

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI

WYNIKI BADAŃ BIOSTRATYGRAFICZNYCH NA PODSTAWIE GRAPTOLITÓW

Osady ordowiku w otworze wiertniczym Polskie Łąki PIG 1, według pomiarów geofizyki otworowej, wyróżnione zostały w interwale głębokościowym 4297,5–4427,0 m, a więc na odcinku 129,5 m (fig. 3¹). Odcinek ten rdzeniowany był fragmentarycznie, a próbki rdzeniowe pobrano z trzech interwałów o łącznej długości 33,0 m.

Napotkane w omawianym otworze utwory ordowiku, podobnie jak w innych wierceniach strefy Koszalin–Chojnice (Modliński, 1968; Bednarczyk, 1974; Podhalańska, Modliński, 2006), stanowią jedynie niewielki fragment profilu silnie zaburzonej tektonicznie serii utworów tego wieku. Reprezentowane są przez dość monotonną serię iłowców, iłowców mułastych i ciemnoszarych mułowców z wkładkami jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych oraz z nielicznymi laminami i soczewkami szarych wapieni marglistych. W rdzeniu z interwału głębokości 4323,0–4323,0 m stwierdzono dość liczne, lecz źle zachowane, szczątki graptolitów i bliżej nieokreślone Phyllocladida (?). W zespole graptolitów zidentyfikowano: *Diplograptus molestus* Thorslund, *Amplexograptus* sp., *Normalograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* sp. i *Dicranograptus* sp. Najistotniejsza jest obecność gatunku *Diplograptus molestus* Thorslund, taksonu przewod-

niego dla środkowej części karadoku, a także *Dicranograptus* sp. Obie formy wskazują na obecność poziomów graptolitycznych *multidens–clingani*. Pierwszy z wymienionych gatunków znany jest m.in. z szeregu profilów ordowiku zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński, 1973).

Specyfiką profilu Polskie Łąki PIG 1 jest obecność w obrębie serii ilasto-mułowcowej wkładek i pakietów piaskowców. Stwierdzone one zostały w stropie marszu 4323,0–4334,0 m – 0,15 m, w stropie marszu 4384,0–4400,0 m – 2,00 m, ponadto według pomiarów geofizyki otworowej możliwe jest występowanie pakietu piaskowców z wkładkami iłowców i mułowców w interwale 4366,5–4384,0 m, a w interwale 4292,5–4323,0 m nielicznych cienkich wkładek piaskowców. Tego typu osady piaszczyste nie znane były dotychczas z osadów ordowiku strefy Koszalin–Chojnice (por. Żaba, s. 101).

W rdzeniu z interwału 4419,0–4427,0 m napotkano cienkie laminy tufitów. Obecność poziomów utworów piroklastycznych jest powszechna w osadach dolnego karadoku zarówno w obniżeniu bałtyckim, jak i w profilach strefy Koszalin–Chojnice (Modliński, 1978). Stwierdzenie ich w profilu Polskie Łąki PIG 1 można traktować jako potwierdzenie prawidłowości zaliczenia omawianych osadów do karadoku.

Marzena STEMPIEŃ-SAŁEK

ANALIZA PALINOLOGICZNA

Badania palinologiczne osadów ordowiku w omawianym rejonie mają stosunkowo krótką historię i niewielki zakres (Bednarczyk i in., 1999; Szczepaniak 2000, Wrona i in., 2001), a osady tego wieku pochodzące z profilu Polskie Łąki PIG 1 nie były dotychczas pod tym kątem badane.

Materiał poddany badaniom palinologicznym pochodzi z 4 prób pobranych z czarnych iłowców i mułowców z głębokości 4297,5–4427,0 m (fig. 4). Macerację skał przeprowadzono metodą standardową, przy użyciu kwasu solnego, fluorowodorowego, azotowego dymiącego i cieczy ciężkiej

(chlerek cynku o ciężarze właściwym około 2,2g/cm³). Do przyklejania szkiełek nakrywkowych wykorzystywano „galaretkę” z gliceryny i żelatyny lub klej „Elvacit”. Łącznie wykonano 8 preparatów (z każdej próby po 2) o rozmiarach szkiełka nakrywkowego 24×24 mm. Wszystkie badane próby okazały się palinologicznie pozytywne.

Materiał palinologiczny zawarty w preparatach jest bardzo ubogi zarówno pod względem ilościowym, jak i jakościowym, w większości źle zachowany i nierozpoznawalny. Palinomorfy występują najczęściej w formie pozbawionej orna-

¹ Figura 3 znajduje się na końcu książki pod opaską

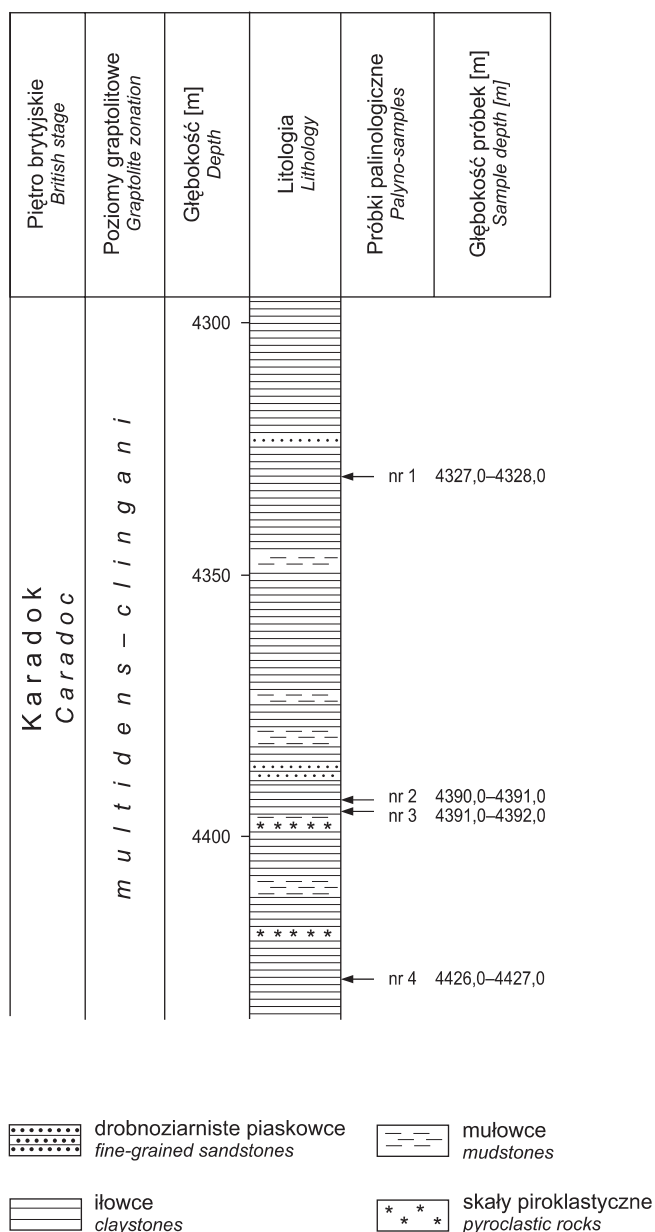


Fig. 4. Miejsce pobrania prób palinologicznych z osadów ordowiku; litologia wg Modlińskiego (ten tom) uproszczona

Ordovician part of the Polskie Łąki PIG 1 borehole section with location of palinological samples; lithology after Modliński (this paper), simplified

mentacji, a u okazów, u których się ona zachowała, zatarte bywają takie wskaźnikowe cechy, jak sposób kontaktu wyrostków z *vesiculum*, ich budowa i rodzaj zakończenia. Zdarzają się jednak również pojedyncze formy o dobrze widocznej budowie, z jednoznacznymi cechami morfologicznymi umożliwiającymi rozpoznanie gatunku.

Preparaty zawierające palinomorfy z otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1 przechowywane są w Instytucie Nauk Geologicznych PAN (ING PŁ. 1–4).

Próba nr 1 pobrana została na głębokości 4327,0–4328,0 m. W widoku ogólnym zawartości preparatu (fig. 5 A), oprócz pojedynczych, zniszczonych okazów palinomorf widoczne są drobne, pokruszone, kanciaste i czarne fragmenty najprawdopodobniej graptolitów i chitinozoa. Obecne są także formy przypominające grzyby. W materiale palinologicznym (fig. 5A, B) znaleziono pojedyncze okazy akritarchów z następujących rodzajów *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, ?*Micrhystridium*, *Navifusa*, *Ordovicidium* i *Solisphaeridium*.

Próba nr 2 pochodząca z głębokości 4390,0–4391,0 m (fig. 5 C–F) zawiera znacznie mniejszą, w porównaniu z próbą nr 1, ilość pokruszonych, czarnych fragmentów organicznych. Prawie wszystkie z nich są obtoczone i zaokrąglone. Zaobserwowano stosunkowo dużą zawartość substancji amorficznej i najliczniejszą ze wszystkich prób frekwencję akritarchów. Wyróżniono wśród nich: *Baltisphaeridium* cf. *calcispinae* Górka, *Baltisphaeridium* sp., *Goniosphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Multiplicisphaeridium* cf. *bifurcatum* Staplin, Jansonius et Pocock, *Multiplicisphaeridium* sp., *Ordovicidium* cf. *nanofurcatum* (Kjellström) Uutela et Tynni, *Solisphaeridium* sp., *Veryhachium* sp., *Vulcaniphaera* sp. oraz *Leiosphaeridia* sp.

Próba nr 3 reprezentująca głębokość 4391,0–4392,0 m (fig. 5 G–I) zawiera liczne, pokruszone, czarne fragmenty, najprawdopodobniej graptolitów i chitinozoa, o nieco mniej kanciastych krawędziach niż w próbce nr 1. Występuje tu dość dużo substancji amorficznej oraz akritarchy z rodzajów: *Baltisphaeridium* sp., ?*Goniosphaeridium* sp., *Goniosphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Multiplicisphaeridium* sp., *Ordovicidium* sp., *Orthosphaeridium* sp. i *Solisphaeridium* sp.

Próba nr 4 z głębokości 4426,0–4427,0 m (fig. 5 J–L) zawiera nieliczne, pokruszone, czarne i kanciaste fragmenty, najprawdopodobniej graptolitów i chitinozoa, substancję amorficzną oraz nieliczne palinomorfy: *Goniosphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Solisphaeridium* sp. ?*Vulcaniphaera* sp. oraz *Leiosphaeridia* sp.

W opisywanym materiale palinologicznym stwierdzono występowanie mało zróżnicowanego pod względem gatunkowym, uboższego zespołu znacznie zniszczonych palinomorf. W związku z małą ilością rozpoznawalnych form i złym stanem ich zachowania, oznaczenia akritarchów podane są najczęściej w nomenklaturze otwartej, co znacznie utrudnia jednoznaczność i precyzyjną interpretację stratygraficzną. Niewielka ilość prób i skąpy materiał uniemożliwia także przesłedzenie sukcesji akritarchowej. Wydaje się, że wszystkie cztery próby reprezentują ten sam zespół palinomorf. Obecność takich form jak: *Baltisphaeridium* cf. *calcispinae* Górka, *Baltisphaeridium* sp., *Ordovicidium* cf. *nanofurcatum* (Kjellström) Uutela et Tynni i *Ordovicidium* sp. bezsprzecznie wskazuje na ordowicki wiek badanego materiału (Górka, 1969; Uutela, Tynni, 1991). Rodzajowa i gatunkowa analiza całego zespołu, jak i stosunkowo duże rozmiary okazów (średnica okazów *Baltisphaeridium* i *Ordovicidium* oscyduje w granicach 50–65 µm), zawężają zakres wieku do górnego ordowiku i wskazywać mogą na karadok. W badanym materiale nie stwierdzono obecności typowych dla karadoku gatunków indeksowych, możliwe jednak, że to sposób zachowania palinomorf uniemożliwia ich jednoznaczne oznaczenie.

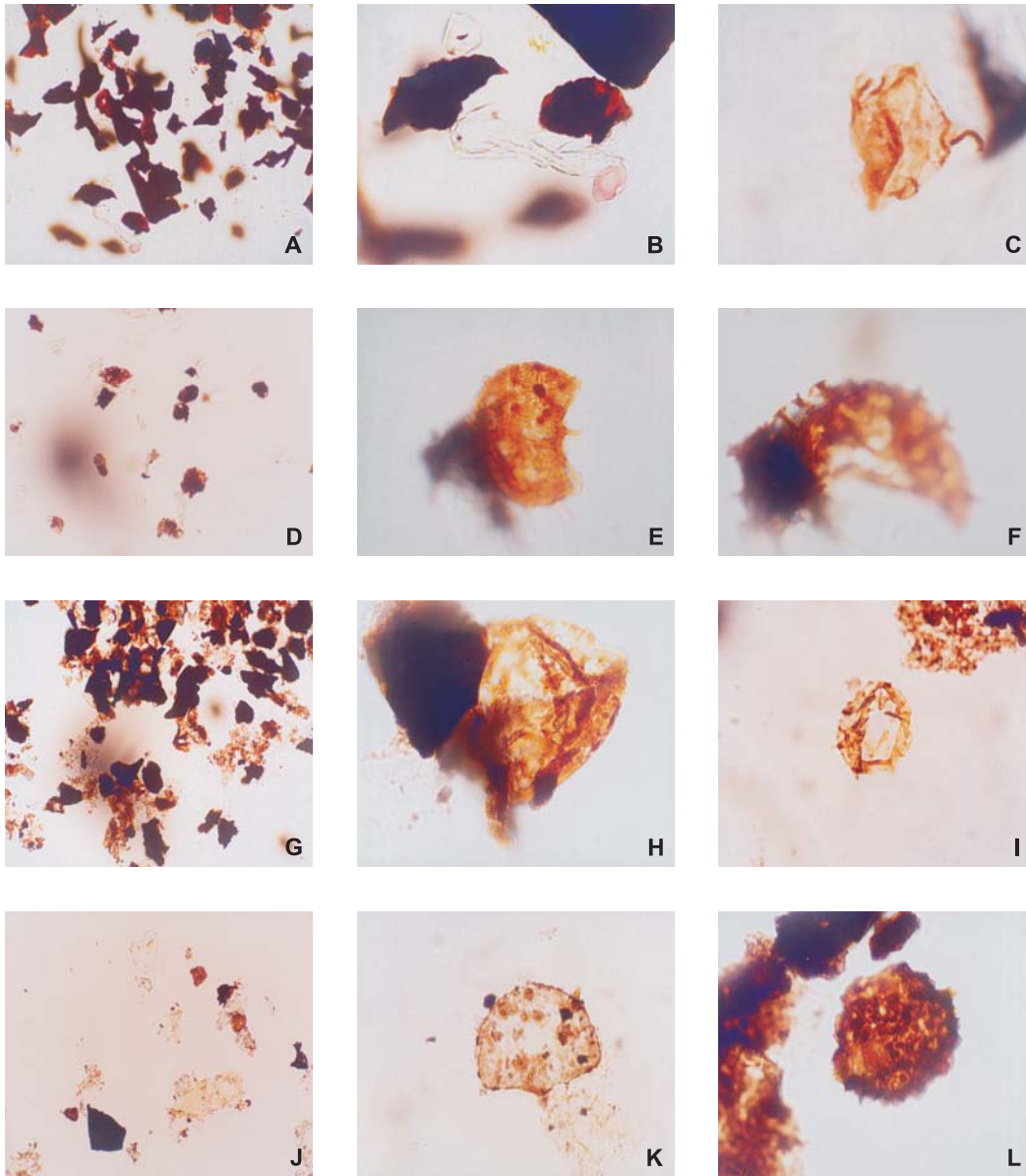


Fig. 5. A – widok ogólny, $\times 180$, B – *Navifusa* sp., $\times 500$; A, B – głęb. 4327,0–4328,0 m (pr. 1, preparat ING PŁ. 1.1); C – *Multiplicisphaeridium* sp., $\times 700$, D – widok ogólny, $\times 180$, E – *Vulcanisphaera* sp., $\times 700$, F – *Ordoviciidium* cf. *nanofurcatum* (Kjellstrom) Uutela et Tynni, $\times 700$; C–F – głęb. 4390,0–4391,0 m (pr. 2, preparat ING PŁ. 2.1); G – widok ogólny, $\times 180$, H – *Baltisphaeridium* sp., $\times 700$, I – *Cymatiogalea* sp., $\times 700$; G–I – głęb. 4391,0–4392,0 m (pr. 3, preparat ING PŁ. 3.1); J – widok ogólny, $\times 180$; K – *Solisphaeridium* sp., $\times 700$; L – ?*Vulcanisphaera*, $\times 700$; J–L – głęb. 4426,0–4427,0 m (pr. 4, preparat ING PŁ. 4.1)

A – general view $\times 180$; B – *Navifusa* sp., $\times 500$; A,B – depth 4327–4328 m; (sample 1, slide ING PŁ. 1.1); C – *Multiplicisphaeridium* sp., $\times 700$; D – general view, $\times 180$; E – *Vulcanisphaera* sp., $\times 700$; F – *Ordoviciidium* cf. *nanofurcatum* (Kjellstrom) Uutela et Tynni, $\times 700$; C–F – depth 4390.0–4391.0 m (sample 2, slide ING PŁ. 2.1); G – general view, $\times 180$; H – *Baltisphaeridium* sp., $\times 700$; I – *Cymatiogalea* sp., $\times 700$; G–I – depth 4391–4392 m (sample 3, slide ING PŁ. 3.1); J – general view, $\times 180$; K – *Solisphaeridium* sp., $\times 700$; L – ?*Vulcanisphaera* $\times 700$, depth 4426.0–4427.0m (sample 4, slide ING PŁ. 4.1)

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH OSADÓW ORDOWIKU

Z otworu Polskie Łąki PIG 1 badaniom petrograficznym poddane zostały 3 próbki pochodzące z osadów karadoku, z głęb. 4391,0, 4384,5 i 4330,5 m.

Próbka z głęb. 4391,0 m: skała węglanowa o charakterze lutytu, zailona, przy czym substancja ilasta rozmieszczona jest nierównomiernie. Przeciętna średnica ziarn węglanowych jest rzędu 0,03 mm. W skale występuje dość znaczna ilość kwarcu detrytycznego w ziarnach średnicy przeciętnej około 0,03 mm, maksymalnej – 0,05 mm, rozsianych nierównomiernie, oraz muskowitu w blaszkach dochodzących do 0,09 mm. Obficie występuje piryty, w postaci zarówno drobnego pigmentu rozproszonego w całej skale, jak i pigmentu grubszego (zwykle o uziarnieniu w zakresie 0,015–0,05 mm), nieraz w ziarnach idiomorficznych, oraz większych ziarn. Grubszy pigment i stosunkowo duże ziarna zazwyczaj koncentrują się w niektórych partiach skały.

Próbka z głęb. 4384,5 m: arenit kwarcowy o spoiwie krzemionkowym, całkowicie zrekrytalizowanym, regeneracyjnym. Średnie uziarnienie piaskowca (ziarn zregenerowanych) mieści się w zakresie 0,15–0,25 mm. Poza kwarcem wśród ziarn detrytycznych stwierdzono występowanie nielicznych blaszek muskowitu średnicy dochodzącej do 0,4 mm, blaszek biotyty o różnym stopniu chlorytyzacji i chlorytu, jako końcowego produktu chlorytyzacji biotyty. Ponadto w płycie cienkiej zidentyfikowano nielicznie występujące ziarna turmalinu, cyrkonu i tytanitu oraz – po jednym ziarnie – hornblendę zwy-

czajną, epidot zwyczajny, rutyl i apatyt. Skała zawiera bardzo znaczne ilości piryty, szczególnie koncentrującego się w cienkich laminach.

Próbka z głęb. 4330,5 m: skała ilasto-węglanowa, której składnik węglanowy ma charakter lutytu, podobnie jak w próbce z głęb. 4391,0 mm, i różni się od niej głównie większym udziałem substancji ilastej, a odpowiednio mniejszym – materiału detrytycznego, a więc okruszowej masy węglanowej, ziarn kwarcu i blaszek muskowitu. Zauważa się także mniejszą zawartość piryty, natomiast pojawiają się drobne skupienia substancji organicznej, zapewne związane z materiałem ilastym. Uziarnienie materiału węglanowego (przeciętnie około 0,03 mm) i kwarcu (maksymalnie do 0,05 mm) jest analogiczne do stwierdzonego w próbce z głęb. 4391,0 m.

Porównując opisane skały ordowickie karadoku w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 z równowiekowymi skałami innych otworów wiertniczych wypada stwierdzić, że na tle dotychczas opracowanych profili ordowiku Niżu Polskiego opisane tutaj typy skał były znajdowane jedynie wyjątkowo, co zapewne wynika z odrębności pozycji regionalno-tektonicznej profilu Polskie Łąki PIG 1. Ogólnie biorąc, podobną skałę lutytową opisano dotychczas jedynie w profilu aszgilu platformowego otworu Kętrzyn IG 1, a podobne przewarstwienia piaskowcowe zostały stwierdzone tylko w aszgilu osadów platformowych rejonu Prabutów i Słupska. Są to jednak zbyt odległe analogie do wyciągania jakichkolwiek wniosków.

Teresa PODHALAŃSKA

SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE

Obecność mało urozmaiconego ichnotaksonomicznie, lecz dobrze zachowanego zespołu skamieniałości śladowych w ordowiku strefy Koszalin–Chojnice, w tym w profilu Polskie Łąki PIG 1 (fig. 6), została stwierdzona po raz pierwszy przez Podhalańską (2004). Wcześniejsze badania (Bednarczyk, 1974; Wrona i in., 2001) nie wskazywały na występowanie w tym profilu, podobnie jak w innych profilach Pomorza Zachodniego, śladów działalności nieszkieletowych organizmów bentonicznych innych niż kopolitowego pochodzenia, takich jak *To-*

maculum problematicum (Groom) (= *Alcyonidiopsis pharmacus* Richter et Richter).

Spośród profili ordowiku strefy Koszalin–Chojnice najbogatszy zespół skamieniałości śladowych występuje w profilu Skibno 1. Mniej liczne ślady aktywności życiowej nieszkieletowych organizmów bentonicznych, najczęściej w formie wypełnień jamek i kanałów, znaleziono w lanwirmie i karadoku profili tej strefy między innymi: Polskie Łąki PIG 1, Chojnice 5, Jamno IG 2 oraz Miastko 1 (Podhalańska, 2004, 2007).

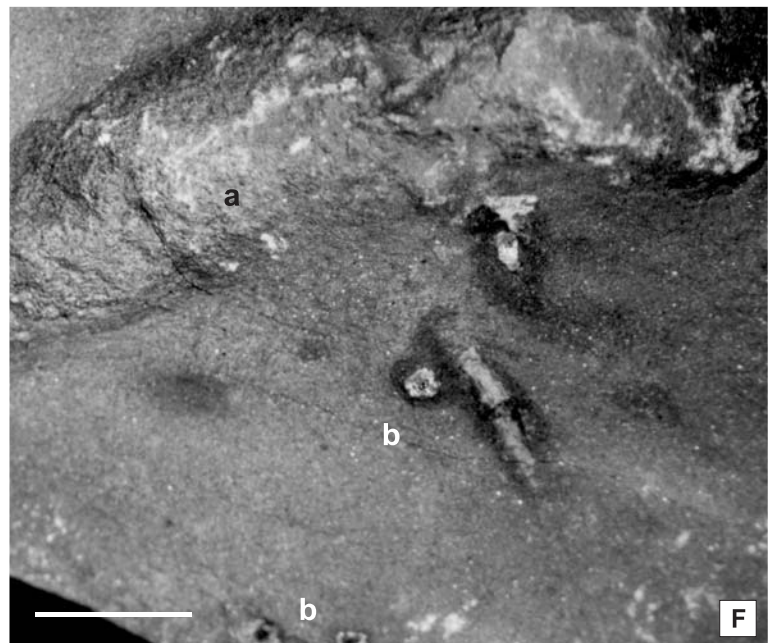
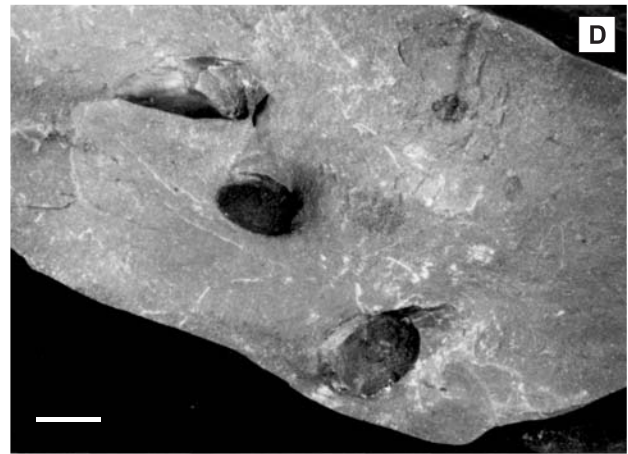
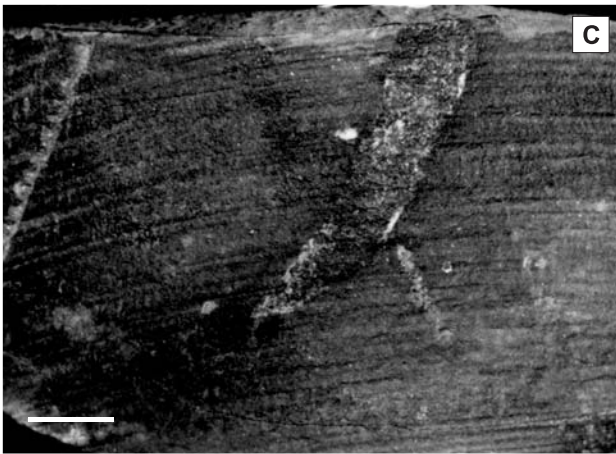
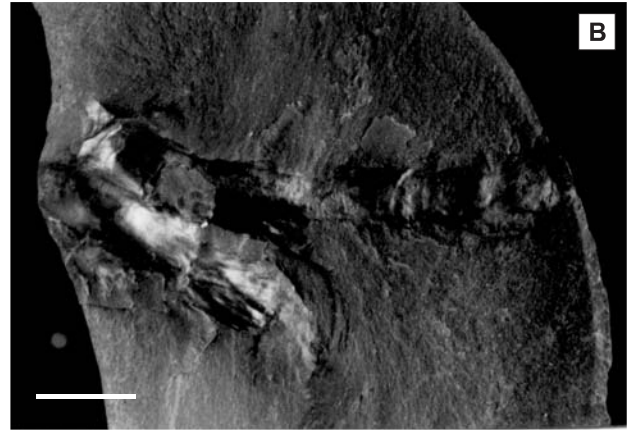
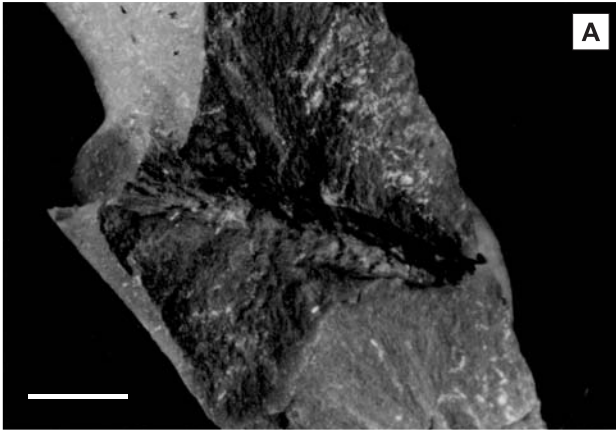


