

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH

PALEOPROTEROZOIK

Zbigniew CYMERMAN

BADANIA STRUKTURALNE PODŁOŻA KRystalicznego I WNIO SKI GENETYCZNE

Wstęp

Według profilowania geofizycznego podłoże krystaliczne w otworze wiertniczym Słupsk IG 1 występuje na głębokości 5078,0 m, natomiast pierwszy fragment rdzenia z krystalicznego podłoża (gnejsy) uzyskano dopiero na głębokości 5095,0 m. Do zakończenia tego otworu na głębokości 5120,0 m nawiercono przede wszystkim gnejsy biotytowe, rzadsze są gnejsy biotytowo-hornblendowe, biotytowo-chlorytowe, chlorytowo-epidotowe oraz podrzędnie łupki hornblendowe (Ryka, 1974).

Skały krystaliczne z otworu Słupsk IG 1 uznawano za należące do karelskiej strefy fałdowej (Kubicki, Ryka, 1982). Ostatnio zostały one zaliczone do terranu bałtyckiego (Cymerman, 2004a, b), także określanego jako strefa (terran) zachodniolitewska (Skridlaite, Motuza, 2001).

Badania strukturalne

Badania strukturalne z elementami kinematyki całego zachowanego interwału 25 m rdzenia ze skał krystalicznych wykonał Cymerman (2004a). W wyniku tych badań wydzielono struktury planarne (foliacja metamorficzna S_M , uskoki, spękania), struktury linijne (elongacyjna lineacja ziarna mineralnego L_M i rysy ślizgowe), struktury fałdowe oraz wskaźniki ścinania podatnego.

Strefy ścinania podatnego są trudne do rozpoznania w skałach krystalicznych z tego otworu. Zasadniczy wpływ na to miała późniejsza i silna rekrytalizacja związana z heterogeniczną migmatytyzacją gnejsów. Procesy migmatytyzacji o różnej intensywności i charakterze rozwoju neosomów spowodowały trudności w odróżnianiu gnejsów od migmatytów. Procesy te doprowadziły także do zatarcia pierwotnego charakteru skał macierzystych.

Zasadniczo, planarna więźba, czyli foliacja metamorficzna S_M w silnie zdeformowanych gnejsach w wyniku ścinania prostego jest skomplikowana rozwojem struktury mylonitycznej typu S i C. Foliacja metamorficzna S_M jest dobrze rozwinięta zwłaszcza w gnejsach laminowanych. Kąty upadu foliacji S_M są zmienne od 25 do 85°, przy wyraźnej dominacji kątów upadu w przedziale 30–50°. Na ogół bardziej strome upady foliacji S_M występują tam, gdzie liczniejsze są warstewki i żyłki leuko-

somu, często w formie sinusoidalnych struktur typu nabrzmień i zwężeń oraz fałdów szerokopromiennych. Większe od średnich wartości kątów upadu foliacji S_M występują na głębokościach: 5106,6; 5108,2–5108,3 i 5111,2–5111,5 m.

Elongacyjna lineacja ziarna mineralnego L_M , wyrażona przede wszystkim kierunkowym ułożeniem blaszek biotyту, jest zmiennie zorientowana na powierzchniach foliacji S_M . Lineacja ta jest najczęściej ustawiona prawie równolegle do kierunku biegu foliacji S_M , np. na głębokościach 5102,6; 5103,0; 5105,2; 5105,4 i 5106,3 m. Natomiast dość rzadko lineacja elongacyjna L_M nachylona jest w kierunku prostopadłym do kierunku biegu foliacji S_M , np. na głębokości 5105,4 m, niekiedy jest też ona skośna do biegu foliacji, jak na głębokości 5107,5 m. Należy podkreślić, że często lineacje ziarna mineralnego L_M trudno jest oddzielić od lineacji typu rys ślizgowych. Dotyczy to zwłaszcza sytuacji, gdy tektoglify rozwinięte są na powierzchni foliacji S_M , jak na głębokości 5105,2 i 5106,3 m.

Nieliczne porfiroklasty skaleniowe, głównie typu σ oraz skośność więźby dokumentują lokalnie ekstensyjny charakter deformacji, jak np. na głębokości 5105,4 m. Nieliczne wskaźniki kinematyczne (porfiroklasty plagioklazowe typu σ) wskazują także na lewoskrętny zwrot ścinania, np. na głębokości 5100,6 m. Niestety, nie można określić kierunku przemieszczeń tektonicznych domen skalnych z powodu braku pomiarów skrzywienia omawianego otworu w nawierconych skałach krystalicznych, jak i braku zorientowanych rdzeni wiertniczych względem północy.

W gnejsach warstewkowych i migmatytach stromatytowych (*lit-par-lit*) rozwinięte są lokalnie fałdy otwarte, jak na głębokości 5098,5–5098,7 m. Czasem struktury te są zbliżone do typu fałdów konwolutnych i poliklinalnych. Generalnie, wśród fałdów dominują struktury otwarte, symetryczne, a także asymetryczne o powierzchniach osiowych subhoryzontalnych lub zapadających pod małymi, rzadziej średnimi kątami upadu powierzchni osiowych. Lokalnie doszło do zafałdowania warstewek leukosomu, jak na głębokościach 5108,2–5108,3; 5106,6 i 5111,2–5111,5 m. Zafałdowania leukosomów wskazują, że fałdy te rozwijały się już po heterogenicznej migmatytyzacji gnejsów.

W zachowanym materiale wiertniczym w zbadanym profilu skał krystalicznych bardzo rzadko występują uskoki. Przeważnie są to uskoki podłużne o stromych upadach, zo-

rientowanych zarówno konsekwentnie, jak i obsekwentnie względem foliacji S_M . Czasem uskoki rozwinięte są także na powierzchniach foliacji S_M , jak na głębokości 5105,2 i 5106,3 m. Lineacja typu rys ślizgowych jest na powierzchniach uskokowych prawie horyzontalnie zorientowana.

Spękania skalne są dość rzadkie w zbadanym profilu skał krystalicznych. Stwierdzono maksymalnie do kilku spękań na 1 metr długości rdzenia. Najliczniejszą grupę stanowią spękania o średnich wartościach kątów upadu. Są one w większości równoległe do powierzchni foliacji S_M , np. na głębokościach 5102,6–5103,2 i 5106,0–5106,7 m.

Uwagi genetyczne i wnioski

Skały krystaliczne w otworze Słupsk IG 1 nawiercono na największej głębokości w Polsce – poniżej 5,1 km – w miejscu najbardziej na zachód położonym fragmencie platformy wschodnioeuropejskiej. Fakty te wskazują na doniosłość badań krystalicznego podłoża nawierconego w tym otworze. Uwzględniając średni kąt upadu foliacji S_M w tym otworze, w rzeczywistości obserwuje się jedynie pakiet skalny o miąższości około 15 m.

W nawierconym profilu 25 m rdzenia zdecydowanie dominują gnejsy, podrzędnie łupki hornblendowe. W gnejsach starsze paragenezy mineralne (kwarc–plagioklaz–biotyt) przekładają się wielokrotnie z młodszymi (kwarc–mikroklin) (Ryka, 1974). Laminacja gnejsów oraz cechy fizjograficzne starszej paragenezy mineralnej mają świadczyć o pierwotnym osadowym pochodzeniu skał macierzystych. Na taką genezę ma wskazywać także stosunek łupków hornblendowych do gnejsów i ich wzajemne przejścia. Wnioskowano, że najstarsze są gnejsy biotytowe i łupki hornblendowe, czyli skały zmetamorfizowane w warunkach amfibolitowej grupy facjalnej niskich ciśnień. Zakładano, że dalsze przeobrażenia tych skał odbywały się w wyniku metasomatozy krzemiankowo-potasowej w strefach ruchów dyferencjalnych, a wyrażonymi blastezą mikroklinu i kwarcu drugiej generacji o spłaszczonych kształtach.

Przyjmowano, że w wyniku mikroklinizacji i nieco późniejszej blastezy kwarcu powstały skały o cechach migmatytów stromatytowych z dość regularnie alternującymi laminami paleosomu gnejsów biotytowych i łupków hornblendowych. Wskazywano, że zarówno gnejsy biotytowe, jak i migmatyty są znacznie zdyferencjonowane metamorficznie, co sugerować miało ich głęboką strefę przeobrażeń metasomatycznych (Ryka, 1974).

Późniejsze przemiany to albityzacja andezynu, chlorytyzacja i epidotytyzacja biotyty oraz serycytyzacja mikroklinu (Ryka, 1974). Procesy te wskazują na zanik procesów metamorficznych i spokojny przebieg przemian hydrotermalnych, wynoszących skały krystaliczne w strefę oddziaływania czynników hipergenicznych. Brak stropowej części fundamentu krystalicznego uniemożliwia stwierdzenie zakresu przeobrażeń hipergenicznych skał podłoża.

Przedstawiona geneza metasomatycznych przeobrażeń skał osadowych w gnejsy stoi w sprzeczności z danymi strukturalnymi i mikrostrukturalnymi. Analiza strukturalno-kinematyczna rdzeni wiertniczych ze skał krystalicznych obszaru północno-wschodniej, polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej umożliwiła rozpoznanie zróżnicowanych proce-

sów ścinania podatnego (Cymerman, 2004a). Analiza ta dokumentuje rozwój regionalnych stref ścinania. Na podstawie zachowanych domen, tam gdzie doszło do słabego ścinania prostego, natura granitowa protolitu nie została znacznie zmodyfikowana, co upoważnia do stwierdzenia, że pierwotnymi skałami były głównie granitoidy. Pogląd ten, o dominującej roli procesów dynamometamorfizmu, jest sprzeczny z zakładanym dotychczas modelem o przetopieniu i metasomatyźmie serii suprakrustalnych. Procesy tak zwanego „rozlaminowywania granitu”, czy też „zgnejsowania granitoidu” są ściśle związane z mechanizmem ścinania prostego. W domenach o najintensywniejszym ścinaniu prostym, gnejsy wykazują zmienną teksturę od typów warstwowych do cienko laminowanych. Przejścia od gnejsu mylonitycznego do mylonitu są stopniowe i trudne do jednoznacznego wyznaczenia, głównie ze względu na heterogeniczność deformacji rotacyjnej i zlokalizowany rozwój stref ścinania podatnego.

Procesy podatnej deformacji w wyjściowych (pierwotnych) granitoidach są wyrażone przez rozwój zlokalizowanych, heterogenicznych stref ścinania. W gnejsach o umiarkowanym stopniu ścinania prostego współlistnieją większe, jak i mniejsze strefy ścinania podatnego. Obserwując struktury od brzegów takiej strefy ścinania ku jej środkowi, zauważa się charakterystyczne zmiany wyrażone zmniejszaniem kąta pomiędzy powierzchniami S i C; zmniejszaniem wielkości ziaren kwarcu i skaleni; stopniowym wzrostem stosunku długości do wysokości ziarna; wzrastającym udziałem neoblastów skaleniowych pozbawionych przejawów odkształcenia, które mają na ogół jednakowy kształt z poligonalnymi granicami ziarna, oraz progresywnym zastępowaniem biotyty przez muskowitz.

W przypadku gnejsów zmigmatyzowanych nie jest pewne czy zlokalizowane strefy ścinania powodujące rozwój cienkich laminowanych gnejsów mylonitycznych powstawały synchronicznie z procesami migmatytyzacji, czy też były od nich nieco późniejsze. Prawdopodobnie przedmigmatytyzacyjne strefy ścinania w tych migmatytach mogły ulec intensywnej rekryształizacji w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu regionalnego. Lokalnie w migmatytach obserwuje się przejawy deformacji ze ścinania ogólnego z lokalną dominacją składowej ścinania czystego (Cymerman, 2004a).

Lokalizacja omawianego otworu oddalonego od najbliższych otworów (Żarnowiec IG 1 i Kościerzyna IG 1) o ponad 100 km nie stwarza żadnych możliwości korelacji litologicznych, litostratygraficznych ani nawet strukturalnych. Badania prekambryjskich skał krystalicznych platformy wschodnioeuropejskiej są bardzo poważnie ograniczone ze względu na występowanie miększej pokrywy młodszych skał osadowych zwłaszcza jej zachodniej, marginalnej części. W celu rozpoznania budowy i ewolucji krystalicznego podłoża obszaru Pomorza Wschodniego konieczne jest nawiązanie do najbliższych położonych wychodni skał prekambryjskich tarczy bałtyckiej, znajdujących się na Bornholmie.

Wyniki analizy strukturalnej i kinematycznej z Bornholmu (Cymerman, 2004b) oraz danych geofizycznych z jej bliskiego sąsiedztwa (Abramowitz i in., 1997; BABEL Working Group, 1993) umożliwiają przedstawienie nowego modelu geotektonicznego prekambryjskiej ewolucji obszaru od Bornholmu po Mazury. Rozwój skorupy prekambryjskiej tej części pogranicza tarczy bałtyckiej i platformy wschodnioeuropejskiej był

uwarunkowany dwoma zasadniczymi procesami tektonicznymi: (1) reżimem kompresyjnej do transpresyjnej deformacji D_1 , przejawiającej się rozwojem zlokalizowanych, podatnych stref ścinania o charakterze nasuwczym z przemieszczeniami skierowanymi ku południowi lub południowemu wschodowi oraz (2) prawdopodobnie nieco późniejszą deformacją ekstensyjną D_2 , również w warunkach podatnych. Z powodu braku wiarygodnych, nowych datowań radiometrycznych trudno jest ustalić dokładny czas tych deformacji, a nawet orogenezy (swekofska ? i (lub) gotyjska (?) czy może nawet swekonorweska?). Obecnie można zakładać, że deformacje te (D_1 i D_2) odbyły się w czasie orogenezy gotyjskiej. Bogdanova (2001, 2005) wprowadziła nowy termin – „orogeneza duńsko-polska”. Termin ten jest prawie synonimem orogenezy późnogotyjskiej. Pozycja paleoszwu w SW części tarczy bałtyckiej jest słabo zdefiniowana, prawdopodobnie z powodu nałożenia się tego mezoproterozoicznego szwu na starsze struktury tektoniczne, powstałe w czasie orogenezy swekofskiej, a także magmatyzmu granitoidowego z prawdopodobnymi procesami magmowego podklejania, jak w przypadku rozległego pasma trans-skandynawskiego, czy wreszcie młodszych ruchów orogenicznych (swekonorweskich). Gorbatshev i Bogdanova (1993), omawiając problemy związane z ustaleniem proterozoicznego rozwoju tar-

czy bałtyckiej jako serii sukcesywnych cykli orogenicznych, sugerowali rozwój tej tarczy w wyniku pojedynczej, długotrwałej i prawie ciągłej aktywności orogenicznej i magmowej. Ta mezoproterozoiczna aktywność orogeniczna, trwająca od około 1,5 do 1,3 mld lat, spowodowała liczne intruzje magmowe w różnych częściach tarczy bałtyckiej. Ten długotrwały proces magmowy, trwający prawie 200 mln, wyznaczył ważny etap topienia skorupy, który następował w wyniku akrecji i stabilizacji młodej litosfery kontynentalnej w południowej części tarczy bałtyckiej.

W regionie Pomorza Wschodniego nie ustalono transportu tektonicznego domen strukturalnych. Można jedynie zakładać podobny transport tektoniczny o zwrocie „strop” ku południowi, jak na Bornholmie, z przemieszczeniami pakietów nasunięciowych generalnie ku południowi w warunkach podatnych. Podobieństwo ewolucji tektonicznej Pomorza Wschodniego i Bornholmu wskazywać może pośrednio także na przejawy orogenezy gotyjskiej na obszarze Pomorza Wschodniego. Na definitywne odpowiedzi na pytania o czas procesów tektonometamorficznym należy poczekać do wykonania nowych oznaczeń radiometrycznych na cyrkonach z rdzeni skał krystalicznych z otworu Słupsk IG 1.

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Słupsk IG 1 strop osadów kambru według pomiarów geofizycznych występuje na głębokości 4515,0 m, a spąg na głębokości 4891,50 m, a zatem ich miąższość wynosi 376,5m. Głębokość interwału profilu odpowiadająca utworom kambru została określona na podstawie próbek rdzeniowych i zawiera się w przedziale od 4518,3 do 4891,5 m, co odpowiada miąższości 373,2 m. Różnica 3,3 m w określeniu głębokości stropu kambru metodami pomiarów geofizycznych i głębokością wyznaczoną na podstawie próbek rdzeniowych, wynika z przesunięcia ostatnich z wymienionych względem pomiarów geofizycznych.

Głębokości występowania osadów reprezentujących poszczególne jednostki chronostratygraficzne (oddziały) kambru określono na podstawie próbek rdzeniowych oraz pomiarów geofizyki otworowej.

Odcinek profilu odpowiadający utworom kambru był w bardzo wysokim stopniu rdzeniowany. W środkowym kambrze uzyskano 100% próbek rdzeniowych, w dolnym kambrze ich uzysk był również wysoki, poza trzema odcinkami o miąższościach od 1,5 do 5,0 m, które przewiercono bezrdzeniowo.

Kambr dolny

Osady dolnego kambru według próbek rdzeniowych i pomiarów geofizycznych występują na głębokości od 4612,10 do 4891,50 m, osiągając miąższość 279,4 m. Granica między środkowym i dolnym kambrem została poprowadzona na podstawie

korelacji litologicznej i geofizycznej z innymi profilami zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Lendzion, 1998).

W sukcesji dolnego kambru wyraźnie rysuje się dwudzielność wykształcenia litologicznego osadów. Górna część sukcesji dolnokambryjskiej cechuje się dominacją utworów ilasto-mułowcowych. Są to ciemnoszare iłowce lub mułowce nieregularnie przewarstwiające się z drobnziarnistym piaskowcem, który charakteryzuje się obecnością węglanowego spoiwa. Dość częste są również warstwy ciemnoszarego i brunatnego wapienia krystalicznego lub piaszczystego o niewielkiej miąższości, nie przekraczającej 0,5 m. W warstwach wapienia obserwuje się cienkie smugi czarnego iłowca. W obrębie kompleksu iłowcowo-mułowcowego we wkładkach piaskowca drobnziarnistego często występuje kwarcytyzacja piaskowców. W iłowcach pojawiają się конкреcje i skupienia pirytu. W dolnej części kompleksu są obecne warstwy piaskowca różnoziarnistego, w którym ziarna spojone są spoiwem węglanowym.

W kompleksie iłowcowo-mułowcowym występuje bardzo liczna ichnofauna. Jej obecność jest związana przede wszystkim z odcinkami profilu charakteryzującymi się licznymi przewarstwieniami iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowymi. Są to głównie jamki żerowiskowo-mieszkalne z ichnorodzajów: *Teichichnus*, *Trichophycus*, *Planolites*, *Chondrites* i *Treptichnus* (Paczeńska, 1996).

Górna część sukcesji dolnokambryjskiej jest zaliczana do formacji łebskiej w ujęciu Bednarczyka i Turnau-Morawskiej (1975). Według Lendzion i in., 1977 odpowiada ona kompleksowi mułowcowo-piaszczystemu.

Dolną część sukcesji dolnokambryjskiej budują osady piaskowcowe i mułowcowe. Są to zarówno piaskowce drobnoziarniste, jak i występujące tu, częściej w porównaniu do górnego kompleksu ilasto-mułowcowego, piaskowce różnoziarniste. Rzadziej stwierdzana jest tu obecność odcinków, w których pojawiają się przewarstwiające się mułowce i piaskowce. Najczęściej obserwuje się stopniowe przejście mułowców w piaskowce. Inną charakterystyczną cechą omawianej części sukcesji dolnokambryjskiej jest wyraźne zmniejszenie się udziału spoiwa węglanowego w piaskowcach. W iłowcach rzadko pojawia się piryty. Są to najczęściej bardzo drobne kryształy, tworzące nieregularne smugi na powierzchniach warstw. W spągu osadów dolnokambryjskich, w piaskowcach występuje glaukonit. Zwiększa się tutaj również rozmiar ziarn w piaskowcach. W spektrum litologicznym zaczynają dominować piaskowce gruboziarniste. Ichnofauna jest mniej liczna w porównaniu z wyższym kompleksem iłowcowo-mułowcowym. Charakteryzuje ją niskie zróżnicowanie ichnotaksonomiczne i etologiczne. Są to głównie jamki mieszkalne filtratorów *Monocraterion*, *Diplocraterion* i *Skolithos*. Jamki mieszkalno-żerowiskowe są mniej częste. Należą do nich ichnorodzaje *Teichichnus* i *Planolites* (Pacześna, 1996).

Osady dolnego kambru w profilu Słupsk IG1 mają bardzo złą dokumentację biostratygraficzną. Jest to spowodowane przede wszystkim bardzo niską frekwencją fauny trylobitowej. O możliwości występowania poziomu *Protolenus*, *Holmia* i *Mobergella* wspomina Lenzion (1998). Nieliczne okazy *Mobergella* cf. *radiolata* Bengston mogą potwierdzać obecność wyróżnianego przez wspomnianą wyżej badaczkę poziomu *Mobergella*. Utwory omówione wyżej kompleksu odpowiadają górnej części formacji klukowskiej (Bednarzyk i Turnau-Morawska, 1975) lub dolnemu kompleksowi mułowcowo-iłowcowemu (Lenzion i in., 1977).

W pozbawionych wskaźników biostratygraficznych gruboziarnistych utworach piaskowcowych dolnego kambru jego dolna granica została poprowadzona, na podstawie bardzo wyraźnych kryteriów litostratygraficznych, na głębokości 3891,5m (Jaworowski i Sikorska, 2003; niniejszy tom). Zalegające poniżej tej granicy zlepieńcowe i gruboziarniste utwory piaskowcowe reprezentują dolną część formacji klukowskiej i formację żarnowiecką. Brak możliwości dokonania wydzielen biostratygraficznych powoduje, że odpowiadają one najprawdopodobniej nierozdzielonemu ediakarowi i dolnemu kambrowi.

Kambr środkowy

Według pomiarów geofizycznych kambr środkowy obejmuje odcinek profilu Słupsk IG1 od głębokości 4515,0 do 4612,0 m i miąższości 97,0 m. Według próbek rdzeniowych jest to interwał 4518,3–4612,1 m o miąższości 93,7 m.

Utwory środkowego kambru występują pod osadami ordowiku i są w znacznym stopniu zredukowane tektonicznie. O wysokim zaangażowaniu tektonicznym sukcesji środkowokambryjskiej świadczą bardzo często występujące lustra tektoniczne, mikrouskoki, spękania, zafałdowania oraz brekacje tektoniczne.

Spektrum litologiczne środkowego kambru jest monotonne. Tworzą go utwory silikoklastyczne reprezentowane głów-

nie przez czarne lub ciemnoszare iłowce rzadko przewarstwiające się z bardzo cienkimi warstewkami jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego. Bardzo często występuje wyraźne złupkowacenie iłowców. W iłowcach sporadycznie występuje ichnofauna reprezentowana przez cztery ichnorodzaje: *Planolites*, *Gordia*, *Helminthopsis* i *Mammlichnis*. W spągu sukcesji środkowokambryjskiej pojawiają się cztery wkładki czarnych wapieni o miąższości od 0,05 do 0,40 m oraz wkładka monomiktycznego zlepieńca o miąższości 0,05 m, zbudowanego z klastów wapieni. W iłowcach powszechnie występują konkretje i skupienia piryty.

