lanwirnu i karadoku. Datowanie przebadanych prób litologicznych wykonano na podstawie znanych zasięgów stratygraficznych występujących w nich gatunków wieloelementowych, przy czym uwzględniona została zarówno zonacja konodontowa Lindströma (1971), Bergströma (1971) jak również Bergströma i Orcharda (1985). Zespół ten jest typowy dla konodontowej paleozoogeograficznej prowincji północnoatlantyckiej, która obejmuje kraje skandynawskie, Łotwę, Litwę, Estonię, rejon Petersburga, Polskę, Anglię, Szkocję, a także wschodnią część rejonu Apallachów na kontynencie północnoamerykańskim (Barnes i in., 1973).

Wykaz próbek zawierających konodonty przedstawiono w tabeli 9.

Impregnacje wodorotlenkami żelaza są częste zwłaszcza w niższych poziomach opisywanych osadów. Szczególne koncentracje żółtobrunatnych wodorotlenków żelaza widoczne są w niektórych poziomach, gdzie związki te tworzą również obwódki i wypełnienia komór i porów w bioklastach, nie tworząc jednak ooidów.

Lanwirn

W jasnoszarych wapieniach organodetrytycznych z licznymi przerostami iłowców, określanych jako ogniwo ze Strabli występuje dość licznie *Baltoniodus prevariabilis* Fähræus. Pojawienie się tego taksonu w profilu stratygraficznym ordowiku datuje osady lanwirnu. Występuje on od najwyższej części poziomu *suecicus* aż po najniższą część poziomu *anserinus*. Gatunek ten jest bardzo pospolity w osadach korelowanych z dolną częścią środkowego ordowiku regionu bałtycko-skandynawskiego. W badanym odcinku profilu znaleziono również *Eoplacognathus lindstroemi* Hamar. Eoplacognatusy w profilu stratygraficznym ordowiku pojawiają się w dolnym lanwirnie i znane są aż po dolny karadok. Wymieniony gatunek znaleziony na głębokości 1602,0 m jest taksonem wskaźnikowym dla podpoziomu *lindstroemi* wydzielonym w konodontowym poziomie *serra*. Rodzaj *Eoplacognathus* jest bardzo pospolity w osadach lanwirnu zarówno na obszarze bałtycko-skandynawskim jak i we wschodniej części Ameryki Północnej (region Apallachów).

Karadok

Osady karadoku zidentyfikowane zostały według próbek rdzeniowych (Modliński, Szymański, 2007) w interwale głębokości 1581,8–1596,8 m. Wydzielono w nich ogniwa wapieni z Proniewicz, formację margli z Włodawki i niższą część formacji wapieni ze Stadnik.

W wapieniach organodetrytycznych szarych, jasnoszarych, szarozielonych i niekiedy szarobrunatnych i brunatnowiśniowych zawierających cienkie przerosty i wkładki ilasto-margliste i zaliczonych do ogniwa z Proniewicz, znaleziono dość liczne szczątki makrofauny co potwierdziło przynależność osadów tej jednostki do bałtyckich pięter od wyższego uhaku po haljala (Modliński, Szymański, 2007).

Z osadów zaliczonych do ogniwa z Proniewicz wyizolowano nieliczne, na ogół źle zachowane konodonty co wykluczyło możliwość dokładniejszego oznaczenia wieku tych osadów.

W marglach szarozielonych z gruzłami i wkładkami wapienia marglistego, zaliczonych do formacji Włodawki i występujących na głębokości ok. 1584,5–1585,5 m (Modliński, Szymański, 2007), pobrano 2 próbki, w których stwierdzono obecność nielicznych konodontów. Wśród

Tabela 9

Zestawienie próbek zawierających konodonty z otworu Wrotnów IG 1

Samples with conodonts from the Wrotnów IG 1 borehole

Nr próbki	Głębokość [m]	System	Piętro	Gatunki zidentyfikowane w analizowanej próbce
1	1583,0	ordowik	karadok	<i>Baltoniodus variabilis</i> (Bergström) <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström) <i>Drepanoistodus ?venustus</i> (Stauffer) <i>Amorphognathus tvaerensis</i> Bergström <i>Panderodus gracilis</i> (Branson et Mehl) <i>Baltoniodus</i> sp.
2	1584,7			<i>Baltoniodus variabilis</i> (Bergström)
3	1585,0			<i>Baltoniodus variabilis</i> (Bergström) <i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström) <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström) <i>Baltoniodus</i> sp.
4	1587,0			<i>Amorphognathus</i> sp. <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström) <i>Panderodus gracilis</i> (Branson et Mehl) <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander nieoznaczalne szczątki konodontów
5	1599,0		lanwirn	<i>Baltoniodus prevariabilis</i> (Fähraeus) <i>Drepanoistodus basiovalis</i> (Sergeeva) <i>Paraoistodus originalis</i> (Sergeeva) <i>Drepanoistodus ?venustus</i> Stauffer <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander
6	1602,0			<i>Eoplacognathus lindstroemi</i> Hamar <i>Amorphognathus variabilis</i> Sergeeva <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström)
7	1604,0			<i>Baltoniodus prevariabilis</i> Fähraeus <i>Protopanderodus rectus</i> (Lindström) <i>Paraoistodus originalis</i> (Sergeeva) <i>Drepanoistodus basiovalis</i> (Sergeeva) <i>Drepanoistodus forceps</i> (Lindström) <i>Cornuodus longibasis</i> (Lindström) <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander

nich na uwagę zasługuje występowanie *Baltoniodus variabilis* (Bergström), co dowodzi, że osady, w których ten gatunek występuje, należy korelować z najwyższym lanwirnem (górną część konodontowego poziomu *P. anserinus* i dolnym karadokiem (poziom *A. tvaerensis*, podpoziom *P. variabilis*).