Fig. 6. A – *Palaeophycus* isp. cf. *Palaeophycus sulcatus* (Miller et Dyer); głęb. 4426,0 m, widoczne charakterystyczne żeberkowanie na powierzchni; B – ?*Palaeophycus* isp.; głęb. 4425,0 m, wypełnienia dwóch oddzielnych kanałów, z wyraźną rzeźbą na powierzchni; C – ?*Planolites montanus* Richter, głęb. 4421,5 m, przekrój podłużny, forma penetrująca osad skośnie do powierzchni warstwowania, wypełniona materiałem drobnopiaszczystym, o nieco grubszej frakcji w stosunku do skały macierzystej; D – *Planolites* isp., głęb. 4426,5 m, przekroje poprzeczne; E – *Chondrites* isp.; F:a – *Palaeophycus* isp., F:b – *Chondrites* isp., fragment wypełnienia kanału oraz przekroje poprzeczne. Skala 5 mm

A – *Palaeophycus* isp. cf. *Palaeophycus sulcatus* (Miller et Dyer); depth 4426,0 m, characteristic thread-like ridges on the surface of the burrow; B – ?*Palaeophycus* isp.; depth 4425,0 m, two separated burrows with distinct sculpture on the surface; C – ?*Planolites montanus* Richter, depth 4421,5 m, longitudinal section, a form penetrating oblique to the bedding, infilled with very fine-grained sandstone; D – *Planolites* isp., depth 4426,5 m, transverse sections; E – *Chondrites* isp.; F:a – *Palaeophycus* isp., F:b – *Chondrites* isp., part of the burrow infilling and transverse sections. Scale bar 5 mm

Ichnoskamieniałości, jako struktury autochtoniczne, mają duże znaczenie przy interpretacjach paleoekologicznych i paleofacjalnych. Obecność i skład taksonomiczny śladotwórców są zależne zarówno od czynników biotycznych, jak i abiotycznych, przy czym do najbardziej istotnych należą: charakter osadu, obecność tlenu w strefie dennej, energia środowi-

ska, dostępność pożywienia, konkurencyjność między śladotwórcami i innymi składnikami biocenozy. Obecność skamieniałości śladowych świadczy o obecności przynajmniej niewielkiej ilości tlenu w strefie dennej. W przypadku basenów anoksycznych, osady zawierające skamieniałości śladowe wskazują na obecność interwałów dysoksygenicznych. Ich obec-



ność jest dowodem natlenienia wód dennych oraz górnej części osadu dennego, nawet w przypadku, gdy ciemny jego kolor i inne cechy wskazują na warunki euksyniczne.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 obecność skamieniałości śladowych została stwierdzona w obrębie rdzeniowanego odcinka profilu na głębokości od 4419,0 do 4427,0 m. Występują one w ciemnoszarych iłowcach i mułowcach masywnych poziomu *multidens* niższej części karadoku. W osadach tych obserwowano nieliczne graptolity. Nie stwierdzono natomiast szczątków skorupowej fauny bentonicznej. Wyróżniono następujące formy reprezentujące dwa typy śladów: jamki mieszkalne (domichnia) oraz jamki żerowiskowo-mieszkalne (fodinichnia).

Do pierwszej grupy należą: *Palaeophycus* isp. cf. *Palaeophycus sulcatus* (Miller et Dyer) (fig. 6 A), *Palaeophycus* isp. (fig. 6 B i F:a).

Jamki żerowiskowo-mieszkalne reprezentują natomiast: *Planolites montanus* Richter (fig. 6 C), *Planolites* isp. (fig. 6 D), *Chondrites* isp. (fig. 6 E i F:b)

Planolites isp. oraz *Planolites montanus* Richter reprezentujące ślady dużych mobilnych osadożerców, a stanowiące element różnych ichnocenoz, w tym profilu związane są z facją ciemnoszarych homogenicznych iłowców i wskazują na dość głęboką penetrację osadu, czasem skośnie do powierzchni warstwy. Odporne na deficyt tlenowy i znane z różnych środowisk *Chondrites* isp. tworzą proste cienkie rurki o stałej średnicy, niekiedy rozgałęziające się (fig. 6 E) i występujące na powierzchni lub płytko pod powierzchnią osadu. *Palaeophycus* isp. cf. *P. sulcatus* (Miller et Dyer) to wydłużona, cylindryczna forma wypełniona tym samym materiałem co skała otaczająca i charakteryzująca się wyraźnym żeberkowaniem na powierzchni, stanowi ona ślad organizmu żywiącego się pokarmem z zawiesiny.

Znany z rejonu Pomorza *Tomaculum problematicum* (Grom), będący ichnoskamieniałością pochodzenia feralnego, pojawia się sporadycznie w całym profilu karadoku i jest niezależny od facji.

Skamieniałości śladowe występujące w osadach karadoku profilu Polskie Łąki PIG 1, zdominowane przez ich-

norodzaje: *Planolites*, *Chondrites* oraz *Palaeophycus*, można uznać za słabo urozmaicony i zubożony zespół głębokowodny, biorąc również pod uwagę cechy facjalne osadów, w których ten zespół występuje. Wskazuje on na niskoenergetyczne, ubogie w składniki odżywcze, suboksyczne lub dysoksyczne środowisko hemipelagiczne. Występujące dość licznie fodinichnia *Chondrites* isp. mogłyby jednak wskazywać na środowisko charakteryzujące się znacznym deficytem tlenowym.

Niektóre ze zidentyfikowanych tu ichnoskamieniałości zostały opisane z osadów ordowiku obszaru Rugii, uznanych za dystalne turbidyty (Zagora, 1997). Biorąc pod uwagę relatywnie głębokowodny charakter środowisk sedimentacji, stwierdzonych we wspomnianych wyżej obszarach, przyjąć można, że analizowane ichnoskamieniałości reprezentują zespół głębokowodny. Podkreślić jednak warto, że w osadach ordowiku obszaru Pomorza nie znaleziono form spiralnych, rozetkowych czy meandrujących, charakteryzujących środowiska turbidytowe w obrębie ichnofacji *Nereites* stwierdzonej na Rugii, a znanej także z ordowiku obszaru Lake District w Anglii (Orr, 1996), czy z osadów fliszowych polskich Karpat (Leszczyński, Seilacher, 1991; Leszczyński, Uchman, 1993). Zespół śladów występujący w osadach ordowiku Pomorza wykazuje również kilka wspólnych form z przedstawicielami ichnocenozy znanej z osadów ilasto-mułowcowych głębszych partii basenu dolnego ordowiku obszaru Czech, stanowiącego prawdopodobnie w tym czasie oddzielny kontynent Peruniki (Mikulaš, 1994, 1998).

Zespół skamieniałości śladowych zidentyfikowany w osadach środkowego ordowiku strefy Koszalin–Chojnice można uznać za uwarunkowaną środowiskowo i ekologicznie subfację głębokowodnej ichnofacji *Nereites* (Podhalańska, 2007). Jej obecność wskazuje na dość spokojne, zubożone w tlen i ubogie w składniki odżywcze, środowisko sedimentacji. Większość śladów to proste formy, należące do organizmów żyjących na dnie lub płytko pod powierzchnią osadu, co przemawia za obecnością pewnej ilości tlenu zarówno w kolumnie wody, jak i w osadzie dennym.

DEWON

Hanna MATYJA

LITO- I BIOSTRATYGRAFIA

Pierwszy i główny podział osadów dewońskich obszaru Pomorza Zachodniego na nieformalne jednostki litostratigraficzne – kompleksy, został zaproponowany przez Dadleza (1978). Nieco później Miłaczewski (1979, 1986) wprowadził do tego schematu jednostkę nazwaną kompleksem ze Studnicy, którą uznał za najstarszą dewońską jednostkę litostratigraficzną na tym obszarze. Analizując wykształcenie litologiczne osadów dewonu w profilu Polskie Łąki PIG 1 Miłaczewski (1992) stwierdził, że dla tego profilu należy wprowadzić odmienne jednostki litostratigraficzne w stosunku do tych wyróżnianych dotychczas (por. poniżej).

Analiza litologiczna osadów środkowodewońskich przeprowadzona przez Matyję (1998, 2000, 2004) w skałach wę-

glanowych, a przez Pacześną (2000, 2004) w skałach klastycznych, pozwoliła na uporządkowanie środkowodewońskiej klasyfikacji litostratigraficznej (Matyja, 2004). W obrębie osadów górnego dewonu wydzielono i zdefiniowano pięć jednostek w randze formacji, a w obrębie jednej z nich, formacji człuchowskiej wyróżniono pięć jednostek w randze ogniw (Matyja, 1993, 1998). Identyfikacja czterech z pięciu formacji była zgodna z wcześniejszą propozycją podziału górnego dewonu na kompleksy, zaproponowaną przez Dadleza (1978).

Od co najmniej kilkudziesięciu lat konodonty i miospory uchodzą za najlepsze narzędzia stratygraficzne stosowane w określaniu wieku osadów dewońskich. Zwłaszcza te pierwsze okazały się znakomitymi skamieniałościami przewodni-

mi, charakteryzują się bowiem powszechnością występowania i wysokim stopniem rozdzielczości stratygraficznej. Dzięki decyzjom Podkomisji Stratygrafii Dewonu, na przestrzeni ostatnich lat, granice wszystkich pięter dewonu wyznaczone zostały zgodnie z granicami wskazanych poziomów konodontowych. Miospory również odgrywają istotną rolę w określaniu wieku osadów dewońskich, zwłaszcza tych utworzonych w płytkowodnych i przybrzeżnych środowiskach klastycznych, bądź mieszanych klastyczno-węglanowych. Pełnią one na ogół rolę komplementarną w stosunku do konodontów, ponieważ zakres ich wykorzystania jako narzędzi stratygraficznych bywa ograniczony regionalnie.

Prowadzone kilka lat temu badania biostratygraficzne Turnau (Turnau i Matyja, 2001) pozwoliły na określenie początku sedimentacji dewońskiej na obszarze pomorskim, m. in. w profilu Polskie Łąki PIG 1. Praca zawierająca dane dotyczące stratygrafii osadów środkowego dewonu i dolnego franu obszaru Pomorza Zachodniego, rozpatrywane na tle poziomów miosporowych i poziomów konodontowych, jest w trakcie przygotowywania do druku (Matyja, Turnau, w przygotowaniu). Szeroko zakrojona analiza biostratygraficzna na podstawie konodontów, wykorzystująca również wcześniej opublikowane dane biostratygraficzne innych autorów (miospor – Turnau, 1978, 1979; Matyja, Turnau, 1989; Matyja, Stempień-Sałek, 1994 oraz planktonicznych i bentonicznych małżoraczków – Żbikowska, 1983, 1986, 1992) umożliwiła mniej lub bardziej precyzyjne datowanie granic wyróżnionych w obrębie dewonu górnego jednostek litostratygraficznych, wskazanie ich pozycji w hierarchii jednostek litostratygraficznych, uporządkowanie ich nazewnictwa oraz stworzenie schematu czasowego i przestrzennego ich układu (Matyja, 1993, 1998, 2006).

W profilu Polskie Łąki PIG 1 zidentyfikowano 5 jednostek litostratygraficznych w randze formacji, wyróżniając od dołu: formację tucholską, studnicką, miastecką, sianowską i człuchowską, a w obrębie tej ostatniej ogniwo unisławskie (fig. 3 i 7). Relacje między tymi jednostkami a wyróżnionymi wcześniej przez Miłaczewskiego (1992) w tym profilu omówione są poniżej.

Wykształcenie osadów środkowego dewonu w profilu Polskie Łąki PIG 1, reprezentujących głównie płytkomorskie i przybrzeżne, klastyczne i węglanowe, środowiska sedimentacyjne, wymagało zastosowania przynajmniej dwóch rodzajów narzędzi stratygraficznych do sprecyzowania ich wieku: konodontów w węglanowych fragmentach sukcesji i spor w klastycznych.

Do badań konodontowych pobrano 44 próbki ze wszystkich węglanowych fragmentów profilu rokujących nadzieję na obecność tych mikroskamieniałości. Elementy konodontowe bądź ich fragmenty znaleziono jedynie w 16 próbkach, z czego nadające się do oznaczeń zaledwie w siedmiu. Spośród tych ostatnich trzy próbki, ubogie w elementy konodontowe, reprezentowały bardzo płytkowodne osady żywetu (por. fig. 8), pozostałe cztery próbki charakteryzowały osady otwartego szelfu najniższego franu. Szczegółowe opracowanie fauny konodontowej tego profilu i innych profili środkowego dewonu i franu przedstawione zostanie, jak wspomniano, w odrębnej pracy (Matyja, Turnau, w przygotowaniu).

Badania palinologiczne profilu Polskie Łąki PIG 1 były również zakrojone na dość szeroką skalę. Próbki do badań pa-

linologicznych pobrano ze wszystkich jednostek litostratygraficznych, opróbowując wszystkie rdzeniowane interwały, w obrębie których występowały skały drobnziarniste, odpowiednie dla tego rodzaju badań. Spośród 33 próbek poddanych obróbce laboratoryjnej tylko 19 zawierało spory. W większości przypadków spory były źle zachowane, a zespoły były taksonomicznie mało zróżnicowane. Niektóre oznaczenia na poziomie gatunkowym, a nawet rodzajowym nie były pewne. Szczególnie skąpy materiał uzyskano z dwóch najniższych jednostek litostratygraficznych, formacji tucholskiej i studnickiej. Nie udało się tu wyróżnić poziomów miosporowych, określono jedynie, dość szeroko, pozycję stratygraficzną tych jednostek. W osadach żywetu zidentyfikowano natomiast poziom „*Geminospora*” *extensa* (Ex) z trzema podpoziomami (Ex 1, Ex 2 i Ex 3), a w dolnej części franu poziom *Tholisporites densus* (Den). Szczegółowe wyniki badań palinologicznych znaleźć można poniżej, w rozdziale „Palinostratygrafia”.

Dane dotyczące wyników badań biostratygraficznych na podstawie analizy palinologicznej, połączone ze wstępnymi wynikami badań konodontów, stały się podstawą do określenia wieku poszczególnych formacji w tym profilu i zostały zaprezentowane poniżej.

Zgodnie ze znanymi do tej pory faktami **formację tucholską** charakteryzuje zróżnicowane spektrum osadów węglanowych i marglistych: są to ciemnoszare margle i wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (często tworzące niewielkie budowle organiczne), wapienie i margle z *Bornhardtina*, czarne wapienie z onkolitami, a także ciemnoszare iłowce margliste zawierające szczątki roślinne, małżoraczki i liścionogi, przeławiające się z cienkimi warstewkami syderytów, sporadycznie z cienkimi warstewkami laminowanych mikrobialitów. Zupełnie podrzędnie występują wkładki piaskowców i mułowców.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 najniższe osady dewonu wykształcone są jako czarne iłowce z bioturbacjami i wkładkami laminowanych mikrobialitów. Nieliczne szczątki organiczne reprezentowane są przez koralowce, małżoraczki i dość liczne palinomorfy (fig. 8).

Wyróżniona w tym profilu przez Miłaczewskiego (1992) seria czarnych iłowców z bioturbacjami może być uznana za jednostkę litostratygraficzną rangi ogniwa w obrębie formacji tucholskiej (fig. 3).

Analiza palinomorf wskazuje, że spągowe partie osadów dewońskich w profilu Polskie Łąki PIG 1, które przypisano formacji tucholskiej, mogą reprezentować najwyższy ems lub dolny-środkowy eifel (fig. 8; por. też Turnau, Matyja, 2001). Wydaje się, że stropowe partie formacji tucholskiej w tym profilu należą jeszcze do eiflu.

Mięszość formacji tucholskiej w profilu Chojnice 5 wynosi nieco ponad 200 m, w profilu Tuchola IG 1 ponad 350 m (niekompletna), natomiast w profilu Bydgoszcz IG 1 ponad 80 m, a w profilu Polskie Łąki PIG 1 niewiele ponad 45 m.

Formacja tucholska do tej pory została rozpoznana tylko w profilach między Tucholą a Bydgoszczą, spoczywając tam niezgodnie na ordowiku (otwory Chojnice 5 i Polskie Łąki PIG 1) lub na ?sylurze (otwór Bydgoszcz IG 1).

Osady wyżej leżącej **formacji studnickiej** w profilu Polskie Łąki PIG 1 wykształcone są jako czerwone i jasnosza-

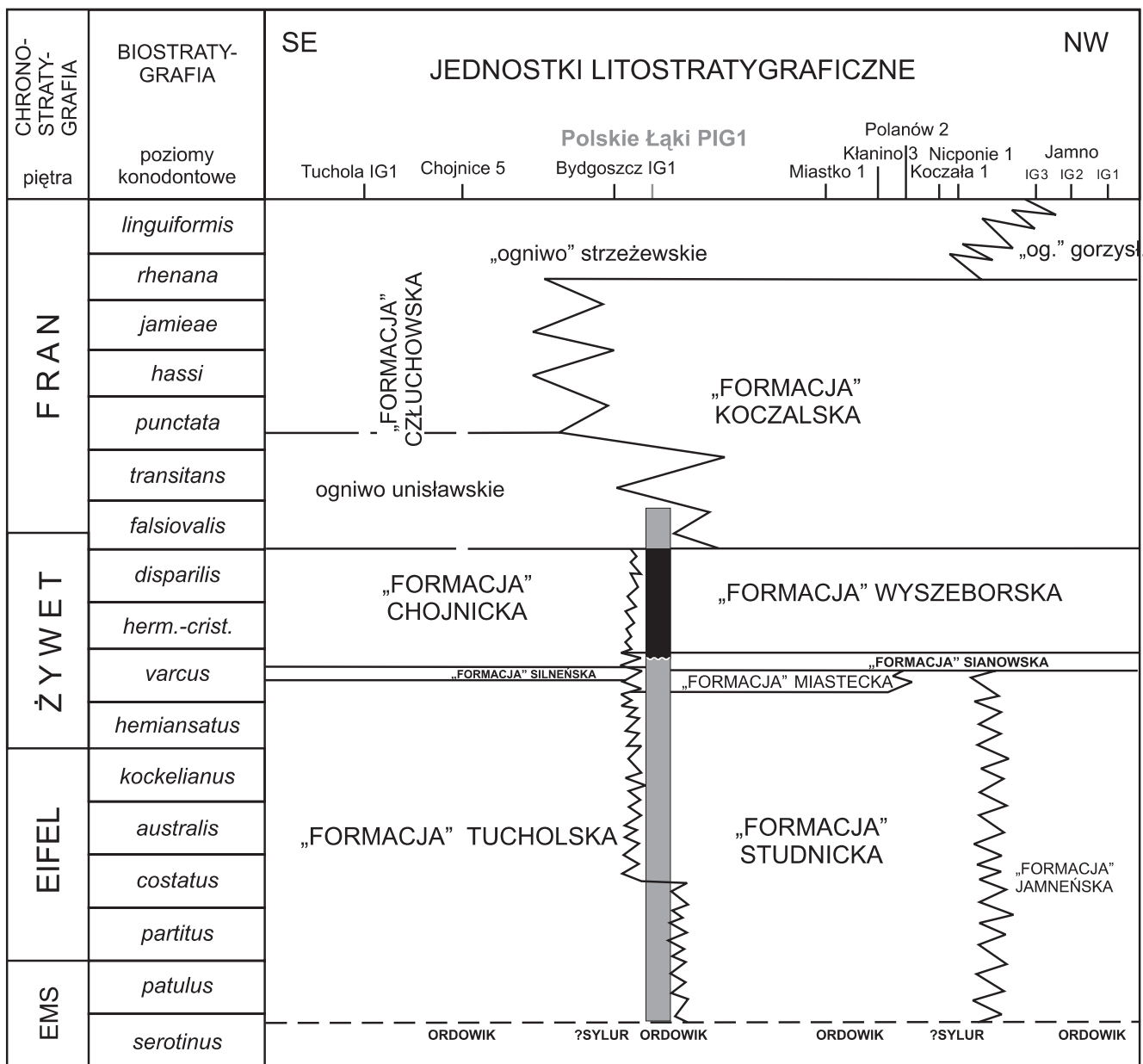


Fig. 7. Profil Polskie Łąki PIG 1 na tle schematu czasowego i przestrzennego układu jednostek litostratygraficznych w dewonie obszaru pomorskiego (wg Matyja, 2006)

Jednostki litostratygraficzne według Dadleza (1978), Miłaczewskiego (1986) i Matyja (1993, 1998, 2006)

Chronostratigraphic section through the Devonian of the Western Pomerania region and the position of the Polskie Łąki PIG 1 borehole section (after Matyja, 2006)

Lithostratigraphic units after Dadlez (1978), Miłaczewski (1986) and Matyja (1993, 1998, 2006)

re utwory klastyczne: dominujące w całej formacji drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z warstwowaniami przekątnymi w dużej skali lub drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z przekątną laminacją riplemarkową, przeławicające się z mułwcami o laminacji poziomej (Paczeńska, 2004; por. też fig. 8). W piaskowcach częste są poziomy złożone z klastów mułwców i iłowców. Zdarzają się również wkładki laminowanych wapieni mikrobialnych (por. fig. 9 A i B). W obrębie





formacji występują gruzły i cienkie ławice anhydrytów. Liczne są skamieniałości śladowe.

Miłaczewski (1992) wyodrębnił w analizowanej części profilu serię piaskowców i mułwców szarych w interwale głębokości 4085,0–4251,0 m. Osady piaskowców i mułwców z głębokości 4168,0–4251,0 m mieszczą się w definicji formacji studnickiej i zostały tutaj do niej włączone, natomiast leżące wyżej osady silikoklastyczno-węglanowe: mu-

Objaśnienia do fig. 8
Explanation for Fig. 8













Litologia

Lithology

| | |
|---|--|
|  | wapień i margle <i>limestones and marls</i> |
|  | piaskowce <i>sandstones</i> |
|  | mułowce <i>mudstones</i> |
|  | iłowce <i>claystones</i> |

Organoklasty

Skeletal grains and phytoclasts

| | |
|---|--|
|  | szczątki roślin <i>plant remains</i> |
| R | <i>Renalcis</i> |
|  | stromatoporoidy masywne <i>massive stromatoporoids</i> |
|  | stromatoporoidy gałązkowe (amfipory) <i>cylindrical-dendroid stromatoporoids (mainly Amphipora)</i> |
|  | koralowce <i>coral groups</i> |
|  | Microconchida, mięczaki (dawniej "ślímaki vermetidowe") <i>Microconchida, molluscus</i> (formerly considered to be "vermetid gastropods") |
|  | głównonogi <i>cephalopods</i> |
|  | tentakulitoidy <i>tentaculitoids</i> |
|  | Phyllopora |
|  | małżoraczki <i>ostracods</i> |
|  | brachiopody <i>brachiopods</i> |
|  | trochity <i>crinoid stem plates</i> |
|  | szczątki ryb <i>fish fragments</i> |

Wskaźnik bioturbacji

Indices of bioturbation

| | |
|---|---|
| 0 | brak <i>no bioturbation recorded</i> |
| 1 | sporadycznie <i>sporadic</i> |
| 2 | nieliczne <i>sparse</i> |
| 3 | liczne <i>numerous</i> |
| 4 | bardzo liczne <i>very numerous</i> |
| 5 | intensywne <i>intensive</i> |
| 6 | całkowita bioturbacja osadów <i>totally bioturbation of deposits</i> |






Stratygrafia

Stratigraphy

| | |
|--|--|
| CHRONOSTRATYGRAFIA Chronostratigraphy | H. Matyja (2004), E. Turnau (2004), |
| BIOSTRATYGRAFIA Biostratigraphy | H. Matyja (2004), E. Turnau (2004), |
| LITOSTRATYGRAFIA Lithostratigraphy | R. Dadlez (1978), L. Miłaczewski (1986), H. Matyja (1993, 1998), poprawione – <i>modified</i> |







Skamieniałości śladowe

Trace fossils

| | |
|---|---|
|  | <i>Planolites montanus</i> |
|  | <i>Planolites beverleyensis</i> |
|  | <i>Monocraterion isp.</i> |
|  | <i>Bergaueria major</i> |
|  | struktura ucieczki organizmu <i>escape structures</i> |
| n.b.f. | nieoznaczalne bioturbacje żerowiskowe <i>non described feeding bioturbations</i> |


Struktury sedymentacyjne

Sedimentary structures

| | |
|---|--|
|  | warstwowanie przekątne dużej skali planarne lub nieokreślonego rodzaju <i>cross bedding, planar or indeterminate</i> |
|  | przekątna laminacja riplemarkowa <i>ripple cross lamination</i> |
|  | warstwowanie poziome <i>horizontal bedding</i> |
|  | laminacja pozioma <i>horizontal lamination</i> |
|  | laminacja smużysta <i>flaser lamination</i> |
|  | laminacja falista <i>wave lamination</i> |





Biogeniczne struktury sedymentacyjne

Biogenic sedimentary structures

| | |
|---|--|
|  | laminowane mikrobiality <i>laminated microbialites</i> |
| T-F | struktura trombolitowo-fenestralna <i>thrombolite-fenestral structure</i> |

Minerały i litoklasty

Minerals and lithoclasts

| | |
|---|---|
|  | anhydryt <i>anhydrite</i> |
|  | piryt <i>pyrite</i> |
|  | klasty mułowcowe lub iłowcowe <i>mudstone or claystone clasts</i> |
|  | brekcje i zlepieńce wapienne <i>carbonate breccias and conglomerates</i> |

Środowiska sedymentacji klastycznej

Clastic environments

| | |
|----|---|
| L | laguna <i>lagoon</i> |
| SP | stożki przelewowe <i>overwash fans</i> |
| RP | równia pływowa <i>tidal flat</i> |
| B | bariera <i>barrier</i> |

łowce margliste i margle oraz piaskowce wapieniste z głębokości 4085,0–4168,0 m, zaliczono do formacji miasteckiej (fig. 3).