Nieliczna fauna trylobitów: *Parasolenopleura cristata* (Linnarsson), *Acadoparadoxides oelandicus* (Sjögren), *A. insularis* (Westergård) i *Ptychagnostus* sp. oraz ramienionogów: *Acrotreta socialis* Seebach i *Trematobolus pristinus* (Matthew) stwierdzona i oznaczona w profilu Słupsk IG 1 przez Lenzion, wskazuje na obecność w środkowym kambrze tylko jednego, dolnego poziomu trylobitowego *Acadoparadoxides oelandicus* i możliwość wyróżnienia w jego obrębie najniższego podpoziomu *Acadoparadoxides insularis* (Lenzion, 1983; 1998). Wyższe poziomy trylobitowe środkowego kambru *Paradoxides paradoxissimus* i *Paradoxides forchhammeri* nie zostały w omawianym profilu faunistycznie udokumentowane. Najprawdopodobniej osady im odpowiadające uległy wspomnianej na wstępie redukcji tektonicznej.

İłowcowe osady środkowego kambru reprezentują formację sarbską w ujęciu Bednarzyka i Turnau-Morawskiej, 1975 oraz Mens i in., 1990. Formacja sarbska jest równoznaczna z górnym, mułowcowo-ilastym kompleksem litologicznym w ujęciu Lenzion i in., 1977.

Nowe chronostratygraficzne wydzielenia kambru

Ze względu na niekorelatywność tradycyjnego, trójdzielonego podziału systemu kambryjskiego w skali globalnej, Międzynarodowa Podkomisja Stratygrafii Kambryjskiego zaproponowała nowy podział chronostratygraficzny systemu kambryjskiego. Wyróżnione w nim cztery oddziały kambru nie odpowiadają tradycyjnemu podziałowi, a ich wydzielenie jest oparte na innych zasadach biostratygraficznych (Babcock i in., 2005; Peng i in., 2006; por. zestawienie poniżej i fig. 4).

System	Tradycyjne wydzielenia: Lenzion, 1983; Geyer, Shergold, 2000; Geyer, 2005	Gradstein i in., 2004b	Międzynarodowa Podkomisja Stratygrafii Kambru (ISCS) Babcock i in., 2005
KAMBR	Górnym	Furong (Oddział)	Furong (Oddział)
	Środkowy	Środkowy kambr	Oddział 3 (niezdefiniowany)
	Dolny	Dolny kambr	Oddział 2 (niezdefiniowany)
Oddział 1 (niezdefiniowany)			

Jolanta PACZEŚNA

ICHNOCENOZY DOLNEGO KAMBRU – PALEOEKOLOGICZNY ZAPIS AKTYWNOŚCI ŻYCIOWEJ BENTOSU

W tektonicznie zredukowanym profilu kambru otworu Słupsk IG 1 stwierdzono występowanie dwóch ichtnocenoz. Obie asocjacje skamieniałości śladowych występują w utworach dolnego kambru.

W sekwencji środkowego kambru, na którą składa się pakiet czarnych iłowców rzadko przewarstwiających się z piaskowcami, stwierdzono występowanie bardzo nielicznych skamieniałości śladowych. Były to cztery okazy reprezentujące: kanał żerowiskowo-mieszkalny osadożerców (ichnorodzaj *Planolites*), ślady pełzania epifauny (ichnorodzaje *Gordia* i *Helminthopsis* (fig. 5 F) oraz jamkę mieszkalną jamochłona (ichnorodzaj *Mammilichnis*). Tak mała ilość skamieniałości śladowych nie umożliwiła wydzielenia odrębnej ichtnocenozy w środkowokambryjskim ichtnospektrum (Pacześna, 1996).

Ichnocenoza *Diplocraterion*–*Monocraterion*–*Skolithos* (DMS) występuje w zachodniej części obniżenia bałtyckiego w otworach Słupsk IG 1, Żarnowiec IG 1, Hel IG 1 i Gdańsk IG 1. W profilu Słupsk IG 1 tworzy ona odcinek na głębokości 4775,6–4737,0 m.

Na strukturę behawioralną ichtnocenozy DMS składają się trzy grupy etologiczne: domichnia, fodinichnia i repichnia. Wyraźną przewagę ilościową osiągają pionowe domichnia, najmniej liczne są fodinichnia. Zupełnie sporadycznie występującą grupą są repichnia. Większość domichnia obserwuje się w piaskowcach, fodinichnia zaś głównie w iłowcach i mułowcach. Wśród repichnia zależność ta jest słabiej zaznaczona i w jednakowych proporcjach ilościowych występują one zarówno w iłowcach, jak i piaskowcach. Jest to asocjacja o niskim zróżnicowaniu ichtnotaksonomicznym i jednorodnym składzie ichtnotaksonomicznym.

Dominującą kategorią troficzną wśród śladotwórców ichtnocenozy DMS były filtratory z zawiesiny (ichnorodzaje *Diplocraterion*, *Skolithos* i *Monocraterion*), występujące głównie w piaskowcach (fig. 6 A:b, B). Tak silnie zaznaczający się związek występowania filtratorów z jednym rodzajem osadów wynika ze sposobów odżywiania się tych organizmów oraz ich małych zdolności przystosowawczych. Filtratory selekcionują z zawiesiny cząsteczki pokarmowe odpowiedniej dla siebie wielkości. W osadach bardziej drobnoziarnistych mogło następować zatykanie otworów odżywczych znajdujących się na czułkach filtratorów. Zjawisko zwiększania się ilości sesylnych filtratorów wraz ze wzrostem wielkości ziaren osadów dna jest znane ze współczesnych mórz, szczególnie Morza Północnego (Schäfer, 1972). Inną grupą troficzną wśród śladotwórców były filtratory – drapieżce. Reprezentuje je ichnorodzaj *Bergaueria*. Jamki *Bergaueria* są interpretowane jako domichnia ukwiałów. Większość ukwiałów należy do osiadłych, pasywnych drapieżców, selekcionujących ściśle określony rodzaj pożywienia (drobne organizmy) z wody morskiej. W dolnokambryjskim ichtnospektrum otworu Słupsk IG 1 jamki mieszkalne jamochłonów mają minimalny udział ilościowy w składzie ichtnotaksonomicznym asocjacji DMS. Dość liczną kategorię troficzną wśród organizmów stanowili osadożercy, drażący kanały głęboko w osadzie. Byli oni głównie związani z iłowcami, w mniejszym

stopniu z mułowcami. Osadożercy tworzyli poziomy, które powodowały rozwarstwienie struktury ekologicznej. Szczególnie wyraźnie zaznacza się to wśród populacji filtratorów. Konkurencja o pokarm wśród organizmów była niewielka. Zjawisko to szczególnie wyraźnie zaznaczało się wśród filtratorów. Wpływało na to, mimo wykorzystywania tego samego źródła pokarmu, selektywne pobieranie cząsteczek odżywczych oraz istnienie rozpoziomowania filtratorów na organizmy pobierające pokarm piętrowo – z niskiego i z wysokiego poziomu ponad powierzchnię woda-osad.

W ichtnocenozy DMS najliczniej występującą kategorią ekologiczną śladotwórców była sesylna infauna, wagiłna infauna była mniej częsta. Epifauna występowała w okresach niskiej ruchliwości wód przydennych i większej w tym czasie dostępności substancji organicznej na powierzchni den ilitych i mulastych.

Wśród populacji śladotwórców pionowych domichnia występowała ostra konkurencja o przestrzeń życiową. Wykorzystywanie tej samej niszy przestrzennej, a przede wszystkim potrzeba zapewnienia sobie przestrzeni koniecznej dla swobodnego działania czułków wychwytyjących pokarm z zawiesiny, wobec dużego zagęszczenia jamek mieszkalnych, mogło potęgować to zjawisko. Podobną ichtnocenozę stwierdzono w dolnym kambrze Bornholmu (Clausen i Vilhjalmsen, 1986) w formacji piaskowców Harderberga oraz w górnordowickich osadach rejonu Oslo w Norwegii (Stanistreet, 1989).

Ichnocenoza *Planolites*–*Gyrolithes*–*Teichichnus* została stwierdzona w zachodniej części obniżenia bałtyckiego w otworach Słupsk IG 1, Kościerzyna IG 1, Hel IG 1, Żarnowiec IG 1, Darżlubie IG 1 i Gdańsk IG 1. Tworzy w profilu dolnego kambru odcinek na głębokości 4724,0–4737,0 m.

Jest to zespół o bardzo wysokim zróżnicowaniu ichtnotaksonomicznym i jednorodnym składzie ichtnotaksonomicznym

Struktura behawioralna ichtnocenozy nie jest skomplikowana. Dominującą grupą etologiczną są fodinichnia. Znacząco mniej liczne są domichnia, cubichnia i repichnia. Występowanie większości fodinichnia jest związane z iłowcami, w mniejszej ilości z mułowcami. Rzadko występujące w ichtnocenozy domichnia zostały stwierdzone w drobnoziarnistych piaskowcach. Większość repichnia i cubichnia występuje na stopowych powierzchniach warstw mułowca.

Struktura troficzna ichtnocenozy jest złożona. Dominującą kategorią troficzną były organizmy osadożerne, które pozostawiły w osadzie kanały żerowiskowo-mieszkalne o złożonej przestrzennie budowie, w postaci śladów *Teichichnus* (fig. 5 A, B), *Treptichnus* (fig. 5 D:a; fig. 6 D:a), *Trichophycus* (fig. 6 C, E) i *Chondrites* (fig. 5 C). Bardzo pospolicie występuje w ichtnocenozy nieskomplikowany kanał żerowiskowo-mieszkalny *Planolites beverleyensis* Billings (fig. 5 E:b; 6 D:b) i *Planolites montanus* Richter. Występowanie fodinichnia jest zróżnicowane ichtnotaksonomicznie w zależności od głębokości posadowienia kanału w osadzie. Wskazuje to na zasiedlenie osadu przez trzy populacje osadożerców, bytujące na różnych głębokościach. Wspomniany sposób występowania

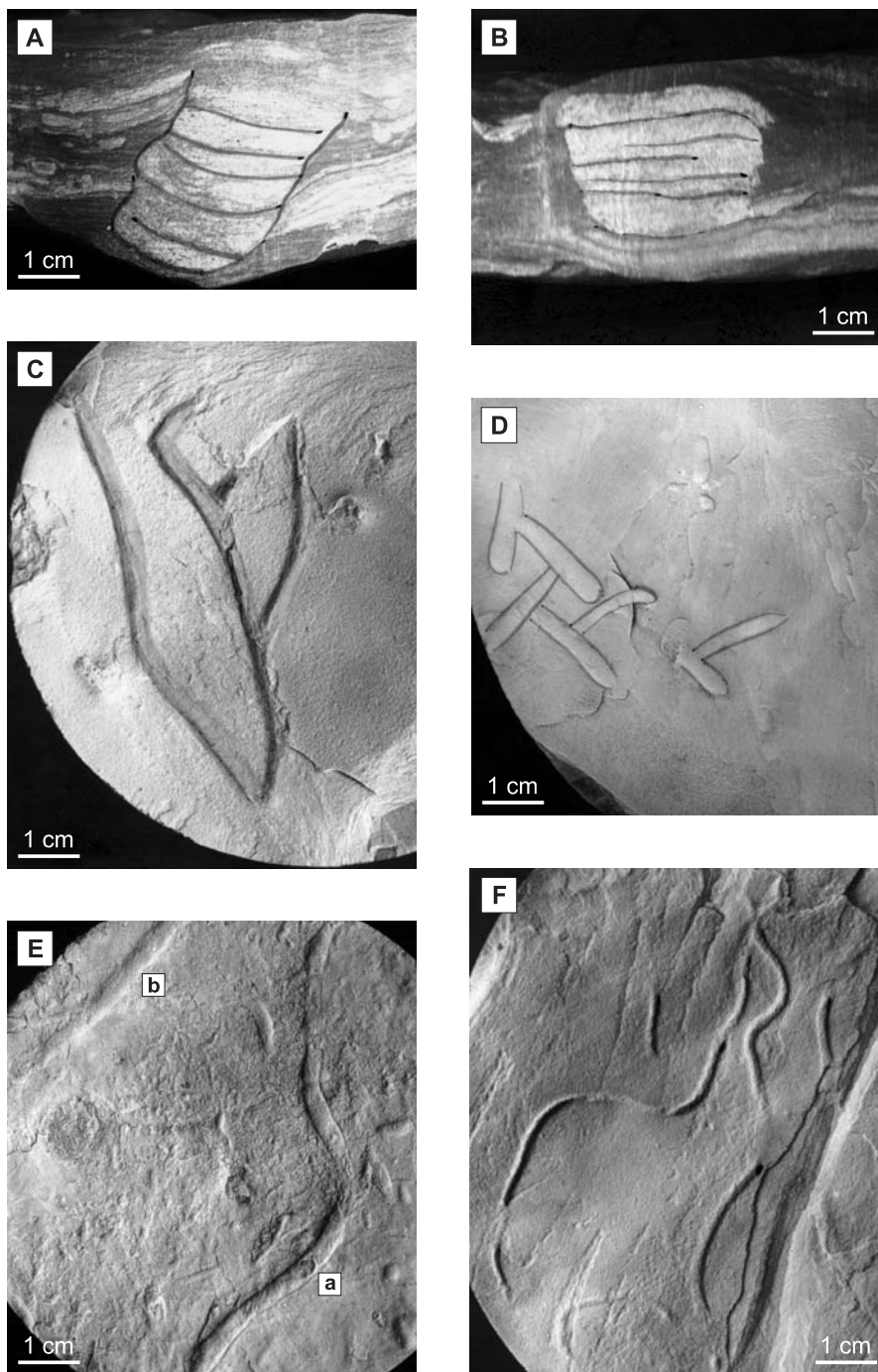


Fig. 5. Charakterystyczne skamieniałości śladowe w utworach dolnego i środkowego kambru

A: *Teichichnus rectus* Seilacher, głęb. 4646,9 m; **B:** *Teichichnus rectus* Seilacher, głęb. 4628,0 m; **C:** *Chondrites* isp., głęb. 4681,5 m; **D:** a – *Treptichnus bifurcus* Billings, głęb. 4680,9 m; **E:** a – *Cochlichnus* isp., b – *Planolites beverleyensis* Billings, głęb. 4680,9 m; **F:** *Helminthopsis tenuis* Książkiewicz, głęb. 4537,2 m; środkowy kambr **A–F** ichnocoenoza *Planolites–Gyrolithes–Teichichnus*; **A–E** – dolny kambr

Characteristic trace fossils in the Lower and Middle Cambrian deposits

A: *Teichichnus* isp., depth. 4646.9 m, **B:** *Teichichnus* isp., depth. 4628.0 m, **C:** *Chondrites* isp., depth 4681.5 m, **D:** a – *Treptichnus bifurcus* Billings, depth 4680.9 m. **E:** a – *Cochlichnus* isp., b – *Planolites beverleyensis* Billings, depth 4680.9 m, **F:** *Helminthopsis*, depth 4537.2 m; Middle Cambrian **A–F** *Planolites–Gyrolithes–Teichichnus* ichnocoenosis; **A–E** – Lower Cambrian

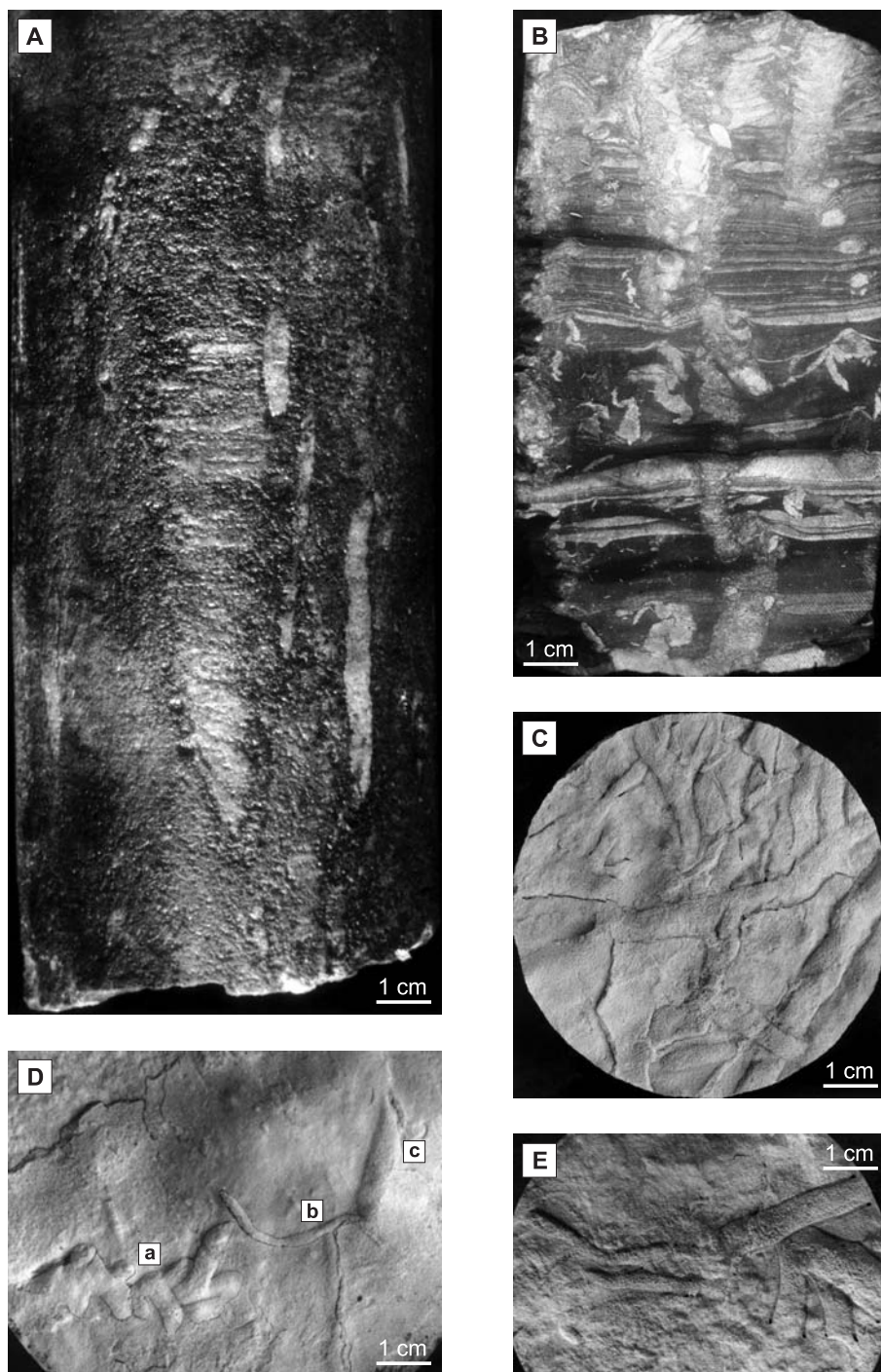


Fig. 6. Charakterystyczne skamieniałości śladowe w osadach dolnego kambru

A: a – *Diplocraterion* isp., b – *Skolithos linearis* Haldemann; głęb. 4758,0 m; B: *Diplocraterion paralellum* Torell, głęb. 4772,0; C: *Trichophycus pedum* Seilacher, głęb. 4728,0 m; D: a – *Treptichnus lublinensis* Paczeńska, b – *Cochlichnus* isp., c – *Planolites beverleyensis* (Billings); głęb. 4721,0 m; E: *Trichophycus pedum* Seilacher, głęb. 4720,0 m

A–B ichnocenoza *Diplocraterion–Monocraterion–Skolithos*, C–E ichnocenoza *Planolites–Gyrolithes–Teichichnus*

Characteristic trace fossils in the Lower Cambrian deposits

A: a – *Diplocraterion* isp., b – *Skolithos linearis* Haldemann; depth. 4758.0 m; B: *Diplocraterion paralellum* Torell, głęb. 4772.0; C: *Trichophycus pedum* Seilacher, depth. 4728.0 m; D: a – *Treptichnus lublinensis* Paczeńska, b – *Cochlichnus* isp., c – *Planolites beverleyensis* (Billings); depth. 4721.0 m; E: *Trichophycus pedum* Seilacher, depth. 4720.0 m

A–B *Diplocraterion–Monocraterion–Skolithos* ichnocoenosis, C–E *Planolites–Gyrolithes–Teichichnus* ichnocoenosis

nia osadożerców zapobiegał wystąpieniu ostrej konkurencji o pokarm i przestrzeń życiową między populacjami.

Organizmy filtrujące pokarm z zawiesiny wodnej procentowo mają niewielki udział w składzie ichnocenozy. W większości kolonizowały one dno piaszczyste. Należy do nich przede wszystkim ichnorodzaj *Skolithos* oraz bardzo rzadki ichnorodzaj *Diplocraterion*. Natomiast występujące w minimalnej ilości filtratory-drapieżce, szczególnie ichnorodzaj *Bergaueria*, na ogół zamieszkiwały dno ilaste. Stosunkowo liczną ilościowo kategorię troficzną w ichnocenozie stanowią repichnia, czyli ślady pełzania organizmów bentonicznych po powierzchni osadu. Głównie jest to ichnorodzaj *Gordia*, rzadziej *Cochlichmus* (fig. 5 E:a, 6 D:b). Częste występowanie tej grupy troficzej w ichnocenozie może wskazywać na dużą zawartość substancji organicznej na powierzchni osadu lub może wynikać z braku drapieżników, które eliminowałyby z populacji, pełzających po powierzchni, osadożerców.

W omawianej ichnocenozie jest zapisana obecność wszystkich grup ekologicznych organizmów. Szczególnie częsta była ruchoma infauna, powodująca możliwość wystąpienia konkurencji o przestrzeń życiową między organizmami bytującymi na tej samej głębokości w osadzie. Duże zagęszczenie osadożerców mogło powodować eliminację innych infaunalnych organizmów z osadu. Sesylna czy semi-seesylna infauna była w ichnocenozie rzadko stwierdzana.

Wagilna epifauna zasiedla dna mułowcowe. Było to determinowane optymalnymi warunkami przyczepności, podczas przemieszczania się organizmu na powierzchni osadu. Znaczącą rolę odgrywała również obfitość substancji odżywczych znajdujących się na powierzchni osadów mułowcowych.

Czynniki środowiskowe wpływające na rozmieszczenie ichnocenoz

Na rozmieszczenie zespołów fauny bentonicznej wpływa wiele czynników środowiskowych. Do najważniejszych z nich należą: energia środowiska, rodzaj osadu dna, dostępność zasobów pokarmowych, natlenienie wody i osadu, temperatura i zasolenie. W kopalnym zapisie behawioru najbardziej czytelne są wpływy dwóch spośród wyżej wymienionych czynników środowiskowych – energii środowiska i rodzaju osadu.

Energia środowiska i jej wpływ na ichnocenozy

Przez energię środowiska rozumie się energię wód przydennych wprawianych w ruch falowaniem, prądami i pływami. Wymienione procesy powodują również ruchliwość osadów dennych. Energia środowiska wpływa na kształt struktury behawioralnej ichnocenoz. Na podstawie kryterium energii środowiska wyróżnia się trzy podstawowe rodzaje ichnocenoz (Paczeńska, 1996):

- ichnocenozy wysokoenergetyczne i skrajnie wysokoenergetyczne,
- ichnocenozy średnioenergetyczne,
- ichnocenozy niskoenergetyczne

Struktura behawioralna ichnocenoz wysokoenergetycznych, szczególnie skrajnie wysokoenergetycznych jest w wysokim stopniu zależna od energii środowiska.