Najwyższą część karadoku reprezentują wapienie margliste i organodetrytyczne, brunatnowiśniowe i szare, z przerozami marglistymi zalegające na głębokości 1581,8–1584,5 m. Określone są one jako niższa część formacji ze Stadnik

(Modliński, Szymański, 2007). W występującym w nich ze spole konodontów stwierdzona została m.in. obecność *Amorphognathus tvaerensis* Bergström i *Baltoniodus variabilis* (Bergström).

Amorphognathus tvaerensis Bergström jest gatunkiem charakterystycznym dla dolnego karadoku i wskaźnikowym dla poziomu *A. tvaerensis* (Bergström, 1971). Poziom ten został dotychczas rozpoznany na obszarze bałtycko-skandynawskim, w południowo-zachodniej Szkocji, a także w Ameryce Północnej.

Paleotemperatura i pogrążenie osadów ordowiku na podstawie wskaźnika CAI konodontów

Na podstawie kolekcji konodontów pochodzącej z otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 została ustalona wartość wskaźnika zabarwienia (CAI). Pozwoliło to na uzyskanie możliwości oszacowania stopnia nagrzania osadów ordowiku napotkanych w wymienionym otworze, jak również hipotetycznego wyznaczenia głębokości na jakiej osady te mogły być pierwotnie pogrążone.

Zmienność zabarwienia konodontów jest jednym ze wskaźników określających stopień metamorfizmu substancji organicznej. Jest ona uzależniona od czasu, głębokości pogrążenia, a przede wszystkim od temperatur jakim podlegały osady (Epstein i in., 1977)

Występująca w konodontach w śladowych ilościach substancja organiczna tworzy cieniutkie laminy występujące pomiędzy grubszymi warstwami apatytu, z których są one zbudowane. Stopień uwęglenia tej substancji warunkuje zabarwienie konodontów. I tak okazy nie zmienione są zabarwione jasnożółto. W miarę wzrostu temperatury oddziałującej na osady barwa konodontów zmienia się stopniowo. Przy temperaturach ok. 300°C okazy mają kolor czarny. Powyżej tej temperatury substancja uwęglona zostaje odprowadzona na zewnątrz co powoduje, że zabarwienie konodontów staje się stopniowo jaśniejsze – ciemnoszare, szare, białe i na koniec krystalicznie bezbarwne. Barwy od białej do krystalicznie bezbarwnej powstają prawdopodobnie na skutek uwolnienia wody i rekrytalizacji. Zmiany zabarwienia konodontów obserwowane były w zakresie temperatur 50–600°C (Rejebian i in., 1987). Zestawiono standardową tabelę zmian zabarwienia konodontów, wprowadzając jednocześnie pojęcie wskaźnika zmiany zabarwienia konodontów (CAI) oraz przedstawiono korelację zachodzącą między wartościami CAI, a zakresami temperatur.

Analiza zmienności wskaźnika CAI znalazła szerokie zastosowanie dla oceny poziomu dojrzałości substancji or-

ganicznej w osadach kopalnych oraz do interpretacji historii geotermicznej basenów sedymentacyjnych. Termiczne dojrzewanie materii organicznej stanowi podstawowy mechanizm generacji węglowodorów. Stosując metodę CAI udaje się rozpoznać poszczególne facje metamorfizmu organicznego lokalizując osady przejrzałe, dojrzałe i niedojrzałe, co z kolei jest pomocne przy typowaniu perspektywicznych obszarów poszukiwań węglowodorów (Nowlan, Barnes, 1978; Nehring-Lefeld i in., 1996; 1997).

Zespół konodontów pochodzący z osadów ordowiku tego profilu jest niewielki pod względem liczebności. Barwa okazów (bez względu na ich stan zachowania) wskazuje, że odpowiadają one wartości CAI = 1,5. Tym samym można wnioskować, że zawierające je osady mogły podlegać temperaturom wahającym się w granicach 50–90°C (Epstein i in., 1977). Opierając się na rezultatach badań geologów amerykańskich przeprowadzonych w profilu w Apalachach (Epstein i in., 1977), który jest pod tym względem modelowy, jako że występuje w nim pełna sekwencja osadów paleozoicznych, można przyjąć, że osady strefy CAI 1,5 mogły być maksymalnie pogrążone do głębokości ok. 1200–2400 m. Analiza ewolucji termicznej badanych osadów ordowiku pozwala przypuszczać, że nie uległy one silniejszemu podgrzaniu i tym samym zawierają niedojrzały materiał organiczny.

Na obszarze przewendyjskiej platformy północno-wschodniej Polski oraz przylegających do niego na południu obszarów o młodszej konsolidacji wyróżniono 6 obszarów różniących się wartościami CAI. Otwór Wrotnów IG 1 zlokalizowany jest w obrębie strefy 1,5. Obejmuje ona bardzo rozległy obszar, w skład którego wchodzi wschodnia część obniżenia bałtyckiego na obszarze Polski usytuowana pomiędzy Kętrzynem a Suwałkami, wschodnia część obwodu Kaliningradzkiego, zachodnia część Łotwy i Litwy oraz przyległy od zachodu akwen Bałtyku. Omawiana strefa jest najszerza we wschodniej części obniżenia bałtyckiego wyraźnie zwiężając się na terenie zapadliska podlaskiego oraz na Lubelszczyźnie i w zachodniej Ukrainie (Nehring-Lefeld i in., 1996, 1997).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I NOWELIZACJA STRATYGRAFII

Uwagi ogólne, międzynarodowy podział standardowy syluru a podział lokalny

Osady syluru w otworze wiertniczym Wrotnów IG 1 położonym w północnej części obniżenia podlaskiego zostały nawiercone, według pomiarów geofizycznych na głębokości 1316,0–1577,0 m (miąższość 261,0 m) a na podstawie rdzenia na głębokości 1322,6–1579,5 m (miąższość 256,9 m). Należy podkreślić, że miąższość wzrasta ku górze profilu syluru, od kilkumetrowej miąższości osadów landoweru (niekompletnych) do osadów ludlowu, o miąższości 160,0 m (wg pomia-

rów geofizycznych). Warstwy zalegają poziomo. Stopień rdzenia dla całego otworu 11%. Podstawowym źródłem informacji dotyczącym syluru w otworze Wrotnów IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1973). Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez Tomczyka na podstawie opisu fragmentów rdzeni wiertniczych, próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych. Strop i spąg syluru, podobnie jak granice niektórych oddziałów i pięter, wyznaczono zarówno na podstawie pomiarów geofizycznych, jak i rdzenia.