W obrębie osadów ilastych tej formacji, w profilu Miastko 1, zidentyfikowano małżoraczki i lingule (Łobanowski, 1968), natomiast w mułowcach – mega- i miospory oraz szczątki roślinne (Fuglewicz, Prejbisz, 1981). Żadna ze znalezionych wówczas skamieniałości nie pozwalała na jednoznaczne ustalenie pozycji chronostratygraficznej tej formacji. Miłaczewski (1979) początkowo sądził, że należy ona do dolnego dewonu, później usytuował ją w górnym emsie i/lub eiflu (Miłaczewski, 1986). Dzięki badaniom biostratygraficznym Turnau (1995, 2004) wiadomo, że formacja studnicka jako całość może zawierać się między najwyższym emsem a środkowym żywetem. W profilach, w których przykrywa ją formacja miastecka, jej strop może sięgać do dolnego żywetu, tak jak ma to miejsce w profilu Polskie Łąki PIG 1. Natomiast tam, gdzie na formacji studnickiej leży wprost formacja sianowska, strop tej pierwszej datowany był na niższy środkowy żywet.

Mięszość formacji studnickiej wynosi od 80 m w profilu Polskie Łąki PIG 1 do ponad 220 m w profilu Kłanino 3, 270 m w profilu Miastko 1 i około 300 m w profilu Nicponie 1.

Formacja studnicka znana była głównie z profilu Miastko 1 (Miłaczewski, 1979, 1986), jednak ostatnie obserwacje (Matyja, 2004, 2006) wskazują, że osady tej formacji występują również w profilach Kłanino 3, Koczała 1, Nicponie 1 i Polskie Łąki PIG 1.

Formacja miastecka złożona jest z przeławicających się osadów silikoklastycznych i węglanowo-marglistych. Tworzą ją m.in. wapienie oraz margle z koralowcami i szkarłupniami, rzadziej z ramienionogami, a także jasnoszare lub pstre, na ogół drobnoziarniste piaskowce kwarcowe, mułowce i sporadycznie iłowce. W profilu Polskie Łąki PIG 1 osady formacji miasteckiej tworzą głównie drobnoziarniste piaskowce kwarcowe przeławicające się z wapieniami piaszczystymi z bioklastami (zidentyfikowano tu ramienionogi z rodzaju *Bornhardtina*) i wkładkami laminowanych mikrobialitów (por. fig. 9 C i D). Piaskowce charakteryzują: warstwowania przekątne dużej skali, przekątna laminacja ripplemarkowa oraz warstwowania i laminacja pozioma, falista i smużysta (Paczeńska, 2004; por. też fig. 8).

Do tej pory formację miastecką określano ogólnie jako środkowodewońską. Dzięki badaniom Turnau (1995, 2004) i Matyi (2004) formacja miastecka w całości może być datowana jako najwyższy dolny oraz niższy środkowy żywet. W profilu Polskie Łąki PIG 1 w osadach tej formacji zidentyfikowano niezbyt liczne miospory i pojedyncze konodony, reprezentowane przez rodzaje *Pandorinellina* oraz *Icriodus*. Miospory wskazują, że formacja miastecka prawdopodobnie należy w tym profilu niemal wyłącznie do dolnego poziomu miosporowego *Geminospora extensa* (Turnau, ten tom)

Formacja miastecka znana jest głównie z profilu Miastko 1, gdzie osiąga około 300 m miąższości; występuje również w profilach Kłanino 3 (miąższość 150 m) i Polskie Łąki PIG 1 (miąższość ok. 500 m). W wymienionych profilach leży nad formacją studnicką, a w jej spągu, w profilu Miastko 1, występuje zlepieniec wapienny złożony z otoczków płytkowodnych wapieni sylurskich (Żbikowska, 1974).

Osady formacji sianowskiej przykrywają osady formacji jamneńskiej, studnickiej lub miasteckiej (fig. 7).

Formację sianowską charakteryzuje zróżnicowane spektrum osadów węglanowych i marglistych, m.in. laminowane mikrobiality z poziomami bogatymi w *Microconchida*, margle niezbyt bogate w szczątki organiczne (m.in. drobne trochity, małżoraczki i szczątki roślinne), czarne wapienie z onkolitami, jasne, masywne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe przepelnione stromatoporoidami masywnymi w pozycji wzrostu, zawierające również duże trochity, ramienionogi i okruchy wapieni, a także wapienie organodetrytyczne złożone ze stromatoporoidów masywnych. Podrzędnie występują mułowce i drobnoziarniste piaskowce kwarcowe, a także szare mułowce z sieczką roślinną.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 formację tę tworzą wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (będące również istotnym składnikiem budowli organicznych) oraz margle i wapienie z ramienionogami, szkarłupniami i stromatoporoidami tabularnymi (fig. 8).

Miłaczewski (1992) wyróżnił w tej części profilu dewonu dwie jednostki, serię wapieni spągowych oraz serię iłowców i margli (por. fig. 3). Dalsze badania na obszarze pomorskim, zwłaszcza w jego części południowo-wschodniej, być może pozwolą wyjaśnić, jaką pozycję w hierarchii jednostek litostratygraficznych zająć mogą wyodrębnione przez Miłaczewskiego serie.

Turnau (1995, 2000, 2004) na podstawie badań palinologicznych datowała osady formacji sianowskiej jako środkowożyweckie, przy czym w rejonie Miastka spąg formacji odpowiada dolnym partiom żywetu środkowego, natomiast w rejonie między Jamnem a Koczałą – wyższym partiom żywetu środkowego. W profilu Polskie Łąki PIG 1 znaczna część formacji należy do środkowego poziomu miosporowego *Geminospora extensa* (por. Turnau, ten tom).

Mięszość formacji sianowskiej waha się od nieco ponad 100 m w profilu Jamno IG 1 do 150 m w profilu Koczała 1. W pozostałych profilach formacja jest niekompletna i osiąga około 170 m w profilu Polskie Łąki PIG 1, 85 m w profilu Polanów 2, około 120 m w profilu Miastko 1 i 194 m w profilu Nicponie 1.

Do najbardziej pełnych profili, w których została stwierdzona, należą Jamno IG 1 i Koczała 1. Jej obecność stwierdzono również w profilach Miastko 1, Polskie Łąki PIG 1, Polanów 2 oraz Nicponie 1.

Na formacji sianowskiej, prawdopodobnie z luką przypadającą na wyższą część żywetu, brak jest bowiem osadów odpowiadających części formacji sianowskiej i całej formacji wyszeborskiej, leżą wapienno-marglisto-ilaste osady formacji człuchowskiej, należące do ogniwa unisławskiego (fig. 3 i 8).

Ogniwo unisławskie formacji człuchowskiej charakteryzuje się obecnością cienkoławicowych osadów reprezentowanych głównie przez margle i iłowce margliste oraz mniej lub bardziej margliste wapienie mikrytowe. Wapienie mają czasami strukturę gruzłową i zawierają głowonogi, tentakulitoidy, małże, ramienionogi bezzawiasowe, entomozoidy, konodony i sporadycznie ramienionogi zawiasowe, szkarłupnie oraz osobnicze korale.

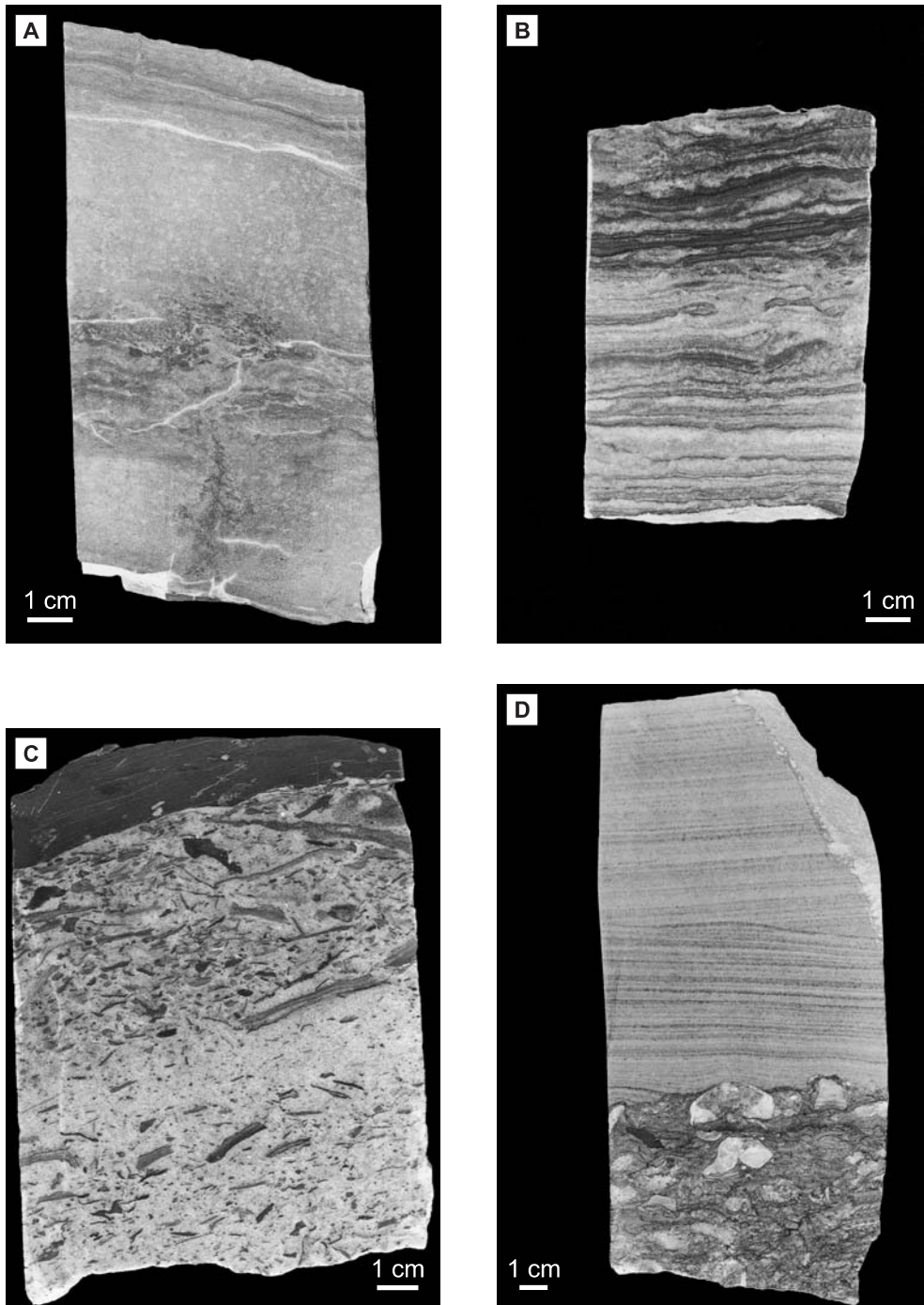


Fig. 9. **A** – częściowo zdolomityzowany, laminowany kryptoalgowy mikryt ze śladami struktury fenestralno-trombolitowej; „formacja” studnicka, głęb. 4184,0 m; **B** – laminit kryptoalgowy; „formacja” studnicka, głęb. 4175,7 m; **C** – fragmenty laminitów kryptoalgowych oraz szczątki roślinne w drobnziarnistym piaskowcu kwarcowym; „formacja” miastecka, głęb. 3914,5 m; **D** – kontakt wapienia organodetrytycznego z ramienionogami, trochitami i drobnymi tabulatami gałązkowymi, z drobnziarnistym piaskowcem kwarcowym o niskokątowym warstwowaniu przekątnym dużej skali; „formacja” miastecka, głęb. 3747,0 m

A – dolomitized laminated microbialite, partly with thrombolite and fenestral structure; Studnica formation, depth 4184.0 m; **B** – Laminated microbialite; Studnica formation, depth 4175.7 m; **C** – small fragments of laminated microbialites and plants within fine-grained quartz sandstone; Miastko formation, depth 3914.5 m; **D** – boundary between brachiopod-crinoidal-tabulate coral packstone with overlying fine-grained quartz sandstone, characterized by large-scale, low-angle cross bedding; Miastko formation, depth 3747.0 m

W tej części profilu Miłaczewski (1992) wyróżnił dwie jednostki litologiczne, serię margli oraz serię iłowców i wapieni marglistych (fig. 3).

Ogniwo unisławskie, jak wynika z dostępnych danych biostratygraficznych, w całości odpowiada dolnemu franowi (Matyja, 1998). W profilu Polskie Łąki PIG 1 w osadach tego ogniwa znaleziono dość bogaty zespół miospor i pojedyncze konodonty należące do rodzaju *Icriodus*. Zespół miospor jednoznacznie wskazuje na poziom miosporowy *Tholisporites densus*, a więc najniższy fran (por. Turnau, ten tom).

Osady ogniwa unisławskiego, zidentyfikowano do tej pory tylko w profilach Tuchola IG 1, Chojnice 5 i Polskie Łąki PIG 1.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 osady tego ogniwa przechodzą w utwory brekcji i zlepieńców wapiennych (por. fig. 3), reprezentujących nienazwaną jeszcze jednostkę litostratygraficzną w randze ogniwa w obrębie formacji człuchowskiej. Miłaczewski (1992) wydzielił w tej części profilu serię zlepieńców wapiennych.

Brekcje i zlepieńce wapienne dolnego franu znane są w kilku profilach wiertniczych południowo-wschodniej części obszaru pomorskiego, a w profilu Polskie Łąki PIG 1 reprezentowane są jedynie fragmentarycznie. Charakterystykę petrograficzno-mikrofacjalną tych osadów znaleźć można w rozdziale K. Radlicza – „Uwagi o petrografii wybranych fragmentów dewonu”.

Elżbieta TURNAU

PALINOSTRATYGRAFIA

Uwagi ogólne

Mikroflora dewonu była w znacznej mierze kosmopolityczna, część taksonów charakteryzowała się jednak ograniczonym zasięgiem geograficznym. W dewonie na półkuli północnej wyróżniały się dwie słabo zaznaczające się prowincje mikroflorystyczne (McGregor, Playford, 1992; Streel, Loboziak, 1996).

Mikroflora środkowego dewonu oraz franu Pomorza wykazuje większe pokrewieństwo z prowincją odpowiadającą paleopółnocnej części kontynentu Old Red (z przyległymi obszarami). Mowa tu o florach sporowych płyty rosyjskiej, Kanady oraz zachodniej części Stanów Zjednoczonych. Mimo słabego prowincjonalizmu mikroflor dewonu, autorka nie zastosowała żadnego z zaproponowanych dotychczas sporowych schematów zonalnych. Użycie schematu dla kontynentu Old Redu i obszarów przyległych (Richardson, McGregor, 1986) nie wydawało się praktyczne, gdyż jego rozdzielczość jest niska (zony mają długi zasięg wiekowy). Bardziej szczegółowy schemat dla obszarów ardeńsko-reńskich (Streel i in., 1987) mógłby być użyty tylko w ograniczonym zakresie, ponieważ na Pomorzu brak wielu stratygraficznie ważnych gatunków, których pierwsze wystąpienia definiują granice poziomów tego podziału. Ponadto, kolejność pierwszych pojawień pewnych stratygraficznie ważnych gatunków jest w obu rejonach różna. Nie wykorzystano również schematu dla Europy wschodniej zaproponowanego przez Avkhimovitch i inych (1993), gdyż obejmuje on głównie poziomy/podpoziomy rozkwit. Ponieważ stosunki ilościowe pomiędzy taksonami miospor są często zależne od facji, poziomy rozkwit mogą mieć w pewnych przypadkach znaczenie jedynie lokalne. Autorka nie wykorzystwała również schematu sporowego dla górnego dewonu Pomorza zaproponowanego przez Stempień-Sałek (1999, 2002), gdyż jest on oparty na bardzo mało zróżnicowanych i ubogich zespołach, pochodzących z niewielkiej ilości próbek, a podane przez tę autorkę zasięgi nie-

których taksonów są różne od stwierdzonych obecnie. Dla środkowego dewonu i franu Pomorza, Turnau (*W*: Matyja i in., 2000) zastosowała schemat lokalny, będący zmodyfikowanym schematem dla Europy wschodniej. Dwa najniższe poziomy tego schematu – *Rhabdosporites langii* (RL) i „*Geminospora*” *extensa* (Ex), zostały wprowadzone już wcześniej (Turnau, 1995, 1996). Przyjęty schemat, oraz jego korelację z podziałami dla Europy wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993) i Pomorza (Stempień-Sałek, 1999, 2002) pokazano w tabeli 1. Podstawą korelacji są dane dotyczące pierwszych pojawień gatunków: *Geminospora lemurata*², *Ancyrospora incisa* i *Membraculisporis radiatus*, oraz ostatniego występowania gatunku *Aneurospora extensa*. Pod uwagę wzięto również datowania konodontowe z Pomorza (Matyja, 1998 oraz inf. ustna) oraz z Europy wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993; Ziegler i in., 2000; Obukhovskaya i in., 2003).

W profilu Polskie Łąki PIG 1 zidentyfikowano jedynie dwa poziomy miosporowe – „*Geminospora*” *extensa* (Ex) i *Tholisporites densus* (Den).

Dolna granica poziomu „*Geminospora*” *extensa* (Ex) jest znana tylko z otworu Miastko 1, gdzie przebiega w górnej części formacji studnickiej (Turnau, 1995, 1996; Matyja i in., 2000). Granicę tę określa pierwsze wystąpienie *Geminospora lemurata*. Charakterystyczny zespół obejmuje ten gatunek oraz *G. decora*, *Rhabdosporites langii* i *Ancyrospora ancyrea* var. *brevispinosa*. W górnej części poziomu licznie występują: *Aneurospora extensa* i *Kraeuselisporites spinutissimus*, a w pobliżu jego górnej granicy zanikają liczne gatunki, takie jak *Ancyrospora ancyrea* var. *brevispinosa*, *Rhabdosporites langii*, *Lanatisporis bislimbatus*, *Geminospora decora*, *G. tuberculata* i *Kraeuselisporites spinutissimus*.

Poziom „*Geminospora*” *extensa* dzieli się na trzy podpoziomy – Ex 1, Ex 2 i Ex 3. Sukcesja zespołów tych trzech jednostek biostratygraficznych została opisana z formacji studnickiej, miasteckiej i sianowskiej w profilu Miastko 1 (por. Turnau, 1995, 1996; Matyja i in., 2000).

² Spis gatunków z nazwiskami kreatorów znajduje się na końcu rozdziału

Tabela 1

Korelacja lokalnych poziomów sporowych środkowego dewonu i franu Pomorza Zachodniego (Matyja i in., 2004) z innymi poziomami miosporowymi wyróżnionymi na tym obszarze (Stempień-Sałek, 1999, 2002) oraz w Europie wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993), a także ze standardowym podziałem konodontowym

Correlation of local miospore zonations established by Turnau (*in* Matyja *et al.*, 2004) and Stempień-Sałek (1999, 2002) for Western Pomerania area and by Avkhimovitch *et al.* (1993) for Belarus, with standard conodont zonation

| Piętro | Standardowy podział konodontowy | Podziały sporowe | | | |
|--------------------|---------------------------------|---|--|---|--------------------------------------|
| | | Avkhimovitch i in., 1993 | Stempień-Sałek 1999, 2002 | Obecne opracowanie | |
| FRAN | <i>linguiformis</i> | <i>C. deliquescens</i> | <i>radiatus-boaeticus</i> | brak danych | |
| | <i>rhenana</i> | <i>V. evlanensis</i> DE | RB | --- | |
| | | <i>A. ovalis</i> – <i>V. grumosus</i> | <i>radiatus-densus</i> RD | <i>Membrabaculisporis radiatus</i> Rad | |
| | <i>jamiae</i> | OG | Assemblage I | <i>Tholisporites densus</i> Den | |
| | <i>hassi</i> | | | | |
| | <i>punctata</i> | <i>G. semilucensa</i> <i>P. donensis</i> SD | | | |
| | ŻYWET | <i>transitans</i> | <i>Contagisporites optivus</i> – <i>Spelaeotriletes kre-stovnikovii</i> OK | brak danych | <i>Geminospora aurita</i> Aur |
| <i>falsiovalis</i> | | | | | |
| <i>disparilis</i> | | „ <i>Geminospora</i> ” <i>extensa</i> Ex | „ <i>Geminospora</i> ” <i>extensa</i> Ex | | Ex 3 |
| <i>hermanni</i> | | | Ex 2 | | |
| <i>varcus</i> | | | Ex 1 | | |
| <i>hemiansatus</i> | | | | | |
| EIFEL | <i>kockelianus</i> | <i>Rhabdosporites langii</i> RL | <i>Rhabdosporites langii</i> RL | | |
| | <i>australis</i> | | | | |
| | <i>costatus</i> | <i>Periplecotriletes tortus</i> PT | bez zonacji | | |
| | <i>partitus</i> | | | | |

Dane konodontowe przyjęto z prac Avkhimovitch i in. (1993); Zieglera i in. (2000) oraz Obukhovskij i in. (2003)

Podpoziom Ex 1: jego dolna granica odpowiada dolnej granicy poziomu „*G.*” *extensa*. Gatunki *Cirratiradites monogrammos* i *Perotriletes meonacanthus* var. *rugosus* występują tu po raz ostatni.

Podpoziom Ex 2: jego dolna granica jest określona pierwszym pojawieniem się *Chelinospora concinna*. Pospolitym gatunkiem jest tu *Geminospora decora*, natomiast *Acinosporites lindlarensis*, *Coronispora variabilis*, *Corystisporites collaris* var. *kalugianus* i *Hystricosporites setigerus* zanikają w dolnej części podpoziomu. W jego górnej części pojawia się *Contagisporites optivus* var. *optivus* i *Convolutispora subtilis*.

Podpoziom Ex 3: jego dolna granica jest określona pierwszym pojawieniem się gatunku *Samarisporites triangulatus*. Pospolicie występują tu *Aneurospora extensa*, *Geminospora decora* i *Kraeuselisporites spinutissimus*.

Pierwsze pojawienie się gatunku *Geminospora lemurata* jest powszechnie identyfikowane z granicą eifel/żywet. Znaczenie stratygraficzne tego gatunku było dyskutowane w szczegółach przez Loboziaka i innych (1991). Gatunek *Chelinospora concinna* pojawia się w Boulonnais we Francji w środkowym lub górnym poziomie konodontowym *varcus* (Loboziak, Streeł, 1980; Streeł i in., 2000), w Kanadzie praw-

dopodobnie w górnym poziomie *varcus* (Richardson, McGregor, 1986), a w Górach Świętokrzyskich w środkowym poziomie *varcus* (Malec, Turnau, 1997). Gatunek *Samarisporites triangulatus* pojawia się w Europie wschodniej w górnej części poziomu „G.” *extensa* (odpowiadającej górnej części poziomu *varcus* (por. Avkhimovitch i in., 1993), w Górach Świętokrzyskich w środkowym poziomie *varcus* (Turnau, Racki, 1999), w Kanadzie prawdopodobnie w górnym poziomie *varcus* (McGregor, 1981). Górna granica zony „G.” *extensa* w Górach Świętokrzyskich przebiega w obrębie poziomu konodontowego *hermanni* (Turnau, Racki, 1999).

Można zatem twierdzić, że poziom „G.” *extensa* odpowiada części żywetu, podpoziom Ex 1 reprezentuje część żywetu dolnego, a podpoziomy Ex 2 i Ex 3 obejmują górną część żywetu dolnego, żywet środkowy i najniższą część żywetu górnego. Podpoziom Ex 1 odpowiada poziomom konodontowym *hemiansatus* i dolny *varcus*, podpoziom Ex 2 jest odpowiednikiem części środkowego poziomu *varcus*, podpoziom Ex 3 jest odpowiednikiem części poziomu środkowy *varcus*, poziomowi górny *varcus* i części poziomu *hermanni*.

Poziom *Tholisporites densus* (Den): jego dolna granica znana jest z formacji koczalskiej z otworów Koczala 1 i Jamno IG 1 (Matyja i in., 2000). Określa ją pierwsze wystąpienie gatunku *T. densus*. Na tym samym poziomie stratygraficznym pojawiają się *Corystisporites pomeraninus* i *Cymbosporites boafeticus*. Zespół charakterystyczny obejmuje wymienione wyżej gatunki oraz długowieczne formy *Aneurospora greggsi*, *Geminospora notata*, *G. aurita* i *Samarisporites triangulatus*. W omawianym poziomie notowane jest również pierwsze pojawienie się gatunku *Archaeozonotriteles variabilis* var. *insignis*, oraz pierwsze pojawienie się wielokrotnie rozwidlonych wyrostków u spor należących do rodzajów *Ancyrospora* i *Hystricosporites*.

Gatunek *Tholisporites densus* został opisany z franu Kanady arktycznej (McGregor, 1960; McGregor, Uyeno, 1972). Po raz pierwszy pojawia się on (w Kanadzie) tuż poniżej granicy żywet/fran (McGregor, Playford, 1992). W Europie wschodniej obecność *T. densus* zanotowano w górnej części poziomu *C. optivus*–*S. krestovnikovii* (OK). Ta część poziomu odpowiada poziomom konodontowym od górnego *falsiovalis* do *transitans* (Avkhimovitch i in., 1993; Ziegler i in., 2000; Obukhovskaya i in., 2003). Omawiany gatunek znany jest też z utworów wyższego franu (Raskatova, 1969; Arkhangelskaya, 1987). Gatunek *Corystisporites pomeraninus* (= *Petrotrilites ? vermiculatus*) znany jest z Białorusi, gdzie jest uważany za charakterystyczny dla górnej części poziomu OK (Obukhovskaya, 2000), znany jest też z franu Pomorza, z zespołu I i poziomu *radiatus*–*densus* (RD), obejmującego utwory franu po dolny poziom konodontowy *rhenana* (Stempień-Sałek, 2002). Wielokrotnie rozwidlone wyrostki (u *Ancyrospora* i *Hystricosporites*) pojawiają się w pobliżu (ponad) granicy żywet/fran (Richardson, McGregor, 1986). Można zatem przyjąć, że wyróżniony na Pomorzu poziom *T. densus* jest najstarszym poziomem franu, a jego dolna granica może być zidentyfikowana, w przybliżeniu, z granicą żywet/fran.