W dolnokambryjskim ichnospektrum otworu Słupsk IG 1 do ichnocenoz skrajnie wysokoenergetycznych należy ichnocenoza *Diplocraterion–Monocraterion–Skolithos*. Jej struktura behawioralna była w znacznym stopniu kształtowana przez wysoką energię środowiska. Przejawia się to zarówno w dominacji domichnia (ichnorodzaje *Diplocraterion*, *Monocraterion* i *Skolithos*, będące jamkami mieszkalnymi filtratorów), jak i przewadze jednej kategorii troficzej – filtratorów z zawiesiny. Filtratory zamieszkują w jamkach pełniących funkcję ochronną przed gwałtownym ruchem wód. Fakt ten powoduje ujednocnienie struktury behawioralnej ichnocenoz wysokoenergetycznych i skrajnie wysokoenergetycznych, polegające na przewadze behawioru ochronnego u śladotwórców. Śladotwórcy ichnocenozy DMS odznaczał się wysoką tolerancją ekologiczną, pozwalającą im zasiedlać bardzo zmienne, bliskobrzegowe, skrajnie wysokoenergetyczne środowiska. Trudne warunki bytowania zmuszały organizmy do rozwinięcia optymalnej w takich warunkach strategii adaptacyjnej. Zdolność ta przejawiała się bujnym rozwojem filtratorów i maksymalną gęstością ich jamek mieszkalnych *Monocraterion*, *Diplocraterion* i *Skolithos*.

Wysoka energia wód, przejawiająca się głównie silnym, często sztormowym falowaniem i intensywną działalnością prądów morskich w znacznym stopniu warunkowała strukturę troficzną ichnocenozy DMS i jej zdominowanie przez filtratory z zawiesiny. Środowiska o dużej dynamice wód są optymalnymi siedliskami dla organizmów filtrujących pokarm z zawiesiny. Wpływa na to obfitość zawieszonych w wodzie cząsteczek pokarmowych. Sprzyjającym filtratorom czynnikiem są prądy morskie, które dostarczają im niezbędną dla życia zawiesinę.

Krańcowo odmienną zależnością struktury behawioralnej od stopnia energii środowiska charakteryzują się ichnocenozy niskoenergetyczne. Wpływ energii na kształtowanie się ich struktury jest bardzo niewielki lub nie występuje. Ichnocenozy niskoenergetyczne w przeciwieństwie do ichnocenoz wysokoenergetycznych, odznaczają się bardzo urozmaiconą strukturą behawioralną, z wyraźną przewagą fodinichnia. W profilu dolnego kambriu otworu Słupsk IG 1 do ichnocenoz niskoenergetycznych należy ichnocenoza *Planolites–Gyrolithes–Teichichmus* (PGT). Odznacza się ona dominacją fodinichnia osadożerców, które do pełnego rozwoju potrzebowały stabilnego, niskoenergetycznego środowiska. Tylko w takich warunkach mogły one znaleźć w osadzie wystarczającą ilość pożywienia i maksymalnie wykorzystać zasoby środowiska, żerując w kanałach mieszkalnych (ichnorodzaje *Planolites*, *Gyrolithes*, *Trichophycus* i *Teichichmus*).

Niskoenergetyczne środowisko powodowało, że organizmy nie musiały swojej energii życiowej koncentrować na ilościowej reprodukcji oraz rozwijaniu optymalnej strategii adaptacyjnej. Z tego względu środowiska niskoenergetyczne zamieszkiwali bardzo zróżnicowani śladotwórcy, odznaczający się urozmaiconym behawiorem i niską tolerancją ekologiczną. Fakt ten spowodował wysokie urozmaicenie struktury behawioralnej niskoenergetycznej ichnocenozy PGT i jej bardzo wysokie zróżnicowanie ichnotaksonomiczne. Czynnikiem środowiskowym, odgrywającym istotną rolę w rozmieszczeniu bentosu w ichnocenozie PGT była ruchliwość osadów dennych. Osadożercy mogli drażyć kanały mieszkal-

no-żerowiskowe tylko w zwięzłych i stabilnych osadach. Mała ruchliwość osadów zapewniała im również stałą, optymalną dla nich ilość pożywienia.

Zależność ichnocenoz od osadu

Osad jest jednym z najważniejszych abiotycznych czynników środowiska, w znacznej mierze decydującym o rozmieszczeniu zespołów fauny bentonicznej i związanych z nimi ichnocenoz. Wśród parametrów fizycznych osadu główną rolę odgrywają: konsystencja, rozmiar i wysortowanie ziaren, w mniejszym stopniu jego skład mineralogiczny. Od rodzaju osadu uzależniony jest również potencjał zachowania się skamieniałości śladowych, wpływający na ich liczebność w ichnocenozach. Najwyższą wartość wymienionego wyżej potencjału cechuje iłowce, mniejsza mułowce i najmniejsza piaskowce.

Najbardziej czytelny w zapisie ichnologicznym związek obserwuje się między rodzajem osadu a strukturą behawioralną ichnocenoz. Powyższe relacje są dobrze zauważalne w wysokoenergetycznej ichnocenozie DMS w profilu Słupsk IG 1. Wszystkie występujące w niej jamki mieszkalne filtratorów – domichnia są ściśle związane z piaskowcami, najczęściej drobnoziarnistymi. Energia środowiska była więc, obok rodzaju osadu, czynnikiem decydującym o ilościowym udziale grup etologicznych w tej ichnocenozie.

W niskoenergetycznej ichnocenozie PGT, w której przeważają fodinichnia osadożerców obserwuje się ścisły związek ich występowania z iłowcami, w mniejszym stopniu z mułowcami. Osady ilaste są doskonałymi kolektorami substancji organicznej, będącej podstawowym pożywieniem osadożerców. Ważną rolę odgrywało tutaj natlenienie osadu, ściślej nie przekraczanie jego najniższych wartości, uniemożliwiających bytowanie organizmów osadożernych. Zjawiskiem stwierdzanym współcześnie (np. Thompson i in., 1985; Rodriguez-Tovar, 2005) i znanym z przykładów kopalnych jest zdolność osadożerców do bytowania w osadach bardzo słabo natlenionych (np. Bromley i Ekdale, 1984; Levin i in., 2003; Löwemark i in., 2004). Innym, równie ważnym czynnikiem jest konsystencja osadów dennych, a przede wszystkim ich nasycenie wodą. Osady o zbyt płynnej konsystencji są niedostępne dla budujących kanały żerowiskowo-mieszkalne osadożerców. Gwałtowny wzrost ruchliwości osadu może doprowadzić do zniszczenia budowli.

Strategia populacyjna w ichnocenozach

Wśród organizmów występują dwa rodzaje naturalnej selekcji, odpowiadające dwóm typom strategii populacyjnej.

W często i szybko zmieniających się środowiskach występują r-stratedzy, nazywani również oportunistami. Są to organizmy odznaczające się bardzo szybką reprodukcją i osiągające w krótkim czasie maksimum liczebności występowania. Jako gatunki przystosowane do szybkich zmian warunków bytowania, mają dużą tolerancję ekologiczną i są pionierskimi kolonizatorami nowych środowisk. W stałych, spokojnych środowiskach większość organizmów wykazuje zdolność maksymalnie efektywnego wykorzystania środowiska i jego zasobów zarów-

no pokarmowych, jak i przestrzennych. Są to K-stratedzy. Organizmy te mają wąską tolerancję ekologiczną. Większość K-strategów wykazuje skomplikowany behavior odżywczy, zajmując wyspecjalizowane nisze ekologiczne.

Pojęcia K- i r-ichnostrategów wprowadzone zostały przez Ekdala (1985). Według wspomnianego autora, r-ichnostratedzy (ichnooportuniści) często tworzą nagromadzenia mono-ichnorodzajowe albo wykazują dominację dwóch lub trzech ichnotaksonów o bardzo dużej gęstości skamieniałości śladowych. Znajdowane są w szerokim spektrum facji.

K-ichnostratedzy występują w wysoko zróżnicowanych ichnotaksonomicznie asocjacjach skamieniałości śladowych. Są szeroko rozprzestrzeni w facjach, do których ogranicza się ich występowanie, ale nie tworzą nagromadzeń (Bromley, 1996; Paczeńska, 2001). Najczęściej są to wyspecjalizowane fodinichnia o skomplikowanej przestrzennie morfologii kanałów.

Do typowych ichnooportunistów należą ichnorodzaje: *Diplocraterion*, *Monocraterion* i *Skolithos*, tworzące ichnocenozę DMS w profilu dolnego kambru otworu Słupsk IG 1. Śladowi twórcy wymienionych ichnorodzajów byli doskonałymi, pionierskimi kolonizatorami nowych, niezasiedlonych środowisk w początkowych etapach transgresji morza dolnokambryjskiego. Ichnorodzaje *Diplocraterion* i *Skolithos* występowały zawsze w piaskowcach. Ichnorodzaj *Monocraterion* występował w różnych osadach (ichnocenoza PGT), ale nagromadzenia tworzył tylko w piaskowcach (ichnocenoza DMS).

K-ichnostratedzy nie tworzyli masowych nagromadzeń, ale licznie występowali w długowiecznych, stabilnych ichnocenozach, do których można zaliczyć ichnocenozę PGT. Występując w określonych rodzajach osadów K-ichnostratedzy mieli niską tolerancję ekologiczną, co powodowało brak zdolności szybkiego reagowania na zmiany środowiska. W sytuacjach ekstremalnie dla nich niekorzystnych, całkowicie znikali z zespołów bentosu dennego.

Wyrazistą K-ichnostrategią odznaczają się ichnorodzaje *Trichophycus* (wcześniej zaliczany do ichnorodzaju *Phycodes*), *Treptichnus* i *Gyrolithes*. Są to skamieniałości śladowe związane głównie z iłowcami i rzadziej z mułowcami. Ich występowanie łączy się ściśle z optimum ekologicznym śladowców ichnocenozy PGT.

Ichnocenoza DMS jest typowym przykładem ichnocenozy r-ichnostrategów. Odznacza się dominacją trzech ichnotaksonów (*Diplocraterion*, *Monocraterion*, *Skolithos*), bardzo dużą gęstością skamieniałości śladowych, dominacją jednej grupy etologicznej (domichnia), niskim zróżnicowaniem ichnotaksonomicznym i występowaniem w różnych osadach (głównie piaskowcach, rzadziej w mułowcach i iłowcach).

Ichnocenoza PGT odznacza się K-ichnostrategią. Jest to asocjacja bardzo wysoko zróżnicowana ichnotaksonomicznie, wykazuje się małą gęstością skamieniałości śladowych, a każda z licznych grup etologicznych reprezentowana jest przez kilka ichnorodzajów. Cechuje ją występowanie skomplikowanych morfologicznie dwu- i trójwymiarowych fodinichnia z powtarzającymi się elementami symetrii (ichnorodzaje *Teichichnus*, *Trichophycus*, *Treptichnus*, *Gyrolithes*) oraz występowanie w określonych rodzajach osadów, głównie w iłowcach i mułowcach.

Krzysztof JAWOROWSKI, Magdalena SIKORSKA

SEDYMENTACJA OSADÓW EDIAKARU (WENDU) I KAMBRU

Uwagi wstępne

Osady ediakaru i kambru należą do pierwszej terygeniczej sekwencji depozycyjnej w ediakarsko–dolnopaleozoicznej pokrywie kratonu wschodnioeuropejskiego (por. Jaworowski, Sikorska, 2003a). Mimo bardzo znacznego zakresu rdzeniowania (ogółem 97%), w otworze Słupsk IG 1 nie rozpoznano górnych odcinków tej sekwencji. Wynika to z tektonicznej redukcji części osadów kambru. We wspomnianym otworze, kambr środkowy i leżący bezpośrednio wyżej ordowik przedzielone są uskokiem. W profilu otworu Słupsk IG 1, w obrębie ediakarsko–kambryjskiej sekwencji depozycyjnej stwierdzono następujące elementy (fig. 7): ciąg systemów de-

pozycyjnych niskiego stanu poziomu morza (*lowstand system tract* – LST); transgresywny ciąg systemów depozycyjnych (*transgressive system tract* – TST) oraz częściowo (tylko dolny fragment) ciąg systemów depozycyjnych wysokiego stanu poziomu morza (*highstand system tract* – HST). „Poziom morza” oznacza tu zawsze względny poziom morza.

Zarówno podane niżej opisy jak i konstrukcję graficznego profilu ediakarsko – kambryjskiej sekwencji depozycyjnej oparto na makroskopowych obserwacjach sedymentologicznych. W trakcie obserwacji tego rodzaju, rozdzielenie drobnych frakcji materiału piaszczystego jest bardzo trudne. Dlatego uproszczono standardową skalę wielkości ziarna osadu (por. Gradziński i in., 1986) i wyróżniano (fig. 7, 8): piaskow-

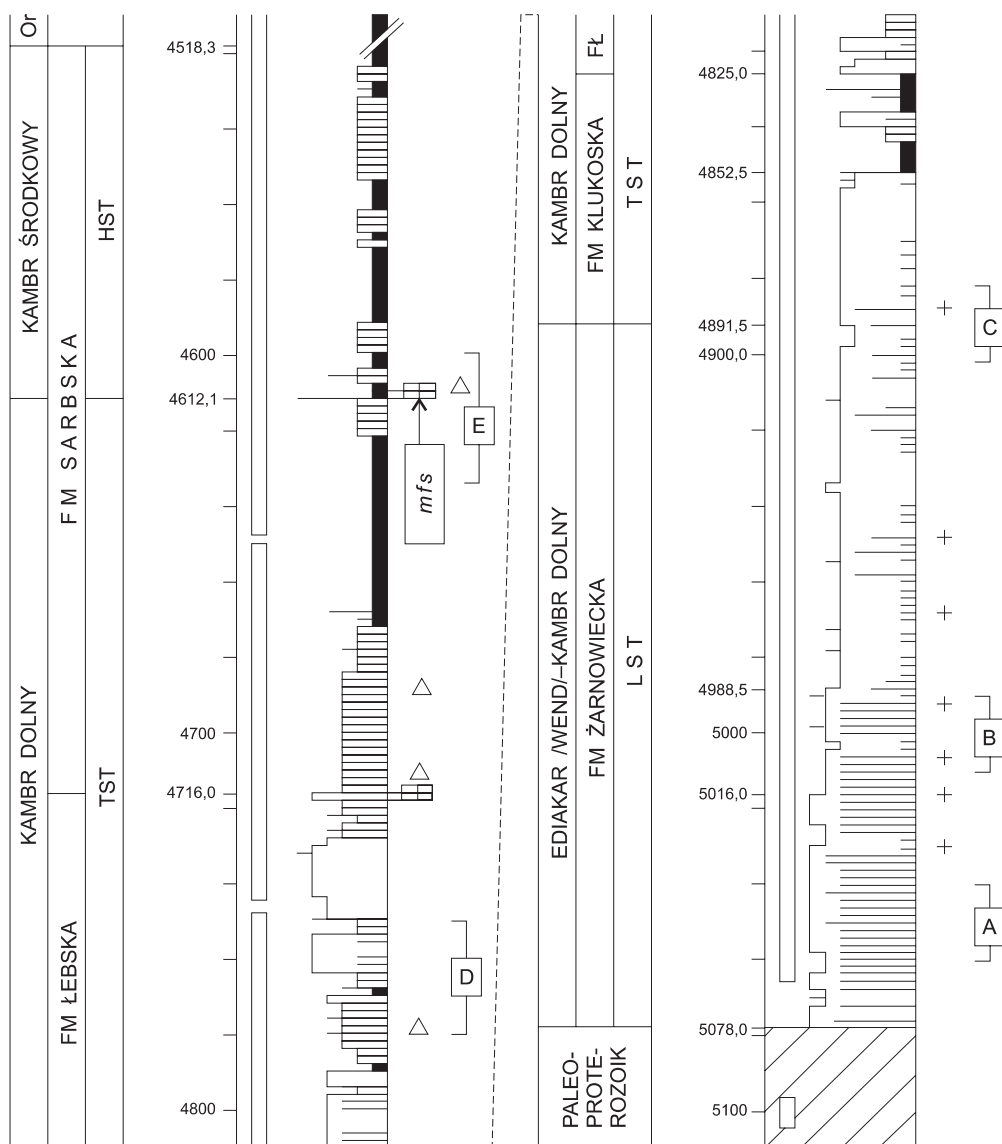
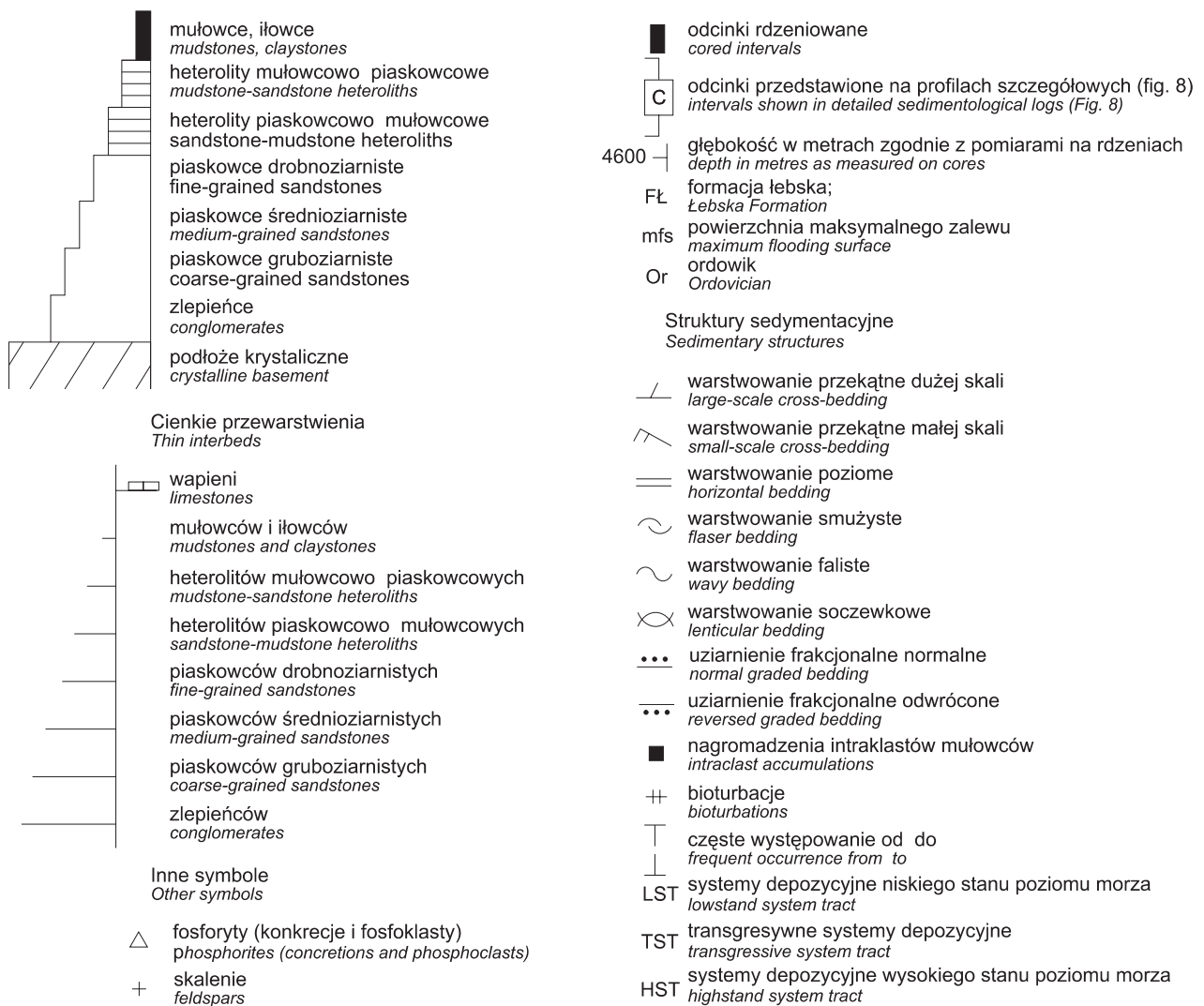


Fig. 7. Przeglądowy profil sedymentologiczny osadów ediakarsko–kambryjskich

Generalized sedimentological log of the Ediacaran–Cambrian deposits

Objasnienia do figur 7 i 8
Explanation for Figs 7, 8



ce drobnoziarniste (widoczne gołym okiem ziarna piasku do 0,25 mm), piaskowce średnioziarniste (ziarna 0,25–1,0 mm) oraz piaskowce gruboziarniste (ziarna 1,0–2,0 mm). Do zlepieńców zaliczono skały zawierające co najmniej 50% ziaren frakcji żwirowej (tj. większych od 2,0 mm). Wśród bardzo drobnoziarnistych skał terygenicznnych wydzielano mułowce i iłowce. Te pierwsze są mieszaniną frakcji ilastej oraz pyłastej i/lub drobnopiaszczystej i odznaczają się szorstką powierzchnią przełamu. Iłowce składają się prawie wyłącznie z frakcji ilastej, a ich przełam jest gładki. Osobny typ skał, widoczny na załączonym profilu przeglądowym (fig. 7) oraz na profilach szczegółowych (fig. 8), stanowią heterolity. Składają się one z występujących na przemian parocentymetrowych, a często cieńszych, warstw mułowca (lub iłowca) oraz piaskowca. W heterolitach piaskowcowych warstwy piaskowca obejmują łącznie od 50 do 70% miąższości rozpatrywanego odcinka profilu. Heterolity mułowcowe zawierają poniżej 50% piaskowców. Konstruując graficzny profil sekwencji ediakarsko-kambryjskiej wielkość dominującego ziarna osadu wyrażano szerokością słupka litologicznego. Na profilu

zaznaczono także występowanie niektórych składników skał, a mianowicie skaleń (szczególnie obfite nagromadzenia) oraz fosforytów (zarówno konkrecje jak i fosfoklasty). Cienkie przewarstwienia, o których mowa w objaśnieniach profilu (fig. 7), to warstwy, których miąższość jest zbyt mała by można ją było przedstawić przy przyjętej skali pionowej. Obecność cienkich przewarstwień zaznaczano odcinkami poziomymi, których długość równa jest szerokości słupka litologicznego, odpowiadającej poszczególnym rodzajom skał. Oddzielnym symbolem zaznaczano nieliczne, cienkie przewarstwienia wapieni. Są one istotne dla analizy sekwencyjnej.