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

Fig. 16. Schemat podziału stratygraficznego syluru według Melchina i in. (2004)

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

Profil syluru jest typowy dla obszaru skłonu platformy prekambryjskiej. Przeważają osady drobnoklastyczne: iłowce i w mniejszym stopniu mułowce, z nielicznymi wkładkami osadów węglanowych, zalegające poziomo. Zespoły skamieniałości są mało zróżnicowane, jednak często dość liczne i dobrze zachowane. Dominującą grupą skamieniałości są graptolity oznaczone przez Tomczyka i cytowane w profilu litologiczno-stratygraficznym otworu (Tomczyk, 1973); rzadziej spotyka się skorupki brachiopodów bezzawiasowych, małżów i głowonogi.

Dominujące, w rdzeniowanych odcinkach profilu, graptolity, stanowią podstawę biostratygrafii systemu. Jako wzorzec dla biostratygrafii polskich sekwencji osadów systemu sylurskiego wykorzystuje się tradycyjnie schemat podziału wypracowany w klasycznych odsłonięciach obszarów Anglii i Walii. Jego ramy zostały stworzone na początku poprzedniego stulecia; podlegając modyfikacjom schemat ten stosowany jest do dziś pod nazwą Zgeneralizowana Zonacja Graptolitowa (Generalized Graptolite Zonation – GGZ), ustalona przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koreń i in., 1996). Jest on bliski podziałowi Urbanka i Telleri (1997) dla obszaru platformy wschodnioeuropejskiej. Schemat podziału chronostratygraficznego syluru według Melchina i in. (2004), skorelowany z podziałem graptolitowym Koreń i in. (1996) został przedstawiony na figurze 16.

Zgodnie ze standardowym podziałem międzynarodowym system sylurski dzieli się na 4 oddziały: landower, wenlok, ludlow i przydol, te z kolei dzielą się na piętra (por. fig. 16).

W profilu Wrotnów IG 1 udokumentowane zostały następujące oddziały syluru: landower, wenlok i ludlow.

Podział syluru, przedstawiony w niniejszym opracowaniu, odbiega od podziału przedstawionego przez Tomczyka w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1973), zawierającego szereg niezgodności ze standardami międzynarodowymi. Zakres zmian obejmuje przede wszystkim rezygnację z proponowanych przez Tomczyka lokalnych jednostek o nieokreślonym charakterze stratygraficznym, takimi jak „warstwy siedleckie”, „warstwy mielnicke” i „warstwy pasłęckie”. Profil litologiczny autorstwa Tomczyka, został przedstawiony w ramach znowelizowanej stratygrafii, obejmującej zrewidowane położenie niektórych granic oddziałów. Skład fauny, nazwy rodzajowe i gatunkowe graptolitów i ich pozycję w profilu podano według dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1973); niektóre z taksonów graptolitów wymagają rewizji.

W przypadku graptolitów, których nazwy taksonomiczne zostały zmienione po 1973 r. wyraźnie zaznaczono to w tekście profilu litologiczno-stratygraficznego, znowelizowane nazwy podając w nawiasach.

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

Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna

Poniżej przedstawiono uaktualnioną, zgodną z ustaleniami Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej, stratygrafię syluru w profilu Wrotnów IG 1. W profilu wydzielono następujące oddziały syluru: landower, wenlok, ludlow oraz piętra: telych w landowerze, ?homer–sheinwood i homer w wenloku oraz nierozdzielone gorst–ludford w ludlowie.

Landower

Osady landoweru (wg Tomczyka, 1973) „środkowe warstwy pasłęckie”) występują, według pomiarów geofizycznych, na głębokości 1563,0–1577,0 m i osiagają miąższość 14,0 m. Są to szare i zielonawe iłowce, miejscami margliste

i dolomityczne. Oznaczone graptolity pozwalają udokumentować obecność telychu. Nie udokumentowano tu natomiast obecności starszych pięter syluru – rudanu i aeronu.

Wenlok

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

Dolną i górną granicę oddziału wyznaczono na podstawie pomiarów geofizycznych: spąg wenloku ustalono na głębokości 1563,0 m a strop 1476,0 m. Miąższość wynosi 87,0 m. Górną granicę oddziału, na podstawie podobieństwa do innych profili lepiej udokumentowanych paleontologicznie, przyjęto 20,0 m wyżej niż to było przyjęte przez Tomczyka (1973) w dokumentacji wynikowej otworu. Korekta związana jest z faktem, że obecnie granica wenlok/ludlow przebiega w spągu poziomu *nilssoni* (Urbanek, Teller, 1997; Melchin i in., 2004), a nie, jak było to w schemacie stratygraficznym E. i H. Tomczyków – w spągu poziomu *nassa* (w spągu „warstw mielnickich”) (Tomczykowa, 1988).

Według próbek rdzeniowych i pomiarów geofizycznych w wenloku, na głębokości 1476,0–?1523,0 m występują szare i ciemnoszare iłowce, nieco margliste z graptolitami oznaczonymi przez Tomczyka (1973): *Testograptus* sp., *Testograptus testis* (Barrande), *Monograptus flemingi* (Salter), *Pristiograptus dubius* (Suess), *P. pseudodubius* Bouček oraz, przewodni dla dolnego homeru, *Cyrtoagraptus lundgreni* Tullberg.

Przewiercony bezrdzeniowo odcinek profilu na głębokości ?1523,2–1563,0 m uznano za nierozdzielone ?homer–sheinwood.

Ludlow

Do ludlowu zaliczono osady występujące według pomiarów geofizycznych na głębokości od 1316,0 do 1476,0 m (miąższość 160,0 m) (według rdzenia 1322,6–1476,0 m, miąższość 153,4 m). Wyróżniono tu piętra gorst i ludford (nierozdzielne). Wyznaczenie granicy gorst/ludford wymaga powtórnej analizy biostratygraficznej.