Pozycja stratygraficzna jednostek litostratygraficznych

Badania palinologiczne profilu Polskie Łąki PIG 1 były zakrojone na dość szeroką skalę. Próbkę do badań palinologicznych pobrano z formacji tucholskiej, studnickiej, miaszteckiej, sianowskiej i człuchowskiej. Opróbowano wszystkie rdzeniowane interwały, w obrębie których występowały skały drobnoziarniste, odpowiednie dla tego rodzaju badań. Spośród 33 próbek poddanych obróbce laboratoryjnej tylko 19 zachowało spory. W większości przypadków spory były źle zachowane, a zespoły były taksonomicznie mało zróżnicowane (tab. 2). Niektóre oznaczenia na poziomie gatunkowym, a nawet rodzajowym nie były pewne. Szczególnie skąpy materiał uzyskano z formacji tucholskiej i studnickiej. Nie udało się tu wyróżnić poziomów sporowych, określono jedynie, dość szeroko, pozycję stratygraficzną tych jednostek.

W omawianym otworze rdzeniowano jedynie górną część formacji tucholskiej. Próbkę do badań palinologicznych pobrano w połowie formacji, z najniższej części rdzenia (tab. 2). Uzyskane z nich palinomorfy były źle zachowane, silnie uwęglone, często pokruszone. Poszczególne taksony należą do dwu grup różniących się wiekiem. Zespół młodszy można uznać za autochtoniczny, zespół starszy jest na wtórnym złożu.

Starszy zespół uznany za redeponowany został szczegółowo scharakteryzowany przez Turnau i Matyję (2001). Zawierał on małych rozmiarów spory i kryptospory oraz bardzo nieliczne akritarchy. Palinomorfy te reprezentują sylur (ludlow lub przydol) lub, być może, dewon (lochkow).

Młodszy zespół, uznany za autochtoniczny, zawierał między innymi *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus*. Rodzaj *Rhabdosporites* obejmuje spory wyróżniające się unikalną skulpturą powierzchni worka powietrznego. Spory zaliczane do tego rodzaju, a szczególnie *Rhabdosporites langii*, stanowią ważny składnik eifelskich (z wyłączeniem najniższego eiflu) zespołów sporowych (Richardson, McGregor, 1986; Avkhimovitch i in., 1993). Gatunek *Rhabdosporites parvulus* jest dość pospolity w zespołach spor środkowego dewonu, jego obecność była też notowana w najwyższym emsie (McGregor, Camfield, 1976). Spory reprezentujące rodzaj *Rhabdosporites* znane są z emsu rejonu Eiflu, z jednostki litostratygraficznej Wiltz Beds. Riegel (1982) zanotował fakt występowania w tej jednostce „małych egzemplarzy *Rhabdosporites*”, a następnie Ashraf i inni (1991) stwierdzili pojawienie się w górnej części tej jednostki gatunku *Rhabdosporites minutus*. Ta część Wiltz Beds odpowiada zonie konodontowej *serotinus* (Weddige, Requadt, 1985). Inny gatunek *R. mirus* uznawany jest za typowy dla poziomu *Diaphanospora inas-sueta* (DI) najwyższego emsu centralnych regionów platformy rosyjskiej (Arkhangelskaya, 1985), oraz Białorusi (Obukhovskaya, 1999), a jego zasięg kończy się w dolnym eiflu (Avkhimovitch i in., 1993). Spory zaliczane do *Rhabdosporites* znane są także z emsu rejonu Barrandienu (Czechy), ich obecność zanotowano w jednostce wapienia z Trebotov (dalejan, zona konodontowa *serotinus*, por. McGregor, 1979). Gatunek *R. cf. parvulus* z otworu Polskie Łąki PIG 1 jest różny

Tabela 2

Występowanie miospor w osadach „formacji” tucholskiej, studnickiej, miastockiej i sianowskiej

A range chart of the miospores in the Tuchola, Studnica, Miastko and Sianowo formations

| Otwór wiertniczy | Polskie Łąki PIG 1 | | | | | | | | | | | |
|---|-----------------------|---|-----|-----|-----------|---------|--|---|---|----|-----------|----|
| | tucholska | | | | studnicka | | miastocka | | | | sianowska | |
| Głębokość | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Poziom sporowy | ? | | | | | Ex ? | „ <i>Geminospora</i> ” <i>extensa</i> (Ex) | | | | | |
| Podpoziom sporowy | ? | | | | | | | | | | Ex 2 | |
| Pozycja stratygraficzna | ems grn–eifel dln–śr. | | | | ? | żywet ? | żywet | | | | | |
| <i>Acinosporites lindlarensis</i> | cf. | | | cf. | cf. | | × | | | | | |
| <i>Apiculiretusispora plicata</i> | × | × | | × | | | | | | | | |
| <i>Apiculiretusispora brandtii</i> | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Camarozonotriletes cf. sextantii</i> | × | × | | | | | | | | | | |
| <i>Rhabdosporites cf. parvulus</i> | × | | | × | | | | | | | | |
| <i>Retusotriletes sp.</i> | × | × | × | × | | | | | | | | |
| <i>Retusotriletes rugulatus</i> | | | cf. | | cf. | | | | | | | × |
| <i>Diatomozonotriletes sp.</i> | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Grandispora</i> ? | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Retusotriletes triangulatus</i> | | | | × | | | × | | | | | × |
| <i>Geminospora lemurata</i> | | | | | | ? | cf. | ? | × | × | × | v |
| <i>Corystisporites sp.</i> | | | | | | ? | | | | | | |
| <i>Dibolisporites echinatus</i> | | | | | | | | | × | × | × | |
| <i>Aneurospora extensa</i> | | | | | | | | | ? | × | × | |
| <i>Dibolisporites pseudoreticulatus</i> | | | | | | | | | × | | × | |
| <i>Corystisporites serratus</i> | | | | | | | | | × | | | |
| <i>Convolutispora subtilis</i> | | | | | | | | | | | × | × |
| <i>Rhabdosporites langii</i> | | | | | | | | | | | × | × |
| <i>Calyptosporites velatus</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Ancyrospora ancyrea v. ancyrea</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Aneurospora greggsi</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Archaeozonotriletes variabilis</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Contagisporites optivus</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Corystisporites acutispinosus</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Chelinospora concinna</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Chelinospora timanica</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Geminospora decora</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Geminospora tuberculata</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Pomeranisporites subtriangularis</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Verrucosisporites premnus</i> | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Verrucosisporites scurrus</i> | | | | | | | | | | | | × |

1 – 4273,00–4274,00; 2 – 4272,00–4273,00; 3 – 4270,00–4271,00; 4 – 4269,00–4270,00; 5 – 4226,00–4227,00; 6 – 4188,30–4188,40; 7 – 3952,00–3952,30; 8 – 3847,40–3847,60; 9 – 3844,00–3844,20; 10 – 3759,10–3759,20; 11 – 3567,30–3568,40; 12 – 3481,55–3481,65 m

od *R. minutus* i *R. mirus*, natomiast jest podobny do *R. parvulus*, oraz do *Rhabdosporites* sp. z Barrandieny (por. „Taxonomic Note” w pracy Turnau i Matyi, 2001).

W diskutowanych zespołach, gatunkowi *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus* towarzyszą między innymi: *Acinosporites lindlarensis*, *Apiculiretusispora plicata*, *Camarozonotriletes* sp. cf. *C. sextantii*, *Diatomozonotriletes* sp. i *Retusotriletes* sp. cf. *R. rugulatus*. Zasięg pionowy pierwszego z wymienionych gatunków to najwyższy ems–najniższy żywet (McGregor, Camfield, 1982; Riegel, 1982). Gatunek *Apiculiretusispora plicata* jest taksonem typowym dla dolnego dewonu, lecz jego zasięg rozciąga się po środkowy eifel (Richardson, McGregor, 1986). *Camarozonotriletes sextantii* został opisany z emsu Kanady (McGregor, Camfield, 1976), jego obecność notowano również w utworach emsu Europy i Afryki (por. Steemans, 1989). Uważa się, że gatunek ten zanika w pobliżu granicy ems/eifel (Richardson, McGregor, 1986), ale jego zasięg w rejonie tej granicy nie został dokładnie prześledzony w poprawnie datowanych, ciągłych profilach zawierających dobrze zachowane zespoły spor. Ponadto, źle zachowane egzemplarze *C. cf. sextantii* z profilu Polskie Łąki PIG 1 mogą reprezentować inny gatunek, mianowicie *Camarozonotriletes parvus* notowany z eiflu i żywetu (McGregor, Camfield, 1982). Spory zaliczane do *Diatomozonotriletes* występują dość pospolicie w horyzoncie bijskim wyróżnianym w Baszkirii i na zachodnich stokach Uralu. Horyzont ten reprezentuje najwyższy ems i najniższy eifel (Tchirikova, W: Tjazeva i in., 1962). Obecność spor należących do *Diatomozonotriletes* notowano również w utworach eiflu Białorusi (Kedo, Obukhovskaya, 1981) i Kanady (McGregor, Camfield, 1982). Na koniec, *Retusotriletes rugulatus* pojawia się w dolnym (nie najniższym) eiflu (Riegel, 1982; Richardson, McGregor, 1986). Powyższe wyniki sugerują, iż pozycja stratygraficzna zbadanych utworów mieści się w interwale: najwyższy ems–środkowy eifel.

Próbki z dolnej połowy formacji studnickiej nie zawierały palinomorf. Próbką z górnej części tej formacji (por. tab. 2) zawierała nieliczne i bardzo źle zachowane spory. Być może w próbce występuje *Geminospira lemurata* (oznaczenie niepewne), co sugerowałoby obecność żywetu.

Próbki z dolnej części formacji miasteckiej (interwału obejmującego około 220 m) nie zawierały oznaczalnych palinomorf. Próbki z wyższej części formacji albo zawierały źle zachowane spory, albo były palinologicznie płone. Oznaczono gatunek *Geminospira lemurata* (nie we wszystkich przypadkach pewnie). Ta część formacji należy do poziomu „G.” *extensa*.

Próbki z obydwu rdzeniowanych interwałów w obrębie formacji sianowskiej zawierały oznaczal-

Tabela 3

Występowanie miospor w osadach „ogniwa” unisławskiego „formacji” człuchowskiej

A range chart of the miospores in the Unisław member of the Człuchów formation

| Otwór wiertniczy | Polskie Łąki PIG 1 | | | | |
|--|-----------------------------------|---|---|---|---|
| Formacja | człuchowska | | | | |
| Głębokość | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Poziom sporowy | <i>Tholisporites densus</i> (Den) | | | | |
| Pozycja stratygraficzna | dolny fran | | | | |
| <i>Aneurospora greggsi</i> | × | × | × | × | × |
| <i>Geminospira lemurata</i> | × | × | × | × | × |
| <i>Cymbosporites boafeticus</i> | × | × | × | | |
| <i>Membraculisporites opacus</i> | × | × | × | | |
| <i>Tholisporites densus</i> | × | | | × | × |
| <i>Tholisporites tener</i> | × | | | × | × |
| <i>Aneurospora goensis</i> | | × | × | | |
| <i>Convolutispora subtilis</i> | | × | × | × | × |
| <i>Chelinospora timanica</i> | × | × | × | | |
| <i>Contagisporites optivus</i> v. <i>optivus</i> | × | × | × | × | × |
| <i>Corystisporites pomeranius</i> | | × | × | | ? |
| <i>Hystricosporites</i> sp. | | × | | | × |
| <i>Hystricosporites delectabilis</i> | | × | | | × |
| <i>Dibolisporites</i> cf. <i>gibberosus</i> | | × | | | × |
| <i>Geminospira semilucensa</i> | | × | | | |
| <i>Retusotriletes rotundus</i> | | × | × | × | |
| <i>Retusotriletes triangulatus</i> | | | × | | |
| <i>Archaeotriletes variabilis</i> | | | × | | × |
| <i>Archaeotriletes variabilis</i> v. <i>insignis</i> | | | × | × | × |
| <i>Apiculiretusispora nitida</i> | | | × | × | × |
| <i>Ancyrospora incisa</i> | | | × | | |
| <i>Convolutispora</i> sp. | | | × | | × |
| <i>Samarisporites triangulatus</i> | | | × | × | × |
| <i>Ancyrospora furcula</i> | | | | | × |
| <i>Ancyrospora langii</i> | | | | | × |
| <i>Geminospira notata</i> | | | | | × |
| <i>Verrucosisporites</i> sp. | | | | | × |

1 – 3410,50–3410,65; 2 – 3401,45–3401,55; 3 – 3345,45–3345,55;
4 – 3272,10–3272,20; 5 – 3262,90–3263,00 m

ne palinomorfy, zespół z niższej próbki był ubogi, z wyższej bardzo urozmaicony (tab. 2). Oba zespoły reprezentują poziom „G.” *extensa*. W zespole z wyższej próbki napotkano gatunek *Chelinospora concinna*, którego pierwsze pojawienie się znaczy dolną granicę podpoziomu Ex 2. W niższej próbce napotkano gatunek *Convolutispora subtilis*, co również wskazuje na obecność podpoziomu Ex 2. Nawet w bardzo bogatym zespole z najwyższej próbki nie napotkano spor *Samarisporites triangulatus*, którego pierwsze pojawienie się określa dolną granicę podpoziomu Ex 3. A zatem formacja sianowska z omawianego otworu reprezentuje środkowy żywet.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 rdzeniowano jedynie część formacji człuchowskiej. Odcinek ten należy w całości do poziomu *Tholisporites densus* (Den) o czym świadczy obecność w próbkach gatunków *T. densus*, *T. tener*, *Kraeuselisporites pomeranius* i *Cymbosporites boafeticus* (tab. 3). W zespołach stwierdzono również obecność spor z wielokrotnie rozwidlony-

mi kolcami. A zatem, przynajmniej zbadana część formacji człuchowskiej należy do dolnego franu.

Spis gatunków dyskutowanych w tekście i umieszczonych na figurach 10 i 11

Acinosporites lindlarensis Riegel, 1968

Ancyrospora ancyrea (Eisenck) Richardson var. *ancyrea* Richardson, 1962

Ancyrospora ancyrea (Eisenck) Richardson var. *brevispinosa* Richardson, 1962

Ancyrospora furcula Owens, 1971

Ancyrospora incisa (Naumova) M. Raskatova et Obukhovskaya, 1993

Ancyrospora langii Allen, 1965

Aneurospora extensa (Naumova) Turnau, 1996

Aneurospora goensis Streel, 1964

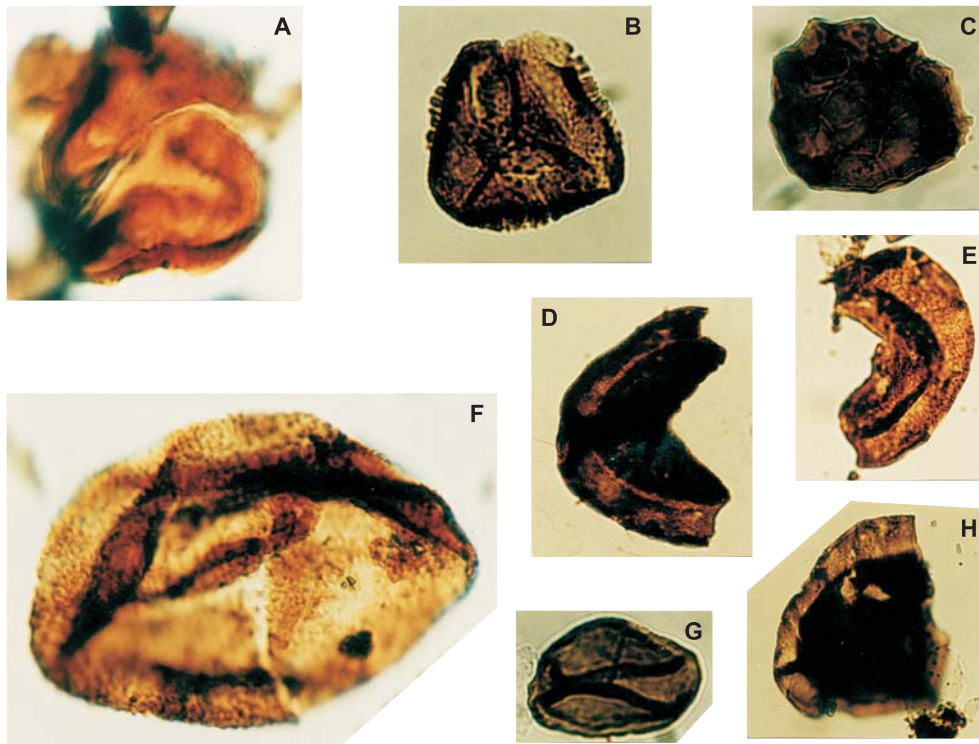


Fig. 10. Charakterystyczne gatunki spor emsu (?) najwyższego i/lub dewonu środkowego

A – *Camarozonotriletes sextantii*, głęb. 4273,0–4274,0 m, $\times 1100$; B – *Diatomozonotriletes* sp., głęb. 4270,0–4271,0 m., $\times 1100$; C – *Chelinospora concinna*, głęb. 3481,55–3481,65 m, $\times 440$; D, E, H – *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus*; D, H – głęb. 4273,0–4274,0 m, $\times 440$; E – głęb. 4269,0–4270,0 m, $\times 440$; F – *Apiculiretusispora plicata*, głęb. 4273,0–4274,0 m, $\times 1100$; G – *Geminospora lemurata* (?), głęb. 3844,0–3844,2 m, $\times 440$

Characteristic miospores of the ?uppermost part of Emsian and/or Middle Devonian

A – *Camarozonotriletes sextantii*, depth 4273.0–4274.0 m, $\times 1100$; B – *Diatomozonotriletes* sp., depth 4270.0–4271.0 m, $\times 1100$; C – *Chelinospora concinna*, depth 3481.55–3481.65 m, $\times 440$; D, E, H – *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus*; D, H – depth 4273.0–4274.0 m, $\times 440$; E – depth 4269.0–4270.0 m, $\times 440$; F – *Apiculiretusispora plicata*, depth 4273.0–4274.0 m, $\times 1100$; G – *Geminospora lemurata* (?), depth 3844.0–3844.2 m, $\times 440$

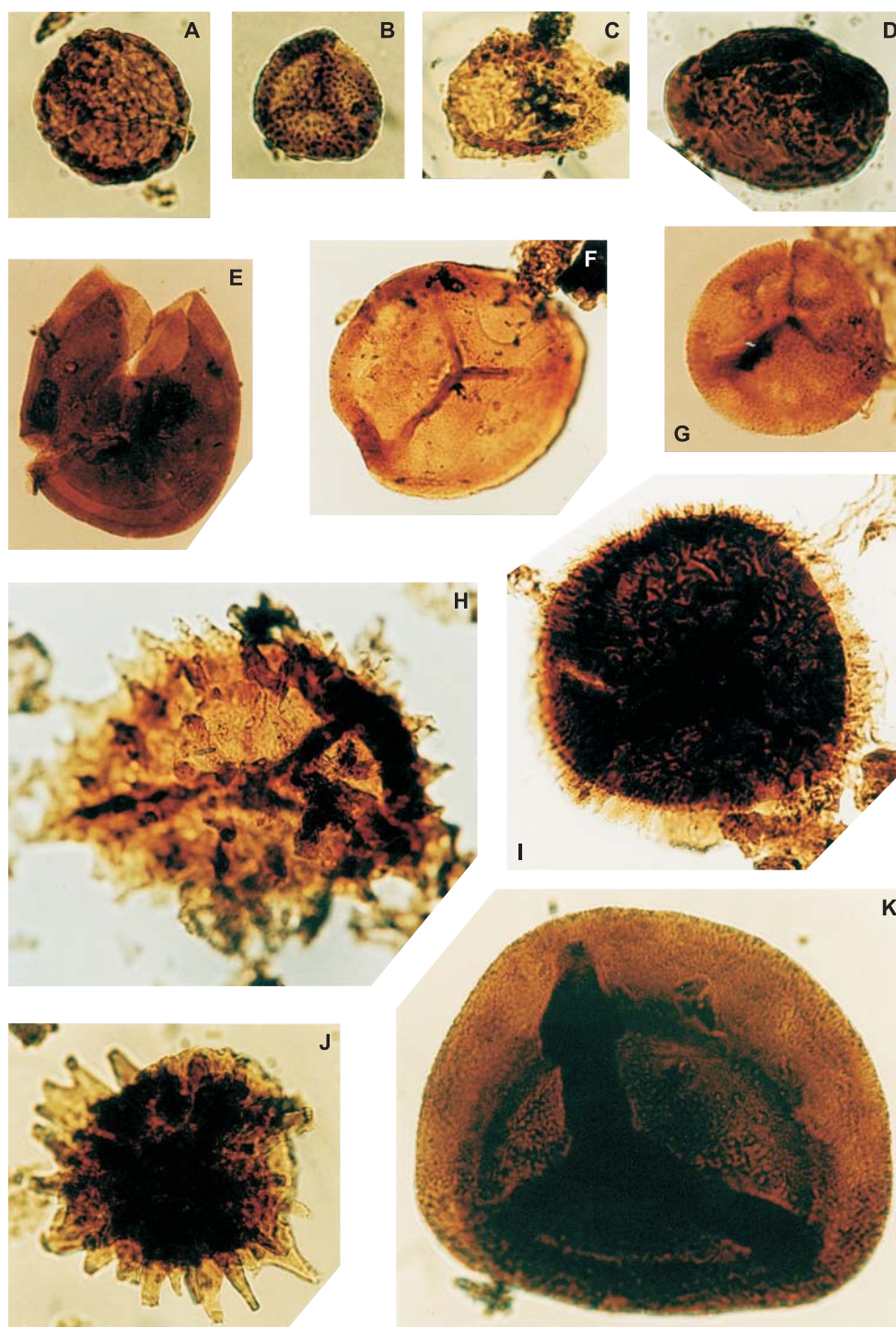


Fig. 11. Charakterystyczne gatunki spor dolnego franu, profil Polskie Łąki PIG 1

A – *Convolutispora subtilis*, głęb. 3262,9–3263,0 m; B – *Aneurospora goensis*, głęb. 3401,45–3401,55 m; C – *Samarisporites triangulatus*, głęb. 3272,1–3272,2 m; D – *Tholisporites densus*, głęb. 3410,50–3410,65 m; E – *Geminospira lemurata*, głęb. 3401,45–3401,55 m; F – *Aneurospora greggsi*, *ibidem*; G – *Apiculiretusispora nitida*, *ibidem*; H – *Ancyrospora langii*, głęb. 3262,9–3263,0 m; I – *Corystisporites pomeranius*, głęb. 3401,45–3401,55 m; J – *Ancyrospora furcula*, głęb. 3262,9–3263,0 m; K – *Contagisporites optivus* var. *optivus*, głęb. 3401,45–3401,55 m; A–K \times 500

Characteristic miospores of the lower part of Frasnian, Polskie Łąki PIG 1 borehole section

A – *Convolutispora subtilis*, depth 3262.9–3263.0 m; B – *Aneurospora goensis*, depth 3401.45–3401.55 m; C – *Samarisporites triangulatus*, depth 3272.1–3272.2 m; D – *Tholisporites densus*, depth 3410.50–3410.65 m; E – *Geminospira lemurata*, depth 3401.45–3401.55 m; F – *Aneurospora greggsi*, *ibidem*; G – *Apiculiretusispora nitida*, *ibidem*; H – *Ancyrospora langii*, depth 3262.9–3263.0 m; I – *Corystisporites pomeranius*, depth 3401.45–3401.55 m; J – *Ancyrospora furcula*, depth 3262.9–3263.0 m; K – *Contagisporites optivus* var. *optivus*, depth 3401.45–3401.55 m; A–K \times 500

- Aneurospora greggsi* (McGregor) Strel *W*: Becker i in., 1974
Apiculiretusispora brandtii Strel, 1964
Apiculiretusispora nitida Owens, 1971
Apiculiretusispora plicata (Allen) Strel, 1964
Archaeozonotriletes variabilis (Naumova) Allen, 1965
Archaeozonotriletes variabilis var. *insignis* Sennova, 1972
Calyptosporites velatus (Eisenack) Richardson, 1965
Camarozonotriletes parvus Owens, 1971
Camarozonotriletes sextantii McGregor et Camfield, 1979
Chelinospora concinna Allen, 1965
Chelinospora timanica (Naumova) Loboziak et Strel, 1989
Cirratriadites monogrammos (Arkhangelskaya) Arkhangelskaya, 1985
Contagiosporites optivus (Tchibrikova) Owens 1971
Convolutispora subtilis Owens, 1971
Coronispora variabilis (Fuglewicz et Prejbsiz) Turnau et Karczewska, 1987
Corystisporites acutispinosus (Fuglewicz et Prejbsiz) Turnau, 1996
Corystisporites collaris var. *kalugianus* Arkhangelskaya, 1985
Corystisporites pomeranius Stempień-Sałek, 2002
Corystisporites serratus (Naumova) McGregor et Camfield, 1982
Cymbosporites boafeticus (Tchibrikova) Obukhovskaya, 1993
Dibolisporites echinaceus (Eisenack) Richardson, 1965
Dibolisporites pseudoreticulatus Tiwari et Schaarschmidt, 1975
Dibolisporites gibberosus (Naumova) Richardson, 1965
Geminospira decora (Naumova) Arkhangelskaya, 1985
Geminospira lemurata Balme emend. Playford, 1983
Geminospira notata (Naumova) Obukhovskaya, 1993
Geminospira semilucensa (Naumova) Obukhovskaya et M. Raskatova, 1993
Geminospira tuberculata (Kedo) Allen, 1965
Hystricosporites delectabilis McGregor, 1960
Hystricosporites setigerus (Kedo) Arkhangelskaya, 1976
Kraeuselisporites spinutissimus (Kedo) McGregor et Camfield, 1982
Lanatisporites bislimbatus (Tchibrikova) Arkhangelskaya, 1985
Membrabaculisporites opacus Turnau *W*: Turnau, Racki, 1999
Pomaranisporites subtriangularis Fuglewicz et Prejbsiz, 1981
Perotrilites meonacanthus (Naumova) Arkhangelskaya var. *rigosus* Kedo, 1955
Perotrilites? vermiculatus Medyanik in litt. (*W*: Obukhovskaya, 2000)
Retusotriletes rotundus Strel emend. Lele et Strel, 1969
Retusotriletes rugulatus Riegel, 1973
Retusotriletes triangulatus (Strel) Strel, 1967
Rhabdosporites langii (Eisenack) Richardson, 1965
Rhabdosporites minutus Tiwari et Schaarschmidt, 1975
Rhabdosporites mirus Arkhangelskaya, 1985
Rhabdosporites parvulus Richardson, 1965
Samarisporites triangulatus Allen, 1965
Tholisporites densus McGregor, 1960
Tholisporites tener McGregor, 1960
Verrucosisporites premnus Richardson, 1965
Verrucosisporites scurrus (Naumova) McGregor et Camfield, 1982.