Problemy litostratygraficzne

Klasyfikacja litostratygraficzna pozostaje w bezpośrednim związku z badaniami sedymentologicznymi dokonywanymi, jak w niniejszym opracowaniu, metodą analizy facjalnej. Należy wyjaśnić, że facja pojmowana jest tutaj zgodnie z jej obiektywną koncepcją i oznacza konkretny odcinek rozpatrywanego profilu odznaczający się zespołem charaktery-

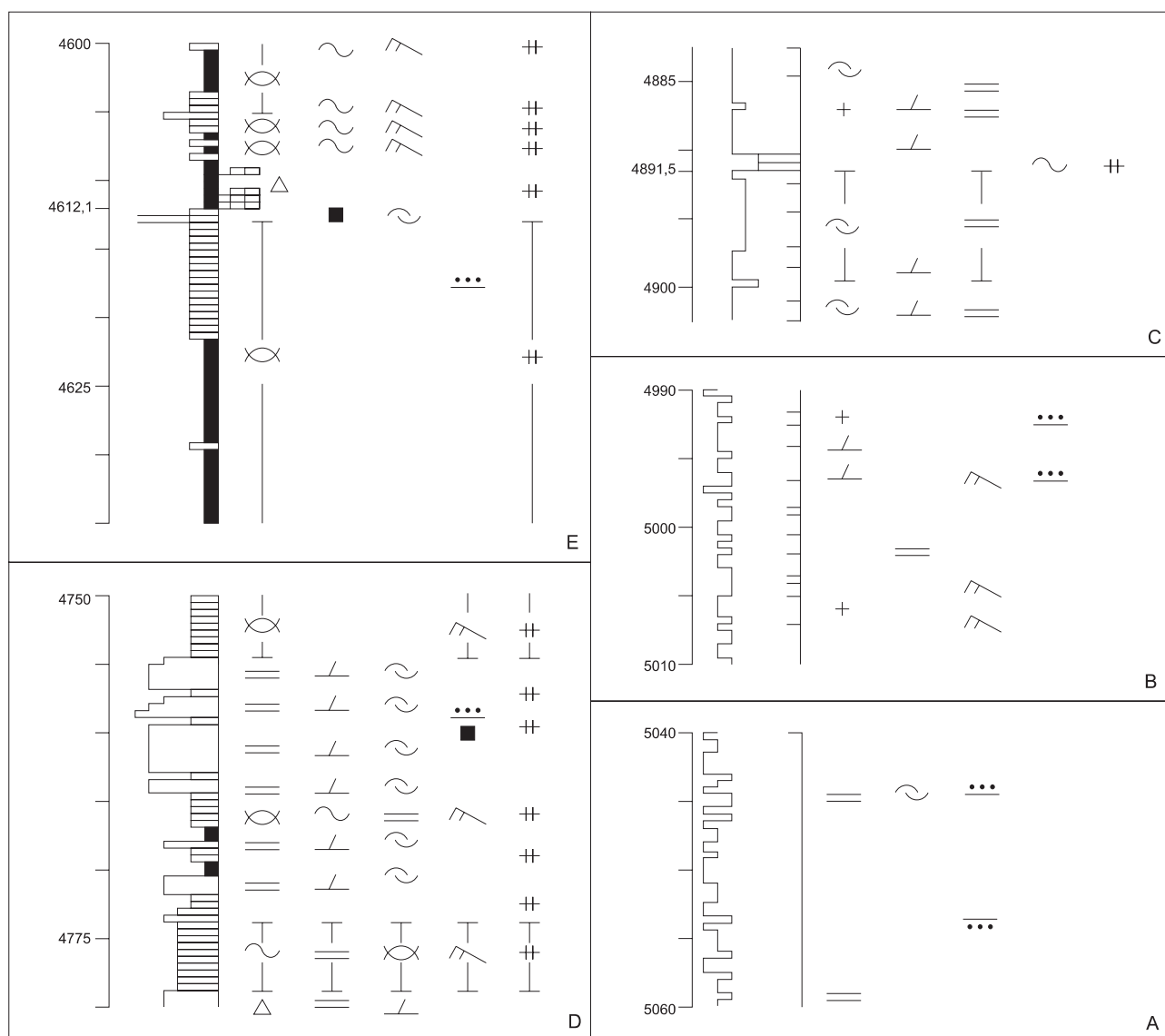


Fig. 8. Szczegółowe profile sedymentologiczne (por. fig. 7)

Detailed sedimentological logs (see Fig. 7)

stycznych cech litologicznych oraz charakterystycznym zespołem struktur sedymentacyjnych (w tym biogenicznych).

W profilu Słupsk IG 1, jednostki litostratygraficzne w obrębie ediakarsko – kambryjskiej sekwencji depozycyjnej zostały wyróżnione w nawiązaniu do wydzielen przedstawionych dla północnej Polski przez Lenzion (1970), Bednarczyka i Turnau-Morawską (1975) oraz Mens i in. (1990). Nazwy wyróżnionych formacji odpowiadają tym jakie wprowadzili Bednarczyk i Turnau-Morawska (1975). Wyjątek stanowi formacja smółdzińska tych autorów, którą nazywa się niżej żarnowiecką, zgodnie z nazwą nadaną wcześniej przez Lenzion (1970). Granice formacji żarnowieckiej w profilu otworu Słupsk IG 1 przyjęto zgodnie z wcześniejszą interpretacją Jaworowskiego i Sikorskiej (2003b), natomiast granice pozostałych formacji w omawianym profilu zostały wyznaczone w trakcie przygotowywania niniejszego opracowania. Sprawa ta nastęrczała poważne trudności. Formacje wprowadzone

przez Bednarczyka i Turnau-Morawską (1975), zaakceptowane na forum międzynarodowym (Mens i in., 1990), w praktyce trudno wydzielić poza profilami stratotypowymi. Dzieje się tak dlatego, ponieważ podane w oryginalnym opisie diagnostyczne cechy formacji (w tym sedymentologiczne) nie są jednoznaczne. Zarzut tego rodzaju stał się przedmiotem polemiki zawartej w publikacji Lenzion i in. (1977). Dotyczyła ona formacji obejmujących osady od ediakaru po kambr środkowy bez części najwyższej. W odcinku tym mieszczą się zredukowane tektonicznie osady ediakaru i kambry stwierdzone w profilu otworu Słupsk IG 1. W niniejszym opracowaniu dokonano redefinicji poszczególnych formacji utożsamiając je z kompleksami litologicznymi, o których była mowa w trakcie wspomnianej polemiki (Lenzion i in., 1977). Kompleksy te, a zarazem identyfikowane z nimi formacje, można dość łatwo rozpoznać dzięki wskazaniom geofizyki wiertniczej (szczególnie pomiaru gamma). Fakt ten wykorzystano dokonując litostraty-

graficznej i sedimentologicznej klasyfikacji osadów ediakaru i kambru w omawianym tu profilu (fig. 7). Wyniki przeprowadzonej redefinicji formacji litostratygraficznych przedstawiono w poniższym zestawieniu:

Kompleksy litologiczne w obrębie ediakaru (wendu) i kambru w północnej Polsce (rejon Łeby) (Lendzion i in., 1977, fig.1)	Formacje litostratygraficzne równoznaczne z kompleksami litologicznymi (Lendzion, 1970; Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975; Mens i in., 1990)
piaszczysty górny	fm dębowska
mułowcowo-iltyasty górny	fm sarbska
mułowcowo-piaszczysty	fm łebska
mułowcowo-iltyasty dolny	fm klukoska, część górna
piaszczysty dolny	fm żarnowiecka+fm klukowska, część dolna

Rozwój sedimentacji

Ediakar (wend)–kambr dolny – osady kontynentalne

Formacja żarnowiecka. W profilu otworu Słupsk IG 1 występuje na głębokości 5078,0–4891,5 m. Zaobserwowano tu wszystkie typowe cechy tej formacji (por. Jaworowski, 1979, 1982, 1997; Jaworowski, Sikorska, 2003b), a mianowicie:

- częstą obecność osadów o barwie czerwonej świadczącej o znacznym stopniu ich utlenienia,
- niemal wyłączną obecność zlepieńców i piaskowców,
- zupełnie podrzędny udział osadów drobnoziarnistych (mułowce),
- brak jakichkolwiek szczątków organicznych,
- struktury sedimentacyjne charakterystyczne dla wód płynących o dużej energii,
- obecność osadów z grawitacyjnych spływów materiału okrucowego.

Zsumowane wymienione cechy prowadzą do wniosku, że formacja żarnowiecka powstała w warunkach lądowych, w klimacie półsuchym z okresowymi ulewami, w środowisku stożków aluwialnych oraz piaszczystej i piaszczysto-żwirowej równi aluwialnej. W omawianym profilu, w obrębie formacji żarnowieckiej spotyka się następujące facje (por. Jaworowski, Sikorska, 2003b; symbole literowe facji pochodzą od określeń anglojęzycznych użytych w cytowanej publikacji):

Facja Cm. Zlepieńce masywne złożone głównie z klastów kwarcu i skaleni o różnym stopniu obtoczenia. Szkielet ziarnowy zwarty lub rozproszony. Masa wypełniająca najczęściej mułowcowo-piaszczysta, rzadziej piaszczysta. Osady tej facji związane są ze stożkami aluwialnymi. Zlepieńce odznaczające się rozproszonym szkieletem ziarnowym powstały w rezultacie kohezyjnych spływów materiału. Zlepieńce masywne o zwartym szkielecie ziarnowym także mogą być osadami spływów kohezyjnych. W tym jednak przypadku prawdopodobniejszy jest ich związek z działalnością wód płynących o bardzo dużej energii. Osady te powstawały w żwirowych strumieniach lub rzekach roztokowych jako łachy śródkorytowe lub bruk kory-

towy. Niektóre zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym z piaszczystą masą wypełniającą można interpretować jako osady przetakowe stożków aluwialnych (*sieve deposits*). Bardzo często w zlepieńcach facji Cm obserwuje się współwystępowanie rozproszonego i zwartego szkieletu ziarnowego. Zlepieńce tego rodzaju reprezentują osady spływów grawitacyjnych częściowo przerobionych przez wody płynące.

Facja Cg. Zlepieńce uziarnione frakcjonalnie. Najczęściej jest to uziarnienie frakcjonalne normalne. Zlepieńce o uziarnieniu frakcjonalnym odwróconym występują rzadziej. Zlepieńce facji Cg, zarówno o uziarnieniu frakcjonalnym normalnym, jak i odwróconym, powstały na skutek kohezyjnych spływów materiału okrucowego na stożku aluwialnym.

Facja Chc. Zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym odznaczające się bardzo niewyraźnym warstwowaniem poziomym lub przekątnym dużej skali. Zlepieńce facji Chc reprezentują łachy śródkorytowe (*channel bars*) i wypełnienia niewielkich koryt żwirowych strumieni lub rzek roztokowych.

Facja Sm. Piaskowce różnoziarniste, masywne. W profilu otworu Słupsk IG 1 występuje wydzielana w obrębie facji Sm subfacja SmP – piaskowce masywne żwirowe. Piaskowce facji Sm powstały w wyniku depozycji gwałtownie zwalnających przepływów o dużej energii. Przepływami tego rodzaju były zalewy warstwowe związane z okresowymi, nawałnicowymi ulewami. W niektórych piaskowcach tej facji obserwuje się bardzo niewyraźne zaczątkowe warstwowanie poziome.

Facja Sg. Piaskowce różnoziarniste, zwykle żwirowe, uziarnione frakcjonalnie. Obserwuje się zarówno uziarnienie frakcjonalne normalne, jak i odwrócone. To ostatnie jest rzadsze. Piaskowce facji Sg o uziarnieniu frakcjonalnym normalnym świadczą o stopniowo słabnących przepływach odznaczających się początkowo znaczną energią. Osady tej facji powstały w wyniku depozycji z krótkotrwałych zalewów warstwowych spowodowanych przez ulewne opady okresowe. Piaskowce, w których obserwuje się przejście gradacji normalnej w odwróconą zdają się świadczyć o ponownym, stopniowym zwiększaniu się energii słabnącego przepływu. Mogło ono nastąpić w rezultacie kolejnej, stopniowo wzmagającej się ulewy.

Facja Sh. Piaskowce różnoziarniste warstwowane poziomo. Warstwowanie to, szczególnie w piaskowcach o grubszym ziarnie, jest zwykle słabo widoczne. W piaskowcach drobnoziarnistych zaznacza się wyraźniej, występując niekiedy w postaci drobnej laminacji. W obrębie facji Sh wydzielono dwie subfacje: ShS – piaskowce warstwowane poziomo, oraz: ShP – piaskowce żwirowe warstwowane poziomo. Piaskowce facji Sh powstały w rezultacie depozycji z przepływów o dużej energii w górnoreżimowej fazie płaskiego dna. Osady te wiążą się z zalewami warstwowymi na stożkach i piaszczystych równiach aluwialnych, a także z korytami piaszczystych strumieni i rzek roztokowych. Drobna laminacja pozioma mogła powstać w warunkach powolniejszych przepływów, w dolnoreżimowej fazie płaskiego dna.

Facja Sc. Piaskowce różnoziarniste warstwowane przekątnie w dużej skali. Fację Sc podzielono na dwie subfacje: ScS – piaskowce warstwowane przekątnie w dużej skali, oraz ScP – piaskowce żwirowe warstwowane przekątnie w dużej skali. Piaskowce facji Sc powstały w warunkach dolnego reżimu przepływu. Reprezentują one łachy śródkoryto-

we (*channel bars*) (poprzeczne i językowe) piaszczystych strumieni i rzek roztokowych.

Facja Sr. Piaszkowce różnoziarniste, najczęściej drobno- i średnioziarniste, rzadziej gruboziarniste, czasem z domieszkami drobnego żwiru, warstwowane przekątnie w drobnej skali. Piaszkowce facji Sr powstały w warunkach dolnego reżimu przepływu w obrębie niewielkich łach śródkorytowych piaszczystych strumieni i rzek roztokowych.

Facja Mm. Mułowce masywne niekiedy z rozproszonymi ziarnami grubego piasku lub żwiru. Osady facji Mm z rozproszonym materiałem żwirowym powstały w rezultacie spływów mułowych. Mułowce tej facji bez domieszki piaszczysto-żwirowych stanowią prawdopodobnie wypełnienia porzuconych kanałów strumieni i rzek roztokowych lub powstały w lokalnych kałużach po ustaniu okresowych przepływów.

Facja Mrh. Mułowce i heterolity mułowcowo-piaszczyste. Występujące w mułowcach cienkie warstwy drobnoziarnistych piaszkowców są laminowane przekątnie w małej skali. Obok nich w mułowcach facji Mrh obserwuje się poziome laminy piaszczyste. Osady facji Mrh powstały w wyniku zachodzącej na przemian depozycji z zawiesiny (muł) i słabych prądów (materiał drobnopiaszczysty). Zostały one osadzone jako wypełnienia porzuconych koryt strumieni i rzek roztokowych.

W profilu otworu Słupsk IG 1 formację żarnowiecką można podzielić na trzy kompleksy.

Kompleks 1 leży bezpośrednio na podłożu krystalicznym kratonu wschodnio-europejskiego. Kontakt formacji z tym podłożem niestety nie był rdzeniowany. Opisany kompleks występuje na głębokości 5078,0–5016,0 m (fig. 7, 8-A). Składają się nań zlepieńce z przewarstwieniami piaszkowców grubo- i średnioziarnistych, często żwirowych. Rozmiar największych ziarn frakcji żwirowej najczęściej waha się od 8 do 16 mm, a czasem przekracza 32 mm. Zlepieńcom i piaszkowcom towarzyszą bardzo nieliczne i cienkie (kilku- lub kilkunastocentymetrowe) przewarstwienia mułowców. Barwa osadów – przeważnie czerwono-brunatna. W kompleksie 1 rozpoznano następujące facje: Cm, Chc, Cg, Sm, ShP oraz zupełnie podrzędnie – Mm. Jak z tego wynika osady najstarszego kompleksu formacji żarnowieckiej w opisywanym profilu odpowiadają asocjacji facjalnej I wyróżnionej przez Jaworowskiego i Sikorską (2003b). Są to osady systemu depozycyjnego proksymalnej części stożków aluwialnych. W systemie tym przeważają zlepieńce powstałe na skutek grawitacyjnych spływów materiału okrucowego. Część zlepieńców została osadzona przez wody płynące w korytach okresowych strumieni roztokowych. Te ostatnie często rozcinały i przerabiały osady spływów. W proksymalnych częściach stożków występują ponadto osady przetakowe (*sieve deposits*). Występują tu także osady piaszczysto-żwirowe związane ze strumieniami roztokowymi.

Kompleks 2 występuje na głębokości 5016,0–4988,5 m (fig. 7, 8-B). Tworzą go piaszkowce grubo- i średnioziarniste z nielicznymi przewarstwieniami zlepieńców. Częste są cienkie przewarstwienia mułowców. Największe ziarna frakcji żwirowej w piaszkowcach żwirowych i zlepieńcach są już zwykle mniejsze niż w kompleksie 1 dochodząc najczęściej

do 4–8 mm, choć niekiedy przekraczają 16 mm. Barwa osadów: jak w kompleksie 1, tj. czerwono-brunatna. W kompleksie 2 występują następujące facje: ShP, ScP, Sr, Sg i Mm. Można więc uznać go za odpowiednik asocjacji facjalnej II (por. Jaworowski, Sikorska, 2003b) reprezentującej system depozycyjny dystalnej części stożków aluwialnych. W systemie tym, odznaczającym się niewielkim nachyleniem powierzchni stożka, gromadzą się osady o mniejszych ziarnach niż w proksymalnych częściach stożków aluwialnych. Zlepieńce występują podrzędnie, a główną masę osadów stanowią gruboziarniste piaszkowce. Facje zlepieńców i piaszkowców żwirowych należące do asocjacji facjalnej II świadczą o działalności wód płynących odznaczających się dużą energią. Są one interpretowane jako osady dystalnych części stożków powstałe przede wszystkim w korytach strumieni i rzek roztokowych, a ponadto na skutek depozycji z zalewów warstwowych (*sheetfloods*).

Kompleks 3 obejmuje odcinek profilu na głębokości 4988,5–4891,5 m. Są to głównie piaszkowce średnioziarniste z przewarstwieniami gruboziarnistych oraz cienkimi przewarstwieniami mułowców. W dolnej części kompleksu pojawiają się cienkie przewarstwienia heterolitów mułowcowo-piaszkowcowych. Rozmiar największych ziarn frakcji żwirowej pojawiającej się w piaszkowcach jest tu mniejszy niż w kompleksie 2 i przeważnie waha się od 2 do 4 mm, a niekiedy przekracza 8 mm. Barwa osadów w dolnej części kompleksu jest czerwono-brunatna przechodząc ku górze w szarą, niekiedy zielonkawą. Wśród facji kompleksu 3 dominują ShS i ScS, ponadto pojawiają się facje Sr i Mm. W dolnej części kompleksu występują także facje ShP, ScP i Mrh. Facje te wskazują ogólnie na asocjację facjalną III, powstałą w warunkach piaszczystej równi aluwialnej roztokowej i zalewowo-warstwowej (*sandy braid and sheetflood plain*). Charakterystyczne dla asocjacji facjalnej III facje (subfacje) piaszczyste powstały głównie na skutek depozycji, w odznaczających się dużą energią, rzekach roztokowych i – szczególnie często – z zalewów warstwowych. Jak z tego wynika, geneza osadów kompleksu 3 jest bardzo bliska genezie osadów kompleksu 2, tj. powstałych w systemie depozycyjnym dystalnych części stożków aluwialnych. Zarówno w dystalnych częściach stożków aluwialnych, jak i w obrębie piaszczystej równi aluwialnej, poddawanych okresowym, gwałtownym napływom wód, decydujące znaczenie ma depozycja ze strumieni i rzek roztokowych oraz zalewów warstwowych. Mułowce oraz heterolity mułowcowo-piaszkowcowe, występujące w kompleksie 3, stanowią nagromadzenia osadów w porzuconych korytach rzek roztokowych. W profilu otworu Słupsk IG 1 stwierdzono ząbieanie się osadów systemów depozycyjnych dystalnych stożków aluwialnych z systemem depozycyjnym piaszczystej równi aluwialnej roztokowej i zalewowo-warstwowej. Świadczy o tym m.in. obecność w dolnej części kompleksu 3 facji ShP i ScP znamiennej dla dystalnych części stożków.

Przejście formacji żarnowieckiej ku górze w formację klułkoską jest tak stopniowe, że bardzo trudno je rozdzielić. W niniejszym opracowaniu zgodnie z publikacją Jaworowskiego i Sikorskiej (2003b) przyjęto, że formacja żarnowiecka jest z definicji osadem kontynentalnym. Z tego też powodu jej gra-

nicę górną umieszczono bezpośrednio poniżej osadów z niewątpliwymi wpływami środowiska morskiego wyrażonymi obecnością bioturbacji (fig. 7, 8-C).

Kambr dolny: osady przejściowe kontynentalno-morskie

Formacja klukoska – część dolna. Na dwudzielność formacji klukoskiej wskazywali już jej kreatorzy: Bednarczyk i Turmau-Morawska (1975) wydzielając w jej obrębie dolne ogniwo izbickie oraz górne główczyckie. W profilu otworu Słupsk IG 1 do dolnej części formacji klukoskiej zaliczono odcinek na głębokości 4891,5–4852,5 m (fig. 7, 8-C). W spągu formacji występuje metrowa warstwa heterolitu piaskowco-mułowcowego ze strukturami bioturbacyjnymi. Najstarsze ichnocozy północnej Polski z reguły reprezentują wysokoenergetyczne środowisko morskie strefy międzyplywowej (por. Paczeńska, 1996). W dolnej części formacji klukoskiej występują osady bardzo podobne do kompleksu 3 formacji żarnowieckiej. Są to piaskowce średnioziarniste z nielicznymi przewarstwieniami drobnoziarnistych i dość częstymi cienkimi przewarstwieniami mułowców. W piaskowcach obserwuje się domieszki frakcji żwirowej. Największe ziarna tej frakcji dochodzą do 4 mm. Barwa osadów jest szara i ciemno-szara, czasem brunatno-czerwona. W dolnej części formacji klukoskiej rozpoznano niektóre facje charakterystyczne dla formacji żarnowieckiej, a mianowicie: ScS (szczególnie częsta od głębokości 4920,0 m w górę), ShS, Sr oraz miejscami (w spągu i w stropie) facje ShP i ScP. Jak z tego wynika dolna część formacji klukoskiej przypomina osady dystalnych części stożków aluwialnych oraz równi roztokowej i zalewowo-warstwowej. Ze względu na niewątpliwe wpływy morskie przyjęto, że dolna część formacji klukoskiej stanowi kompleks przejściowy od ediakarsko-dolnokambryjskich osadów kontynentalnych do dolnokambryjskich osadów morskich. W czasie powstawania kompleksu przejściowego, w miarę rozwoju dolnokambryjskiej transgresji morza, rozwinęły się dwa typy delt gruboziarnistych (*coarse-grained deltas*): delty stożkowe (*fan deltas*) i roztokowe (*braid deltas*) sensu McPherson i in. (1987). Osady te stanowią bazalny element TST pierwszej, dolnopaleozoicznej sekwencji depozycyjnej.

Kambr dolny i środkowy: osady morskie

Nad dolną częścią formacji klukoskiej, w ciągłości sedymentacyjnej, występuje sukcesja osadów rozpoczynająca się górną częścią tej formacji, powyżej której leżą formacje łebska i sarbska. Główne cechy tych osadów są następujące (por. Jaworowski, 1979, 1982, 1997; Sikorska, 1988):

- bardzo duża dojrzałość mineralogiczna i teksturalna piaskowców,
- obecność inwersji teksturalnych świadczących o wysokoenergetycznych wydarzeniach depozycyjnych,
- występowanie minerałów autigenicznych, m.in. glaukonitu i fosforanów,
- nagromadzenia lub rozproszone szczątki fauny morza otwartego,
- szelfowa fauna bentoniczna,

- częste bioturbacje: powszechnie jamki żerowiskowe i mieszkalne.

Cechy te świadczą, że osady kambru dolnego i środkowego w profilu otworu Słupsk IG 1, podobnie jak w całym obniżeniu bałtyckim, powstały w płytkomorskich, sublitoralnych warunkach sedymentacji. Omawiane osady zinterpretowano jako powstałe w morzu poddanym działaniu pływów i sztormów. Za najbardziej zbliżony współczesny odpowiednik ich środowiska sedymentacji uznano SE część Morza Północnego. Występujące tam piaski brzeżne tworzą piaszczyste równie pływowe (*sandy tidal flats*) przechodzące – w stronę morza otwartego – w jezory (płyiczny) piaszczyste (*sand tongues* [*shoals*]) poprzedzielane kanałami pływowymi, a następnie – w muły szelfu ze sztormowymi warstwami piaszczystymi (Reineck, Singh, 1980). Obok pływowych piasków brzeżnych (*coastal tidal sands*) występują także pływowe piaski szelfowe (*shelf tidal sands*) w postaci piaszczystych fal pływowych i/lub grzbietów pływowych (*tidal sand waves and/or ridges*). Tworzą one rozległe ciała piaszczyste tkwiące w mułach szelfu.