W dokumentacji wynikowej otworu Tomczyk (1973) wyróżnił od dołu:

- ludlow dolny:
 - „warstwy mielnickie dolne” (wg rdzenia i pomiarów geofizycznych 1474,5–1496,0 m; miąższość 21,5 m)
 - „warstwy mielnickie górne” (wg rdzenia 1375,0–1474,5 m; miąższość 99,5 m), (wg pomiarów geofizycznych 1375,0–1496,0, miąższość 121,0 m)
- ludlow górny:
 - „warstwy siedleckie dolne” (wg pomiarów geofizycznych 1316,0–1375,0 m; miąższość 59,0 m).

Według próbek rdzeniowych, okrucowych i pomiarów geofizycznych w ludlowie występują iłowce szare i ciemnoszare często laminowane z wkładkami mułowców i iłowców marglistych z graptolitami, a nawet wkładkami wapieni. Oprócz licznych gatunków graptolitów charakterystycznych dla ludlowu Tomczyk podaje obecność głowonogów: *Orthoceras* sp. i małży *Cardiola* sp. Oznaczone przez Tomczyka graptolity dokumentują oba piętra ludlowu: gorst i ludford.

Na obecność najniższego poziomu piętra gorst wskazują graptolity poziomu *nilssoni*: *Neodiversograptus nilssoni* występujący na głębokości 1474,5–1476,0 m.

Ludford dokumentują graptolity (oznaczenia wg Tomczyka) najstarszego poziomu gorstu *Cucullograptus aversus* (= *Seatograptus leintwardinensis*): *Seatograptus* sp., *Seatograptus chimera* (Barrande), *Cucullograptus* sp., *Cucullograptus* cf. *aversus* (Eisenach), oraz m.in. *Bohemograptus bohemicus tenuis* (Bouček), cytowany przez Tomczyka w odcinkach rdzeniowych w interwale od 1322,6 m do 1416,0 m.

W najwyższej części profilu syluru (1322,6–1328,0 m) Tomczyk podaje: *Bohemograptus bohemicus* (Barrande), *Pristiograptus dubius* (Suess) oraz *Monoclimacis* cf. *haupti* (Kühne), które datują niższą część ludfordu. Nie stwierdzono tu graptolitów górnego ludfordu, m.in. poziomu *formosus*, znanego z pełniejszych profili syluru np. profilu Łopiennik obszaru lubelskiego.

Na osadach (?niższego) ludfordu leżą osady permu dolnego (czerwonego spągowca). W omawianym profilu brakuje najwyższego syluru (?górnego) ludfordu, przydolu) oraz dewonu i karbonu.

PERM

Jędrzej POKORSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC

W obrębie permu stwierdzono zarówno osady czerwonego spągowca jak i cechsztynu. W profilu Wrotnów IG 1 występuje czerwony spągowiec górny, który osiąga 20,0 m

miąższości i stanowi fragment stropowego odcinka formacji Parsęty, na co wskazuje impregnacja anhydrytem oraz mineralizacja siarczkami.

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN

Stratygrafia

1237,0–1248,0 m – cechsztyń 4 (PZ4)

1237,0–1248,0 m – stropowa seria terygeniczna (PZt)

1248,0–1253,0 m – cechsztyń 2 (PZ2)

1248,0–1253,0 m – dolomit główny (Ca2)

1253,0–1296,0 m – cechsztyń 1 (PZ1)

1253,0–1272,5 m – anhydryt dolny (A1d)

1272,5–1296,0 m – wapień cechsztyński (Ca1)

Osady cechsztynu, o miąższości 59,0 m, zalegają na osadach czerwonego spągowca. Profil cechsztynu zawiera wszystkie cyklotemy i jest typowy dla przybrzeżnej części basenu cechsztyńskiego na obszarze platformy prekambryjskiej. Cyklotemy cechsztyńskie, węglanowo-ewaporatowe, są tu zredukowane stratygraficznie i miąższościowo oraz charakteryzują się przewagą osadów węglanowych z udziałem serii terygenicznych. Strop cechsztynu stanowią piaskowce i mułowce, mogące reprezentować kontynentalną serię najwyższego cechsztynu. Granica z dolnym pstry piaskowcem rozpoczyna nowy, transgresywny etap rozwoju basenu.

TRIAS

Anna BECKER

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA, ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI

Stratygrafia triasu otworu Wrotnów IG 1 opiera się na danych archiwalnych oraz na korelacji z otworami Wyszków IG 1, Tłuszcz IG 1, Łochów IG 1 i Łochów IG 2. Z profilu triasu o miąższości 281,5 m pobrano jedynie 3,1 m rdzenia. Interpretacja profilu opiera się na pomiarach geofizycznych i próbkach okruszowych.

Opisu profilu dokonano na podstawie wydzieleni litostratygraficznych, których wiek nie został w omawianym otworze ustalony. Prawdopodobny wiek osadów został podany na podstawie danych z innych części basenu Polski Niżowej oraz basenu centralnej Europy (Bachmann i in., 2007; Wagner, 2008).

Trias dolny – pstry piaskowiec

Utwory triasu dolnego reprezentowane są przez pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny i osiągają miąższość 188,0 m. Profil pstrego piaskowca dolnego rozpoczyna 19,0 m miąższości kompleks piaskowcowy, charakterystyczny dla tej części basenu. Powyżej występuje kompleks iłowcowo-mułowcowy z wkładkami wapieni oolitowych w najwyższej części. Kompleks ten, zaliczany do formacji bałtyckiej (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1997), osiąga miąższość 108,0 m. Pstry piaskowiec środkowy osiąga

miąższość 28,0 m i jest zbudowany z iłowców i mułowców z licznymi wkładkami wapieni oolitowych w niższej części. W części wyższej wkładki węglanowe są mniej liczne, pojawiają się również nieliczne wkładki piaskowców. Profil ten reprezentuje formację lidzbarską (Szyperko-Śliwczyńska, 1979). W otworach położonych kilkanaście kilometrów na zachód, profil pstrego piaskowca środkowego osiąga prawie dwukrotnie większą miąższość. Stropową część ogniwa tworzy kompleks piaskowcowo-iłowcowy, którego brak jest w otworze Wrotnów IG 1. W profilach środkowego pstrego piaskowca tej części zatoki podlaskiej, z wyjątkiem otworu Tłuszcz IG 1, brak jest osadów formacji malborskiej (Szyperko-Śliwczyńska, 1979).