Krzysztof RADLICZ

UWAGI O PETROGRAFII WYBRANYCH FRAGMENTÓW PROFILU DEWONU

Szczegółowej analizie petrograficznej poddano 13 odcinków rdzenia profilu Polskie Łąki PIG 1, pochodzących z osadów należących do wyższej części formacji sianowskiej i do formacji człuchowskiej. Uzyskane dane ujęto w formie tabelarycznej (tab. 4).

Cechy petrograficzno-sedymentologiczne próbek z głębokości 3414,0–3488,0 m wskazują, że osady te powstawały w środowisku relatywnie głębokomorskim, o słabej energii hydrodynamicznej. W osadach tych zaznaczyły się wyraźnie znamiona procesów epigenetycznych w postaci okwarcowania regeneracyjnego, sparytyzacji dolomitycznej i przekształlenia substancji ilastej.

Próbki z głębokości 3341,3–3401,0 m wskazują na osady otwartego morza, które powstały w środowisku o nieco wyższym zasoleniu i cechującym się sedymentacją rytmiczną. Wśród bardzo drobnoziarnistych osadów występują większe bioklasty, zdeponowane prawdopodobnie w wyniku sztormów i działalności prądów. W dalszym ciągu notuje się wysoki

dopływ materiału kwarcowo-muskowitowego i ilastego z zawiesiny. W osadach warstwowanych obserwuje się tendencje do tworzenia autochtonicznych struktur gruzłowych.

Próbki z głębokości 3293,0 m są świadectwem zmniejszającego się dopływu materiału terygenicznego do środowiska sedymentacji, które, jak wskazuje obecność pirytu i substancji organicznej, było środowiskiem redukcyjnym i cechowało się słabą, okresowo wzmożoną energią hydrodynamiczną.

W próbkach z głębokości 3236,1–3253,6 m dominują wapienie gruzłowo-detrytyczne. Fragmenty wapieni przeważnie wykazujące słabe obtoczenie. Stwierdzono wapienie z *Renalcis*, wapienie amfiporowe oraz wapienie peloidowe, czyli osady reprezentujące facje stoku bariery, fację zabarierową i lagunową oraz strefę morza otwartego. Wydaje się, że sedymentacja tych osadów odbywała się w środowisku relatywnie płytkomorskim, w warunkach bardzo wysokiej energii hydrodynamicznej.

Tabela 4

**Cechy petrograficzno-sedimentologiczne wybranych próbek z osadów formacji człuchowskiej
w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1**

Petrography and sedimentary features of the Człuchów „Formation” deposits,
Polskie Łąki PIG 1 borehole section

| Głębokość (miejsce pobrania próbki) [m] | Cechy strukturalno- teksturalne | Skład | Udział składn. [%] | Wielkość [mm] | Dominująca frakcja | Cement lub matriks Uwagi |
|---|---|--|-------------------------------|---|--------------------------------|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 3228+7,0 | dolosparyt oczkowy – dolosparyt biolitytowy | relikty stromatoporoidów gałązkowych dolosparyt anhyparyt gniazdowo- -szczelinowy | 20 75 5 | 0,03–0,20 0,30–0,90 | 0,06 | |
| 3228+8,1 | gruzeł biosparytu piaszczystego w iłowcu piaszczystym równoległa pakston | biosparyt piaszczysty bioklasty i otwornice: <i>Bisphaera</i> sp. <i>Earlandia</i> <i>minima</i> , <i>Parathuramina</i> sp., <i>Radiospaera</i> sp., małżoraczki, szkarłupnie, konodonty, igły gąbek; peloidy kwarc autigeniczny matriks: kwarc muskowit bioklasty | 40 15 5 15 2 8 | 0,05–0,75 0,03–0,30 0,03–0,20 0,03–0,20 0,08–0,60 | 0,06–0,10 0,10 0,06–0,10 | mikryt 10% kalcysparyt 30% mikryt przekryształizowany illit 75% |
| 3228+8,55 | biorudyt równoległa | bioklasty: łodygi liliowców, ramienionogi, stromatoporoidy, koralowce, tentakulitoidy, małżoraczki, małże, mszywioly fenestralne | 60 | 0,30–9,00 | 6,00 | kalcyspar mikryt 40% z wrostkami listewek anhyparytu |
| 3228+8,75 | intrabiorudyt | intraklasty pelsparyt bioklasty: stromatoporoidy, koralowce, liliowce, ramienionogi | 60 30 | 1,00–22,00 0,70–9,00 | 3,00–6,00 | mikryt marglisty 10% |
| 3228+ 9,5 | intrabiorudyt | intraklasty: pelbiosparyty i biosparyty szkarłupniowo-renalcisowe. bioklasty: stromatoporoidy liliowce | 80 10 | 1,00–20,00 1,0–7,0 | 10,0–15,0 | mikryt 10% liczne procesy wciskowe |
| 3228+12,5 | intrabiorudyt | intraklasty bioklasty jw. | 60 30 | | | mikryt 10% |
| 3228+16,6 | madston | bioklasty: kacysfery problematyki; kwarc | 5 poj. | | | mikryt 95% |

Tabela 4 cd.

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|------------|--|---|---|---|------------|--|
| 3246,0+0,5 | intrabiorudyt | intraklasty biomikryty z <i>Nanicella</i> sp., <i>Baculella gemina</i> liliowce biomikryty z <i>Radiosphaera</i> sp. wapień z <i>Renalcis</i> biomikryt piaszczysty | 60 | 1,00–18,00 | 6,00–10,00 | |
| 3246+3,6 | wakston smużysta | intraklasty biosparyt bioklasty: liliowce, trylobity, sieczka roślinna; kwarc | 5 10 1 2 | 0,40–4,50 0,05–0,75 0,03–0,15 | | mikryt 82% |
| 3246+4,5 | laminowany równoległy w składzie biomikrytu i pelsparytu | biomikryt bioklasty i otwornice: <i>Earlandia elegans</i> , <i>Earladia minima</i> , <i>Calcisphaera</i> sp. małżoraczki, liliowce, konodony pelsparyt peloidy bioklasty: otwornice małżoraczki | 60 60 5 | 0,04–0,100 | | mikryt 40% kalcysparyt 35% |
| 3246+6,6 | laminowana soczewkowa | kwarc muskowit; bioklasty: ramienionogi igły gąbek problematyki fragmenty roślin | 2 20 1 2 | 0,01–0,10 0,03–0,20 | | illit przekryształizowany 75% z grudkami pirytu |
| 3246+7,6 | laminacja przekątna | kwarc muskowit; bioklasty: małże styloliny małżoraczki fragmenty roślin | 15 5 5 | 0,01–0,30 | 0,08 | laminy ciemniejsze z pirytem i sieczką roślin laminy jaśniejsze z muskowitem |
| 3270+23 | rytmiczna laminacja równoległa waka kwarcowa bioklastyczna | kwarc; bioklasty: małże, ramienionog,i otwornice, kolce jeżowców, małżoraczki, łuski ryb; mikroklin muskowit intraklasty mikrytowe glaukonit | 15–70 5–40 poj. 1 2 do 2 | 0,01–0,25 0,06–0,15 0,06–0,20 | 0,06–0,10 | Laminacja rytmiczna iłowiec piaszczysty z bituminami waka kwarcowo- -bioklastyczna okwarcowanie neogeniczne |
| 3341+ 0,3 | madston smużysty | kwarc muskowit; bioklasty: ramienionogi, małże, igły gąbek, konodony | 2 3 5 | 0,01–0,12 0,10–0,15 | 0,04 | mikryt 90% grudki pirytu |

Tabela 4 cd.

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|------------|---|---|--|--|--------------------------------------|--|
| 3384+8,0 | mułowiec laminowany równoległy | kwarc peloidy; bioklasty: liliowce, ramienionogi | 40 20 2 | 0,01–0,20 0,03–0,10 | 0,04 0,04 | kalcymparyt 23% kwarc regeneracyjny 15% |
| 3401+ 8,0 | rytmiczne warstwowanie równoległe: biopelmikryt i mikryt | biopelmikryt bioklasty: ramienionogi małże szkarłupnie małżoraczki mszywioty fenestralne problematyki; peloidy kwarc mikryt kwarc; bioklasty: ramienionogi | 40 10 2 30 5 | 0,05–5,50 0,03–0,10 0,01–0,15 0,01–0,10 | 0,04 | mikryt 48% mikryt 65% |
| 3401 | arenit kwarcowo-dolomityczny ortokwarcyt dolosparytowy równoległa | kwarc | 60 | 0,04–0,12 | 0,08 | kwarc regeneracyjny 20% dolosparyt idio- i hipidiotopowy 20% 0,06-0,2 mm |
| 3414+ 0,85 | arenit kwarcowo-dolomityczny | jw. | | | | |
| 3414+3,2 | wąka kwarcowo-dolomityczna skośna laminacja rynnowa małej skali | kwarc | 60 | 0,04–0,07 | 0,08 | kwarc regeneracyjny 10% dolosparyt 10% ilaste 20% skośne laminy ilaste |
| 3471+0,05 | arenit kwarcowo-muskowitowy laminowany równoległy | kwarc muskowit | 60 10 | 0,03–0,15 0,08–0,20 | 0,08 0,12 | kwarc regeneracyjny 20% ilaste 10% |
| 3471+ 4,0 | iłowiec pylasty równoległa | kwarc muskowit; bioklasty: ramienionogi, małżoraczki, szkarłupnie, fragmenty roślin | 20 20 2 | 0,01–0,09 0,06–0,12 | 0,04 | illit 58% |
| 3471+7,8 | iłowiec piaszczysty smużysta | Kwarc; bioklasty: szkarłupnie, ramienionogi, fragmenty roślin | 10 3 | 0,01–0,20 | 0,1 | illit 87% |
| 3471+14,0 | rytmiczne równoległe warstwowanie frakcyjne z bioturbacjami w składzie mułowiec i iłowiec pylasty | mułowiec kwarc muskowit biotyt iłowiec pylasty: kwarc muskowit | 50 30 poj. 2 30 | 0,01–0,10 0,03–0,15 0,01–0,10 0,03–0,10 | 0,04 0,07 0,04 | kwarc regeneracyjny 10% illit 10% illit 68% |
| 3471+ 17,0 | wąka kwarcowo-muskowitowa skośnie laminowana rynnowo w małej skali | | 60 10 | 0,01–0,2 0,03–0,25 | 0,07 | kwarc regeneracyjny 10% illit 20% laminy skośne illitowo-muskowitowe |

Hanna MATYJA

OSADY WĘGLANOWE I ŚRODOWISKA ICH DEPOZYCJI

Profil Polskie Łąki PIG 1 charakteryzuje się słabym rdzeniem, z wyjątkiem niższych partii dewonu, obejmujących osady formacji tucholskiej i studnickiej, które zdominowane są przez osady klastyczne. Wyższa część profilu, w której mieszczą się osady formacji miasteckiej, sianowskiej oraz człuchowskiej, i w obrębie których zauważalny jest znaczący (miastecka) lub dominujący (sianowska i człuchowska) udział osadów węglanowych, nie dostarcza wiele materiału do badań analitycznych.

Węglanowe osady środkowego dewonu w profilu Polskie Łąki PIG 1 tworzą bądź niewielkiej miąższości warstwy w obrębie poszczególnych formacji, które zdominowane są przez osady silikoklastyczne, bądź tworzą zwarte, dużej miąższości zespoły litologiczne w obrębie formacji ze znaczną przewagą osadów węglanowych (fig. 8).

Do tych pierwszych zaliczyć można beżowo-brązowe wapienie laminowane oraz ciemne, często margliste, twory węglanowe, najczęściej wakstony, rzadziej pakstony szkieletowe (na ogół zawierające szczątki koralowców, stromatoporooidów, rzadko szkarłupni czy ramienionogów), których miąższość przeważnie nie przekracza kilku lub kilkunastu centymetrów (bardzo rzadko notuje się ławice o miąższości kilkudziesięciu centymetrów i więcej), występujące w postaci wkładek w obrębie formacji zdominowanych przez osady piaszczyste, mułowcowe lub ilaste. Wkładowki wapieni z fauną najczęściej pojawiają się ponad klastycznymi osadami lagunowymi.

Osady węglanowe, występujące w postaci relatywnie grubych ławic lub zespołów ławic, reprezentują szereg odmian facjalnych charakterystycznych dla środowisk platformy węglanowej. Dominującą odmianą facjalną są wapienie organogeniczne i organodetrytyczne. Specyficzny skład szczątków organicznych w nich zawartych, jak i struktura tych wapieni świadczą o ich związku z różnego rodzaju budowlami organicznymi, najczęściej biostromami stromatoporooidowo-koralowcowymi oraz ich dalszym i bliższym otoczeniem.

Dopiero w środkowym żywocie w badanym profilu pojawiają się osady otwartego morza, reprezentowane przede wszystkim przez wapienie i margle oraz iłowce margliste z niezbyt liczną fauną ramienionogów i szkarłupni, sporadycznie osobniczych koralów. W wyższej części dolnego franu, wśród relatywnie głębszych osadów otwartomorskich pojawiają się znacznej miąższości wkładki wapieni gruzłowo-detrytycznych.

W obrębie węglanowych partii sekwencji środkowodewonowskiej i dolnego franu wyróżnić można kilka podstawowych typów facjalnych i charakteryzujących je odmian mikrofacjalnych.

Wapienie laminowane

Osady te tworzą niezbyt grube wkładki, najczęściej rzędu kilku lub kilkunastu centymetrów, niekiedy kilkudziesięciu centymetrów, w obrębie mułowców, rzadziej drobnoziarnistych piaskowców formacji studnickiej i miasteckiej lub iłowców formacji tucholskiej. Wapienie te można określić jako

drobnolaminowane mikryty o zabarwieniu beżowym i brązowym, są one niemal pozbawione jakichkolwiek szczątków organicznych. Przebieg obserwowanych lamin jest na ogół równoległy bądź delikatnie undulowany (fig. 9B). W obrębie lamin miejscami widoczne są ślady struktury fenestralno-trombolitowej, niekiedy jednak obserwowano ślady działalności innych organizmów, zaburzające tę laminację (fig. 9A). Struktura lamin i sposób ich uporządkowania wskazują na ich związki z matami mikrobialnymi (n.p. Flügel, 2004). Ich wielokrotne pojawianie się (w ciągu eiflu i żywetu niższego) w obrębie silikoklastycznych osadów równi pływowej, jak i ich stosunkowo niewielka miąższość, związane było zapewne z (?)krótkotrwałymi przerwami w dostawie materiału terygenicznego do tej części zbiornika pomorskiego.

Margle i wapienie margliste ze stromatoporooidami i koralowcami

Osady te występują w postaci warstw o miąższości na ogół kilkunastu centymetrów w obrębie facji iłowców formacji tucholskiej, charakteryzujących się obecnością dużej ilości szczątków roślinnych, a także małżoraczków i sporadycznie liścionogów. iłowce formacji tucholskiej powstawały zapewne w przybrzeżnym środowisku sedymentacyjnym, prawdopodobnie płytkiej, okresami niedotlenionej i brakicznej laguny (por. też Paczeńska, ten tom). Sporadyczne przenikanie facji margli i wapieni marglistych, zawierającej niezbyt liczną, bardziej otwartomorską faunę szkieletową, do laguny klastycznej, mogło następować poprzez przesmyki wlotowe w systemie barier piaszczystych, jakie na początku dewonu środkowego otaczały środowiska lagun klastycznych na omawianym obszarze. Wydaje się, że bariery piaszczyste mogły dosyć skutecznie okresowo izolować przybrzeżne środowiska klastyczne od bardziej otwartomorskich środowisk węglanowych.

Wapienie organogeniczne (typu *boundstone*)

Osady te stwierdzono w obrębie formacji sianowskiej. Charakteryzuje się ona obecnością, znajdujących w pozycji wzrostu, masywnych, najczęściej globularnych, a także gałązkowych stromatoporooidów, którym towarzyszą koralowce, szczątki szkarłupni, a niekiedy ramienionogi, tkwiących w mikrytowym matriksie. Dominująca obecność globularnych stromatoporooidów, tworzących „budowle” zapewne o charakterze biostrom, stosunkowo nieznaczny udział wapieni grubo-okruchowych (biogenicznych fragmentów frakcji zwirowej pochodzących z wierzchołka budowli organicznej lub jej stoków, a stwierdzanych najczęściej w obrębie samej budowli), tworzących się w strefie wysokoenergetycznej, przemawiają raczej za spokojnym, usytuowanym generalnie poniżej strefy fālowania, środowiskiem sedymentacji, w którym wzrastały te budowle.

Wapienie ziarniste

Niektóre z analizowanych fragmentów formacji sianowskiej charakteryzują się obecnością mniej lub bardziej gęsto upakowanych szczątków organicznych, przede wszystkim masywnych stromatoporoidów, fragmentów koralowców, trochitów, rzadziej ramienionogów i mszywiolów. Osady tej facji reprezentują środowiska otwartomorskie, o czym świadczy obecność, chociaż w ilościach podrzędnych, trochitów, ramienionogów czy mszywiolów, choć jak się wydaje niezbyt odległe od platformy węglanowej.

Wapienie lub margle ramienionogowo-krynoidowe

Wapienie i margle ramienionogowo-krynoidowe, jako niewielkiej miąższości wkładki, pojawiają się sporadycznie w obrębie formacji miasteckiej i sianowskiej, znaczącą odmianą facjalną stają się jednak dopiero w obrębie ognia unisławskiego formacji człuchowskiej.

Oprócz ramienionogów i szczątków szkarłupni, stwierdza się w ich obrębie niewielkie osobnicze korale i pojedyncze głowonogi. Wapienie mają zabarwienie ciemnoszare, a domi-

nującą strukturą jest struktura gruzłowa. Ta odmiana facjalna reprezentuje pierwsze, naprawdę otwartomorskie i najbardziej odległe od brzegu środowisko sedymentacji, spośród zidentyfikowanych w obrębie badanych osadów w profilu Polskie Łąki PIG 1, choć zapewne nie przekraczające głębokości przypisywanej środowiskom nerytycznym.

Wapienie gruzłowo-detrytyczne

W wyższej części franu dolnego, wśród osadów otwartomorskich ognia unisławskiego formacji człuchowskiej, pojawiają się znacznej miąższości wkładki wapieni gruzłowo-detrytycznych (por. fig. 3).

Wśród różnej wielkości i o zróżnicowanym stopniu obtoczenia otoczków stwierdzono m.in. wapienie amfiporowe, wapienie peloidowe, wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe oraz wapienie z *Renaleis* (por. Radlicz, ten tom), a więc osady reprezentujące głównie facje płytkomorskie, zabarowrą i lagunową oraz facje stoku platformy węglanowej. Wapienie te pochodzą zapewne z destrukcji krawędzi platformy węglanowej i traktować je można jako osady zdeponowane w środowisku otwartomorskim, w pewnej odległości od stoku tejsze platformy.

Jolanta PACZEŚNA

ŚRODOWISKA DEPOZYCJI ŚRODKOWODEWOŃSKICH UTWORÓW KLASTYCZNYCH

Utwory klastyczne tworzą w profilu Polskie Łąki PIG 1 charakterystyczny pakiet osadów w najniższej części sukcesji środkowodewońskiej, reprezentującej utwory ?górnego emsu, eiflu i najniższej części żywetu (Turnau, 2004). Są to przede wszystkim ciemnoszare i czarne iłowce w spągu profilu, przechodzące ku górze w przewarstwiające się drobnoziarniste piaskowce i mułowce. Omawiany tutaj odcinek profilu zawiera się w przedziale głębokości od 4297,5 do 4172,0 m. Osady tej części profilu należą do formacji tucholskiej? i studnickiej? (Matyja, 2004, 2006).

Wysoki uzysk próbek rdzeniowych we wspomnianym wyżej odcinku profilu, ułatwił przeprowadzenie szczegółowych badań facjalnych tylko w najniższej części sukcesji środkowodewońskiej. Zarówno minimalny stopień rdzeniowania otworu powyżej omawianego tu odcinka, jak również ogólne zmniejszenie się w górnych częściach profilu udziału silikoklastyków na korzyść utworów węglanowych, uniemożliwiły przeprowadzenie szczegółowej analizy facjalnej sporadycznie występujących w jego górnej części osadów klastycznych.

Metodyka badań

Podstawą wszystkich prac interpretacyjnych w zakresie analizy facjalnej osadów klastycznych było wykonanie szczegółowego profilowania sedymentologicznego i ichnofacjalnego sukcesji środkowodewońskiej. Efektem tych działań było sporządzenie roboczego, graficznego profilu facjalnego w skalach 1:100 i 1:200, a w niektórych odcinkach, 1:10 lub 1:20, na którym prowadzono wszystkie późniejsze, analityczno-synte-

tyczne działania badawcze zarówno sedymentologiczne, jak i ichnologiczne (Pacześna, 2004).

Zakres badań sedymentologicznych w utworach klastycznych obejmował przede wszystkim wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji i subasocjacji facjalnych. Facje i ich asocjacje zostały wydzielone na wyżej wymienionym, szczegółowym profilu roboczym. W niniejszym artykule przedstawiono natomiast opis asocjacji i subasocjacji facjalnych oraz interpretację ich środowiska depozycji. Na podstawie różnicowania się asocjacji facjalnych wyznaczono systemy depozycyjne i ich zasięg w środkowodewońskiej sekwencji profilu Polskie Łąki IG 1.

Facje – terminologia i opis

W oznaczaniu facji kierowano się klasyczną definicją Gressly'ego, która określa ją jako zespół cech skały osadowej, pozwalający wnioskować o warunkach tworzenia się tej skały i umożliwia rozpoznanie procesów depozycyjnych oraz środowiska sedymentacji zarówno w aspekcie litologicznym, reprezentowanym przez litofacje, jak i organicznym, reprezentowanym przez biofacje. W niniejszym opracowaniu biofacjalne aspekty reprezentują skamieniałości śladowe.

Do skrótowych oznaczeń części facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano standardowe kody litofacjalne Mialla (1978) oraz wprowadzono wiele nowych symboli, oddających swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału (patrz tab. 5). W określaniu i opisie genezy struktur sedymentacyjnych przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

Tabela 5

Facje wyróżnione w klastycznych utworach środkowego dewonu

Representative sedimentary facies of the clastic part of the Middle Devonian sequence

| Facja (kod) | Litologia, składniki litologiczne, struktury sedimentacyjne, wskaźnik bioturbizacji BI | Skamieniałości śladowe |
|-------------|---|---|
| Sm(A) | Piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste o masywnej strukturze | brak |
| Sm(B) | Piaskowce drobnoziarniste o masywnej strukturze | struktury ucieczkowe |
| Sh | Piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym. BI-(3–5) | <i>Monocraterion</i> isp., <i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i> struktury ucieczkowe |
| Sl | Piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste warstwowane małąkątowo (10–20°) przekątnie w dużej skali. BI-(3–6) | <i>Monocraterion</i> isp., <i>Planolites montanus</i> |
| Sr | Piaskowiec drobnoziarnisty, przekątnie warstwowany riplemarkowo, w zestawach o miąższości 0,5 do 2,0 cm | <i>Monocraterion</i> isp., struktury ucieczkowe |
| Sf | Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą, z rzadko występującymi warstewkami mułowca o miąższości do 20,0 cm. BI-(2–6) | <i>Monocraterion</i> isp. |
| Ss(A) | Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty z kongrecjami anhydrytowymi | brak |
| Hf | Heterolit piaskowcowo-mułowcowy lub piaskowcowo-iłowcowy, drobnolaminowany, miąższość lamin od 1 do 2 mm. Homogenizacja ichnologiczna BI-(6) | <i>Planolites montanus</i> <i>Planolites beverleyensis</i> |
| Hc | Heterolit piaskowcowo-mułowcowy grubolaminowany. Miąższość lamin od 2,0 do 15,0 cm i odpowiednio od 20,0 do 50,0 cm. BI-(2–6) | <i>Planolites beverleyensis</i> <i>Planolites montanus</i> |
| HI | Heterolit piaskowcowo-mułowcowy, bardzo drobnolaminowany, miąższość lamin od 0,5 do 1,0 mm z warstewkami laminitów o miąższości 10,0 cm | brak |
| Mm | Mułowce ciemnoszare, masywne | brak |
| Mi(A) | Mułowce ciemnoszare z całkowitą homogenizacją ichnologiczną. Tworzą cienkie warstwy o miąższości od 1,0 do 15,0 cm wśród piaskowców drobnoziarnistych. BI-(6) | <i>Planolites montanus</i> |
| Cm | Iłowce ciemnoszare lub czarne, masywne | brak |
| Ci(B) | Iłowce czarne z kongrecjami pirytu i rzadko występującymi warstewkami piaskowca bardzo drobnoziarnistego o miąższości od 5,0 do 10,0 cm. BI-(2–6) | <i>Planolites beverleyensis</i> |

Systemy depozycyjne – definicja, terminologia i charakterystyka

System depozycyjny określany jest jako trójwymiarowy zespół litofacji powiązanych genetycznie procesami depozycji i środowiskami sedymentacji (np. Porębski, 1996; Miall, 2000).

Definicja powyższa nie uwzględnia wszystkich aspektów analizy facjalnej, skupiając się wyłącznie na aspektach litofacjalnych, związanych bezpośrednio z osadem. Istotnym jej uzupełnieniem jest wprowadzenie do niej elementu biologicznego. Rozszerzona definicja systemu depozycyjnego przybiera wtedy następującą postać: system depozycyjny to trójwymiarowy zespół lito- i biofacji, wzajemnie powiązanych genetycznie procesami depozycji, środowiskami sedymentacji i relacjami zespoły organizmów–procesy depozycyjne–środowi-

ska sedymentacji (Paczeńska, 2001). W celu adaptacji rozszerzonej wersji definicji systemu depozycyjnego dla potrzeb niniejszego opracowania przyjęto, iż bioaspekty analizy facjalnej reprezentują skamieniałości śladowe, będące narzędziem analizy ichnofacjalnej.