W profilu otworu Słupsk IG 1, w morskich osadach kambru dolnego i środkowego rozpoznano następujące facje (por. Jaworowski, 1997, 2000b; symbole literowe facji pochodzą z zacytowanych tu publikacji).

Facja A. Mułowce szare i ciemnoszare, ilowce ciemne, prawie czarne. Struktury sedymentacyjne: niekiedy warstwowanie soczewkowe lub pojedyncze laminy piaszczyste. Facja A reprezentuje muły szelfu.

Facja B. Heterolity mułowcowe. Struktury sedymentacyjne: warstwowanie soczewkowe i faliste, w piaskowcach laminacja pozioma, warstwowanie przekątne małej skali, czasem uziarnienie frakcjonalne, bioturbacje, synerezyjne spękania błotne, sedymentacyjne struktury deformacyjne. Są to muły szelfu z dystalnymi piaszczystymi warstwami sztormowymi.

Facja C. Piaskowce o różnej wielkości ziarna, zawierające smugi i intraklasty mułowców, i przewarstwiają się z heterolitami, w których tworzą niekiedy kompleksy piaszczyste o miąższości dochodzącej nawet do kilkunastu metrów. Struktury sedymentacyjne: warstwowanie przekątne dużej i małej skali, laminacja pozioma, warstwowanie smużyste, bioturbacje, cienkie nagromadzenia intraklastów mułowców. Interpretowane jako wypełnienia kanałów sztormowych (często amalgamowane).

Facja D. Heterolity piaskowcowe. Struktury sedymentacyjne: warstwowanie faliste i soczewkowe, w piaskowcach warstwowanie przekątne małej skali, laminacja pozioma, bioturbacje, spękania błotne. Reprezentują muły szelfu z proksymalnymi piaszczystymi warstwami sztormowymi.

Facja E. Piaskowce drobnoziarniste ze smugami i intraklastami mułowców. Struktury sedymentacyjne: warstwowanie przekątne małej skali, laminacja pozioma, warstwowanie smużyste, warstwowanie przekątne dużej skali, bioturbacje, cienkie nagromadzenia intraklastów mułowców. Osady facji E w profilu Słupsk IG 1 to szelfowe piaski pływowe lub pływowe piaski brzeżne ze strefy niżepływowej pod podstawą falowania.

Facja F. Piaskowce średnioziarniste ze smugami i intraklastami mułowców. Struktury sedymentacyjne: warstwowanie przekątne dużej skali, laminacja pozioma, warstwowanie smużyste, warstwowanie przekątne małej skali, bioturbacje, cienkie nagromadzenia intraklastów mułowców. Facja F w opisywanym profilu interpretowana jest jako szelfowe piaski pływowe lub pływowe piaski brzeżne ze strefy niżepływowej pod i/lub nad podstawą falowania.

Jednoznaczna interpretacja facji w profilach wiertniczych z morskich osadów kambru jest trudna. Należy w niej uwzględnić regionalne cechy zbiornika sedymentacji.

Formacja klukoska – część górna. Obejmuje odcinek profilu na głębokości 4852,5–4825,0 m (fig. 7) Występują tu głównie ciemne mułowce i iłowce z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców średnioziarnistych oraz heterolitów mułowcowo-piaskowcowych. W górnej części odcinka obserwuje się cienkie przewarstwienia piaskowców gruboziarnistych. Osady te należą do facji A, B i C reprezentując muły szelfu oraz muły szelfu z dystalnymi warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów sztormowych. Opisywana tu górna część formacji klukoskiej stanowi zapis rozwijającej się transgresji morza rozpoczętej w dolnej części formacji. Obecność utworów szelfu na osadach delt gruboziarnistych z dolnej części formacji klukoskiej oznacza szybkie tempo transgresji w trakcie formowania dolnej części TST.

Formacja łebska. Występuje na głębokości 4825,0–4716,0 m (fig. 7, 8-D). W dolnej i górnej części formacji przeważają piaskowce średnioziarniste, a w części środkowej piaskowce drobnoziarniste i heterolity piaskowcowo-mułowcowe. Podrzędnie występują heterolity mułowcowo-piaskowcowe oraz mułowce i iłowce. Barwa osadów szara i ciemnoszara. Miejscami pojawiają się nagromadzenia konkrecji fosforytowych i fosfoklastów związane z epizodami spowolnienia sedymentacji. Piaskowce należą do facji E, F i C. Nieznaczną część formacji łebskiej stanowią facje B i A. Formacja ta składa się z szelfowych piasków pływowych, a częściowo z pływowych piasków brzeżnych. Są to osady piaszczystych grzbietów i fal pływowych, a rzadziej dystalne krańce jeziorów płycizn piaszczystych ze strefy niżepływowej – pod i nad podstawą falowania. Piaszki pływowe (szelfowe i brzeżne) przewarstwiają się z występującymi podrzędnie osadami mułów szelfu z piaszczystymi warstwami sztormowymi ze strefy przejściowej od piasków do mułów szelfu oraz z mułami szelfu. W stropie formacji łebskiej pojawiają się przewarstwienia ciemnych wapieni (fig. 7) świadczące o zwolnieniu tempa sedymentacji i odsunięciu linii brzegowej, a zarazem zmniejszeniu dostawy klastycznego materiału terygenicznego do zbiornika sedymentacji. Jest to przejaw transgresywno-regresywnych pulsacji w obrębie TST, do którego w całości należy formacja łebska oraz występująca wyżej dolna część formacji sarbskiej.

Formacja sarbska. Stwierdzona na głębokości 4716,0–4518,3 m (fig. 7) występuje w opisywanym profilu bez części najwyższej (por. rozdz. „Uwagi wstępne”). Wykształcona jest głównie w postaci ciemnych mułowców i iłowców oraz heterolitów mułowcowo-piaskowcowych i piaskowcowo-mułowcowych. Te ostatnie przeważają w dolnej części rozpoznanego profilu formacji. Są to facje A, B i D. Niekiedy pojawiają się przewarstwienia piaskowców drobno- i średnioziarnistych, a sporadycznie – gruboziarnistych. Należą one do facji C.

Osady formacji sarbskiej odpowiadają mułom szelfu oraz mułom szelfu z proksymalnymi i dystalnymi piaszczystymi warstwami sztormowymi. W osadach tych tkwią pojedyncze wypełnienia kanałów sztormowych (piaskowce, facja C).

W obrębie formacji sarbskiej, na głębokości 4612,1 m (fig. 7, fig. 8-E) rozpoznano powierzchnię maksymalnego zalewu (mfs – *maximum flooding surface*) ediakarsko-kambryjskiej sekwencji depozycyjnej. Powierzchnia ta sygnalizuje stosunkowo długotrwały spadek tempa sedymentacji osadów związany z „wygłodzeniem” zbiornika na skutek znacznego zmniejszenia dostawy materiału terygenicznego. Zjawisko to świadczy o wyraźnym odsunięciu linii brzegowej zbiornika i obszarów źródłowych tego materiału. Wszystko to związane było z maksymalnym zalewem – rozszerzeniem transgresji morza. Opisywana powierzchnia maksymalnego zalewu rozwinięta jest w stropie heterolitów mułowcowo-piaskowcowych facji B z cienkimi przewarstwieniami piaskowców facji C. Bezpośrednio nad powierzchnią występują ciemne, silnie piaszczyste mułowce. Prawdopodobnie pierwotnie były to heterolity facji B lub D, których warstwowanie zostało całkowicie zatarte na skutek kompletnego zbioturbowania przez organizmy bytujące w osadzie dennym. Tak intensywne przerobienie osadu przez organizmy świadczy o zmniejszeniu tempa depozycji. Obserwowane w piaszczystych mułowcach cienkie przewarstwienia wapieni i fosfатыzowane klasty mułowców także wskazują na wyraźne zwolnienie depozycji i zmniejszenie dostawy materiału terygenicznego. Taką samą wymowę mają nieregularne stropowe powierzchnie wapieni przypominające powierzchnie twardego dna z zagłębieniami wachlarzowymi (*dove-tailed structures*) (por. Jaworowski, Modliński, 1972). W spągowych partiach mułowców, leżących powyżej powierzchni maksymalnego zalewu, stwierdzono bioturbacje o charakterze drobnych jamek mieszkalnych. To kolejny dowód znacznego spowolnienia sedymentacji. Opisywane tu, silnie zbioturbowane mułowce piaszczyste, wapienie i fosfoklasty reprezentują typowy osad skondensowany, związany z maksimum transgresji morza ediakarsko-kambryjskiej sekwencji depozycyjnej. Osady dolnej części formacji sarbskiej, występujące poniżej powierzchni maksymalnego zalewu, należą do TST. Stwierdzono tu podrzędne nagromadzenia konkrecji fosforytowych i fosfoklastów związanych z krótkotrwałymi („chwilowymi”) spadkami tempa sedymentacji. Osady górnej części rozpoznanego w otworze Słupsk IG 1 odcinka formacji sarbskiej, występujące nad powierzchnią maksymalnego zalewu, należą do HST.

Godny uwagi jest fakt, że powierzchnia maksymalnego zalewu ediakarsko-kambryjskiej sekwencji depozycyjnej w profilu otworu Słupsk IG 1 występuje w obrębie formacji sarbskiej. Zgodnie z biostratygraficznymi danymi Lendzion (1974) – odpowiada ona granicy między kambrem środkowym i górnym. Porównując obserwacje sedymentologiczne z danymi biostratygraficznymi (*op. cit.*), okres podmorskiej erozji i zwolnionej depozycji można tu odnieść do górnej części poziomu *Protolenus*. Jest więc on znacznie krótszy niż w przypadku kambru znanego z otworu Kościerzyna IG 1 (Jaworowski, 2000b). W profilu otworu Słupsk IG 1, formacja sarbska sięga poniżej granicy kambr środkowy/kambr dolny: zapewne w górną część poziomu *Holmia*. W miejscu tego otworu osady formacji sarbskiej, bardziej odległe od brzegu

zbiornika sedymentacji, a zarazem bardziej głębokowodne niż w pozostałych formacjach, rozwinęły się wcześniej i pełniej niż w innych profilach polskiej części basenu bałtyckiego.

* * *

Z ogólnych rozważań paleogeograficznych (Jaworowski, Sikorska, 2003b) wynika, że basen depozycyjny kontynentalnej formacji żarnowieckiej był półrowem tektonicznym, który stanowił część systemu ryftowego związanego z rozpadem prekambryjskiego superkontynentu Rodinii. Bloki tektoniczne, składające się na wspomniany system ryftowy, podścielone są powierzchnią odkucia (*detachment fault*) pochyloną w kierunku kratonu (*cratonward*).

Główny uskok ograniczający półrow tektoniczny (*main boundary fault*), w którym powstały osady formacji żarnowieckiej, znajdował się na SW od linii Teisseyre'a-Tornquista i, podobnie jak cały półrow, ciągnął się w przybliżeniu zgodnie z jej kierunkiem. Na SW od głównego uskoku ograniczającego znajdował się zachodni obszar źródłowy materiału okrucowego formacji żarnowieckiej. Właśnie z tego obszaru pochodził materiał detrytyczny formacji obserwowany w profilu otworu Słupsk IG 1. W profilu tym osady systemów depozycyjnych stożka aluwialnego (proksymalnego i dystalnego) mają tylko nieznacznie większą miąższość niż osady systemu równi aluwialnej. Punkt otworu Słupsk IG 1 znajdował się więc na pograniczu stożka i równi aluwialnej.

Jak wskazano wyżej, osady formacji żarnowieckiej, a częściowo także kompleksu przejściowego, tj. dolnej części formacji klukoskiej, stanowią ciąg systemów depozycyjnych niskiego poziomu morza (LST). Należy jednak zwrócić uwagę na specyfikę formacji żarnowieckiej polegającą m.in. na tym, że formacja ta powstawała w warunkach szczególnie silnego wpływu tektoniki, charakterystycznego dla sedymentacji w basenach ryftowych. Z tego powodu, w przypadku tej formacji należy wyróżniać tektoniczne ciągi systemów depozycyjnych (*tectonic system tracts*). Pojęcie to wprowadziła Prosser (1993) wydzielając w rozwoju basenów ryftowych cztery fazy, z których każda powodowała powstanie oddzielnego tektonicznego ciągu systemów depozycyjnych. Są następujące fazy: inicjacja ryftu (*rift initiation*); maksimum ryftowania (*rift climax*); wczesny post-ryft (*immediate post-rift*); późny post-ryft (*late post-rift*). Zgodnie z poglądami Blair'a (1987, 1988), duże masy gruboziarnistych osadów są dostarczane do basenów ryftowych przede wszystkim po ustaniu czynnego ryftowania. Zgodnie z tym ujęciem, osady formacji żarnowieckiej w całości reprezentują wczesnopostryftowy ciąg systemów depozycyjnych. Kontynuując tę interpretację, dolną część formacji klukoskiej, tj. kompleks przejściowy, należy uznać za późnopostryftowy ciąg systemów depozycyjnych.

Morskie osady kambru dolnego i środkowego rozpoznane w profilu otworu Słupsk IG 1 należą do pierwszego dolnopaleozoicznego cyklu transgresyjno-regresyjnego (T-R) występującego w obszarze północnej Polski. Obejmują one transgresyjny ciąg systemów depozycyjnych (TST) oraz częściowo (tylko część dolna) ciąg systemów depozycyjnych wysokiego stanu poziomu morza (HST). Oznacza to, że pierwsza sekwencja depozycyjna wspomnianego obszaru składa się z kontynentalnych osadów ediakarsko-dolnokambryjskich stanowiących LST (formacja żarnowiecka) oraz kontynentalno-morskich i morskich osadów dolno- i środkowokambryjskiego cyklu T-R składających się na TST i HST (formacje: klukoska, łebska oraz sarbska zredukowana tektonicznie w stropie).

Powierzchnia maksymalnego zalewu oddzielająca ciąg systemów depozycyjnych TST od HST w profilu kambru z otworu Słupsk IG 1 znajduje się w obrębie formacji sarbskiej. Maksimum transgresji i powstanie tej powierzchni zaznacza się w opisywanym profilu przejawami podmorskiej erozji, a przede wszystkim osadami skondensowanymi związanymi z okresem zwolnionej depozycji. Podobnie jak w innych profilach kambru północnej Polski, powierzchnia maksymalnego zalewu pierwszej dolnopaleozoicznej sekwencji depozycyjnej w profilu otworu Słupsk IG 1 przypada na pogranicze kambru dolnego i środkowego.

Na przypomnienie zasługuje fakt, że zgodnie z od dawna akceptowanymi poglądami (Jaworowski, 1979, 1997, 2000b; Sikorska, 2000), w północnej Polsce klastyczny materiał morskich osadów kambru pochodził ze źródeł kratonicznych. Materiał piaszczysty osadów TST i HST w profilu Słupsk IG 1 dostarczany był głównie przez wsteczne prądy sztormowe. Transport ten zachodził m.in. wzdłuż marginalnej części kratonu wschodnioeuropejskiego w kierunku NW→SE (por. Jaworowski, 2000b).

Ogólnie rzecz biorąc, pierwsza dolnopaleozoiczna sekwencja depozycyjna rozpoznana otworem Słupsk IG 1, leżąca bezpośrednio na podłożu krystalicznym kratonu wschodnioeuropejskiego, obejmuje ciągły profil osadów od ediakaru po kambr środkowy. Sekwencja ta składa się z osadów kontynentalnych i kontynentalno-morskich (ediakar–najniższy kambr) w postaci piaskowców i zlepieńców powstałych w środowisku stożków aluwialnych i równi roztokowych oraz delt roztokowych i stożkowych. Osady te przechodzą stopniowo w utwory morskie (kambr dolny i środkowy) wykształcone jako piaskowce pływowo-sztormowe przewarstwiane piaskowcowo-mułowcowymi heterolitami i mułami szelfu. Geneza pierwszej dolnopaleozoicznej sekwencji depozycyjnej w północnej Polsce była związana z subsydencją towarzyszącą ekstensji powodującej rozpad prekambryjskiego superkontynentu Rodinii.

Zdzisław MODLIŃSKI

ORDOWIK

Osady ordowiku w otworze Słupsk IG 1 według pomiarów geofizycznych występują na głębokości 4490,0–4515,0 m. Obserwuje się tu nieduże (około 3 m) przesunięcie głębo-

kości określonych na podstawie geofizyki otworowej do ustalonych według prób rdzeniowych. Spąg ordowiku według tych prób przypada na głębokości 4518,3 m. Osady te,

z wyjątkiem najwyższej części profilu na kontakcie z sylurem (około 0,5 m), przewiercone zostały z ciągłym poborem prób rdzeniowych. Granice ordowik/kambry i ordowik/sylur mają charakter tektoniczny, w pobliżu obu granic, w próbach rdzeniowych, obserwuje się liczne lustra tektoniczne, spękania, liczne żyły kalcytu. Upad warstw wynosi w dole profilu ordowiku około 0–15°, a w części przystopowej około 30–40°. W otworze Słupsk IG 1 ordowik reprezentowany jest jedynie przez fragment silnie tektonicznie zredukowanego profilu ograniczonego do utworów karadoku–aszgilu.

Do **karadoku** zaliczono odcinek profilu występujący na głębokości 4493,0–4515,0 m według pomiarów geofizycznych i 4495,4–4418,3 m według rdzenia, reprezentowany przez osady formacji iłowców z Sasina (Modliński, Szymański, 1997). W osadach tych stwierdzono jedynie nieliczną i słabo zachowaną faunę graptolitów z rodzajów: *Dicellograptus*, *Climacograptus* i *Orthograptus* oraz bezawiasowe brachiopody *Paterula* sp. Fauna ta wskazuje jedynie na obecność wyższego ordowiku nie pozwala na bliższe sprecyzowanie wieku osadów.

Na podstawie korelacji geofizycznej z reperowymi, dobrze udokumentowanymi na podstawie fauny graptolitów, profilami ordowiku zachodniej części obniżenia bałtyckiego Żarnowiec IG 1 (Modliński, 1976) i Kościerzyna IG 1 (Modliński, 1982) można sugerować następujące rozpoziomowanie osadów (głębokości według pomiarów geofizycznych). Występujące na głębokości 4513,5(?)–4515,0 m czarne zsyliofilowane iłowce,

zawierające w dole laminy piaskowców i ooidy żelaziste, być może należą do poziomu graptolitowego *Nemagraptus gracilis*.

Poziomom graptolitowym *Diplograptus molestus* i *Climacograptus wilsoni* zapewne odpowiadają czarne zsylifikowane iłowce z cienkimi wkładkami margli i bentonitów stwierdzone w interwale od około 4505,0 do 4513,5 (?) m. Do poziomu graptolitowego *Dicranograptus clingani* można zaliczyć, występujące na głębokości od około 4494,5 do około 4505,0 m, czarne zsyliofilowane iłowce z wkładkami bentonitów oraz fauną graptolitów *Dicellograptus* sp., *Orthograptus* sp, *Climacograptus* sp i brachiopodami *Paterula* sp. Natomiast do najwyższego karadoku – poziomu *Climacograptus styloideus* należą zapewne iłowce i iłowce wapniste czarne z cienkimi wkładkami bentonitów stwierdzone w interwale 4493,0–około 4494,5 m.

Silnie zredukowane miąższościowo osady **aszgilu** według pomiarów geofizycznych występują na głębokości 4490,0–4493,0 m, reprezentowane są przez formację margli i iłowców z Prabut (Modliński, Szymański, 1997). W niższej części profilu występują iłowce wapniste i iłowce mulaste z wkładkami wapieni marglistych, odpowiadające zapewne aszgilowi dolnemu równowiekowemu bałtyckiemu piętru pirgu. W wyższej części profilu dominują iłowce wapniste z wkładkami piaskowców kwarcowych zawierające słabo zachowane szczątki trylobitów z rodzaju *Mucronaspis*. Osady te zaliczyć można do aszgilu górnego opowiadającego bałtyckiemu piętru porkuni.

SYLUR

Zdzisław MODLIŃSKI

STRATYGRAFIA

Podstawowym źródłowym materiałem analitycznym dla syluru w otworze Słupsk IG 1 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny zawarty w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1974). Przy rozpoziomowaniu osadów zastosowano autorski (np. Tomczyk, 1962, 1990) schemat podziału syluru znacznie odbiegający od standardów międzynarodowych. W podziale tym granice wszystkich oddziałów poza landowerem są odmiennie usytuowane. Konieczna więc była nowelizacja stratygrafii i przyjęcie podziału zgodnego z ustaleniami międzynarodowymi i powszechnie stosowanymi w literaturze (np. Harland i in., 1989 czy Urbanek, Teller, 1997). W niniejszym opracowaniu na profil litologiczny syluru autorstwa Tomczyka nałożono znowelizowaną stratygrafię, obejmującą zrewidowane położenie granic (Szymański, Modliński, 2003) oraz najnowsze propozycje podziału litostratygraficznego (Modliński i in., 2006).

W otworze Słupsk IG 1 osady syluru wyróżniono w interwale głębokości 1150,0–4490,0 m, miąższość ich wynosi 3340 m i jest to najbardziej miąższy profil syluru rozpoznany dotychczas w obrębie całego obniżenia bałtyckiego.

Landower

W niniejszym opracowaniu występowanie osadów najniższego oddziału syluru – landoweru nie została udokumentowana paleontologicznie, przyjęto warunkowo w obrębie odcinka bezrdzeniowego na głębokości 4483,0 (?)–4490,0 m. Jest to zgodne z propozycją Tomczyka (1974). Możliwe są tu jednak inne interpretacje, a mianowicie całkowity brak osadów landoweru na skutek pominięcia ich w strefie uskokowej lub, jak to dopuszcza Jaworowski (2000b i inf. ustna), ich występowanie w obrębie odcinka bezrdzeniowego na głębokości 4472,0–4490,0 m. Według pomiarów geofizycznych występują tu czarne lub ciemnoszare osady ilaste reprezentujące zapewne formację iłowców z Pasłęka. Mamy więc do czynienia z obecnością silnie zredukowanego tektonicznie fragmentu osadów landoweru lub całkowitym wtórnym ich brakiem.

Wenlok

Wenlok wyznaczony został (Szymański, Modliński, 2003) w interwale od około 3340,0 do 4483,0 (?), przy czym górna

granicę przyjęto około 450,0 m wyżej, niż to przyjmował Tomczyk (1974). Granicę tę wyznaczono w obrębie odcinka bezrdzeniowego (głęb. 3290,0–3393,0 m), około 50 m poniżej stwierdzonego występowania przewodniej fauny poziomu *Neodiversograptus nilssoni*. Miąższość osadów wenloku osiąga w omawianym profilu około 1143 m i jest wielokrotnie większa niż miąższość równowiekowych osadów we wschodniej czy środkowej części obniżenia bałtyckiego, gdzie osiąga zazwyczaj 100–200 m. Wenlok reprezentowany jest tu przez osady niższej części formacji iłowców i mułowców z Kociewia (Modliński i in., 2006). Według prób rdzeniowych i pomiarów geofizycznych jest to dość monotonna seria wzajemnie przewarstwionych się iłowców i mułowców jasnoszarych i ciemnoszarych, rzadziej czarnych, laminowanych, miejscami wapnistych z domieszką materiału piroklastycznego, a sporadycznie z laminami bentonitów. W osadach zidentyfikowano (Tomczyk, 1974) liczny i zróżnicowany zespół fauny graptolitowej dokumentującej wiek osadów.