Pstry piaskowiec górny jest zbudowany z iłowców z wkładkami mułowców w dolnej części oraz nielicznymi wkładkami skał węglanowych w górnej części profilu. W rdzeniach pobranych ze środkowej części profilu stwierdzono szare iłowce ze szczątkami roślin oraz z poziomami plamistych zabarwień i drobnych konkrecji węglanowych prawdopodobnie pochodzenia pedogenicznego. Miąższość ogniwa wynosi 33,0 m i reprezentuje prawdopodobnie formację elbląską (Szyperko-Teller, 1997). Według Szyperko-Śliwczyńskiej (1979) opisany profil retu reprezentuje jedynie wyższą część tego ogniwa.

Sedymentacja pstrego piaskowca w rejonie otworu Wrotnów IG 1 zachodziła we wschodniej, peryferycznej części basenu centralnej Europy, do którego należał basen Polski Niżowej, w obrębie tak zwanej zatoki podlaskiej (Szyperko-Teller, Moryc, 1988). Miąższość wszystkich ogniów dolnego triasu jest wyraźnie zredukowana w stosunku do zachodniej części basenu Polski Niżowej. Szczególnie dotyczy to środkowego pstrego piaskowca. Sedymentacja odbywała się początkowo w obrębie brakicznego zbiornika, którego maksimum rozwoju przypada na sedymentację niższej części pstrego piaskowca środkowego. Pod koniec sedymentacji środkowego pstrego piaskowca zbiornik uległ silnemu zwężeniu i obszar Wrotnowa znalazł się poza zasięgiem sedymentacji. Luka stratygraficzna obejmuje być może nawet większe części profilu niż w sąsiednich otworach Wyszaków IG 1, Tłuszcz IG 1, Łochów IG 1 oraz Łochów IG 2. Sedymentacja pstrego piaskowca górnego odbywała się w brzeżnej strefie zbiornika z centrum na obszarze monokliny przedsudeckiej, w obrębie równi aluwialnej (Szyperko-Teller, 1997; Iwanow, 1998).

Osady pstrego piaskowca Niżu Polskiego są datowane na ind-olenek na podstawie palino- i magnetostratygrafii (Nawrocki, 1997; Senkowiczowa, 1997). Odmianą interpretację wieku osadów pstrego piaskowca basenu centralnej Europy proponuje Bachmann i Kozur (2004) oraz Bachmann i in. (2007) głównie na podstawie stratygrafii muszloraczkowej. Według tych badaczy wiek pstrego piaskowca obejmuje najpóźniejszy perm po wczesny anizyk. W przypadku otworu Wrotnów IG 1, znajdującego się w brzeżnej strefie basenu, można przypuszczać, że sedymentacja dolnego pstrego piaskowca zachodziła w indzie, zaś środkowego pstrego piaskowca we wczesnym olenku. Środkowy olenek objęty jest luką stratygraficzną. Wiek pstrego piaskowca górnego jest najbardziej kontrowersyjny, ale najprawdopodobniej może być korelowany z późnym olenkiem (Wagner, 2008). W otworze Wrotnów IG 1 w osadach retu Marcinkiewicz (1992) stwierdziła poziom megasporowy *Trileites validus*, którego wiek jest dyskusyjny i może odpowiadać późnemu olenkowi lub najwcześniejszemu anizykowi. Senkowiczowa (1997) wiek tego poziomu uznaje za późny olenek.

Trias środkowy

Trias środkowy jest reprezentowany w otworze Wrotnów IG 1 przez wapień muszlowy o miąższości 34,0 m oraz niepełny kajper dolny o miąższości 6,5 m.

Nierozdzielony wapień muszlowy jest zbudowany z szarych iłowców i mułowców oraz wapieni, przy czym w dolnej części dominują wapień, a w górnej osady drobnoklastyczne. Można przypuszczać, że dolna część profilu odpowiada wapieniowi muszlowemu dolnemu, zaś górna wapieniowi muszlowemu górnemu. Wapień muszlowy środkowy objęty jest prawdopodobnie luką stratygraficzną lub jest reprezentowany w szczątkowym zakresie. Otwór wiertniczy Wrotnów IG 1 położony jest we wschodnim obrzeżeniu basenu wapienia muszlowego, w obrębie zatoki wcinającej się ku wschodowi w tzw. łąd suwalsko-lubelski, prawie na granicy dzisiejszego występowania osadów tego ogniwa. Środowisko sedymentacji jest interpretowane w tym rejonie jako płytki szelf węglanowy z silnymi wpływami terygenicznymi w dolnym wapieniu muszlowym, hypersalinarna laguna w wapieniu muszlowym środkowym oraz pogłębiający się w trakcie sedymentacji szelf węglanowy w wapieniu muszlowym górnym (Iwanow, 1998; Szulc w: Wagner, 2008). Sedymentacja wapienia muszlowego dolnego rozpoczęła się na obszarze Podlasia dopiero w pelsonie (wczesny anizyk, Szulc w: Wagner, 2008) i trwała z przerwami do wczesnego illyru (środkowy anizyk, Szulc w: Wagner, 2008). Wapień muszlowy środkowy odpowiada środkowemu illyrowi (środkowy/późny anizyk), którego większą część w tej strefie obejmuje luka stratygraficzna (Szulc w: Wagner, 2008). Sedymentacja górnego wapienia muszlowego przypada na wczesny ladyn (fassan, Szulc w: Wagner, 2008).