Wyróżnione w profilu klastyczne systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych (por. tab. 5), determinujących określenie środowiska depozycji oraz procesów depozycyjnych, które zadecydowały o ich rozwoju. Nazwę systemów ustalono na podstawie dominującego w nich środowiska lub zespołu środowisk sedymentacji. W określaniu środowisk sedymentacji jako narzędzia wykorzystano skamieniałości śladowe (analiza ichnofacjalna) oraz struktury sedimentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne (analiza sedymentologiczna).

W sekwencji środkowodeńskich utworów w profilu Polskie Łąki PIG 1 wyróżniono następujące klastyczne systemy depozycyjne (por. fig. 8):

| | |
|------------------------|----|
| – lagun | L |
| – barier | B |
| – stożków przelewowych | SP |
| – równi pływowych | RP |

Zasięg zabarierowych i barierowych klastycznych systemów depozycyjnych podano według Einsele, 2000:

SDL – system laguny obejmuje niżepływowy do międzypływowego kompleksu laguny centralnej i marginalnej laguny od strony bariery lub równi pływowej

SDSP – system stożków przelewowych (*overwash fan*) obejmuje osady akumulowane przez fale sztormowe, przelewające się do laguny lub na równię pływową przez obniżenia topograficzne w barierze

SDRP – system obejmuje niżepływowy do nadpływowego kompleksu równi pływowych

SDB – system bariery składa się z niżepływowego do powierzchniowego kompleksu platformy podwodnej (*spit platform*) – plaży (od strony laguny i morza), powierzchniowego kompleksu wydmowego oraz pływowych przesmyków wlotowych (*tidal inlets*) rozwiniętych w barierze. Do systemu bariery włączana jest również strefa przybrzeża (*shoreface*), rozciągającego się przy barierze od strony otwartego morza.

System depozycyjny laguny (L)³

Asocjacja facjalna LC – centralnej laguny

Opis. W skład asocjacji LC wchodzi facje: Cm, Mm i Mi(A). Facja Cm jest reprezentowana przez ciemnoszare lub rzadziej czarne osady. Są to iłowce o masywnej strukturze, nie zawierające ichtnofauny lub innych szczątków organicznych poza fragmentami roślin, tworzącymi drobną siećkę. Nie występują w nich akcesoryczne składniki litologiczne. Facja Mi(A) wykazuje się wysokim stopniem zbioturbizowania lub nawet całkowitą homogenizacją ichtnologiczną mułowców. W profilu Polskie Łąki PIG 1 tworzy warstwy o miąższości od 0,15 do 2,0 m. Osady asocjacji facjalnej LC występują w sukcesji pionowej w dolnych częściach kompleksów lagunowo-barierowych, gdzie przewarstwiają się z asocjacjami reprezentującymi marginalne części laguny, równi pływowej lub stożka przelewowego. W profilach zalegają one nad osadami równi pływowych, stożków przelewowych lub laguny od strony bariery, należących do podścielającego je niższego kompleksu lagunowo-barierowego.

Interpretacja środowiska sedimentacji. W asocjacji facjalnej LC występują osady najdrobniejszych frakcji, które były deponowane z opadania bardzo drobnociąstkowej zawiesiny w warunkach stagnacji wód lub bardzo słabych przepływów przy płasko skonfigurowanym dnie (Zieliński, 1998). Jest to typowa asocjacja bardzo niskoenergetyczna. Facje Mm i Cm są pozbawione ichtnofauny, co może wskazywać na całkowicie niesprzyjające środowisko dla egzystencji typowych dla tych środowisk osadożerców. Czynnikiem eliminującym

twórców kanałów żerowiskowych było najprawdopodobniej ubóstwo zasobów pokarmowych w osadach przydennych lub ich wysokie niedotlenienie. Facje Mi(A) z bogatą ichtnofauną reprezentowaną przez ichtnorodzaj *Planolites*, wskazują na środowiska stresogenne dla organizmów.

Szczególnie charakterystyczny jest sposób występowania kanałów osadożerców reprezentowanych przez ichtnorodzaj *Planolites* w facji Mi(A), gdzie kanały tworzą gęsto upakowane nagromadzenia przy stałej średnicy kanału, nie przekraczającej 1,0 mm. Nagromadzenie skamieniałości śladowych, całkowicie zmieniające pierwotną strukturę osadu, wskazuje na oportunistyczny ekologiczny twórców śladów, wywołany trudnymi warunkami środowiskowymi – przede wszystkim niedotlenieniem osadów i dużymi wahaniami zasolenia. Osadożercy zasiedlający dno laguny w jamkach żerowiskowo-mieszkalnych wykazywali bujny rozwój, powodowany wysoką tolerancją na stres środowiskowy. Liczna obecność osadożerców była również związana z obfitymi zasobami pokarmowymi – zjawiskiem często łączącym się z niskotlenowymi środowiskami. Charakterystyczne występowanie jamek oportunistycznych osadożerców, tworzących gęsto upakowane nagromadzenia jest współcześnie uważane za jeden z najbardziej czułych wskaźników środowisk brakicznych (np. Beynon, Pemberton, 1992; Pemberton i in., 1992; Pemberton, Wightman, 1992). Charakterystyczna obecność niskoenergetycznych facji drobnoziarnistych oraz zespołów oportunistycznych skamieniałości śladowych wskazują, że były to płytkie, niedotlenione laguny, charakteryzujące się ograniczonym dostępem do wód otwartego morza.

Asocjacja facjalna LMB – marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej

Opis. Asocjacja facjalna LMB składa się z facji reprezentowanych przez szare lub zielone piaskowce drobnoziarniste z ichtnofauną facji Sh i Sf z nielicznymi skamieniałościami śladowymi, reprezentowanymi przez ślady *Monocraterion isp.*

Interpretacja środowiska sedimentacji. Obecność filtratorów reprezentowanych przez ichtnorodzaj *Monocraterion*, jest związana z obfitością cząsteczek pokarmowych w zawieszynie. Mułowcowe osady laguny przeławicają się z cienkimi warstwami dobrze wysortowanych piaskowców drobnoziarnistych, rzadko warstwowanych poziomo lub przekątnie laminyowanych riplemarkowo, lecz pozbawionych skamieniałości śladowych. Pojawienie się nielicznych warstewek drobnoziarnistych piaskowców w środowisku laguny jest wynikiem działalności słabych sztormów, powodujących przelewanie się fal niosących nieco grubszy materiał przez barierę do marginalnej części laguny. Procesy te są uważane za charakterystyczne dla strefy niżepływowej w lagunie od strony bariery piaszczystej (Clifton, 1983). Zbioturbizowana facja Sh wskazuje na dystalne części bardzo drobnych, nieaktywnych stożków przelewowych w lagunie lub bliskość wylotu pływowego przesmyku wlotowego do laguny oraz związaną z nim obecność lepiej zasolonych i natlenionych wód, pochodzących z otwartego zbiornika morskiego. Części aktywne stożków są reprezentowane

³ Omawiane systemy depozycyjne przedstawiono na figurze 8

przez osady warstwowe poziomo, akumulowane w wysokoenergetycznym środowisku, uniemożliwiającym zasiedlenie osadu przez organizmy osadożerne i filtratory z zawiesiny.

System depozycyjny stożków przelewowych (SP)

Asocjacja facjalna SPP – proksymalnych stożków przelewowych (fig. 12 B, E)

Opis. Spektrum facji jest mało urozmaicone. Występują facje Sh, Sf, Sr, Sm(A) i Sm(B) reprezentowane przez dobrze wysortowane, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste. Skamieniałości śladowe są rzadko spotykane i mało zróżnicowane, głównie są to domichnia *Monocraterion* isp. oraz liczne struktury ucieczkowe. Asocjacja facjalna SPP najczęściej występuje nad asocjacją lagunową lub asocjacjami równi pływowej. Miąższość warstw piaskowcowych waha się od 0,5 do 3,5 m.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obecność facji Sh wskazuje na bardzo wysokoenergetyczne środowisko akumulacji tych utworów w górnym ustroju prądu (Zieliński, 1998). W piaskowcach drobnoziarnistych warstwowanych poziomo (Sh) występują lekko ukośnie pochylone, dość długie struktury ucieczkowe organizmów. Ich obecność jest związana z nagłym zasypaniem jamki i ucieczką organizmu ku powierzchni. Obecność tych struktur oraz wysokoenergetyczne warstwowanie poziome osadów, w których one są stwierdzane, wskazują na wystąpienie gwałtownego, incydentalnego zdarzenia depozycyjnego. Osady te powstały w wyniku przelania się fal przez barierę z przybrzeża do strefy zabarierowej, podczas silnego sztormu i zdeponowania niesionych przez nie osadów piaszczystych. Wysokoenergetyczne warunki akumulacji powstają w proksymalnych częściach stożków przelewowych (SPP), a charakterystyczną strukturą dla tych osadów jest warstwowanie poziome (np. Sedgwick, Davis Jr., 2003).

Asocjacja facjalna SPD – dystalnych stożków przelewowych

Opis. Dla asocjacji dystalnej części stożka przelewowego charakterystyczne są facje Sl lub Sf. Mniej częsta jest facja Sr. Skamieniałości śladowe są dość rzadko obserwowane i zespół nie jest zróżnicowany ichnotaksonomicznie. Głównie są to jamki filtratorów oraz w mniejszej ilości kanały osadożerców.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W miarę oddalania się od bariery w kierunku centralnej laguny, energia środowiska maleje. Na kontakcie osadów stożka z laguną tworzą się przekątne warstwowania niskokątowe planarne. Sekwencję struktur dystalnej części stożka (SPD) przelewowego kończą laminacje riplemarkowe lub smużyste. Jest to zapis działalności prądów pływowych, w przypadku gdy stożek przelewowy dosięgnął równi pływowej. W dystalnych częściach stożka zwiększa się również stopień zbioturbizowania osadu i pojawiają się bardziej zróżnicowane zespoły skamieniałości śladowych. Domichnia filtratorów *Monocraterion* nadal przeważają, ale występuje również więcej kanałów osadożerców *Planolites*. Proces przelewania się wód przez barierę, pomimo że jest zjawiskiem krótkotrwałym, niekiedy występuje wielokrotnie w tym samym miejscu bariery, powodując znaczne zmiany w ukształtowaniu jej morfologii lub doprowadzając do jej zniszczenia (Penland i in., 1985). W mo-

mentie jego zakończenia następuje bardzo szybka kolonizacja osadów stożka przez organizmy pionierskie. Najczęściej są to filtratory z zawiesiny, reprezentowane w zapisie ichnologicznym przez jamki *Monocraterion* lub rzadziej *Skolithos*. Występuje wtedy całkowita homogenizacja ichnologiczna osadu. Procesy tego typu są reprezentowane w profilu Polskie Łąki PIG 1, w którym występują kilkakrotnie interwały z osadami dystalnych stożków przelewowych z dobrze wykształconymi, charakterystycznymi sekwencjami struktur sedymentacyjnych i skamieniałościami śladowymi. Stożki przelewowe są szczególnie charakterystyczne dla transgresywnych kompleksów barierowo-lagunowych (np. Einsele, 2000; Sedgwick, Davis Jr., 2003; Dillenburg i in., 2004)

System depozycyjny równi pływowej (RP)

Asocjacja facjalna SMP – strefy międzypływowej

Opis. Asocjację SMP tworzy szerokie spektrum facji od reprezentatywnych dla niej facji Hf, Hc, Sr, Sf, Sx, Sm(A), Mm, Mi(A), Cm po rzadziej występujące facje Slh, Sh. Skamieniałości śladowe są liczne, a ich zespoły są ichnotaksonomicznie zróżnicowane. Asocjacja SMP występuje w profilu Polskie Łąki PIG 1 zawsze w charakterystycznych układach facjalnych. Najczęściej zalega nad niżepływową laguną (asocjacje facjalne LC i LMR), rzadziej nad osadami stożka przelewowego (asocjacja facjalna SPP lub SPD). W omawianym profilu nie wyróżnia się strefy nadpływowej. Prawdopodobnie jej osady zostały usunięte przez erozję w trakcie kolejnych zdarzeń transgresywnych. Znacznie bardziej częstym jest nadległe występowanie nad asocjacją SMP, asocjacji stożków przelewowych proksymalnych lub dystalnych SPP i SPD. Asocjacja SMP przewarstwia się z asocjacją LC i LMR. W przypadku dotarcia osadów stożków przelewowych do równi pływowej, obserwuje się naprzemianległe występowanie obu asocjacji. W asocjacji SMP występuje charakterystyczny, powtarzający się w profilach, trójdzielny układ zawsze tych samych pakietów facji. Odzwierciedla on pionową sukcesję facji o zmniejszającej się ku górze frakcji uziarnienia osadów. Jest to związane ze spadkiem energii środowiska, który spowodował zmianę typu transportu trakcyjnego na opadanie drobnoklastycznego materiału z zawiesiny.

Procesy te odpowiadają za wyodrębnianie się w sekwencji strefy międzypływowej trzech subasocjacji facjalnych. Dolną część asocjacji SMP stanowi piaskowcowa, najwyżej energetyczna subasocjacja równi piaszczystej – RPP (fig. 12 C), składająca się w profilu Polskie Łąki PIG 1 głównie z facji Ci(B), Hc, Sr, Hf z nielicznymi skamieniałościami śladowymi. Środkową pozycję zajmuje subasocjacja równi mieszanej piaskowcowo-mułowcowej – RMX z charakterystycznymi dla niej facjami heterolitycznymi Hf, Hc i Hl z występującymi tam licznymi i zróżnicowanymi zespołami skamieniałości śladowych. Subasocjacja równi mieszanych (RMX) jest najszerzej reprezentowana w środkowodewońskim profilu otworu Polskie Łąki PIG 1. Najwyższą subasocjacją w sukcesji strefy międzypływowej jest równia mułowa – RPM z osadami o najdrobniejszej frakcji, deponowanymi w bardzo niskoenergetycznym środowisku. Charakteryzują ją facje Mm i Hc. W omawianym profilu wspomniana subasocjacja występuje bardzo rzadko.

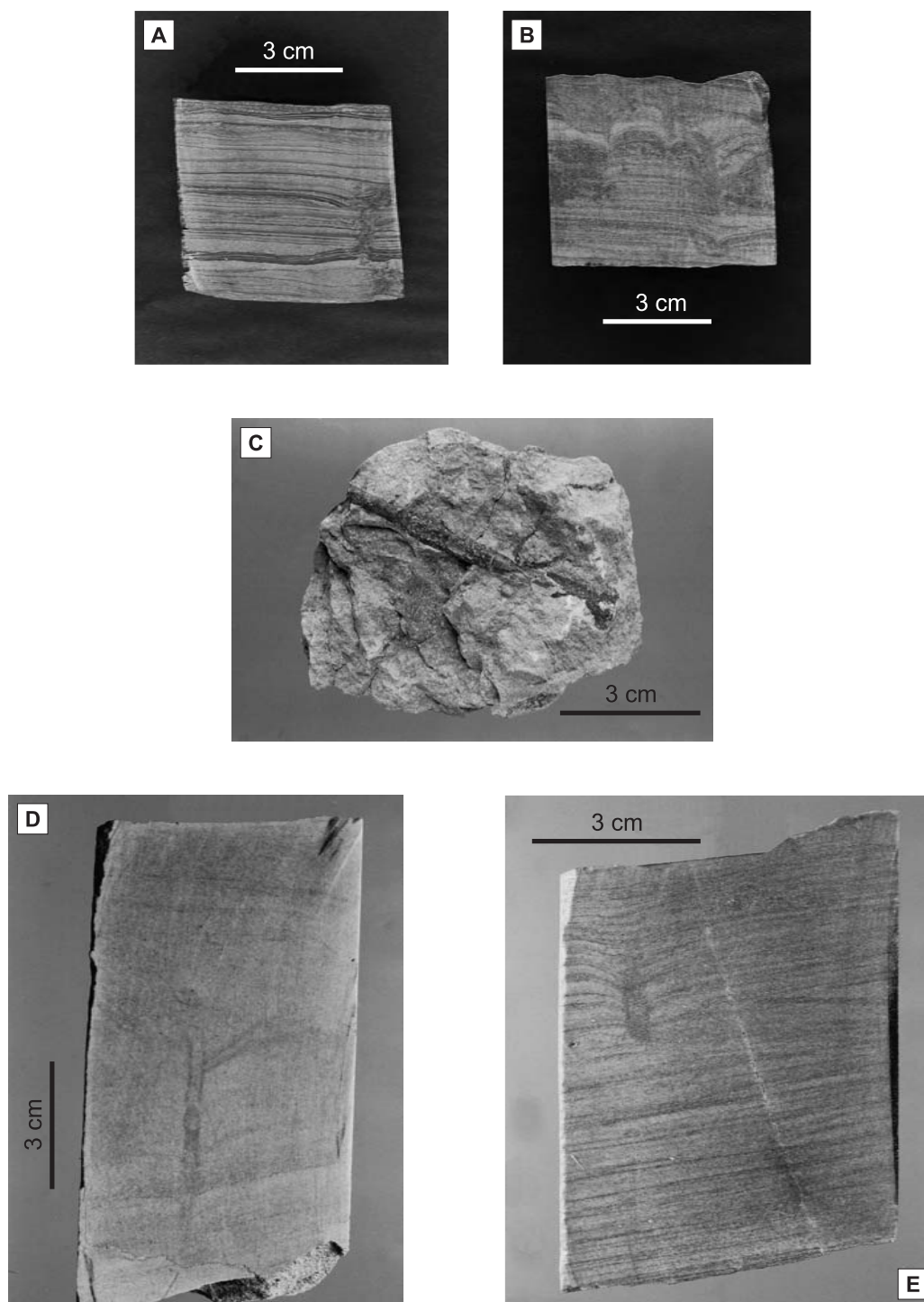


Fig. 12. A – struktura uciezkowa wody w heterolicie piaskowcowo-mułowcowym, głęb. 4183,4 m, facjalna subasocjacja mieszanej równi pływowej; B – *Monocraterion tentaculatum* Torell w warstwowanym poziomo piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 4242,0 m, facjalna asocjacja proksymalnego stożka przelewowego; C – *Palaeophycus* isp. w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 4171,0 m, facjalna subasocjacja piaszczystej równi pływowej; D – *Monocraterion* isp. w drobnoziarnistym piaskowcu z niskokątowym warstwowaniem przekątnym w dużej skali, głęb. 4246,0 m, facjalna asocjacja platformy bariery piaszczystej; E – *Monocraterion tentaculatum* Torell w drobnoziarnistym piaskowcu z niskokątowym warstwowaniem przekątnym w dużej skali, głęb. 4244,0, facjalna asocjacja proksymalnego stożka przelewowego

A – water escape structure in the sandstone-mudstone heterolith, depth 4183.4 m, facies association of the mixed tidal flat; B – *Monocraterion tentaculatum* Torell in the horizontal bedded fine-grained sandstone, depth 4242.0 m, facies association of the proximal overwash fan; C – *Palaeophycus* isp. in the fine-grained sandstone, depth 4171.0 m, facies sub-association of the sandstone tidal flat; D – *Monocraterion* isp. in the fine-grained sandstone with low angle cross-bedding, depth 4246.0 m, facies association of the spit sand barrier; E – *Monocraterion tentaculatum* Torell in the fine-grained sandstone with low angle cross-bedding, depth 4244.0 m, facies association of the proximal overwash fan

Jej miąższości są niewielkie (od 1,0 do 1,7 m), a skamieniałości śladowe są nieliczne.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Subasocjacja facjalna równi piaszczystej – RPP zajmuje najniższą część równi pływowej. Podstawą wydzielenia równi piaszczystej jest zawartość frakcji piaszczystej ponad 75% (Shepard, 1954 oraz Kim i in., 1999) lub przyjmowana za dolny próg jej wydzielenia – 95% tej frakcji, obserwowana współcześnie na równiach pływowych południowego Morza Północnego (Hertweck, 1994). W jej skład wchodzi dobrze wysortowane, drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste piaskowce z bardzo rzadko występującymi warstwkami mułowca i iłowca, najczęściej obserwowanymi w najwyższych częściach interwałów, sąsiadujących z równią mieszaną. Wśród struktur sedymentacyjnych przeważają przekątne laminacje riplemarkowe i laminacja smużysta. Wskazują one na depozycję z rytmicznego transportu przydennego w dolnym ustroju prądu (Zieliński, 1998), w niskoenergetycznym środowisku sedymentacji. Warstwowania przekątne są reprezentowane tylko przez wysokokatowe (30–45°) warstwowanie przekątne planarne. Dość często spotyka się bimodalne zestawy tego warstwowania, które obok cienkich diapiarów mułowych wykształconych na laminach przekątnych w laminacji riplemarkowej, są wskaźnikami obecności oscylacyjnych prądów pływowych (np. Nishikawa, Ito, 2000; Yoshida i in., 2001). W górnych częściach interwałów z osadami równi piaszczystej wzrasta udział osadów mułowcowo-ilastych oraz pojawiają się cienkie wkładki heterolitów. Oznacza to wyraźny spadek energii środowiska na równi piaszczystej, w miarę posuwania się w kierunku równi mieszanej. Epizody wzrostu energii są wskazywane przez wystąpienia warstwowania poziomego i jamek filtratorów *Monocraterion* isp. i *Palaephyrus* isp. W okresach znacznego spadku energii w cienkich warstwach mułowca i iłowca dominują kanały osadożerców *Planolites montanus* Richter i *Planolites beverleyensis* (Billings), spotykane w obszarach przejściowych do równi mieszanej.

Subasocjacja pływowej równi mieszanej – RMX zajmuje pośrednią pozycję między równią piaszczystą i mułową. Podstawą jej wydzielenia jest zawartość frakcji piaszczystej od 25 do 75% według Shepard, 1954 lub Kim i in., 1999. Inny rząd zawartości frakcji piaszczystej proponuje Hertweck, 1994, w odniesieniu do współczesnych równi mieszanych. Jest to zawartość 55% frakcji piaszczystej. Równię mieszaną charakteryzuje specyficzny zestaw struktur sedymentacyjnych oraz liczne i urozmaicone zespoły skamieniałości śladowych. Wśród wchodzących w jej skład facji dominują facje Hf i Hc. Rzadziej występują facje Sr, Sf, w bardzo cienkich warstwkach w obrębie facji heterolitycznych Hf (terminologia według Gradzińskiego i Doktora, 1996) lub w bardziej miąższych warstwach piaskowcowych w facji Hc.

Osady charakterystycznej facji Hf składają się z naprzemianległych, bardzo cienkich (do 1,0 mm miąższości) naprzemianległych warstwek piaskowca drobnoziarnistego i mułowca lub rzadziej iłowca. Wśród nich występują cienkie (do 1,0 cm miąższości) warstewki drobnoziarnistego piaskowca z przekątną laminacją riplemarkową. Innym typem osadów heterolitycznych, występujących na równi mieszanej w facji Hf są warstewki piaskowca drobnoziarnistego w postaci niewielkich soczewek, utworzonych przez zamarte riplemarki. Tworzą one laminację soczewkową. W obrębie bardziej grubowarstwowej

facji heterolitycznej Hc, rzadziej występującej na równi mieszanej, w warstwach piaskowca drobnoziarnistego występuje laminacja smużysta.

Facja heterolityczna wskazuje na wielokrotnie powtarzające się epizody zmian mechanizmów depozycji osadu. W przypadku osadu piaszczystego jest to transportująco-deponujące działanie prądu, natomiast materiał ilasty i muł jest deponowany z zawiesiny w warunkach stagnującej wody lub przy jej znikomym ruchu (Gradziński, Doktor, 1996). Wśród drobno laminowanych heterolitów facji Hf występują pakiety rytmików pływowych, czyli heterolitów piaskowcowo-mułowcowych bardzo regularnie laminowanych, zgodnie z cyklami pływowymi różnego rzędu.

Na równi mieszanej często spotyka się struktury ucieczkowe wody (fig. 12 A).

Zespół skamieniałości śladowych występujących na równi mieszanej jest zróżnicowany, a ich frekwencja jest wysoka. Występują w zespołach zarówno fodinichnia osadożerców, jak i domichnia filtratorów. Wśród fodinichnia dominuje *Planolites montanus* Richter, tworzący nagromadzenia w drobno laminowanych, całkowicie ichnologicznie zhomogenizowanych heterolitach facji Hf. Bardzo licznie występują kanały *Planolites beverleyensis* (Billings). Wśród domichnia filtratorów dominują pionowe jamki *Skolithos linearis* Haldeman. Są one charakterystyczne dla facji Sr, związanej z fazą pływów o największej szybkości prądów pływowych (Fillion, Pickrill, 1990) i depozycją materiału piaszczystego z rytmicznego transportu przydennego.

Bardzo charakterystyczna dla opisywanych równi mieszanych jest rzadko stwierdzana w profilu Polskie Łąki PIG1 obecność mat mikrobialnych w postaci bardzo cienkich warstwek laminitów, występujących wśród iłowców, niekiedy w mułowcach.

W najwyższej części równi pływowej, ponad równią mieszaną, rozwija się równia mułowa, reprezentowana w omawianym profilu przez subasocjację RPM. Jest ona dość rzadko stwierdzana w analizowanym profilu. W profilu Polskie Łąki PIG 1 cechuje ją dominacja facji Mm i Hc. Miąższości równi mułowej są niewielkie i wynoszą od 1,0 do 1,7 m. Zespół skamieniałości śladowych jest nieliczny i bardzo mało zróżnicowany etologicznie i ichnotaksonomicznie. Są to przede wszystkim fodinichnia osadożerców *Planolites montanus* Richter. Rzadziej występuje ichnorodzaj *Planolites beverleyensis* (Billings). Osady równi mułowej są miejscem depozycji osadów ilastych i mulastych, związanej z wysokim pływem. Nie bez znaczenia pozostaje fakt pozostawania równi mułowej znacznie dłużej w warunkach ekspozycji subaeralnej podczas odpływu niż osady równi piaszczystej i mieszanej (Hertweck, 1994). Zmienność warunków środowiskowych nie sprzyja zróżnicowaniu etologicznemu zespołów in- i epifauny, zmuszając organizmy do przyjęcia oportunistycznej strategii rozwoju oraz bujnego rozwoju ilościowego przy niskim urozmaiceniu etologicznym. Znajduje to swój zapis ichnologiczny w homogenizacji struktury mułowców i iłowców, które są całkowicie przerobione przez osadożerców. Występują w nich gęsto upakowane kanały *Planolites montanus* Richter o średnicy 1,0 mm. Jednocześnie duża liczebność infauny jest związana z bogatymi zasobami pokarmowymi w mule. Brak dobrze wykształconej równi mułowej przy rów-

noczesnym słabym rozwoju strefy nadpływowej i absencji w pełni wykształconych sekwencji ewaporatowych, jest uważany za wskaźnik półsuchego klimatu z wyraźnie zaznaczoną sezonowością (np. Fleming, 1977).