Osady występujące w interwale głębokości od około 4180,0 do 4483,0 (?) m odpowiadają piętru sheinwood obejmującemu siedem poziomów graptolitowych od poziomu *Cyrtograptus centrifugus* po poziom *Cyrtograptus ellesae* (Urbanek, Teller, 1997). W profilu Słupsk IG 1 cztery z tych poziomów (od dołu): *Monograptus riccartonensis*, *M. antennularius*, *Cyrtograptus rigidus* i *C. ellesae* udokumentowane zostało obecnością taksonów wskaźnikowych.

Osady stwierdzone w interwale głębokości od około 3340,0 do około 4180,0 m odnieść można do piętra homer. Obecnością taksonów wskaźnikowych udokumentowane zostały (Tomczyk, 1974) dwa dolne poziomy tego piętra – *Cyrtograptus lundgreni* i *Gothograptus nassa*.

Ludlow

Do ludlowu zaliczono osady występujące w interwale głębokościowym od 1150,0 do około 3340,0 m (Modliński, Szymański, 2003), a więc niepełna miąższość osadów osiąga tu około 2290,0 m. Dolny ludlow – gorst, obejmujący pięć poziomów graptolitowych od *Neodiversograptus nilssoni* po *Cucullograptus aversus* (Urbanek, Teller, 1997), wyróżniono na głębokości od około 2750,0 do około 3340,0 m. Piętro to reprezentowane jest przez osady formacji iłowców i mułowców z Kociewia (Modliński i in., 2006). Według prób rdzeniowych

i pomiarów geofizycznych są to wzajemnie przewarstwiane się iłowce i mułowce jasnoszare, szare i ciemnoszare, laminowane, często wapniste. Wśród zidentyfikowanej tu licznej fauny graptolitów (Tomczyk, 1974) stwierdzono taksony wskaźnikowe dla czterech standardowych poziomów (od dołu): *Neodiversograptus nilssoni*, *Lobograptus progenitor*, *L. scanicus parascanicus* i *Cucullograptus hemiaversus*.

Górny ludlow – ludford wyznaczony został w interwale głębokości od 1150,0 do około 2750,0 m. Piętro to w niższej części interwale od około 1480,0 do około 2750,0 m reprezentowane jest przez wyższą część formacji iłowców i mułowców z Kociewia wykształconej w postaci wzajemnie przewarstwianych się iłowców szarych ciemnoszarych i szarzielonkawych oraz mułowców szarych i jasnoszarych. Osady miejscami są wapniste, a sporadycznie występują cienkie wkładki bentonitów. W monotonnej serii tych osadów na głębokości 1562,0–1596,0 m (według pomiarów geofizycznych) wyróżnia się charakterystyczny poziom litostratygraficzny – ogniwo mułowców wapnistych Redy (Modliński i in., 2006). Ogniwo to budują zwężłe mułowce wapniste laminowane iłowcami. Z utworami tego ogniwa wiązany jest sejsmiczny horyzont refleksyjny S_B. Fauna graptolitów stwierdzona w wyższej części formacji iłowców i mułowców z Kociewia wskazuje, że ta część profilu odpowiada dolnemu ludfordowi. Obecnością taksonów wskaźnikowych udokumentowane zostały dwa najniższe poziomy ludfordu *Saetograptus leintwardinensis* (= *Cucullograptus aversus*) i *Bohemograptus praecornutus*.

W interwale głębokościowym od 1150,0 do około 1480,0 m występują osady formacji iłowców wapnistych z Pucka. Są to: iłowce wapniste oraz iłowce szarzielonawe i szare, laminowane z nielicznymi cienkimi wkładkami szarżółtych bentonitów. Przewodnią faunę graptolitów napotkano jedynie w osadach niższej części tej formacji w próbach rdzeniowych z głębokości 1317,0–1326,0 m i 1421,0–1430,0 m. W zidentyfikowanym zespole (Tomczyk, 1974) stwierdzono m.in. obecność *Monograptus balticus* Teller taksonu wskaźnikowego dla najniższego poziomu górnego ludfordu (Szymański, Modliński, 2003).

Powyżej osadów najniższego górnego ludfordu z niezgodnością erozyjną występują bezpośrednio utwory permu – tak więc w profilu brak jest osadów najwyższego ludlowu i przydolu, które zostały usunięte w wyniku późniejszej erozji epigenetycznej.

Krzysztof JAWOROWSKI

SEDYMENTACJA OSADÓW SYLURU

Uwagi wstępne

Osady syluru rozpoznane otworem Słupsk IG 1 należą do czwartej sekwencji depozycyjnej w dolnopaleozoicznej pokrywie osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego (Jaworowski, 1999, 2000c, d). Sekwencja ta, w północnej Polsce obejmuje osady sylurskie od landoweru po przydół. Jej dolną i górną granicę wyznaczają powierzchnie erozji subaeralnej

o zasięgu regionalnym. W otworze Słupsk IG 1 powierzchnia spągowa sekwencji nie jest znana, ponieważ na głębokości 4483,0 m sylur kontaktuje z ordowikiem wzdłuż powierzchni uskokuwej. W rezultacie ma tu miejsce wyraźna redukcja tektoniczna profilu posunięta tak daleko, że nawet obecność dolnego syluru (landoweru) jest wątpliwa (Tomczyk, 1974, Szymański i Modliński, 2003). Przez analogię z profilem syluru z otworu Kościerzyna IG 1 przypuszczać można, że w spągu

czwartej sekwencji depozycyjnej dolnego paleozoiku, w punkcie otworu Słupsk IG 1, istniała wyraźna powierzchnia nieciągłości sedimentacyjnej dzieląca osady najniższego landoweru i najwyższego aszgilu. Specyfika sylurskiej sekwencji depozycyjnej w profilu rozpoznanym otworem Słupsk IG 1 wyraża się ponadto brakiem jej najwyższej części. Górna granica sekwencji, występująca tu na głębokości 1150,0 m, stanowi bowiem zapis długotrwałej, wieloetapowej erozji subaeralnej, w wyniku której doszło do usunięcia m.in. górnej części osadów syluru, a mianowicie przydolu i najwyższego ludłowu. Na ocalałych utworach ludłowu leżą bezpośrednio osady dolnego permu. Mimo tak znacznej redukcji, erozyjnej w stropie i tektonicznej w spągu, łączna miąższość osadów sylurskiej sekwencji depozycyjnej w otworze Słupsk IG 1 jest największa spośród wszystkich stwierdzonych w całym obniżeniu bałtyckim.

Czwarta, dolnopaleozoiczna sekwencja depozycyjna północnej Polski odznacza się brakiem osadów ciągu systemów depozycyjnych niskiego poziomu morza (*lowstand system tract* – LST) oraz transgresywnego ciągu systemów depozycyjnych (*transgressive system tract* – TST). Podobnie jak w innych profilach omawianej sekwencji, w profilu otworu Słupsk IG 1 stwierdzono jedynie ciąg systemów depozycyjnych wysokiego stanu poziomu morza (*highstand system tract* – HST). „Poziom morza” oznacza tu względny poziom morza.

Terminologia litologiczna

Omawiając przebieg sedimentacji osadów syluru przyjęto podział litostratygraficzny zaproponowany przez Modlińskiego i in. (2006). Autorzy zacytowanej pracy, w sylurze polskiej części obniżenia bałtyckiego, wyróżnili m.in. „formację iłowców i mułowców z Kociewia” oraz „ogniwo mułowców wapienistych Redy”. Pojęcie „mułowców”, jak wyjaśnili wspomniani autorzy (inf. ustna), zostało użyte przez analogię do licznych, starszych publikacji, w których towarzyszący iłowcom sylurskim typ skały był określany właśnie w ten sposób. Wprowadzając klasyfikację litostratygraficzną, Modliński i in. (2006) postanowili więc nawiązać do tradycyjnej dla syluru północnej Polski terminologii litologicznej. W rezultacie doszło jednak do zamętu nazewniczego. Rzecz w tym, że wspomniane „mułowce”, o których piszą Modliński i in. (2006), to w rzeczywistości pyłowce (ang. *siltstones*, a nie *mudstones*). Są to skały zawierające przede wszystkim pył kwarcowy niekiedy z dodatkiem bardzo drobnoziarnistego materiału piaszczystego. W polskiej nomenklaturze sedimentologicznej przyjęto (por. Gradziński i in., 1986), że muł to ił + pył, a więc muł (mułowiec) jest mieszaniną osadów o różnym ziarnie, a nie klasą uziarnienia.

Sprawę dodatkowo komplikuje fakt, że w sylurze, zarówno w otworze Słupsk IG 1, jak i w całej polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego, obok iłowców i pyłowców występują rzeczywiste mułowce, odpowiadające dokładnie podanej wyżej definicji. Innymi słowy, w omawianych tu osadach syluru najczęstsze są trzy rodzaje skał: iłowce, mułowce i pyłowce. Ściśle rzecz biorąc, iłowce i mułowce, wykazujące często dobrą łupliwość, są ıło- i mułolupkami. Godny uwagi jest fakt, że termin „ıłolupka”, w odniesieniu do złożonych głównie z substancji ilastej skał syluru na Niziu Polskim, wprowadziła już

Langier-Kuźniarowa (1967). Zależnie od łupliwości tych skał, wspomniana autorka pisała o ıłowcach (zbite), łupkach (wyraźnie łupliwe) i ıłolupkach (niewyraźnie łupliwe). W skałach złożonych z substancji ilastej Langier-Kuźniarowa (*op. cit.*) wyróżniła dwie odmiany: jasną i ciemną. Odmiana ciemna ıłowców – łupków – ıłolupków sensu Langier-Kuźniarowa odpowiada ściśle definicji mułowców. W profilu syluru z otworu Słupsk IG 1 omawiane osady odznaczają się zwykle (choć nie wyłącznie) dobrą łupliwością. Będą więc one dalej nazywane ıło- lub mułolupkami (por. „*clay-shales, mud-shales*” Jaworowski, 2000c) lub wprost łupkami. Natomiast „mułowce” sylurskie (sensu Langier-Kuźniarowa, 1967, Modliński i in., 2006), zgodnie z ich rzeczywistą naturą, będą niżej nazywane pyłowcami. Aby uniknąć powikłań terminologicznych, stosowane będą poniżej jedynie geograficzne nazwy jednostek litostratygraficznych wyróżnionych przez Modlińskiego i in. (2006). Człon litologiczny nazw formacji zostanie pominięty.

Przebieg sedimentacji

Wprowadzenie

Osady syluru rozpoznane otworem Słupsk IG 1, liczące łącznie 3340,0 m miąższości, rdzeniowane były jedynie w ok. 17%. Utrudnia to dokładne prześledzenie przebiegu ich sedimentacji i uniemożliwia zastosowanie metod statystycznych wykorzystanych z powodzeniem w przypadku, niemal w pełni rdzeniowanego, profilu otworu Lębork IG 1 (Jaworowski, 2000c). Dość równomierny pobór rdzeni (zagęszczony w dolnej części profilu) pozwala jednak stwierdzić, że utwory syluru rozpoznane otworem Słupsk IG 1 wykazują wszystkie cechy charakterystyczne dla łupkowo-pyłowcowej sukcesji tego systemu w północnej Polsce.

Facje

W niniejszym opracowaniu facja oznacza fragment profilu wiertniczego odznaczający się charakterystycznymi cechami litologicznymi oraz charakterystycznym zespołem struktur sedimentacyjnych. W osadach syluru rozpoznanych otworem Słupsk IG 1 wydzielono facje zbliżone do tych jakie opisano poprzednio z osadów tego wieku, stwierdzonych w otworze Lębork IG 1 (Jaworowski, 2000c, d). Pierwotnie sądzono, że facje wyróżnione w profilu syluru z otworu Lębork IG 1 są reprezentatywne dla całej sylurskiej sukcesji łupkowo-pyłowcowej znanej w północnej Polsce. Obserwacje poczynione w profilu otworu Słupsk IG 1 prowadzą jednak do wniosku, że było to nadmierne uproszczenie. Niektóre facje stwierdzone w tym profilu, choć podobne do opisanych z profilu otworu Lębork IG 1, wykazują jednak niewątpliwe różnice.

Podobnie jak we wcześniejszych pracach (Jaworowski, 1975, 2000c, d), podstawową cechą diagnostyczną facji wydzielanych w sylurze z opisywanego tu otworu są: stosunek miąższościowy pyłowców do łupków oraz miąższość warstw pyłowców. W podanym niżej opisie omawiane facje oznaczono kolejnymi numerami dodając literę „S” dla podkreślenia, że zostały wydzielone w profilu z otworu Słupsk IG 1.

Facja S1 – pyłowce i/lub naprzemianległe warstwy pyłowców oraz łupków ze zdecydowaną przewagą miąższo-

ściową pyłowców. Miąższość warstw pyłowców zmienia się od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, a niekiedy przekracza 2 metry. W grubych warstwach pyłowców występują domieszki materiału piaszczystego. W partiach profilu złożonych z występujących na przemian pyłowców i łupków miąższość pojedynczych warstw pyłowców bywa dużo mniejsza (niekiedy tylko od 1 do 5 cm). Szczególnie charakterystyczna dla facji S1 jest masywna struktura warstw pyłowców. Ich powierzchnie spagowe i stropowe są z reguły bardzo wyraźne, przy czym w spągu obserwuje się struktury pogrążowe. Warstwy tego rodzaju zawierają niekiedy drobne okruchy łupków identycznych z tymi, które przedzielają warstwy pyłowców. Czasem przystrope części masywnych warstw pyłowców, które mają wyraźne granice stropowe i spagowe, wykazują obecność warstwowania przekątne małej skali. W facji S1 spotyka się także masywne warstwy pyłowców, które w stropie przechodzą stopniowo w łupki. Niekiedy można w nich zaobserwować wewnątrzwarstwowe struktury deformacyjne.

Znane z syluru północnej Polski, charakterystyczne dla facji S1, masywne warstwy pyłowców zinterpretowano jako rezultat kohezyjnych spływów materiału pyłowego. Mechanizm ich depozycji najbliższy był debrytom (*debrites*) (Jaworowski, 2000c, d). Warstwy masywne przechodzące stopniowo w nadległe łupki są rezultatem dwóch, wzajemnie związanych, procesów depozycyjnych. Pierwszy, odpowiedzialny za dolną część takich warstw, to kohezyjny spływ materiału pyłowego. Drugi, który spowodował stopniowe przejście w łupkę, to prąd zawieszinowy. W tym przypadku powstał on na skutek zmieszania części materiału spływu kohezyjnego z otaczającymi wodami zbiornika sedymentacji. Związek prądów zawieszinowych z podwodnymi spływami kohezyjnymi został dowiedziony i wyjaśniony eksperymentalnie przez Hamptona (1972). Warstwowanie przekątne małej skali, zaobserwowane w górnej części niektórych masywnych warstw pyłowców, o wyraźnych granicach stropowych i spagowych, jest rezultatem przerobienia osadu przez prądy denne. Ślady wewnątrzwarstwowych struktur deformacyjnych, obserwowane niekiedy w masywnych warstwach pyłowców o niewyraźnych granicach stropowych, wiążą się z postdepozycyjnymi ruchami gęstościowymi nieskonsolidowanego osadu. Niektóre warstwy pyłowców odznaczające się dużymi miąższościami są warstwami amalgamowanymi, które powstały na skutek działania więcej niż jednego spływu. Spływy te następowały bezpośrednio po sobie powodując powstanie nagromadzeń materiału pyłowego o znacznej miąższości. Charakterystykę łupków występujących na przemian z pyłowcami przedstawiono w opisie facji S5 (por. niżej).

Facja S1 przypomina wyróżnioną w profilu syluru z otworu Lębork IG 1 fację F1 (Jaworowski, 2000c). Różni się od niej wyraźną przewagą miąższościową pyłowców nad łupkami, wielokrotnie większymi miąższościami warstw pyłowców oraz domieszkami materiału piaszczystego w grubych warstwach pyłowców. Nie ulega wątpliwości, że stwierdzona w opisywanym tu profilu facja S1 odznacza się wyraźnie większą proksymalnością (tj. bliskością obszarów źródłowych materiału okruchowego) niż zbliżona do niej facja F1 z profilu otworu Lębork IG 1.

Facja S2 – naprzemianległe warstwy pyłowców i łupków. Pyłowce najczęściej przeważają w profilu. Miąższości warstw

pyłowców wahają się zwykle od 5 do 30 cm, choć często bywają większe. Miąższość warstw łupków przedzielających pyłowce wynosi od jednego do kilkunastu centymetrów. Wśród warstw pyłowców można wydzielić dwie odmiany. Pierwsza odznacza się ostro zarysowanymi granicami spagowymi, podczas gdy w stropie obserwuje się gradację materiału pyłowego i przejście w łupki. Na powierzchniach spagowych widoczne są jamki wirowe. Druga odmiana warstw pyłowców wykazuje ostro zarysowane zarówno granice spagowe, jak i stropowe. Na powierzchniach stropowych widać niekiedy riplemarki prądowe. W warstwach pyłowców facji S2 obserwuje się przede wszystkim warstwowania związane z dolnym reżymem przepływu: warstwowanie przekątne małej skali z przejściami do smużystego oraz laminację poziomą. Z warstwowaniem przekątnym często związane jest warstwowanie konwolutive. Dolne części niektórych warstw pyłowców są masywne lub wykazują obecność górnoreżimowej laminacji poziomej.

Warstwy pyłowców odznaczające się ostro zarysowanymi powierzchniami spagowymi i przejściami w stropie w nadległe iłowce i/lub mułowce, zostały osadzone przez prądy zawieszinowe. Zgodnie z modelem Boumy (1962) odpowiadają one sukcesjom Tb-e, Tc-e i Td-e. Taką samą pierwotną genezę można przypisać tym warstwom pyłowców facji S2, które odznaczają się ostro zaznaczonymi granicami stropowymi, związanymi często z obecnością riplemarków prądowych. W tym przypadku, po depozycji z prądu zawieszinowego, materiał pyłowy został przerobiony przez trakcyjne prądy denne płynące w warunkach dolnego reżimu przepływu. Niektóre grubsze warstwy pyłowców facji S2 są warstwami amalgamowanymi. W przypadku tej facji, warstwy amalgamowane powstały na skutek działania więcej niż jednego prądu zawieszinowego. Prądy te, następując bezpośrednio po sobie, powodowały ścięcie górnej części wcześniej złożonej warstwy i osadzonego na niej materiału mułowo-ilastego (Jaworowski, 2000c). Charakterystykę łupków występujących na przemian z pyłowcami przedstawiono w opisie facji S5 (por. niżej).

Facja S2 bliska jest wyróżnionej w profilu syluru z otworu Lębork IG 1 facji F2 (*op. cit.*). Różni się od niej wyraźnie większymi miąższościami warstw pyłowców. Stwierdzona w opisywanym tu profilu facja S2 odznacza się większą proksymalnością niż podobna do niej facja F2 z profilu otworu Lębork IG 1.

Facja S3 – naprzemianległe łupki oraz pyłowce zwykle z przewagą miąższościową tych pierwszych, choć w niektórych partiach profilu udział pyłowców dochodzi do 50%. Grubość warstw łupków zmienia się od 0,5 do 10 cm, natomiast miąższość warstw pyłowców najczęściej waha się od 0,5 do 5 cm, a czasem bywa nieco większa. Warstwy pyłowców mają ostro zarysowane granice spagowe, podczas gdy w stropie obserwuje się przejścia w nadległe łupki. Dotyczy to nawet bardzo cienkich warstw pyłowców. W warstwach pyłowców stwierdzono struktury depozycyjne charakterystyczne dla dolnego reżimu przepływu: warstwowanie przekątne małej skali i laminację poziomą. Niekiedy widoczna jest drobna laminacja konwolutive. Na powierzchniach spagowych pyłowców często występują jamki wirowe. Warstwy pyłowców facji S3 zostały osadzone przez prądy zawieszinowe, o czym świadczą ostro zaznaczone powierzchnie spagowe ze śladami turbulentnych przepływów oraz stopniowe przejścia pyłowców w nadległe

łupki. W modelu Boumy (1962) odpowiadają one sukcesjom Tc-e i Td-e. Niektóre warstwy pyłowców nie wykazują przejścia w nadległe łupki. Są one rezultatem przerobienia przez prądy denne. Charakterystykę łupków występujących na przemian z pyłowcami przedstawiono w opisie facji S5 (por. niżej).

W facji S3 często obserwuje się odosobnione wypełnienia bruzd erozyjnych. Zostały one wyżłobione i wypełnione przez prądy zawiesinowe, które poniosły dalej część transportowanego przez siebie materiału pyłowego. Cienkie soczewki i warstwy pyłowców o ostrych granicach spągowych i stropowych upodabniają miejscami fację S3 do kopalnych konturów (por. Bouma, 1972). Brak jednak jednoznacznych przesłanek na to, by uznać je za osady głębokomorskich prądów konturowych. Pyłowce facji S3, podobnie jak niektóre pyłowce facji S2, są tu ogólnie interpretowane jako produkt trakcyjnych prądów dennych (traktionity sensu Unrug, 1977). Facja ta jest bardzo podobna do facji F3 znanej z syluru w profilu otworu Lębork IG 1 (Jaworowski, 2000c).

Facja S4 – charakterystyczne dla syluru badanego profilu łupki z nielicznymi, cienkimi (zwykle ok. 1 cm) przewarstwieniami i soczewkami pyłowców. Nawet bardzo cienkie warstwy pyłowców tej facji wykazują ostro zarysowane granice spągowe i niewyraźne granice stropowe, świadczące o stopniowym przejściu w nadległy łupek i związanej z tym subtelnej gradacji materiału pyłowego. Warstwy te odznaczają się niewyraźną laminacją poziomą. Zostały one osadzone przez prądy zawiesinowe niosące niewielkie ilości osadu. Cienkie warstwy pyłowców tego rodzaju odpowiadają sukcesjom Boumy (1962) o symbolu Td-e. Często są także cienkie, zazwyczaj laminowane poziomo, warstwy pyłowców o wyraźnych granicach spągowych i stropowych. Warstwy te świadczą o działalności trakcyjnych prądów dennych. Cienkie soczewki pyłowców obserwowane w facji S4 stanowią odosobnione wypełnienia niewielkich bruzd erozyjnych lub są drobnymi, odosobnionymi riplemarkami prądowymi. W łupkach facji S4 występują także cienkie laminy pyłowców (ok. 1 mm) o ostro zarysowanych powierzchniach spągowych i stropowych. Zostały one utworzone przez prądy denne, podczas redepozycji materiału dostarczonego pierwotnie przez prądy zawiesinowe. Bliższą charakterystykę łupków przedstawiono w opisie facji S5 (por. niżej).

Dno zbiornika sedymentacji w miejscu powstawania facji S4 było poddane działaniu prądów zawiesinowych i trakcyjnych prądów dennych, niosących znikome ilości drobnoziarnistego materiału okrucowego. Podobnie jak w przypadku facji opisanej poprzednio, soczewki i laminy pyłowców o ostrych granicach skłaniają do uznania pyłowców facji S4, przynajmniej częściowo, za rezultat depozycji z trakcyjnych prądów dennych. Facja S4 jest niemal identyczna z facją F4 znaną z syluru w profilu otworu Lębork IG 1 (Jaworowski, 2000c).