Występowanie kajpru dolnego w otworze Wrotnów IG 1 jest wątpliwe ze względu na brak rdzenia. Do ogniwa tego został zaliczony 6,5 m kompleks piaskowcowy, którego obraz karotażowy odpowiada kajprowi dolnemu otworu Łochów IG 2 (Aren, 1978). Również analizy basenu triasu środkowego Polski Niżowej wskazują na występowanie kajpru dolnego w całym regionie podlaskim (Gajewska, 1988; Szulc w: Wagner, 2008). Osady deponowane były prawdopodobnie w środowisku delty lub równi aluwialnej (Iwanow, 1998; Szulc w: Wagner, 2008). Wiek kajpru dolnego Podlasia interpretowany jest na późny fassan (środkowy ladyn, Szulc w: Wagner, 2008).

Trias górny

Trias górny jest reprezentowany w otworze Wrotnów IG 1 przez osady noryku w postaci warstw nidzickich (dawny retyk niższy). Osady kajpru górnego (warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzciniowy, warstwy gipsowe górne) oraz retyku (warstwy bartoszyckie) nie występują w omawianym profilu. Nie zostały one w rejonie Podlasia osadzone (Deczkowski, Franczyk, 1988). Osady noryku wykształcone są w postaci mułowców i iłowców prawdopodobnie pstrych, o teksturze gruzłowej deponowanych w środowisku brakicznej laguny lub sebhy (Iwanow, 1998; Wagner, 2008). Miąższość ogniwa wynosi 53 m. Ich wiek to prawdopodobnie środkowy lub późny noryk (Bachmann i in., 2007; Wagner, 2008). Leżący ponad omawianymi osadami 15,5 m kompleks iłowców, zaliczany w materiałach archiwalnych do noryku, został w niniejszym opracowaniu włączony do jury dolnej (dyskusja – patrz rozdział dotyczący jury, str. 60).

Kilka uwag należy poświęcić tutaj nomenklaturze wydzieleni triasu górnego. W literaturze spotykane są trzy wersje podziału osadów triasu górnego. Pierwsza stosowana przez Deczkowskiego i Franczyk (1988) oraz przez zespół autorów w monografii redagowanej przez Marka i Pajchlową (1997) stosuje podział na kajper dolny (należący obecnie do środkowego triasu), kajper górny (warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzciniowy, warstwy gipsowe górne), noryk (warstwy drawnieńskie, jarkowskie i zbąszyneckie; dawny retyk niższy) oraz retyk (warstwy wielichowskie; dawny retyk wyższy). Podział ten można uznać za klasyczny

we współczesnej polskiej literaturze. Iwanow (1998) zastosował podział na kajper dolny, odpowiadający wszystkim pozostałym podziałom, kajper środkowy (warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzciny, warstwy gipsowe górne), kajper górny (warstwy drawnieńskie, jarkowskie i zbąszyńskie, czyli noryk z poprzedniego podziału) oraz retyk (warstwy wielichowskie), rezygnując z pojęcia noryku w podziale litostratygraficznym. Bachmann i in. (2007) proponują podział na kajper dolny, zgodny z poprzednimi podziałami, kajper środkowy (warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzci-

nowy, warstwy gipsowe górne, warstwy drawnieńskie, jarkowskie i zbąszyńskie) oraz kajper górny (warstwy wielichowskie). Podział ten pozwala na lepszą korelację z niemiecką częścią basenu, rezygnuje całkowicie z bardzo mylącego pojęcia „retyku” oraz w ogóle eliminuje nazwy z pogranicza chronostratygrafii (noryk, retyk) w podziale litostratygraficznym. Ponieważ podział ten nie jest jeszcze ugruntowany w polskiej literaturze stratygraficznej (patrz Wagner, 2008) w niniejszym opracowaniu stosuje się klasyczny podział Deczkowskiego i Franczyk (1988).

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Profil jurajski otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 obejmuje osady jury dolnej, wyższej jury środkowej (baton–kelowej) oraz niższej jury górnej (oksford). Pomiedzy leżącymi bezpośrednio poniżej iłowcami noryku a utworami dolnej jury stwierdzono, podobnie jak na całym obszarze zachodniego Podlasia, brak utworów retyku. W obrębie utworów jurajskich również obserwuje się wiele luk stratygraficznych. Najważniejsze z nich wskazują na brak osadów ze znacznych odcinków hetangu, synemuru i pliensbachu oraz zupełny brak osadów od aalenu do (?) późnego bajosu włącznie. Prawdopodobnie luki stratygraficzne występują również w obrębie batonu. Ponad wapieniami oksfordu leżą piaski glaukonitowe albu, a więc w tym przypadku luka stratygraficzna obejmuje przedział czasowy od kimerydu po schyłek wczesnej kredy.

Jura dolna

Utwory jury dolnej występują w otworze Wrotnów IG 1 na głębokości 907,0–955,5 m i mają miąższość 48,5 m. W *Dokumentacji wynikowej...* (1973) były one wydzielane jako seria łądowa, lecz korelacja z pobliskimi otworami Tłuszcz IG 1 oraz Łochów IG 1, IG 2 (Dadlez, 1974, 1978) pozwalają na bardziej precyzyjne ustalenie wieku tych utworów. W otworze zastosowano formalny podział litostratygraficzny jury dolnej zaproponowany przez Pieńkowskiego (2004).

Najniższy odcinek profilu wykształcony jest jako skały iłowcowe o miąższości 18,0 m (głęb. 937,5–955,5 m). Korelacja z otworem Tłuszcz IG 1 pozwala na stwierdzenie, że kompleks ten odpowiada kompleksowi ilastemu wydzielonemu jako warstwy liwieckie. W górnych partiach tych warstw Marcinkiewicz (1974) stwierdziła występowanie megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, charakterystycznej dla hetangu i dolnego synemuru. W omawianym otworze Wrotnów IG 1 kompleks ten wydzielono jako formację zagajską.