System depozycyjny bariery piaszczystej (B)

Asocjacja facjalna BP – platformy bariery (fig. 12 D)

Opis. Asocjacja platformy bariery występuje w środkowodewońskim profilu Polskie Łąki PIG 1 bardzo rzadko. Składają się na nią facje Sl i Sr. Tworzą one charakterystyczne pionowe sekwencje w profilu. W dolnej części sekwencji pojawia się facja Sl z niskokątowym warstwowaniem (10–20°), które ku górze przechodzi w zamykającą sekwencję fację Sr. Skamieniałości śladowe są częste, ale nieurozmaicone ichnotaksonomicznie. Są to jedynie domichnia *Monocraterion* isp.

Hanna MATYJA

UWAGI O ROZWOJU FACJALNYM OBSZARU POMORSKIEGO W DEWONIE WCZESNYM, ŚRODKOWYM I NA POCZĄTKU PÓŹNEGO

Pomorski basen sedymentacyjny, zgodnie z powszechnie akceptowanymi rekonstrukcjami paleogeograficznymi, w dewonie był usytuowany w obrębie pasa perykontynentalnych basenów, obrzeżających od południa kontynent Old Redu w dewonie. Głównymi elementami paleogeograficznymi w obrębie jego polskiej części, warunkującymi rozwój sedymentacji w dewonie były obszary lądowe, będące wyniesionymi częściami kratonu wschodnioeuropejskiego: występujący na północy, poza granicami Polski, ląd fennoskandzki oraz rozciągający się na wschodzie ląd mazursko-suwalcki, stanowiący część wyniesienia białoruskiego, a także ląd ukraiński na południowym wschodzie. Pozostała część południowo-zachodniej Polski pokrywał ocean renohercyński (por. Ziegler, 1990).

Rzeczony sedymentacji oraz rozkład litofacji w czasie dewonu w obrębie basenu pomorskiego był podporządkowany tym głównym rysom strukturalnym i wiązał się najogólniej ze stopniową ekspansją zbiornika morskiego ku północy i wschodowi, w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego. Linia tektoniczna T-T i jej poprzeczna segmentacja odgrywały również ważną rolę w rozkładzie litofacji w obrębie pomorskiego zbiornika sedymentacyjnego w ciągu prawie całego dewonu. Zmianę układu facjalnego, z płytszymi facjami zlokalizowanymi na północnym wschodzie obszaru, a głębszymi usytuowanymi na południowy zachód od nich, charakterystycznego dla wcześniejszego etapu rozwoju zbiornika, na układ bardziej równoleżnikowy, wymusiła, jak się wydaje, dźwigająca się pod koniec farnu północna, fennoskandzka część kratonu (por. Matyja, 1993).

Początek sedymentacji osadów dewonu nastąpił najwcześniej pod koniec emsu, a być może w eiflu, po dłuższej przerwie erozyjnej przypadającej na lochkow, prag i znaczną część emsu (Turnau, Matyja, 2001). W ciągu późnego emsu, eiflu i wczesnego żywetu północno-wschodnia część obszaru, w rejonie Jamna, Miastka, Kłanina, Koczały i Nicponi (po fig. 2), znalazła się w obrębie klastycznych, skrajnie płytkomorskich i brzegowych środowisk sedymentacji (reprezentowanych

Interpretacja środowiska sedymentacji. Według definicji Nielsena i in., 1988, platforma wyspy barierowej (*spit platform*) jest dużą, podwodną strukturą, znajdującą się zawsze poniżej średniego, niskiego pływu. Uformowały ją osady transportowane przez prądy wzdłuż wybrzeża. Platforma bariery jest stabilizowana przez przyrastające kolejno do niej grzbiety piaszczyste, które tworzą niekiedy szerokie płycizny (*spit*), szczególnie dobrze rozwinięte w pobliżu pływowych przesmyków wlotowych, przecinających barierę. Rozpoznanie sekwencji platformy bariery w profilach jest trudne. Jej obecność jednoznacznie stwierdzono w profilu Polskie Łąki PIG 1, gdzie występuje w kompleksie barierowym o miąższości 9,0 m i jest przykryta, a tym samym zakonserwowana przez osady stożka przelewowego. W dolnej części sekwencji występuje facja Sl, ku górze przechodząca w fację Sr.

wanych przez osady formacji jamneńskiej i studnickiej). W kierunku południowo-zachodnim, na obszarze między Chojnicami, Tucholą a Bydgoszczą, przybrzeżne klastyki obocznie przechodziły w system przybrzeżnych węglanów (w tym i platformy węglanowej) reprezentowany przez osady formacji tucholskiej (por. fig. 7).

Pierwsza, bardziej wyrazista zmiana tego układu, choć krótkotrwała i o ograniczonym zasięgu terytorialnym, wiązała się ze stopniowym rozprzestrzenianiem się płytkomorskich środowisk węglanowych w kierunku północno-wschodnim. Wyrazem tych tendencji było pojawienie się na początku środkowego żywetu, na obszarze między Miastkiem, Kłaninem i Polskimi Łąkami, dotychczas zajętych przez przybrzeżne klastyki, płytkomorskich, mieszanych, klastyczno-węglanowych facji (osady formacji miasteckiej). Pod koniec środkowego żywetu płytkomorskie facje węglanowe (osady formacji sianowskiej) rozprzestrzeniły się na północny wschód, pojawiając się również na obszarze między Polanowem i Jamnem. W tym czasie w rejonie południowo-zachodnim dominowały osady klastyczne, początkowo związane ze środowiskiem przybrzeżnym (osady formacji silneńskiej), później z niezbyt głębokim, ale otwartomorskim środowiskiem klastycznym (osady formacji chojnickiej). Taki układ środowisk sedymentacyjnych (węglany na NE, a klastyki na SE) można wiązać, być może, z dźwiganiem się mazursko-białoruskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego.

W ciągu późnego środkowego i późnego żywetu niemal cały obszar pomorski znalazł się w zasięgu sedymentacji klastycznej. Facje i środowiska płytsze, przybrzeżne, reprezentowane przez osady formacji wyszeborskiej, rozciągały się w północno-wschodniej części obszaru, facje nieco głębsze, charakterystyczne dla płytkiego, silniklastycznego szelfu (osady formacji chojnickiej) – na południowy zachód od nich. Brak jest utworów tego wieku w analizowanym profilu Polskie Łąki PIG 1, gdzie na osadach węglanowych i węglanowo-marglistych reprezentujących formację sianowską, leżą

wprost margliste osady ogniwa unisławskiego formacji człuchowskiej (fig. 7).

Pod koniec żywetu lub począwszy od franu część basenu pomorskiego – obecnie znana jedynie z wąskiego pasa wychodni między Jamnem, Koczałą a Polanowem – znalazła się w strefie płytkomorskiej sedymentacji węglanowej. Na obszarze tym rozwinęła się przybrzeżna platforma węglanowa z typowymi dla niej szeroko rozprzestrzonymi wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi, mającymi często charakter biostromalny. Dominacja facji węglanowych, charakterystycznych dla samej platformy węglanowej, jak i środowisk okołoplatformowych (osady formacji koczałskiej), notowana jest w tej części basenu przez cały wczesny i środkowy fran. W kierunku południowo-zachodnim, ku centrum basenu, w rejonie między Człuchowem, Chojnicami a Tucholą, frańska platforma węglanowa przechodziła w otwarty szelf niżejpływowo, który charakteryzowały głównie marglisto-węglanowe, a podrzędnie silikoklastyczne, osady ogniwa unisławskiego formacji człuchowskiej (por. fig. 7). W rejonie Człuchowa były one reprezentowane przez szare i ciemnoszare mułowce margliste oraz wapniste, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z wkładkami wapieni marglistych z fauną ramienionogów i szkarłupni, natomiast w rejonie Polskich Łąg i Tucholi – przez ciemnoszare wapienie margliste, margle i iłowce margliste również z fauną otwartego morza. W ich obrębie, głównie w górnej części ogniwa, pojawiają się cienkie wkładki wapieni ziarnistych, zdominowanych przez *Microconchida*, mięczaki charakterystyczne dla bardzo płytkich, przybrzeżnych środowisk sedymentacyjnych, oraz wkładki wapieni ziarnistych z dużą ilością pokruszonych stromatoporoidów masywnych.

Podsumowanie. W profilu Polskie Łąki PIG 1 nie stwierdzono obecności osadów najwyższego ordowiku, syluru i dolnego dewonu. Na osadach górnego ordowiku bezpośrednio leżą utwory dewonu należące do pięciu jednostek litostratigraficznych w randze formacji. Analiza palinologiczna wskazała, że najstarsze osady dewońskie prawdopodobnie należą do najwyższego emsu lub eiflu, natomiast stropowe partie dewonu datowano na dolny fran. W najniższej części sukcesji dewońskiej, reprezentującej osady ?formacji tucholskiej i ?formacji studnickiej, wykonano szczegółowe profilowanie sedymentologiczne i ichnofacjalne, które stało się podstawą analizy facjalnej osadów silikoklastycznych tej części profilu. Stwierdzono, że czarne iłowce ?formacji tucholskiej reprezentują system depozycyjny laguny, natomiast depozycja przewarstwiających się drobnoziarnistych piaskowców i mułowców ?formacji studnickiej, miała miejsce w środowiskach stożków przelewowych, barier piaszczystych i równi pływowej. Sedymentacja należących już do żywetu mieszanych węglanowo-silikoklastycznych osadów formacji miasteckiej, prawdopodobnie zachodziła w środowiskach równi pływowej, barier piaszczystych i proksymalnej części platformy węglanowej. Węglanowo-margliste osady formacji sianowskiej tworzyły się, jak się wydaje, głównie w środowisku platformy węglanowej, natomiast marglisto-ilaste osady formacji człuchowskiej w środowiskach dystalnej części platformy węglanowej i otwartego szelfu. W profilu nie stwierdzono osadów wyższej części dewonu, brakuje całego karbonu i niższej części permu. Na osadach dolnego franu leżą zaburzone tektonicznie osady cechsztynu.

PERM

Ryszard WAGNER

STRATYGRAFIA CECHSZTYNU

| | |
|-------------------|-------------------------------|
| ===== Uskok ===== | |
| Cechsztyń 3 (PZ3) | |
| 2767,0–2888,0 m | młodsza sól kamienna (Na3) |
| 2888,0–2919,0 m | anhydryt główny (A3) |
| ===== Uskok ===== | |
| Cechsztyń 2 (PZ2) | |
| 2919,0–3016,0 m | starsza sól kamienna (Na2) |
| 3016,0–3024,0 m | anhydryt podstawowy (A2) |
| 3024,0–3049,0 m | dolomit główny (Ca2) |
| Cechsztyń 1 (PZ1) | |
| 3049,0–3079,5 m | anhydryt górny (A1g) |
| 3079,5–3092,5 m | najstarsza sól kamienna (Na1) |
| 3092,5–3231,0 m | anhydryt dolny (A1d) |
| 3231,0–3238,9 m | wapień cechsztyński (Ca1) |
| 3238,9–3239,0 m | łupka miedzionośny (T1) |

Otwór wiertniczy Polskie Łąki PIG1 został usytuowany w SE części tektonicznej strefy Koszalin–Chojnice, charakteryzującej się silną zmiennością facjalną cechsztynu oraz dużym udziałem tektoniki nieciągłej. Liczne profile cechsztynu są w tej strefie silnie zdeformowane uskokami normalnymi i odwrotnymi (Wagner, 1976, 1994, 1998)

Stratygrafia cechsztynu w profilu otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1 jest zaburzona dwoma uskokami normalnymi, redukującymi w znacznym stopniu profil stratygraficzny i miąższość osadów.

Cyklotem PZ1 jest niezaburzony tektonicznie. Mała miąższość najstarszej soli kamiennej (13,0 m) i duża miąższość anhydrytu dolnego (138,5 m) sytuują ten profil w brzeżnej strefie platformy anhydrytowej cyklotemu PZ1. Miąższość i wykształcenie mikrofacjalne wapienia cechsztyńskiego wskazują na płytszą część równi basenowej w pobliżu bioherm mszywołowo-mikrobialnych i glonowych. Tę lokalizację paleogeograficzną potwierdza mała miąższość łupka miedzionośnego, leżącego wprost na starszym podłożu dewońskim.

Pierwszy uskok przecina utwory cechsztynu na pograniczu anhydrytu głównego (A3) i dolomitu płytowego (Ca3), wytrącając z profilu najwyższą część cyklotemu PZ2 i Ca3. Anhydryt podstawowy i dolomit główny mają prawdopodobnie normalne miąższości.

Maria WICHROWSKA

ANALIZA PETROGRAFICZNA, MIKROLITOFACJALNA I DIAGENETYCZNA OSADÓW WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym (Wichrowska, 1991), a także wcześniejsze makroskopowe obserwacje (podstawowe cechy warstwowania i struktury) i opisy rdzeni oraz zgładów (Wagner, 1992). Analizy barwnikowe (mikrochemiczne) płytek cienkich (powierzchni gładzonych, odkrytych) alizaryną S, posłużyło do szacunkowej oceny składu mineralnego badanych osadów (głównie w relacji kalcyt–dolomit). Odmiany mikrofacjalne sklasyfikowano według Dunhama, z propozycją polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych zamieszczonego w pracy Narkiewicza i Śnieżka (1981), w której scharakteryzowano również środowiska sedymentacji.

Rodzaj procesów diagenetycznych i ich zaawansowanie określono na podstawie obserwacji w płytkach cienkich (12 sztuk). Zespół tych danych pozwolił na schematyczny opis sekwencji diagenetycznej (tab. 6). Wyniki przeprowadzonych badań zamieszczono na profilu mikrofacjalnym (fig. 13) i omówiono obszernie w tekście.

Osady węglanowe wapienia cechsztyńskiego są podścielone cienką warstwą (10 cm) regularnie laminowanego łupka ilowcowo-mułowcowego (głęb. 3238,9–3239,0 m), zaliczonego do poziomu łupka miedzionośnego (T1). W obrębie tej warstwy występują głównie składniki ilaste (illit), żelaziste (leukoksen, minerały siarczkowe), pojedyncze ziarna kwarcu frakcji pyłowej, niewielkie ilości minerałów węglanowych. Stwierdzono występowanie następujących minerałów siarczkowych: piryt, sfaleryt, galena. Piryt występuje w formie ziarnistej (pokrój ziaren owalny), wielkość ziaren wynosi 0,02–0,8 mm Ø. Galenę reprezentują ziarna ostrokrawędziste (wielkości, na ogół poniżej 0,08 mm Ø). Sfaleryt jest częściowo ziarnisty, przerośnięty minerałami węglanowymi, lub tworzy soczewkowate agregaty wielkości 0,8 mm Ø (eksperyty petrograficzne Rydzewski – inf. ustna).

Charakterystyka mikrofacjalna

1. Najniższy kompleks osadów węglanowych Ca1, zalegający na głębokości 3231,0–3238,9 m, stanowią madstoni laminowane i nielaminowane (drobno-smugowane) o składzie dolomitu. Laminy, smugi i pasemka barwy ciemnoszarej i czarnej są zbudowane z materiału ilastego, ilasto-węglistego, rzadziej ilasto-żelazistego (leukoksen). Madstoni te są przewarstwiane wapienno-dolomitycznymi osadami marglistymi i mułowcowymi, ze zmienną (30–50%) zawartością materiału terygenicznego, głównie kwarcu frakcji pyłowej; rzadziej obserwuje się występowanie hydrolytyczków (muskowitu, mi-

nerałów ilastych) i skaleni. Tło skalne madstonów laminowanych i drobno-smugowanych stanowi dolomitowy mikrospar, lokalnie impregnowany ziarnami kwarcu i przetkany igiełkowym anhydrytem. Anhydryt zabudowuje powstałe po dolomityzacji pory międzykryształiczne (drobna, igiełkowata forma) i wypełnia nieliczne próżnie po elementach szkieletowych (małże, drobne otwornice) i szczeliny, bądź spękania (grubokryształiczny, konkretyjny typ). Więźba madstonów jest zwięzła, tekstura kierunkowa podkreślona ułożeniem laminek, smug minerałów ilastych (ziaren kwarcu frakcji pyłowej, rzadziej – ułożeniem małży cienkoskorupowych). Zespół fauny jest ubogi. Obserwowano dobrze zachowane fragmenty szkarłupni: cylindryczne człony łodyg i ramion liliowców (6 mm Ø), albo fragmenty pancerza lub kolca jeżowców, nieliczne małżoraczki. Zarysy skorup małżoraczek są słabo widoczne w szlifie. Niewyraźne obrzeża muszli małży, małżoraczek podkreślone są obecnością minerałów siarczkowych (głównie pirytu).

2. Kompleks węglanowych osadów mułowcowych, marglistych i mułowcowo-ilowcowych jest przykryty 10-centymetrową warstwą mikrobialnego bandstonu na głęb. 3234,0–3234,1 m (fig. 13). Nie są to regularnie laminowane osady. Węgliste pasemka są przemieszane z materiałem ilastym, bitumicznym i fosforanami. Minerale fosforanowe, o żółtobrazowej barwie, impregnują mikroskopytowe tło skalne, wypełniają ośrodki drobnych otwornic i małży oraz lokalnie później. W skale występują relikty sfosylizowanych struktur pogłonowych (glony zielone: planktoniczne, osiadłe?) i cjanobakterii. Drobnodetrytyczny sapropel i produkty jego przeobrażenia (pigment pirytowy), a także ziarna kwarcu frakcji pyłowej są rozsiane w tle skalnym.

3. Środkową część profilu mikrofacjalnego wapienia cechsztyńskiego (Ca1), występującą na głęb. 3231,8–3234,0 m, stanowią wakstoni peloidalno-bioklastyczne, lokalnie przewarstwiane cienkimi laminkami lub smugami i pasemkami materiału ilasto-organicznego (fig. 13). Kompleks ten jest rozdzielony 10-centymetrową warstwą bandstonu mikrobialnego (głęb. 3232,5–3232,6 m). W dolnej części omawianej serii wakstonów, ziarna obleczone mają charakter peloidalny; są to agregaty lub skupienia nieforemne, o ciemnoszarym lub czarnym zabarwieniu (słabo przezroczyste w świetle przechodzącym), przypominające motki, kłębki, czasami ziarniste i dobrze obtoczone lub tworzące agregaty strzępiaste. Bardzo drobne fragmenty tych organogenicznych allochemów, zdeintegrowane i pokruszone, zdolomityzowane i zrekrytalizowane pełnią rolę cementu skały. W wakstonach obserwowano relikty struktur pogłonowych, cjanobakteryjnych (sinicowych) i sfo-

Tabela 6

Sekwencja diagenetyczna w osadach wapienia cechsztyńskiego

Diagenetic sequence in the Zechstein Limestone deposits

| FAZY ORAZ PROCESY DIAGENETYCZNE I TEKTONICZNE | ŚRODOWISKA DIAGENEZY | | |
|---|--------------------------|------------------|------------|
| | Etap synsedymenacyjny | Etap pogrzebania | |
| | | płytkiego | głębokiego |
| Cementy węglanowe: | | | |
| Mikrytowy | _____ | | |
| Obwódkowy | | _____ | |
| Blokowy | | _____ | _____ ? |
| Druzowy | | _____ | |
| Cementy siarczanowe: | | | |
| Gipsowy | _____ | | _____ |
| Anhydrytowy | _____ ? | | _____ |
| Inne cementy | | | |
| Glaukonitowy | | _____ | |
| Fosforanowy | _____ | _____ | |
| Ilasty, kwarcowy | _____ | | _____ |
| Pirytowy | _____ | _____ | _____ |
| PROCESY: | | | |
| Neomorfizm agradacyjny | _____ | _____ | |
| Mikrytyzacja | _____ | _____ | |
| Kompakcja mechaniczna | | _____ | _____ |
| Kompakcja chemiczna | | | _____ |
| Dolomityzacja | _____ | | _____ ? |
| Cementacja | _____ | _____ | _____ |
| Zastępowanie | _____ | | _____ |
| Stylolityzacja | | | _____ |
| Rozpuszczanie | _____ | _____ | _____ |
| Anhydrytyzacja | _____ ? | | _____ |
| Pirytyzacja (późna) | | _____ | _____ |
| Sapropelizacja | _____ | _____ | |
| Szczelinowacenie | | | _____ |
| Porowatość | _____ | _____ | _____ |
| STADIA DIAGENEZY | | WCZESNE | PÓŹNE |

syliczowane produkty ich destrukcji (węglisty pigment), co może potwierdzać tezę o dominującym, organodetrycznym charakterze tła skalnego. Elementy szkieletowe występują w tej serii osadów dość licznie. Są to dobrze zachowane skorupy otwornic należących do rodzajów *Nodosaria*, *Ammodiscus* i *Agathamina*, których ośrodki uległy całkowitemu rozpuszczeniu i wypełnieniu fosforanami, glaukonitem i anhydrytem. Kształt i zarysy obrzeży muszli zachowały się w procesie fosylizacji dzięki cementom mikrytowym, powstałym w wyniku działalności życiowej mikroorganizmów (glonów i cjanobakterii). Relikty struktur mikroorganizmów nieszkieletowych (glonowych i bakteryjnych) oraz produkty ich rozkładu są dość dobrze widoczne w tle skalnym.

Wakstony przechodzą ku górze profilu w pakstony ziarniste (fig. 13). W obrębie pakstonów pojawiają się ziarna obleczone: ooidy, onkoidy o strukturze wewnętrznej w znacznym stopniu zatartej przez procesy diagenetyczne; korteksy zewnętrzne tych form są dobrze zarysowane, najczęściej zmikrytyzowane, podobnie jak obrzeża organizmów szkieletowych (małży i małżoraczków). Ziarna obleczone mają zróżnicowaną wielkość: 0,04–0,2 mm Ø. W tle skalnym występują drobne, trudno rozpoznawalne, pokruszone fragmenty mikroorganizmów przypominających mszywioly gałązkowe (napławione?), struktury pogłonne i węgliste produkty ich destrukcji. Falistość koncentrycznych lamin podkreśla obecność wypełniających je minerałów fosforanowych i glaukonitu,

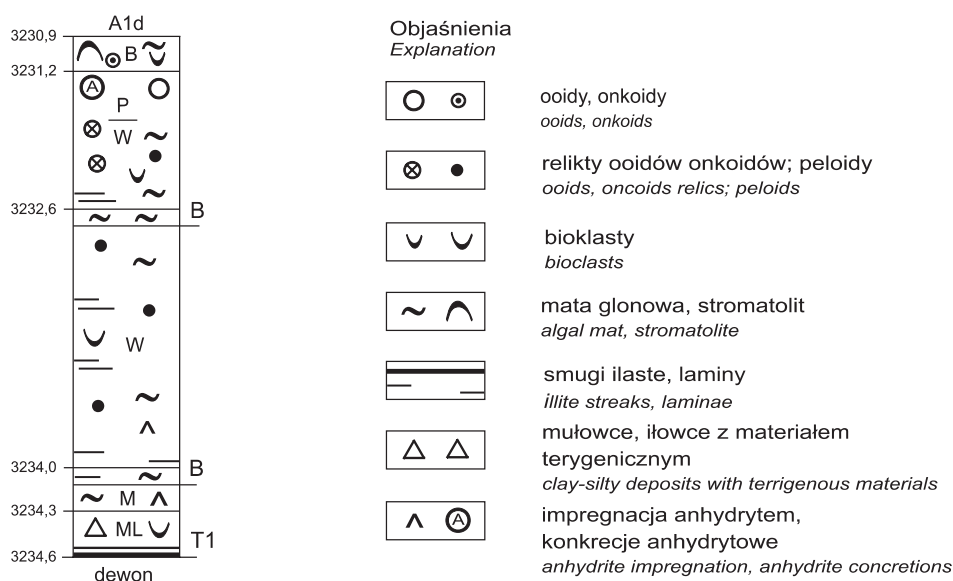


Fig. 13. Profil mikrofacjalny osadów wapienia cechsztyńskiego

M – madston, ML – madston laminowany, B – bandston, W – wakston, P – pakston, T1 – łupek miedzionośny, A1d – anhydryt dolny, $\frac{P}{W}$ – wakston przechodzący w pakston

Microfacies sequence of the Zechstein Limestone deposits

M – mudstone, ML – laminated mudstone, B – boundstone, W – wackestone, P – packstone, T1 – Cooper Shale, A1d – Lower Anhydrite, $\frac{P}{W}$ – wackestone passing into packstone

wypieranych przez gips i anhydryt podczas późniejszych procesów diagenetycznych. W przystropowej części serii wakstonów/pakstonów jest obecny cienki poziom mikrostylolitów (falistych, płaskich i ząbkowanych), rozdzielający tę serię osadów od mikrobialnego kompleksu silnie przesyconego siarczanami (konkrety anhydrytowe). Strefa szwu mikrostylolitowego jest wypełniona materiałem ilastym i składnikami terygenicznymi (kwarc, apatyt) i częściowo substancją węglistą przesyconą bituminami.

4. W górnej (przystropowej części profilu mikrofacjalnego), zalegają bandstony mikrobialne, ze strukturami kolumniowych stromatolitów i liczną mikrofauną i mikroflorą (glony). Falistość lamin stromatolitowych podkreślona jest cementem mikrytowym (dolomitowym), smugami minerałów ilastych i ilasto-węglistych.

W obrębie struktur stromatolitowych występują relikty struktur glonów czerwonych (*Archeolithoporella?*), planktoniczne glony zielone (prasinofity?).