Facja S5 – to wyłącznie występujące na przemian łożka i mułowki, niekiedy bitumiczne, czasami z cienkimi przewarstwieniami i soczewkami margli lub wapieni. Często wykazują subtelny laminację poziomą wyrażoną naprzemianną grubością bardzo cienkich (od 0,1 do kilku mm, Langier-Kuźniarowa, 1967) lamin jasnych (ilastych) i ciemnych (mułowych). Obserwuje się obfitą zawartość pirytu i materii organicznej w ciemnej odmianie łupków. W obu odmianach występuje fauna nektoniczna (głównie głowonogi) i – masowo – hemiplanktoniczna (graptolity).

W nawiązaniu do wcześniejszych obserwacji (Jaworowski, 1971, 1975, 2000c), w niniejszej pracy przyjęto, że sylurskie łożka i mułowki północnej Polski powstały na skutek wolnej sedymentacji z zawiesiny, w środowisku hemipelagicznym o anoksycznych wodach dennych. Materiał osadzony z zawiesiny mógł częściowo pochodzić z rozcieńczonych prądów zawiesinowych w postaci podwodnych „chmur” bardzo drobnoziarnistego materiału. Facja S5 powstała na połączonych dna zbiornika sedymentacji, do których nie docierał materiał pyłowy. Facji tego rodzaju nie wyróżniano we wcześniejszych pracach (Jaworowski, 1975, 2000c, d), których przedmiotem był wyłącznie sylurski kompleks łożka i mułowek z przewarstwieniami pyłowców.

W utworach wszystkich facji pojawiają się cienkie przewarstwienia bentonitów.

Ogólna charakterystyka zbiornika sedymentacji

Jak wynika z przedstawionych wyżej opisów facji, do charakterystycznych cech osadów syluru w profilu otworu Słupsk IG 1, podobnie jak w innych profilach sylurskiej sukcesji łupkowo-pyłowcowej w północnej Polsce, należą:

- warstwy pyłowców osadzone przez spływy grawitacyjne: zarówno spływy kohezyjne jak i prądy zawiesinowe;
- cienkie warstwy pyłowców przerobione trakcyjnymi prądami dennymi;
- łupki będące rezultatem hemipelagicznej sedymentacji z zawiesiny oraz częściowo z prądów zawiesinowych;
- ciemne łupki z obfitą zawartością materii organicznej świadczące o anoksycznych warunkach sedymentacji;
- obfita fauna hemiplanktoniczna (graptolity) w łupkach;
- powszechny brak śladów działalności organizmów dennych;
- brak jakichkolwiek struktur sedymentacyjnych wskazujących na to, że dno zbiornika znajdowało się powyżej zwykłej lub sztormowej podstawy falowania.

Wymienione cechy świadczą, że formacje sylurskie rozpoznane otworem Słupsk IG 1 powstały w środowisku hemipelagicznym, najprawdopodobniej na dnie równi głębokowodnej, oraz na skłonie zbiornika sedymentacji i u jego podnóża. Należy podkreślić, że skłon zbiornika nie jest tu równoznaczny ze skłonem kontynentalnym. Jest to zewnętrzny skłon przybrzeżnego klina klastycznego. Dokładne określenie głębokości wód zbiornika sedymentacji jest trudne. Przekraczała ona wyraźnie głębokość zarówno zwykłej, jak i sztormowej podstawy falowania. Spływy kohezyjne mogą wędrować setki kilometrów, nawet na skłonach o spadku mniejszym niż 1°. Przy tak niewielkim pochyleniu skłonu zbiornika jego głębokość nie musi być znaczna.

Przez analogię do modelu depozycji sylurskiego kompleksu łupkowo-pyłowcowego przedstawionego w pracy Jaworowskiego (2000c, fig. 4), można przyjąć, że najbliższej marginalnej części zbiornika sedymentacji i obszarów źródłowych materiału terygenicznego, powstała facja S1, dalej – w kierunku równi głębokowodnej – tworzyły się facje S2, S3, S4 i S5. Proksymalność osadów (bliskość obszarów źródłowych) maleje więc od facji S1 do S5.

Formacja z Pasłęka

Przypuszcza się, że osady tej formacji występują w nierdzewionym odcinku profilu na głębokości 4483,0–4490,0 m, który zaliczany jest do landoweru (Tomczyk, 1974; Modliński, Szymański, inf. ustne). Sądząc z prób okrucowych, formacja z Pasłęka w profilu otworu Słupsk IG 1 rozwinięta jest w facji S5. Osady tej formacji powstały na obszarze równi basenowej odległej od obszarów źródłowych materiału okrucowego i/lub w czasie małej aktywności procesów tektonicznych powodujących wynoszenie tych obszarów.

Formacja z Kociewia

Występuje na głębokości 1480,0–4483,0 m co oznacza, że osiąga miąższość 3003,0 m. W obrębie tej formacji Modliński i Szymański (inf. ustne) na podstawie karotaży wyróżnili ogniwo Redy na głębokości 1562,0–1596,0 m. Odcinek ten nie był rdzeniowany – brak więc obserwacji sedimentologicznych dotyczących wspomnianego ogniwa. Formacja z Kociewia w profilu otworu Słupsk IG 1 obejmuje osady od poziomu *Monograptus riccartonensis* po poziom *Neocucullograptus kozłowski*, a więc sięga od dolnego wenloku (sheinwood) po górny ludlow (niższy ludford).

Na podstawie rdzeni wiertniczych w formacji tej stwierdzono obecność wszystkich opisanych wyżej facji. Znamieną jest pionowa zmienność częstości ich występowania. W dolnej części formacji, w osadach dolnego wenloku (sheinwoodu) najczęściej pojawia się facja S3 oraz (rzadziej) facje S4 i S5. W górnym wenloku (homer) najczęstsze są facje S2 i S1. Facja S3 występuje rzadziej, a facje S4 i S5 obserwuje się sporadycznie. Wyżej, w dolnym ludlowie (gorst) występuje niemal wyłącznie facja S2. Zupełnie sporadycznie towarzyszy jej facja S4. W najwyższej części formacji, w górnym ludlowie (niższy ludford) nadal przeważa facja S2, obok której pojawiają się mniej częste facje S3, a w części stropowej facja S4. Rozpatrując całość formacji z Kociewia w profilu otworu Słupsk IG 1 stwierdza się, że najczęściej, a przy tym niemal z jednakową frekwencją, występują facje S2 i S3, a następnie (w kolejności częstości wystąpień) facje: S1, S4 i S5. Osady tej formacji powstały w czasie intensywnych ruchów wynoszących obszary źródłowe materiału okrucowego w rejonie skłonu i podnóża skłonu przybrzeżnego klina klastycznego. Formacja z Kociewia wykazuje pewne podobieństwa do osadów stożków podmorskich, a ściślej – do osadów strefy stożków zewnętrznych. Jednakże obecność warstw pyłowców osadzonych przez sploty kohezyjne (w facji S1) skłania do szukania analogii raczej z modelem bezkorytowej sedimentacji splotów kohezyjnych (*“non-channelized debris flow system”* Shanmugam, 1997). Należy jednak podkreślić, że obok osadów splotów kohezyjnych i warstw pyłowców przerobionych przez trakcyjne prądy denne, w łupkowo-pyłowcowej sukcesji tej formacji najczęściej występują osady prądów zawieszinowych. Prądy te były generowane przez osuwiska i sploty kohezyjne przemieszczające się w dół skłonu zbiornika sedimentacji. Zgodnie z tą interpretacją, opisywane tu osady tworzyły prawdopodobnie rozległe nagromadzenie materiału terygenicznego ciągnące się wzdłuż skłonu i jego pod-

nóża (facje S1, S2 i S3) oraz częściowo na obszarze równi głębokowodnej (facje S3, S4 i S5).

Formacja z Pucka

Stwierdzona na głębokości 1150,0–1480,0 m (Modliński i Szymański, inf. ustne). W omawianym profilu obejmuje osady górnego ludlowu (wyższy ludford) sięgające ponad poziom *Monograptus (Slovinograptus) balticus*, lecz bez najwyższej części ludfordu. W rdzeniowanych odcinkach profilu rozpoznano jedynie fację S5. Podobnie jak w przypadku najniższej części syluru rozpoznanego otworem Słupsk IG 1, także w jego części najwyższej występują osady powstałe w obszarze równi basenowej odległej od obszarów źródłowych materiału okrucowego, już w czasie zaniku ruchów wypiętrzających te obszary.

Podsumowanie

Zmienność dostawy materiału terygenicznego

Jak wskazano na wstępie, osady syluru rozpoznane otworem Słupsk IG 1, w kategoriach stratygrafii sekwencyjnej uznać można za produkt ciągu systemów depozycyjnych wysokiego stanu poziomu morza. Zgodnie z tym ujęciem, czwarta dolnopaleozoiczna sekwencja depozycyjna północnej Polski powstała w wyniku gwałtownej i rozległej transgresji morza, po której nastąpiła długotrwała faza regresji. Towarzystwo jej intensywnej subsydencji, a powstała przestrzeń akomodacyjną zapełniły ogromne masy materiału terygenicznego dostarczonego z silnie erodowanych obszarów źródłowych, wypiętrzanych w trakcie deformacji kaledońskich. Z charakterystyki profilu syluru rozpoznanego otworem Słupsk IG 1 wynika, że najintensywniejsza dostawa materiału pyłowego miała miejsce w czasie powstawania formacji z Kociewia w górnym wenloku (homer) oraz w dolnym ludlowie (gorst), a następnie stopniowo malała, by ustać zupełnie, co znalazło swój wyraz w powstaniu formacji z Pucka, tj. w górnym ludlowie (ściślej: w wyższym ludfordzie).

Fluktuacje w częstości wystąpień facji o różnej proksymalności są tu interpretowane jako bezpośredni skutek wydarzeń tektonicznych, przede wszystkim ruchów kaledońskich wypiętrzających obszary źródłowe. Ruchy te powodowały: zwiększoną erozję obszarów źródłowych; wzrost ilości przemieszczanego materiału terygenicznego; rozbudowę klina klastycznego w brzeżnej części zbiornika; zwiększenie pochylenia jego skłonu i – na koniec – inicjację podwodnych ruchów masowych nieskonsolidowanego osadu.

Podobieństwo do fliszu

Od dawna wskazywano na podobieństwo sylurskiej sukcesji łupkowo-pyłowcowej Niżu Polskiego do fliszu, a ściślej – do fliszu łupkowego (Jaworowski, 1971). Konkluzję tę oparto na stwierdzeniu w omawianych osadach wielu cech zbliżonych do tych, które Dżułyński i Smith (1964) uznali za diagnostyczne dla fliszu. Należy tu wymienić:

- występowanie na przemian osadów o bardzo drobnym i grubszym ziarnie;
- znikome domieszki ilaste w osadach o grubszym ziarnie, skład tych domieszek taki jak w łupkach (Langier-Kuźniarowa, 1967);
- warstwy osadów o grubszym ziarnie najczęściej odznaczają się ostro zaznaczonymi powierzchniami spągowymi, natomiast w stropie następuje zwykle stopniowe przejście w łupkę;
- występowanie na powierzchniach spągowych osadów o grubszym ziarnie hieroglifów prądowych;
- obecność, w warstwach osadów o grubszym ziarnie, uziarnienia frakcjonalnego normalnego, zwykle połączonego z innymi strukturami sedymentacyjnymi;
- ubóstwo makroskamieniałości, bardzo liczne graptolity reprezentujące faunę pelagiczną;
- brak płytkowodnej fauny bentonicznej;
- brak przejawów warunków subaeralnych;
- brak gwałtownych zmian w rodzaju osadów poza naprzemianległością łupków i sadów o grubszym ziarnie;
- obecność cienkich przewarstwień bentonitowych będących jedynym przejawem synsedymentacyjnej działalności wulkanicznej.

Uznanie sylurskiej sukcesji łupkowo-pyłowcowej za flisz napotyka trudności. „Typowe” utwory fliszu są bowiem zaangażowane w deformacje fałdowe orogenu, z którym jest on związany. Natomiast opisywane tu osady nie są sfałdowane i leżą płasko, stanowiąc wypełnienie utworzonego na krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Baltiki) zbiornika sedymentacji. Punkt otworu Słupsk IG 1 znajdował się w obrębie tego zbiornika, a jednocześnie w SW przedłużeniu osiowej części obniżenia bałtyckiego. Stąd tak znaczna miąższość sylurskiej sekwencji depozycyjnej stwierdzonej w tym otworze. Pożaryski (1990) oraz Pożaryski i in. (1992) zakwestionowali fliszowy charakter sylurskiej sukcesji łupkowo-pyłowcowej, uznając ją za kaledońską molasę. Przeciwno tej opinii wypowiedzieli się Dadlez i in. (1994) podtrzymując pogląd, że jest to flisz.

Jak wskazano wyżej, z sedymentologicznego punktu widzenia, sylurską sekwencję łupkowo-pyłowcową formacji z Kociewia można uważać za flisz łupkowy. Pozostaje do wyjaśnienia tektoniczny, a ogólniej – geodynamiczny aspekt sukcesji łupkowo-pyłowcowej. Obecność warstw pyłowców w sylurskich łupkach Niżu Polskiego od dawna uważano za dowód istnienia orogenu kaledońskiego biegnącego wzdłuż linii Teisseyre’a-Tornquista, tj. wzdłuż SW krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Znosko, 1962). Orogen ten traktowano jako obszar źródłowy materiału klastycznego, co oznaczało, że materiał ten był transportowany z SW ku NE. Właśnie taki kierunek transportu został następnie udowodniony w rezultacie badań struktur sedymentacyjnych pyłowców (Jaworowski, 1971). Niniejsza praca w pełni potwierdza dostawę materiału klastycznego z SW ku NE, spoza linii Teisseyre’a-Tornquista, tzn. z obszaru domniemyanych kaledonidów pomorskich. Są one interpretowane jako fragment kaledońskiego orogenu fałdowo-nasunięciowego (por. Znosko, 1985, 1987, 1997; Dadlez i in., 1994) lub efekt akrecji kaledońskiej (Pożaryski, 1990, 1991; Pożaryski i in., 1992).

Kaledonidy pomorskie są południowo-wschodnią kontynuacją kaledonidów duńsko-północnoniemieckich, które także interpretuje się w kategoriach akrecji kaledońskiej. Zgodnie z tą interpretacją (Giese i in., 1994; Maletz i in., 1997; Poprawa i in., 1999), w górnym ordowiku i dolnym sylurze miała miejsce kolizja kontynentów Baltiki i Wschodniej Awalonii. Kaledonidy pomorskie są fragmentem tego orogenu. Sylurska sukcesja łupkowo-pyłowcowa formacji z Kociewia rozpoznana m.in. otworem Słupsk IG 1, powstała w zbiorniku rozwiniętym na ich przedpolu. Obszar źródłowy materiału okrucowego sylurskiej sekwencji depozycyjnej znajdował się w obrębie kaledońskiej pryzmy akrecyjnej. Jest ona nasunięta na brzeg kratonu wschodnioeuropejskiego i ciągnie się wzdłuż strefy górnordowicko-dolnosylurskiej kolizji kontynentu Baltiki z mikrokontynentem Wschodniej Awalonii.

Sylurska sukcesja łupkowo-pyłowcowa, w kategorii tektoniki płyt, reprezentuje orogeniczny, synkolizyjny kompleks klastyczny i jako taka winna być uznana za flisz. Wyrażając tę opinię można powołać się na pogląd Homewooda i Lateltina (1988, p. 1, 2), związany z klasycznym dla pojęcia fliszu i molasy obszarem alpejskim: *“In the case of the Alps, flysch can be called pre-collision to syn-collision orogenic clastics.”* Możliwość występowania fliszu na obszarze rowu przedgórskiego była eksponowana od dawna w pracy Contescu (1964). Zgodnie z zaproponowaną przez tego autora klasyfikacją, flisz można podzielić na trzy kategorie: ortoflisz, paraflisz i pseudoflisz. Paraflisz tworzy się w rowach przedgórskich i śródgórskich. Paraflisz utworzony w rowach przedgórskich, został nazwany przez Contescu (1964) egzofliszem. Odpowiada on ściśle osadom *“deep (Flysch) Phase”* wyróżnionej w rozwoju rowów przedgórskich przez Stockmala i in. (1992). Obserwacje poczynione na rdzeniach wiertniczych z otworu Słupsk IG 1 świadczą, że sylurska sukcesja łupkowo-pyłowcowa formacji z Kociewia, rozwinięta na przedpolu kaledonidów pomorskich, jest egzofliszem. Ścisłej rzecz biorąc, ze względu na jej cechy sedymentologiczne, jest to egzoflisz łupkowy.

Osady syluru rozpoznane otworem Słupsk IG 1 a kolizja Baltiki ze Wschodnią Awalonią

W opisywanym tu profilu, sylurski egzoflisz północnej Polski pojawił się najwcześniej w postaci formacji z Kociewia, gdzie, jak wskazano wyżej, występuje poczynając od sheinwoodu (dolnego wenloku). Znacznie później, bo w niższym ludfordzie (dolna część górnego ludlowu), kompleks ten pojawił się w profilach syluru z otworów położonych dalej ku NE (Jaworowski, 2000c). Zwiększający się ku NE, w czasie od dolnego wenloku do górnego ludlowu, zasięg sukcesji łupkowo-pyłowcowej, świadczy o narastającej intensywności ruchów wypiętrzających i nasuwczych, jakim poddana była kaledońska pryzma akrecyjna. Zwiększanie się zasięgu sukcesji łupkowo-pyłowcowej zachodziło także w kierunku z NWW ku SEE, wzdłuż linii Teisseyre’a-Tornquista. Świadczy o tym porównanie danych uzyskanych dzięki otworom Slagelse 1 (Bjerreskov, Jorgensen, 1983) i G 14 (Mc Cann, 1996) z danymi z opisywanego tu otworu Słupsk IG 1 oraz otworu Kościerzyna IG 1. W profilach położonych dalej ku

SEE sukcesja ta pojawia się później. Jak wskazano wyżej, obszarem źródłowym materiału klastycznego, tworzącego sylurską sukcesję łupkowo-pyłowcową, była pryzma akrecyjna związana z kolizją Baltiki i Wschodniej Awalonii. W świetle tych faktów wysnuto wnioski, że wspomnianej kolizji towarzyszył sinistralny ruch przesuwczy wzdłuż SW granicy kratonu wschodnio-europejskiego (Jaworowski, 2000c).

Niedawne prace dotyczące najstarszych elementów pokrywy osadowej w brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Jaworowski, Sikorska, 2003b, 2006) nasuwają podejrzenie, że możliwa jest także inna interpretacja. Rzecz dotyczy geotektonicznej natury obszarów źródłowych osadów syluru, stwierdzonych w otworze Słupsk IG 1, a szerzej – w całej północnej Polsce. Nie wykluczone, że obszary te nie były związane z domniemaną kaledońską pryzmą akrecyjną i że osady syluru północnej Polski powstały na przedpolu wyniesionej brzeżnej części kratonu położonej na SW od linii Teisseyre'a-Tornquista

i ciągnącej się wzdłuż tej linii (tj. w ogólnym kierunku NW–SE). Zbiornik sedymentacji osadów sylurskich byłby wówczas nie rowem przedgórskim, lecz rowem lub półrowem tektonicznym wchodzącym w skład systemu ryftowego brzeżnej części dzisiejszego kratonu wschodnioeuropejskiego. Wspomniany system ryftowy powstał w czasie rozpadu prekambryjskiego superkontynentu Rodinii. Istniejące w nim bloki tektoniczne mogły być odmłodzone (wynoszone) w czasie deformacji kaledońskich. Opisana wyżej czasowa zmienność zasięgu sylurskiej sukcesji łupkowo-pyłowcowej w północnej Polsce stanowiłaby wówczas odbicie migracji ruchów wynoszących bloki tektoniczne będące obszarami źródłowymi osadów sylurskich. Należy zauważyć, że na ewentualnie kratoniczny charakter obszarów źródłowych materiału okrucowego w sylurze Niżu Polskiego (położonych na SW od linii Teisseyre'a-Tornquista), jako jedną z możliwości interpretacyjnych, wskazywano już dawno (Jaworowski, 1971).

PERM

Jędrzej POKORSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC

W najwyższym czerwonym spągowcu na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego rozwinęły się trzy dość rozległe obniżenia: słupskie, warmińskie i podlaskie. Omawiany otwór wiertniczy Słupsk IG1, zlokalizowany jest w centralnej części obniżenia słupskiego i reprezentuje profil typowy dla formacji darłowskiej.

Obszar wymienionych obniżen niekiedy znacznie przekracza rozmiary innych jednostek paleogeograficznych czerwonego spągowca. Rozległość jednostek rozwinętych na obszarze kratonu jest nieproporcjonalna do zdeponowanych tutaj osadów, których grubość tylko lokalnie przekracza 50 m. Obszary stabilnego kratonu nie podlegały subsydencji, a osady najwyższego czerwonego spągowca wypełniały przede wszystkim obniżenia morfologiczne, których rzeźba tylko lokalnie była odmładzana wzdłuż bardziej aktywnych stref uskokowych.

Obniżenie słupskie było jednostką rozległą, obejmującą Pomorze środkowe i część zachodniego, kratonicznego odcinka polskiej strefy ekonomicznej Morza Bałtyckiego. Miąższość osadów czerwonego spągowca nie przekracza tutaj 80 m.

Sedymentacja klastycznych sekwencji czerwonego spągowca w obniżeniu słupskim rozpoczyna się po długotrwałej luce stratygraficznej, w czasie której z obszaru platformy prewandyjskiej usunięte zostały utwory dewonu i karbonu. Wyniesiona i erodowana była również strefa tektoniczna Koszalin–Chojnice, która w odróżnieniu od speneplenizowanego obszaru starej platformy, charakteryzowała się bardziej urozmaiconą morfologią. Wyróżniane na tym obszarze formacje: miastecka i darłowska, o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do prawie osiemdziesięciu metrów, reprezentują końcowy okres sedymentacji utworów podgrupy Noteci i lokalnie mogą stanowić ekwiwalent najstarszych poziomów cyklotemu PZ1.

Formacja darłowska, w profilu otworu Słupsk IG1, zbudowana jest głównie z piaskowców i obejmuje centralną część opisywanego obniżenia. Są to piaskowce przeważnie jasnoza-

re, drobno- i średnioziarniste, słabo zwięzłe, rozsypliwe o spoiwie węglanowym, siarczanowym lub chlorkowym. W dolnej części profilu występują piaskowce zlepieńcowate lub z cienkimi przewarstwieniami zlepieńców, zaś w górnej części profilu dominują szare piaskowce drobnoziarniste, porowate, miejscami z czytelnym warstwowaniem przekątnym dużej skali. Skąły formacji darłowskiej leżą na utworach mułowcowo-iltych górnego syluru.

Dolna część sekwencji piaskowcowej, ze względu na obecność przewarstwień piaskowców zlepieńcowych oraz cienkich warstw zlepieńców, została opisana jako utwory fluwialne. Górna część profilu piaskowcowego zbudowana jest z piaskowców drobnoziarnistych, kwarcowych, szarych lub beżowych, dobrze wysortowanych, ze śladami zachowanego warstwowania przekątnego, wielkoskalowego. Ta część sekwencji piaskowcowej została zaliczona do utworów pochodzenia eolicznego. Omawiana sekwencja klastyczna jest przykryta węglanami lub anhydrytami cyklotemu PZ1.