Występujące powyżej utwory piaskowcowe z wkładkami mułowców i mułowców piaszczystych (głęb. 924,0–940,0 m), reprezentują formację olsztyńską. Miąższość tych utworów wynosi 16,0 m i jest znacznie mniejsza od obserwowanych w otworach Tłuszcz IG 1 (35,8 m), Łochów IG 1 (39,0 m)

i Łochów IG 2 (32,0 m). Jest to trend zgodny z obserwowanym na całym obszarze wyklinowywaniem się utworów dolnej jury w kierunku wschodnim. W położonym dalej na wschód otworze Sokołów Podlaski 1 nie stwierdzono już utworów jury dolnej.

Wyżej pojawia się kompleks skał mułowcowo-iłowcowych o miąższości 8,0 m. Rdzenie pobrane z tych utworów w pobliskim otworze Łochów IG 1 i Tłuszcz IG 1 wskazują, że są to skały o charakterystycznej zielonoszarej barwie (Dadlez, 1974, 1978), co pozwala na ich jednoznaczne zaliczenie do formacji ciechocińskiej. Megaspory oznaczone przez Marcinkiewicz (1974) z tych utworów również potwierdzają ich toarski wiek.

Najwyższy odcinek dolnej jury wykształcony jest w postaci piaskowców reprezentujących formację borucicką. Ich miąższość w otworze wynosi 9,0 m.

Jura środkowa

Utwory jury środkowej w otworze Wrotnów IG 1 występują na głębokości 873,5–907,0 m. Ich niewielka miąższość wynosząca 33,5 m, jest zgodna z trendem spadku miąższości, osadów jury środkowej w kierunku wschodniej części basenu, od zachodniej części Podlasia (Tłuszcz IG 1 – 71,0 m; Łochów IG 1 – 35,0 m; IG 2 – 58,0 m), do jego części wschodniej (Brańsk IG 1 – 7,5 m; Mielnik IG 1 – 14,8 m).

Utwory te zostały przewiercone bezrdzeniowo. Dolny odcinek profilu tworzą skały mułowcowe z wkładką piaskowcową na głęb. 901,0–902,5 m. W pobliskich otworach wiertniczych były one wydzielane jako seria łądowa z okresowymi wpływami morskimi. Osady te reprezentują prawdopodobnie dolny lub środkowy baton.

Wyżej występuje 10,5 m kompleks piaskowcowy (głęb. 887,0–897,5 m). Prawdopodobnie odpowiada on wiekowo niższej części górnego batonu (por. Feldman-Olszewska, 2007).

Wspomniany kompleks piaskowcowy przykrywają utwory iłowcowe, ku górze przechodzące w mułowce (głęb. 882,0–887,0 m). Na krzywej PG zmiana pomiędzy piaskowcami i iłowcami jest bardzo gwałtowna, co może sugerować

obecność powierzchni erozyjnej na wspomnianym kontakcie. Ku górze utwory iłowcowo-mułowcowe stopniowo przechodzą w wapienie. Na podstawie obserwacji rdzeni wiertniczych z pobliskich otworów Tłuszcz IG 1, Łochów IG 1 (Dayczak-Calikowska, 1974, 1978), Żebrak IG 1 (Niemczycka, 1975), Wyszaków IG 1 (Feldman-Olszewska, 2007), należy przypuszczać, że są to wapienie organodetrytyczne barwy rdzawej, z rozproszonym pyłem limonitowym. Miąższość tych wapieni w omawianym otworze Wrotnów IG 1 wynosi 8,5 m.

Jura górna

Utwory górnej jury, reprezentowane w otworze Wrotnów IG 1 przez wapienne i margliste osady oksfordu, występują na głębokości 647,5–873,5 m i mają miąższość 226,0 m. Utwory te zostały w większości przewiercone bezrdzeniowo; z całego profilu pobrano jedynie 4 kilkumetrowe rdzenie. Na podstawie nieformalnego podziału litostratygraficznego utworów jury górnej regionu podlaskiego i lubelskiego (Dembowska, 1979; Niemczycka, 1981, 1997), karotażu, rdzeni oraz próbek okruchowych, wydzielono w otworze 4 formacje: wapienno-gąbkową, koralowcową, albertowską i oolitową.

Najniższa część profilu (głęb. 792,0–873,5 m) wykształcona jest w postaci wapieni gąbkowych, miejscami skrzemionkowanych, z czertami. Utwory te wydzielone zostały jako formacja wapieni gąbkowych (I). Jej miąższość wynosi 81,5 m. W spągu tych wapieni, w otworach Łochów IG 2 i Radzyń IG 6 stwierdzono występowanie warstwy bulastej, z której pochodzi fauna amonitowa przewodnia dla najwyższego keloweju (poz. *athleta*) oraz najniższego oksfordu (poz. *mariae*) (Niemczycka, 1965, 1978, 1979a; Malinowska, 1978). Wiek całej formacji notowany jest na dolny-środkowy oksford (Dembowska, 1979). Wiek ten potwierdza mikrofauna znaleziona w pobliskich otworach Tłuszcz IG 1 i Żebrak IG 1 (Bielecka, 1974; 1975).

W wyższej części profilu pojawia się 64,5 m miąższości (727,5–792,0 m) kompleks wapieni mikrytowych z koralowcami oraz wapieni organodetrytycznych, koralowcowych. Został on wydzielony jako formacja koralowcowa (III). Jest to nazwa zastosowana przez Dembowską (1979) i nie została do tej pory zrewidowana. Z formalnego punktu widzenia jej nazwa powinna brzmieć formacja wapieni koralowych (por. Racki, Narkiewicz, 2006). Dembowska (1979) uznała ją za odpowiadającą oksfordowi górnemu. Ten sam wiek przypisywała tej formacji Niemczycka (1976), natomiast w późniejszych publikacjach zaliczyła ją do oksfordu środkowego (Niemczycka, 1979b; 1997). Mikrofauna otwornicowa znaleziona w pobliskich otworach Tłuszcz IG 1 (Bielecka, 1974) oraz Łochów IG 1 (Bielecka, 1978) wskazuje jednak raczej na późnooksfordzki wiek tej formacji.

Nadległy kompleks wapieni marglistych, zakończony w stropie 3,5 m warstwą iłowca, został wydzielony jako formacja albertowska. Formacja ta nie była wydzielona w podziałach litostratygraficznych zaproponowanych przez Niemczycką (1976, 1997) i Dembowską (1979). Została ona wydzielona przez Niemczycką (1981) dla obszaru Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Jednak ze względu na podobieństwo opisywanych utworów oraz ich położenia w profilu, wydaje się zasadne wydzielenie tej formacji w profilu otworu Wrotnów IG 1. Jej miąższość wynosi 15,5 m.

Górny odcinek osadów jurajskich w omawianym otworze (głęb. 647,5–712,0 m), reprezentowany jest przez występujące naprzemian wapienie oolitowe i wapienie mikrytowe, barwy białej. Tworzą one formację oolitową (IV) o miąższości 64,5 m. Wiek tej formacji, na podstawie mikrofauny otwornicowej, został udokumentowany w pobliskich otworach wiertniczych Łochów IG 1 i Tłuszcz IG 1 (Bielecka, 1974, 1978) na późny oksford.

Utwory oksfordu stanowią najwyższe ogniwo jurajskie w omawianym otworze. Młodsze osady jury górnej zostały tu zerodowane przed późną kredą.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwór wiertniczy Wrotnów IG 1 został zlokalizowany w północnej części zapadliska podlaskiego w strefie kontaktu tej jednostki z wyniesieniem mazurskim. Profil kredowy otworu jest typowy dla tego rejonu. Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez A. Krassowską (Dokumentacja wyników..., 1973) na podstawie analizy próbek okruchowych (osady kredowe zostały przewiercone całkowicie bezrdzeniowo) oraz korelacji profilowań geofizyki wiertniczej poprzez porównanie z sąsiednimi otworami, głównie Tłuszcz IG 1 (Areń, 1974) oraz Łochów IG 1 i IG 2 (Areń, 1978). Profil porównano także z pobliskim otworem Sokółów Podlaski 1 odwierconym niespełna 20 km na południowy wschód.

W otworze Wrotnów IG 1 kreda ma stosunkowo niewielką miąższość 432,5 m, z czego na kredę górną (ceno-man–mastrycht) przypada 427,5 m. Kreda dolna reprezentowana jest przez zaledwie 5,0 m miąższości serię piaszczystą zaliczoną do górnego i być może środkowego albu. Pierwotna interpretacja profilu zakładała też występowanie ponad sekwencją kredową osadów paleocenu dolnego. Jednakże dane uzyskane z później odwierconych otworów oraz dokładniejsze rozpoznanie regionalne sugerują brak utworów paleocenu dolnego w analizowanym rejonie.

Kreda dolna

Osady kredy dolnej mają miąższość 5,0 m. Profil odtworzono na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej i regionalnych korelacji z sąsiednimi otworami. Wydzielona seria zaliczona została do środkowego i górnego albu i reprezentowana jest prawdopodobnie przez piaskowce kwarcowo-glaukonitowe płytkiego szelfu silikoklastycznego (5,0 m), rozpoczynające kredowy cykl transgresywny. Utwory te spoczywają ze znaczną luką stratygraficzną na skałach oksfordu górnego.

Kreda górna

Profil kredy górnej odtworzono na podstawie próbek okruchowych oraz zapisu geofizyki wiertniczej. Sekwencja kredy górnej (427,5 m) zbudowana jest w przeważającej części z dość monotonnej serii węglanów otwartego morza basenu epikontynentalnego, reprezentowanych od cenomanu po mastrycht głównie przez facje jasnoszarych wapieni i wapieni marglistych oraz białej kredy piszącej i wapieni

marglistych kredopodobnych z wkładkami margli, występujących w santonie, kampanie i najniższym mastrychcie. Niekiedy w profilu występują wkładki margli, liczne są też krzemienie. Profil najniższego cenomanu budują margle piaszczyste z glaukonitem i kongrecjami fosforytowymi. Te ostatnie prawdopodobnie pojawiają się także w wyższym mastrychcie. Profil wyższego mastrychtu jest bardziej urozmaicony litologicznie z marglami i opokami marglistymi, których depozycja związana była prawdopodobnie nie tylko z rozwojem gąbek, ale również ze zwiększoną dostawą krzemionki do basenu z otaczających lądów, co miało związek z ogólnym obniżeniem poziomu oceanu światowego i ekspansją obszarów lądowych w tym okresie. Wapienie występujące w cenomanie i turonie zawierają szczątki inoceramów.

Całość profilu kredowego świadczy o raczej spokojnej sedymentacji morskiej w basenie epikontynentalnym o małym i stosunkowo stabilnym tempie subsydencji.

Miąższości poszczególnych pięter kredy i ich porównanie z odpowiednimi miąższościami w otworze Tłuszcz IG 1 pokazuje [tabela 10](#).

Tabela 10

Porównanie miąższości (w metrach) pięter kredy w otworach Wrotnów IG 1 i Tłuszcz IG 1

Thickness (in metres) of Cretaceous deposits in the Wrotnów IG 1 and Tłuszcz IG 1 boreholes

Stratygrafia	Otwór wiertniczy	
	Wrotnów IG 1	Tłuszcz IG 1
Paleocen dolny	–	8,6
Mastrycht	119,0	167,4
Kampan	109,0	139,8
Santon	68,0	89,2
Koniak ¹	21,0	17,0
Turon ²	86,0	74,8
Cenoman	24,5	28,2
Alb górny	–	1,5
Alb środkowy–barrem	5,0 ³	9,5
Hoteryw	–	35,5
Walanżyn górny	–	3,5
Kreda	432,5	566,4

1 – poziom *Inoceramus involutus*; 2 – z poziomem *Inoceramus schloenbachi*; 3 – alb środkowy i górny

1 – *Inoceramus involutus* zone; 2 – with *Inoceramus schloenbachi* zone; 3 – Middle and Upper Alban