Jak wspomniano wyżej, utwory formacji darłowskiej zajmują obszar położony na wschód od strefy uskokowej Koszalina, czyli obszar platformy prekambryjskiej. Mobilny kontakt strefy uskokowej Koszalina z kratonem wschodnioeuropejskim spowodował powstanie na starej platformie obniżenia (obniżenie słupskie), w którym zostały zakumulowane piaszczyste osady fluwialne z nielicznymi przewarstwieniami zlepieńców, a pod koniec tego cyklu również osady eoliczne. Po wkroczeniu na obszar platformy prekambryjskiej transgresji morza cechszyńskiego rozwinęła się tutaj dość szeroka strefa litoralu, w której tworzyły się osady piaszczyste związane z erozją dna morskiego. Jako wynik falowania i prądów morskich powstały wały brzegowe (otwór wiertniczy Darłowo 2), wały barierowe (otwory: Darłowo 1 i Słupsk IG1), a w strefach marginalnych osady płycizny brzegowych. (otwory: Darłowo 2, Trzebielino 1, Dretyn 1).

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN

Stratygrafia

Profil cechsztynu z otworu wiertniczego Słupsk IG1 jest reprezentowany wyłącznie przez najstarsze poziomy stratygraficzne cyklotemu PZ1, przykryte osadami cechsztynu terygenicznego:

Wapień cechsztyński Ca1 1086,0–1093,5 m (7,5 m)

Anhydryt dolny A1d 1068,5–1086,0 m (17,5 m)

Cechsztyń terygeniczny Zt 1026,0–1068,5 m (42,5 m)

Spąg cechsztynu nie był rdzeniowany i nie można jednoznacznie stwierdzić czy pod Ca1 występuje łupek miedzionośny, czy jest go brak. Interpretacja krzywych geofizyki otworowej, a zwłaszcza profilowania gamma zdaje się wskazywać na brak tego poziomu. Bezpośrednio pod Ca1 występują piaszczyste osady formacji darłowskiej należące do górnego czerwonego spągowca.

Wapień cechsztyński jest przykryty anomalnie cienką warstwą anhydrytu dolnego. Wyżej leżą drobnoklastyczne osady terygeniczne – mułowce i iłowce barwy brunatno-czerwonej z kongrecjami anhydrytu. Zgodnie z zasadami litostratygraficznymi podziału cechsztynu (Wagner, 1994), osady te zostały zaliczone do nieformalnej warstwy cechsztynu terygenicznego Zt. Prawdopodobnie są one odpowiednikiem wiekowym formacji rewalskiej, należącej do najwyższego cechsztynu. Poza przesłankami paleogeograficznymi nie ma na to bezpośrednich dowodów. Również górna granica Zt jest określona nieprecyzyjnie i dlatego została opatrzona znakiem zapytania. Górną granicę tego kompleksu postawiono na podstawie krzywych profilowań geofizyki otworowej w stropie jednorodnego geofizycznie kompleksu mułowcowo-iłowcowego. Wyżej występują również mułowce i iłowce jednak bardziej zróżnicowane litologicznie, przypominające heterolity formacji bałtyckiej dolnego pstrego piaskowca. Potwierdzają tę interpretację osady mułowcowo-łowcowe z cienkimi przewarstwieniami wapieni

oolitowych uzyskane z rdzenia wiertniczego, położonego kilka metrów wyżej. Wnioski wynikające z tak określonego wieku Zt wskazują na istnienie dużej luki stratygraficznej pomiędzy osadami cyklotemu PZ1 i najwyższym cechsztynem.

Paleogeografia

Anomalnie mała miąższość osadów cechsztynu w profilu otworu wiertniczego Słupsk IG1, wynika z położenia w szczególnej strefie paleogeograficznej basenu cechsztyńskiego, na tzw. półwyspie kaszubskim, stanowiącym fragment lądu południowobałtyckiego (Wagner, 1994, 1998). W najstarszym cyklotemie cechsztyńskim PZ1 była to początkowo strefa wysp, stopniowo zatapianych przez transgresję morza cechsztyńskiego i płycizn podmorskich. Na takiej płyciźnie był usytuowany profil z wiercenia Słupsk IG1. (Wagner, 1976). Charakteryzuje się on brakiem łupku miedzionośnego, przeciętną miąższością wapienia cechsztyńskiego, typową dla otwartego morza i małą miąższością anhydrytu dolnego, zawierającego przewarstwienia iłowców w górnej części profilu. Prawdopodobnie pierwotna miąższość tego poziomu była większa i została zredukowana przez późniejszą erozję. W cyklotemie PZ2 obszar ten położony był na lądzie (półwyspie kaszubskim). Nie jest jasne czy w cyklotemie PZ3 były to płytkowodne osady węglanowo-siarczanowe, czy też, podobnie jak w PZ2, był to ląd. W cyklotemie PZ4 nastąpiły znaczące zmiany klimatyczne, z klimatu dotychczas skrajnie suchego, na klimat półsuchy, charakteryzujący się naprzemianległymi oscylacjami klimatu suchego i wilgotnego (Wagner, Peryt, 1998). W okresach wilgotnych, działały procesy erozyjne, które zapewne doprowadziły do usunięcia osadów PZ3 (o ile tam pierwotnie były) i górnej części anhydrytów PZ1. W końcu sedimentacji cyklotemu PZ4, prawdopodobnie bezpośrednio przed transgresją dolnotriasową, utworzyły się osady cechsztynu terygenicznego Zt.

Grzegorz PIENKOWSKI

TRIAS

Profil triasu oparto na archiwalnym opisie Szyperko-Teller (1974), do którego wprowadzono nowy podział litostratygraficzny, wyróżniając odpowiednio granice jednostek litostratygraficznych i odnosząc je do określonych partii profilu stratygraficznego triasu. Zgodnie z zasadami korelacji stratygraficzno-sekwencyjnej zmianie uległo również położenie w profilu granicy utworów triasu i permu.

W triasie górnym wyodrębniono **warstwy zbąszyneckie**, z których uzyskano ważne 6 metrów rdzenia w spągu tych warstw. Piaskowce o spoiwie węglanowym, miejscami przechodzące w wapienie piaszczyste, reprezentują utwory typowe dla szeroko rozumianego środowiska typu *sebha* z poziomami kalkretowymi typu *caliche*. Same piaskowce reprezentują zapewne utwory koryt na równi *sebha*, natomiast

wkładka heterolityczna to utwory pozakorytowe. Istotna jest obecność zlepieńca polimiktycznego w spągu, co świadczy o erozji mającej zasięg regionalny (obecność nie tylko okruców skał lokalnych, ale także skał przyniesionych z dalszej odległości). Jest to istotna wskazówka, że na głębokości 590 m przebiega erozyjna granica sekwencji. Zgodnie z korelacją sekwencji z basenem germańskim granica ta odpowiadałaby granicy k5/k6 (Stratigraphische Tabelle von Deutschland, 2002). W konsekwencji utwory powyżej tej granicy odpowiadałyby najwyższemu norykowi, a luka, oddzielająca je od niżej położonych **warstw jarkowskich** powstałych w podobnych środowiskach, obejmowałyby co najmniej 3 miliony lat. Bardzo szczątkowe dane pochodzące z odcinka 590,0–640,0 m nie pozwalają na jednoznaczne stwierdzenie, czy oprócz

dolnonoryckich warstw jarkowskich występują też odpowiedniki karnickich górnych warstw gipsowych, piaskowca trzecionowego i dolnych warstw gipsowych.

Obecność utworów węglanowo-klastycznych na głębokości 640,0–656,0 m wskazuje na zażębianie się węglanowych facji typowych dla wapienia muszlowego z klastycznymi utworami formacji fromborskiej, występującej dalej na wschód. Profil triasu środkowego jest zachowany szczerkowo (mikrofauna wskazuje na anizyk), erozja, która być może miała miejsce w późnym lądynie-wczesnym karniku, mogła usunąć utwory lądynu i znaczną część utworów anizyku.

Formacja barwicka (653,0–687,5 m; wyższy spat – najwyższy olenek) odpowiadająca szeroko pojętej formacji retu, reprezentuje utwory typu sebha. Od zalegającej poniżej formacji półczyńskiej oddziela je powierzchnia erozyjna i luka stratygraficzna (około 1 mln lat), obejmująca niższy spat, na co wskazują analizy paleomagnetyczne w basenie polskim (Nawrocki, 1997). Powierzchnia erozyjna reprezentuje jednocześnie granicę 3 i 4 sekwencji wczesnego triasu.

Formacja półczyńska (687,5–826,5 m) stanowi miąższy kompleks piaskowcowy, podrzędnie mułowcowy, niestety bez

uzysku rdzenia. Przez analogię z najbliższymi otworami, gdzie została dokładniej rozpoznana, są to utwory równi aluwialnej klimatu półsuchego z dominacją utworów korytowych. Formacja półczyńska odpowiada wiekowo smitowi (niższemu olenkowi).

Formacja pomorska (826,5–862,5 m) reprezentowana jest przez mułowce i iłowce pochodzenia lagunowego oraz piaskowcowy kompleks w spągu. Prawdopodobnie w spągu tych piaskowców przebiega granica 1 i 2 sekwencji wczesnego triasu. Wiek formacji można określić na przełom indu i olenku (diner – najniższy smit).

Formacja bałtycka (862,5–1065,0 m) to znacznej miąższości utwory mułowcowi-heterolityczne z wkładkami wapieni oolitowych, reprezentujące dobrze rozpoznane w sąsiednich regionach facje lagunowo-zatokowe dolnego indu (griesbachu) – Pieńkowski, 1991. Od niżej leżących utworów wieku permskiego, osadzonych w środowisku śródlądowym typu *playa*, oddziela je powierzchnia transgresji, korelowanej z początkiem griesbachu (Pieńkowski, 1991). Poprawność tej korelacji w basenie polskim potwierdziły badania paleomagnetyczne (Nawrocki, 1997).

KREDA GÓRNA

Krzysztof LESZCZYŃSKI, Maria JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Odcinek kredy górnej przewiercono niemal w całości bezrdzeniowo, pobrano jedynie jeden kontrolny rdzeń, stąd profil litologiczny kredy górnej sporządzono na podstawie interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej. Pomocne były również próbki okruchowe.

Dokładniejsza charakterystyka litologiczno-stratygraficzna powstała w rezultacie porównania zapisu geofizycznego z częściowo rdzeniowanym otworem Darłowo 3. Jednocześnie wykorzystano ogólną wiedzę o wykształceniu litologicznym i stratygrafii w innych otworach wiertniczych (najbliższe otwory to: Darłowo 1 i 3, Trzebielino 1, Dretyn 1, Polanów 1, Bytów IG1) zlokalizowanych w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej i północnej części niecki pomorskiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976).

Zarówno w otworze Darłowo 3, jak i Słupsk IG 1 skały kredy górnej leżą na rozmytej powierzchni utworów triasowych i obejmują pełny profil od cenomanu po kampan górny (Słupsk IG 1) oraz po mastrycht włącznie (Darłowo 3). Rejon otworu Słupsk IG 1 w okresie późnej kredy znajdował się na zewnątrz od strefy bruzdy śródpolskiej, w obszarze relatywnie spokojnym tektonicznie, pomiędzy wyniesieniem Łeby na północy a strefą Koszalin-Chojnice na południu, będąc pod wyraźnym wpływem dostawy materiału terygenicznego z północy od strony tarczy bałtyckiej.

W profilu dominuje system depozycyjny szelfu silikoklastycznego (z przewagą drobnoklastycznego) z przejściem w kampanie do systemu szelfu węglanowo-krzemionkowego (opoki, gezy) i węglanowo-klastycznego (gezy silnie piasz-

czyste, piaskowce margliste). Mikrofauna, opracowana przez Gawor-Biedową, jest nieliczna i dokumentuje jedynie obecność cenomanu, turonu alfa i kampanu.

Cenoman

Sekwencję górnokredową zaczynają osady cenomanu (morze późnego albu dotarło prawdopodobnie jedynie do strefy Koszalin-Chojnice) reprezentowane w spągu, podobnie jak w innych otworach tej części basenu późnokredowego (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977), przez warstwę piaskowca glaukonitowego przypuszczalnie z konglomeratami fosforytów. Wyżej w profilu pojawiają się mułowce margliste, podrzędnie z cienkimi wkładkami piaskowców marglistych.

Turon

Sedymentację turonu rozpoczyna typowa dla obszaru Polski północnej warstwa iłowców lekko marglistych o miąższości 23,5 m. Wydobyty ze środkowej części tej warstwy jedyny górnokredowy rdzeń zawiera charakterystyczne popielate iłowce margliste (CaCO_3 : około 13–16%) z laminami i soczewkami jasnoszarych mułowców.

W podobnie wykształconej warstwie na wyniesieniu Łeby i w niecce pomorskiej znaleziono liczne dolnoturońskie inoceramy i mikrofaunę wskazującą na niższą część turonu, tzw. turon alfa. Słuszne wydaje się zatem, postawienie granicy między cenomanem a turonem w spągu warstwy ilastej (według po-

miarów geofizyki wiertniczej na głębokości 518,5 m), co wymaga specjalnego podkreślenia, innych bowiem sugestii dostarcza mikrofauna otwornicowa. Według Gawor-Biedowej w rdzeniu w łożcach występują gatunki charakterystyczne jeszcze dla cenomanu, co może wskazywać na większy zasięg stratygraficzny tych gatunków lub ich związek z facją.

Ponad opisaną warstwą łożca leży gruby, 84-metrowej miąższości kompleks mułowców ilastych, przechodzący ku górze w mułowiec piaszczysty miąższości 21,0 m. Stropową partię turonu budują ponownie mułowce ilaste.

Koniak

Wydzielenie osadów koniaku w Polsce północnej stwarza największe trudności z powodu braku dokumentacji makrofaunistycznej. Z tego powodu w otworze Słupsk IG 1 za odpowiednik koniaku uznano umownie 26-metrowy odcinek profilu, który przypuszczalnie tworzą skały mułowcowo-piaszczyste, jak sugerują pomiary geofizyczne otworowe i analiza próbek okruchowych.

Santon

Santon jest zbliżony litologicznie do koniaku. Budują go najprawdopodobniej mułowce piaszczyste i mułowce, charakteryzujące się podwyższonym promieniowaniem gamma,

spowodowanym zapewne domieszką skaleni potasowych (możliwy silny dopływ materiału klastycznego z północy), miki i glaukonitu.

Kampan

W kampanie charakter osadów się zmienia, podobnie jak ma to miejsce na większym obszarze. System depozycyjny szelfu silikoklastycznego ustępuje miejsca systemowi szelfu węglanowo-krzemionkowego i węglanowo-klastycznego z dominacją opok i gez oraz gez piaszczystych z przewarstwieniami piaskowców marglistych. Pod względem charakterystyki geofizycznej, kampan można podzielić na dwa kompleksy: dolny – o niższych oporach i górny – o oporach wysokich. W nawiązaniu do częściowo rdzeniowanego otworu Darłowo 3 oraz analizy próbek okruchowych, kompleksowi dolnemu o miąższości 54,0 m odpowiadają opoki związane niekiedy z czertami, które przyjęto za odpowiednik kampanu dolnego. Górnemu kompleksowi odpowiadają natomiast gezy wapniste szare z czertami, miejscami z wkładkami gez piaszczystych i prawdopodobnie piaskowców marglistych. W otworze Darłowo 3 w utworach tych napotkano 15-centymetrową warstewkę glaukonitytu. Cały ten kompleks zaliczono do kampanu górnego. Górna granica kampanu górnego ma charakter erozyjny, a miąższość zachowanych osadów wynosi 83,0 m.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

MIKROFAUNA

W próbkach z osadów z głębokości 160,0–560,0 m stwierdzono wymieszane ze sobą gatunki otwornic z różnych pięter górnej kredy, a być może i z osadów górnego albu. Prawdopodobne jest, że próbki o dużej ilości gatunków wchodzących w skład zespołów górnego albu, a przechodzących również do cenomanu dolnego, są wieku cenomańskiego.

Cenoman

Z najniższych warstw omawianej serii osadów pochodzą próbki z głębokości 530,0 i 560,0 m. Gatunkami wskaźnikowymi dla cenomanu są występujące w tych próbkach *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) i *Rotalipora greenhornensis* (Morrow). Liczne radiolarie mogą wskazywać na to, że wymienione otwornice są zanieczyszczeniami pochodzącymi z wyższych warstw. Najobfitszą faunę zanotowano na głębokości 499,1 i 505,0 m. W bogatych zespołach otwornic liczny udział mają otwornice rozpoczynające zasięgi występowania w albie górnym. Należą do nich *Arenobulimina frankei* Cushman, *Hedbergella planispira* (Tappan), *Gavelinella kaptarenkae* (Plotnikova), *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa, *Marginulina jonesi* Reuss, *Vaginulina recta* Reuss, *Gyroidinoides infracretaceus* (Morozova), *Planularia complanata* (Reuss), *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Gavelinella lodzienensis* Gawor-Biedowa, *G. belorussica* Akimez i *Saracenaria vestita* (Berthelin). Przewodnikami dla cenomanu są *Are-*

nobulimina advena (Cushman) i *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) (Gawor-Biedowa, Witwicka, 1984).

Do gatunków stwierdzonych w powyższym zespole otwornic, a opisanych po raz pierwszy z obszaru Polski z niecki szczecińskiej, mogileńskiej, łódzkiej i monokliny przedsudeckiej (Gawor-Biedowa, 1972) należą *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa i *Gavelinella lodzienensis* Gawor-Biedowa. Prawidłowe rozpoznanie tych gatunków, podobnie jak w wielu innych z powyższej pracy, potwierdził Revets (2001).

Turon

Turon jest okresem dynamicznego rozwoju otwornic. Ewolucja tej fauny z rzędu Foraminifera Eichwald, 1830 przebiegała w bardzo dużym tempie, powstaje wiele nowych taksonów różnych szczebli zarówno we wczesnym, jak i późnym turonie.

Wczesny turon na całym obszarze Niżu Polski charakteryzuje się bujnym rozwojem otwornic planktonicznych. Licznych przedstawicieli wymienionej grupy otwornic stwierdzono w próbkach z głębokości 450,0–470,0 m znajdują się wśród nich gatunki przewodnie dla wczesnego turonu, t.j. *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Dicarinella imbricata* (Mornod) i *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova. Towarzyszą im gatunki *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et

Tappan) i *Tappaniana eoungeriniformis* (Keller) wchodzące w skład wczesnoturońskiego zespołu, rozpoczynające zasięgi rozprzestrzenienia już w cenomanie i zanikające u schyłku omawianego pietra. Stwierdzona *Gavelinella berthelini* (Keller) jest gatunkiem przewodnim dla całego turonu. W próbkach tych są również liczne radiolarie, wskazujące na obfitość krzemionki w zbiorniku. Liczne radiolarie i nieliczne pokruszone skorupki otwornic znajdują się w próbce z głębokości 430,0 m. Udało się wśród nich zidentyfikować, z wielkimi zastrzeżeniami, *Whiteinella* cf. *baltica* Douglas et Rankin, mogącą występować w osadach niższego turonu.

Na wczesnoturoński wiek osadów wskazują, stwierdzone w próbkach z głębokości 400,0 i 415,0 m, *Gavelinella berthelini* (Keller) i *G. moniliformis* (Reuss). Przeciwnie niż pierwszy z wymienionych gatunków, drugi znany jest również w koniaku. Omawiane próbki, obok wymienionych zawierają liczne otwornice i to zarówno z niższych, jak i wyższych od omawianego pięter. Są to: *Textularia foeda* Reuss występująca w cenomanie, *Globorotalites hangensis* Vassilenko, pochodząca z osadów turonu niższego, oraz *Praebulimina ventricosa* (Brotzen) znana z turonu–mastrychtu (Gawor-Biedowa, 1992).

Koniak–santon

Przy tak znacznym wymieszaniu otwornic, z jakim mamy do czynienia w próbkach z omawianego wiercenia, trudno jest stwierdzić, czy próbka pochodzi z osadów koniak, czy też już santonu. Piętra te charakteryzuje podobny skład mikrofauny. Koniak wyróżniany jest na podstawie równoczesnego występowania gatunków *Stensioeina praeexculpta* (Keller) i *S. exsculpta* (Reuss). W tym przypadku nie można mieć pewności, czy znajdują się one *in situ*. Gatunkiem występującym w koniak i santonie jest *Gavelinella vombensis* (Brotzen) obserwowana w próbkach z głębokości od 280,0 do 380,0 m. Są w nich liczne długowieczne gatunki jak: *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen), *Eponides concinna* Brotzen, *Gyroidinoides globosa* (Hagenow), *Globotruncana rugosa* (Marie), *Quadrimorphina allpmorphinoides* (Reuss), *Dorothia pupa* (Reuss), *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny) i *Praebulimina ventricosa* (Brotzen). Już w próbce z głębokości 380,0 m i wyższych, znajdują się gatunki, których rozwój ewolucyjny rozpoczyna się z początkiem późnego santonu, są to: *Stensioeina clementiana* (d'Orbigny), *S. pommerana* Brotzen, *Gavelinella stelligera* (Marie) i *Globorotalites multisepta* (Brotzen). Zantowany w próbce z głębokości 360,0 m *Cibicidoides invo-*

lutus (Reuss), przewodni dla kampanu–mastrychtu, pochodzący prawdopodobnie z osadów kampanu obecnych w omawianym otworze. Nieliczne otwornice i liczne radiolarie, znajdujące się w próbkach z głębokości 320,0–380,0 m, świadczą o niesprzyjających rozwojowi otwornic warunkach ekologicznych w basenie sedymentacyjnym.

Kampan

Najpewniej kampański wiek osadów można określić z próbek pochodzących z głębokości 170,0–260,0 m, ponieważ nie zawierają one zanieczyszczeń (wyżej leżące skały są płonne – 9 prób z głęb. 55,0–115,0 m).

Dowodem na obecność osadów kampanu na głębokości 170,0–260,0 m jest występowanie gatunku *Angulogavelinella grodenensis* (Akimez) związanego z kampanem na Niżu Polskim. Ponadto napotkano tu gatunki *Stensioeina clementiana* (d'Orbigny), *Cibicidoides involutus* (Reuss) i *C. voltzialis* (d'Orbigny). Wyróżniono oba podpiętra kampanu. Próbka z głębokości 260,0 m pochodzi prawdopodobnie z osadów kampanu dolnego, na co może wskazywać obecność *Gavelinella stelligera* (Marie). Gatunek ten występuje niekiedy również w najniższym późnym kampanie, ale zazwyczaj zanika u schyłku kampanu wczesnego. W próbce tej odnotowano również gatunki długowieczne i wskazujące ogólnie na kampan: *Gaudryina laevigata* Franke, *Gavelinella umblicatula* (Mjatluk), *Trochammina globigeriniformis* Cushman, *Pullenia cretacea* Cushman, *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Globotruncana rugosa* (Marie), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Praebulimina ventricosa* (Brotzen), *Voloshinovella aquisgranensis* (Beissel).

Do kampanu górnego można zaliczyć osady, z których pochodzą próbki pobrane z głębokości 170,0–245,0 m. Wszystkie zawierają nieliczne i źle zachowane otwornice. Występująca razem z innymi gatunkami kampańskimi *Gavelinella monterelensis* (Marie) pozwala zaliczyć te osady do kampanu górnego. We wszystkich tych próbkach, obok gatunków przewodnich dla całego kampanu, występują nieliczne długowieczne otwornice: *Stensioeina pommerana* Brotzen, *S. exsculpta* (Reuss), *Bolivinoidea laevigata* Marie, *Gavelinella petrusa* (Marsson), *Spiroplectammina rosula* (Ehrenberg), *Plectina ruthenika* (Reuss). Na wyższą część kampanu górnego wskazuje stwierdzona na głębokości 185,0 m *Bolivina incrasata* Reuss. Tego wieku mogą być również osady leżące powyżej głębokości 185,0 m.