Zespoły otwornic płożących, ułożone zgodnie z narastającą kopułowo laminacją algową i cjanobakteryjną, odgrywały rolę stabilizacyjną w procesie wzrostu stromatolitu. W poziomie tym obecne są allochemy: ooidy, onkoidy jednopowłokowe (rzadziej wielopowłokowe), bioklasty (fragmenty muszli ramieniononoga o wyraźnej włóknistej strukturze, otwornice jednoseryjne i spiralne). Tło skalne zbudowane jest z pokruszonego detrytus organogenicznego, sparę dolomitowego i cementu anhydrytowego.

Procesy diagenetyczne

Procesy diagenetyczne analizowanych osadów Ca1 rozpoczęły się już na etapie synsedymentacyjnym i wczesnodiagenetycznym. W madstonach i cienkich warstewkach mikrobialnych postępował proces neomorfizmu agradycyjnego (rekrytalizacji), powodując, że luźny muł węglanowy (chemicznie wytrącony i organogeniczny materiał zdeintegrowany do rozmiarów mułu) uległ przekształceniu w mikrospary i spary kalcytowe. Równoczesna lub nieodległa czasowo dolomityzacja (proces zastępowanie kalcytu przez dolomit) osadu doprowadziła do powstania porowatości międzykrystalicznej, gdzie wytrącił się igiełkowy (pręcikowy) wczesnodiagenetyczny anhydryt, przemiennie z morskim cementem węglanowym – kalcytowym. Działalność życiowa organizmów mułozernych i drążących (endolitycznych) organizmów muszlowe doprowadziła do powstania kolejnej serii próżni, które pozostały niezapełnione lub na różnych etapach diagenetyki wypełniły się fosforanami, glaukonitem, gipsem i anhydrytem.

W osadach ziarnistych (wakstonach, pakstonach i bandstonach zawierających liczne allochemy) wczesnodiagenetyczna działalność cjanobakterii i glonów, odpowiedzialna za proces mikrytyzacji (degradacji) osobników mineralnych i organicznych, doprowadziła do powstania cementów mikrytowych (obwódkowych), które uchroniły allochemy przed kompaktacją (zniekształceniem), jednocześnie usztywniając więźbę osadu. Proces ten zapobiega całkowitej rekrytalizacji komponentów

ziarnistych i muszlowych (zatarcia korteksów w ooidach/onkoidach i destrukcji zewnętrznych obrzeży elementów szkieletowych). Zatrzymanie mikrytyzacji na etapie pośrednim prowadzi często do powstania struktur peloidowych, a znaczne zaawansowanie tego procesu powodować może częściową (lub całkowitą) homogenizację struktury skały (środkowa część profilu: wakstony/pakstony ziarniste, organodetrytyczne).

Obumieranie i destrukcja materii organicznej (sapropelizacja) prowadzi do powstania wczesnodiagenetycznego pirytu, rozszanego w osadzie w formie bardzo drobnych ziarenek, bądź może przekształcić się w pigment węglisty, węglisto-żelazisty (leukoksen); proces ten wyzwolił znaczne ilości fosforu, który w postaci zmineralizowanych węglanowych apatytów impregnuje tło skalne, zastępując minerały węglanowe (kalcyt, dolomit) w obrębie zewnętrznych korteksów ziaren obłeczonych i wypełnia ośrodki fauny muszlowej (madstony w dolnej części profilu i nadległe osady ziarniste).

Rozpuszczanie miało miejsce zarówno na wczesnych etapach diagenetyzacji, jak również na etapie późniejszym; efekty rozpuszczania są najlepiej widoczne w skałach ziarnistych. Wewnętrzne fragmenty muszli roztrawiane są selektywnie, ośrodki otwornic i małżoraczek – prawie całkowicie. Powstałe pory wypełnia cement fosforanowy, glaukonitowy, siarczanowy, pirytowy. W skałach mułowych (madstonach) ślady procesów rozpuszczania są słabo widoczne (w mikroskopie optycznym), ale depozycja obecnego tam cementu (węglanowego, fosforanowego, glaukonitowego, siarczanowego) była zapewne (przynajmniej częściowo) poprzedzona procesem rozpuszczania.

Cementacja jest jednym z najważniejszych procesów w uformowaniu ostatecznej struktury i więzby skały. Oprócz wspomnianych wcześniej cementów mikrytowych, występują w badanych osadach cementy druzowe (na ścianach próżni), izopachowe cementy obwódkowe i ostrzowe (narastające na ziarnach i obrzeżach muszli oraz kryształach sparę węglanowego). Cementy te mają skład kalcytowy, dolomitowy i zastępowane są często przez minerały fosforanowe (wakstony/pakstony środkowej części profilu). Cementy siarczanowe (gipsowe lub anhydrytowe) blokowe, listewkowe lub sferoidalne stanowią wypełnienie wnętrza ooidów, onkoidów i elementów szkieletowych, stanowiąc pierwotne wypełnienie porów moldycznych lub zastępując, uprzednio tam występujące, minerały fosforanowe i glaukonit. Zaobserwowana sukcesja powyższych minerałów w skałach ziarnistych jest następująca: minerały fosforanowe → glaukonit → anhydryt (najpóźniejszy).

W madstonach spoiwo stanowią minerały ilaste (głównie illit?), drobnodetrytyczny sapropel, ziarna kwarcu, glaukonit, minerały fosforanowe i igielkowy anhydryt tkwiący w przestrzeniach międzykrystalicznych. W przewarstwieniach mułowych dodatkowo występują minerały terygeniczne – skaleni i hydrołyszczki, w łupkach iłowcowych – siarczki: piryty, galena, sfaleryt. W bandstonach mikrobialnych cement stanowią węglany (głównie dolomit, kalcyt?), substancja węglista, minerały ilaste, drobny pigment pirytowy, gips i anhydryt.

Proces kompaktacji mechanicznej (obciążenia przez warstwy nadległe) zaznaczył się wyraźnie w dolnych partiach profilu, w obrębie madstonów laminowanych i w górnej części profilu, na pograniczu formacji ziarnistej i utworów mikrobialno-organodetrytycznych. W partiach przyspągowych (madstonach i osadach mikrobialnych) miała ona charakter plastyczny

(równomiernie obciążając warstwy mułowe i mikrobialne), stąd najczęstsze są deformacje materiału ilastego. W górnej części deformacje plastyczne zachodziły na niewielką skalę; wynika to stąd, że kompaktacja zachodziła równocześnie z cementacją, ale w słabo jeszcze zlitfikowanym osadzie.

Kompaktacja chemiczna i związana z tym stylolizacja, obserwowana w górnym, przystropowym odcinku profilu, wywarła stosunkowo niewielki wpływ na rozwój badanego kompleksu osadów.

Środowisko sedymentacji

Profil mikrofacjalny osadów wapienia cechsztyńskiego jest zasadniczo trójdzielny. Depozycję rozpoczynają madstony laminowane i nielaminowane, przewarstwiane laminkami marglistymi i mułowcowymi, zawierające pokruszone elementy szkieletowe. Serię tę kończy warstewka osadów mikrobialnych. Nadległe osady peloidalnych wakstonów i wakstonów/pakstonów ooidowo-onkoidowych (rozgraniczone cienką warstewką bandstonu mikrobialnego) podścielają z kolei utwory stromatolitowo-organodetrytyczne. Ogólna miąższość osadów jest niewielka, wynosi 3,6 m. Następstwo mikrofacjalne badanych osadów ma charakter regresywny (sekwencja sukcesywnie spływająca ku górze). Są to płytkowodne osady przybrzeżne deponowane w zbiorniku morskim. Dolna (przyspągowa) partia zdolomityzowanych mułów węglanowych ma cechy charakterystyczne dla płytkiego sublitorału, strefy przybrzeżnej, gdzie panowały spokojne warunki sedymentacji o stosunkowo niskim reżimie przepływu prądów dennych. Świadczy o tym rodzaj i stan zachowania bioklastów oraz zespół terygenicznych komponentów. Wzrastający ku górze reżim hydrodynamiczny zapoczątkował sukcesję osadów peloidalno-bioklastycznych i ziarnistych, deponowanych nadal w strefie płytkiego sublitorału, ale o zdecydowanie większej energii hydrodynamicznej. Częste fluktuacje wód oraz okresowo zasilające prądy denne, spowodowały dopływ materiału terygenicznego (głównie ilastego) i uwęglonej substancji organicznej do osadu węglanowego (wakstony w dolnej partii osadów ziarnistych). Zasołenie wód w obrębie zbiornika było prawdopodobnie normalnomorskie, z okresowymi epizodami zmiennego zasołenia (cienkie wkładki mikrobialne facji lagunowej?), co sugeruje krótkotrwałą ekspozycję na warunki hypersalinarne? lub brakiczne. Ewidentna zmiana facjalna w obrębie zbiornika wapienia cechsztyńskiego uwidoczniła się w poziomie przystropowym profilu mikrofacjalnego wapienia cechsztyńskiego i na granicy z anhydrytem dolnym (fig. 13). Nastąpiło wyraźne spłylenie poziomu morza, wzrost zasołenia i energii środowiska. Zmiany te spowodowały zubożenie inwentarza fauny szkieletowej (bytowały w osadzie tylko małżoraczki i otwornice płożące, tolerancyjne na zmiany zasołenia środowiska) oraz umożliwiły pojawienie się ziaren onkoidów i kolumienkowych stromatolitów, struktur sedymentacyjnych związanych z działalnością życiową glonów i cjanobakterii.

Sekwencja diagenetyczna

Bazując wyłącznie na obserwacjach mikroskopowych płytek cienkich w mikroskopie optycznym, polaryzacyjnym i opisach makroskopowych rdzeni wiertniczych (Wagner,

1992) można stwierdzić, że zmiany wczesnodiagenetyczne (synsedymentacyjne i wczesnego pogrzebania) były decydujące dla rozwoju badanych utworów i odbywały się w morskim środowisku freatycznym (pod lustrem wody) w wodach o nierównomiernym natlenieniu, częściowo na granicy strefy utleniania/redukcji.

W zasadzie brak jest dowodów na ewentualne ekspozycje subaeralne, chociaż można przypuścić, że taki krótkotrwały epizod nastąpił podczas depozycji osadów w poziomie onkoidowo-stromatolitowym (przystropowa partia profilu, problematyczne formy przypominające nerkowate struktury wadyczne?). Ze stadium synsedymentacyjnym i wczesnodiagenetycznym (pośredniego pogrzebania) wiąże się trzy podstawowe procesy: dolomityzacja, rozpuszczanie i cementacja (tab. 6). Destrukcja materii organicznej, już na etapie synsedymentacyjnym, musiała w znacznym stopniu wpływać na modyfikacje odczynu chemicznego wód krążących w słabo jeszcze zlitfikowanym osadzie mułowym i ziarnistym, zmieniając periodycznie odczyn wód (z zasadowych na kwaśne).

Zmienność warunków hydrochemicznych wód porowych w osadzie, pod wpływem wód otaczającego osad zbiornika o zróżnicowanym zasoleniu (normalnomorskie/brakiczne) i natlenieniu oraz okresowej interwencji wód meteorycznych, umożliwiało zapewne rozpuszczanie mniej stabilnych faz mineralnych (aragonitowych skorupki mikroorganizmów) oraz nadtrawianie obrzeży akrecyjnie wzrastających kryształów (kalcytu lub już zastępującego go dolomitu) i formowanie się cementów: węglanowych (obwódkowych), anhydrytów i fosforanów (igielkowych i ziarnistych), impregnujących tło skalne oraz agregatów glaukonitu, wypełniającego pory formowe i moldyczne.

Uwalniany podczas destrukcji materii organicznej magnez (w sprzyjających procesowi dolomityzacji, środowisku hydrochemicznym) mógł mieć istotne znaczenie w procesie zastępowania kalcytu przez dolomit (zmieniał proporcje jonów Mg^{2+}/Ca^{2+} na korzyść magnezu). Przypuszcza się, że krótkotrwałe, ale stosunkowo częste zmiany odczynu wód porowych, przy współdziałaniu wód meteorycznych, powodowały przemienność procesów rozpuszczania, kreując jednocześnie

porowatość i umożliwiając cementację minerałami fosforanowymi, glaukonitem, pirytem i anhydrytem.

Zastępowanie minerałów węglanowych (głównie dolomityzacja) następowała raczej na wczesnym etapie diagenety; późniejsza dolomityzacja wydaje się być problematyczna. Obserwowana sukcesja zastępowania glaukonitu i minerałów fosforanowych przez piryty i anhydryt jest następująca: glaukonit/minerały fosforanowe → piryty/anhydryt. Proces cementacji, odbywał się bezpośrednio po roztrawieniu lub w czasie niezbyt odległym. Znaczący wpływ na osad górnej przystropowej partii profilu cechsztynu (pakston ziarnisty/bandston) we wczesnym etapie diagenety miały zapewne roztwory wodne ze zbiornika morskiego anhydrytu dolnego o wyraźnie zwiększonym zasoleniu. Ich agresywne oddziaływanie na najwyższe poziomy osadów wapienia cechsztyńskiego (przystropowe i bezpośrednio pod nimi zalegające), będące w trakcie lityfikacji, pogrążania i związanej z tym stosunkowo słabej kompaktacji (mechanicznej), umożliwiało wytrącania znacznych ilości minerałów siarczanowych – gipsu i anhydrytu, co faktycznie jest widoczne w badanych próbkach mikroskopowych i obserwacjach makroskopowych rdzenia.

Jest wielce prawdopodobne, że cementacja badanych osadów (głównie przez minerały siarczanowe, rzadziej piryty) w warunkach głębokiego pogrzebania była marginesowa i nie odegrała znaczniejszej roli w rozwoju kompleksu skalnego; mogła się wiązać jedynie ze stosunkowo rzadko obserwowanym (w płytkach cienkich i w rdzeniach) szczelinowaceniem i stylolityzacją (tab. 13). Wydaje się również, że procesy zachodzące na etapie pogrzebania osadu, w stosunkowo późnym stadium diagenetycznym (kompakcja chemiczna odpowiedzialna za stylolityzację oraz szczelinowacenie), tylko w niewielkim stopniu umożliwiały penetrację osadu roztworami o zróżnicowanym składzie chemicznym. Zaobserwowano jedynie lokalnie (w górnej partii profilu mikrofacjalnego na głębokości 3231,6 m), na granicy pakstonów z poziomem onkoidowo-stromatolitowym, znaczną domieszkę materiału terygenicznego i węglatego (bitumicznego?) w obrębie szwu mikrostylolitowego, co świadczy o istniejących w tym stadium migrantach.

TRIAS

Anna BECKER

TRIAS DOLNY

W otworze Polskie Łąki PIG 1, według Szyperko-Teller (mat. arch. – 1992) trias dolny reprezentowany jest jedynie przez osady formacji barwickiej górnego pstrego piaskowca (Szyperko-Teller, 1982). Formacja ta zbudowana jest z ilowców i mułowców szarych i brunatnych osadzanych prawdopodobnie w środowisku fluwialnym lub w bardzo płytkiej lagunie szelfu terygenicznego (Szyperko-Teller, 1997), a ich miąższość wynosi zaledwie 12 m. W spągu tych osadów znajdują się osady cechsztynu. Trias dolny w omawianym otworze nie był w ogóle rdzeniowany.

Rejon otworu Polskie Łąki PIG 1 położony był we wczesnym triasie w północno-wschodnim obrzeżeniu bruzdy środkowopolskiej, gdzie miąższość triasu dolnego mogła dochodzić do 600 m (Szyperko-Teller, 1987; Szyperko-Teller i Moryc, 1988; Iwanow, 1998). Otwór ten położony jest w centralnej części struktury antyklinalnej interpretowanej jako antyklina niesolna (Dadlez, 1998). Brak w profilu osadów najniższego triasu (dolny, środkowy oraz najniższy górny pstry piaskowiec) może być wynikiem aktywności podłoża przedpermskiego we wczesnym triasie, która spowodowała wynie-

sienie tego rejonu oraz związany z tym brak sedymentacji. Interpretacja przekroju sejsmicznego rejonu badanego otworu (profil 20-I-81, mat. arch., 1992) nie wykazała istnienia struk-

tur solnych lub uskoków, mogących doprowadzić do tektonicznej redukcji profilu triasu dolnego.

Andrzej IWANOW, Anna BECKER

TRIAS ŚRODKOWY – ANIZYK I LADYN

Wapień muszlowy

Utwory wapienia muszlowego występują w interwale 2735,0–2523,0 m i były przewiercone w zasadzie bezrdzeniowo. Próbkę okruchową okazały się mało reprezentatywne, toteż dane o stratygrafii i litologii pochodzą z interpretacji geofizyki wiertniczej i korelacji z sąsiednimi otworami: Unisław IG 1 i IG 2, Bydgoszcz IG 1, Wilcze IG 1, Wyrzysk IG 1. Z analizy tej wynika, że w otworze Polskie Łąki PIG 1 występują wszystkie główne ogniwa litostratygraficzne wapienia muszlowego. Dolny wapień muszlowy liczy 100,5 m miąższości, środkowy – 83,0 m, a górny – 48,5 m.

Niższa część dolnego wapienia muszlowego reprezentowana jest przez iłowce, margle i wapień margliste, natomiast część górna to jasne wapień i wapień margliste.

Środkowy wapień muszlowy charakteryzują większe zaileń i dolomityczność osadów w porównaniu do wapienia muszlowego dolnego. W dolnej części górnego wapienia muszlowego dominują wapień szare, natomiast w górnej – wzrasta zaileń osadów i przeważają iłowce słabo wapniste z wkładkami wapieni i wapieni dolomitycznych.

Wykształcenie wapienia muszlowego w omawianym otworze jest typowe dla strefy przejściowej zbiornika sedymentacyjnego, położonej między strefą centralną płytkiego szelfu węglanowego, obejmującą obszar monokliny przedsu-

deckiej, i strefą peryferyczną – równi brzegowej i aluwialnej, leżącą w obrębie północnej części Pomorza Wschodniego i południowego Bałtyku (Iwanow, 1998).

Rejon wiercenia Polskie Łąki PIG 1 znajdował się w czasie sedymentacji utworów wapienia muszlowego na pograniczu dwóch struktur paleotektonicznych – monokliny koszalińsko-rzeszowskiej oraz tarasu kaszubskiego (Gajewska, 1988a).

Kajper dolny

W omawianym otworze utwory kajpru dolnego w postaci warstw sulechowskich występują w interwale 2523,0–2459,0 m i osiągają miąższość 63,5 m. Pobrano z nich tylko jeden rdzeń. Opisu litologicznego dokonano przede wszystkim na podstawie analizy pomiarów geofizycznych. Warstwy sulechowskie są reprezentowane głównie przez utwory drobnoklastyczne: mułowce, mułowce piaszczyste i iłowce. Występują w nich dwie charakterystyczne wkładki piaskowców: w części dolnej na głębokości 2501,5–2516,0 m (14,5 m miąższości) oraz w stropie na głębokości 2467,0–2476,0 m (9 m miąższości). Zbiornik dolnego kajpru był kontynuacją zbiornika wapienia muszlowego w fazie regresji (Gajewska, 1988a). Przybrzeżne osady wapienia muszlowego przechodziły w kajprze dolnym w osady równi aluwialnej z dominacją osadów równi zalewowej (Iwanow, 1998).

TRIAS GÓRNY

Kajper górny – karnik

Utwory kajpru górnego w otworze Polskie Łąki PIG 1 występują w interwale 2459,5–1980,5 m, osiągając miąższość 479,0 m. Omawiany obszar jest jednym z rejonów największej miąższości tego ogniwa na Pomorzu (Gajewska, 1978). Szczególnie pełny rozwój osiągnęły warstwy gipsowe górne. W omawianym otworze uzyskano jedynie 10 m rdzenia z tych warstw. Sąsiedni otwór Korytowo 1, położony na południowo-zachód, był dobrze rdzeniowany i dokładnie opisany (mat. arch.).

Podobnie jak w otworze Korytowo 1 profil kajpru górnego w otworze Polskie Łąki PIG 1 charakteryzuje się występowaniem wszystkich trzech głównych ogniw: warstw gipsowych dolnych, piaskowca trzciniowego i warstw gipsowych górnych oraz ogniw podrzędnych, łącznie z najwyższym tzw. anhydrem stropowym. W otworach położonych na obszarach sąsiednich nie spotyka się pełnego profilu osadów kajpru górnego (Gajewska, 1978, 1988b, 1997).

Warstwy gipsowe dolne o miąższości 68,0 m, reprezentowane są przez iłowce i mułowce ilaste słabo wapniste i słabo dolomityczne brązowo-wiśniowe z wkładkami mułowca piaszczystego lub piaskowca z licznymi skupieniami i soczewkami anhydrytu. Środowiskiem ich sedymentacji była prawdopodobnie laguna o podwyższonym zasoleniu (Iwanow, 1998).

Piaskowiec trzciniowy o miąższości 107,5 m, zbudowany jest głównie, zwłaszcza w części dolnej, z piaskowców i piaskowców mułowcowych słabo wapnistych i słabo dolomitycznych. Mułowce ilaste i iłowce dominują w częściach środkowej i górnej ogniwa. Są to osady strefy przejściowej między równią aluwialną i deltową (Iwanow, 1998).

Warstwy gipsowe górne o miąższości 303,5 m, wykształcone są głównie w postaci mułowców i iłowców przeważnie bardzo słabo wapnistych i bardzo słabo dolomitycznych, z nieznacznym lub miejscami nieco większym udziałem wkładek piaskowcowych. Skupienia anhydrytu są rozproszone w dolnej części profilu, zaś w przystropowej części ogniwa nagroma-

dziane są w postaci dwóch wyraźnych warstw, tworząc tzw. anhydryt stropowy. Utwory te w części górnej mają barwy brunatne lub ciemnobrunatne, a w części dolnej przeważnie pstre czerwone, wiśniowe i zielonawe. Osadzone one były prawdopodobnie częściowo w środowisku laguny o podwyższonym zasoleniu (głównie część najniższa i najwyższa) oraz na równi zalewowej (Gajewska, 1997; Iwanow, 1998).

Rejon Polskich Łąg–Korytowa tworzył podczas sedymentacji górnego kajpru depresję tektoniczną, nazywaną rowem Korytowa, o permanentnie trwającej subsydencji kompensowanej sedymentacją (Gajewska, 1988b). Pozwoliło to na osadzenie się miększych warstw gipsowych górnych z ich najwyższym ogniwem, tzw. anhydrytem stropowym, dając ciągle przejście utworów kajpru w utwory noryku.

Noryk

Utwory noryku, w starszej literaturze określane jako retyk niższy (Deczkowski, Franczyk, 1988), występują w interwale 1980,5–1876,5 m i osiągają łącznie miąższość 104,5 m. Nie były one jednak w ogóle rdzeniowane i ich opis oparto wyłącznie na analizie pomiarów geofizycznych oraz opisie dobrze rdzeniowanego otworu Korytowo 1 (mat. arch.). Są to przeważnie mułowce i iłowce głównie czerwone oraz brunatno-wiśniowe, słabo wapieniste i słabo dolomityczne z wkładkami mułowców piaszczystych, a także piaskowców przeważnie brunatno-zielonych, a w części stropowej i spągowej szarych. Dolną część profilu tworzą mułowce z wkładkami piasków, które można uznać za odpowiednik warstw drawieńskich. Granicę z utworami kajpru postawiono w stropie iłowcowo-mułowcowych i częściowo piaskowcowych warstw z wtarceniami anhydrytu, tzw. anhydrytu stropowego, z którymi utwory noryku są tu prawdopodobnie powiązane sedymentacyjnie. Osady te powstawały w środowisku laguny o obniżonym zasoleniu oraz częściowo na równi zalewowej (Iwanow, 1998).

Miąższość utworów noryku w otworze Polskie Łąki PIG 1 jest mniejsza o 67,5 m od ich miąższości w otworze Korytowo 1, gdzie wynosi 172,0 m. Mniejsza miąższość jest spowodowana raczej niższym tempem sedymentacji w rejonie otworu Polskie Łąki PIG 1, aniżeli jest wynikiem znaczniejszej erozji osadów przystropowych.

Utwory noryku osadzały się z dala od brzegu zbiornika sedymentacyjnego w trwale rozwijającej się od czasów górnego kajpru paleodepresji, o zwiększonej w stosunku do obszarów

sąsiednich subsydencji (Deczkowski, Franczyk, 1988), nieodległej jednak znacznie od generalnej subsydencji tej części basenu.

Retyk

Do retyku, w starszej literaturze określanego jako retyk wyższy (Deczkowski, Franczyk, 1988), zaliczono w otworze Polskie Łąki PIG 1 zróżnicowane litologicznie i genetycznie utwory występujące w interwale 1876,5–1770,0 m. W obrębie tych utworów wyróżniono warstwy wielichowskie oraz warstwy z *Trileites*.

Warstwy wielichowskie występują w otworze Polskie Łąki PIG 1 w interwale 1876,0–1819,5 m, osiągając miąższość 56,5 m. Nie pobrano z nich żadnego rdzenia. Są zbudowane głównie z mułowców i iłowców, być może z kilkoma wkładkami piaskowców. Środowiskiem ich sedymentacji była prawdopodobnie równia aluwialna (Iwanow, 1998).

Warstwy z *Trileites* wyróżnione zostały na głęb. 1819,5–1770,0 m i osiągają miąższość 49,5 m. Z najwyższej ich części wydobyto rdzeń, a analiza spor wskazuje na ich przynależność do retyku. Warstwy te zbudowane są głównie z piaskowców jasnoszarych w dolnej części oraz mułowców i iłowców ciemnoszarych prawie czarnych w części górnej. Osadzały się one w środowisku równi aluwialnej i być może iłowce ciemnoszare w płytkiej lagunie (Iwanow, 1998).

Sedymentacja utworów należących do retyku odbywała się nadal w paleodepresji o zwiększonej subsydencji w stosunku do obszarów sąsiadujących z opisywanym rejonem głównie od północy. Struktura ta należała do systemu rowu synsedymencyjnego, ciągnącego się prawdopodobnie od Koszalina po rejon Chojnic (Deczkowski, Franczyk, 1988).

Pierwotny zasięg utworów retyku jest obecnie trudny do określenia wskutek erozji śródretyckiej oraz wczesnośredniojurajskiej. Warstwy wielichowskie mają obecnie mniejszy zasięg niż warstwy z *Trileites*, jednakże zasięg ich sedymentacji był zapewne znacznie większy. Otwór Polskie Łąki PIG 1 znajduje się w północno-zachodnim zakończeniu obszaru występowania warstw wielichowskich, obejmującego od wschodu i południowego wschodu prawie cały obszar niecki warszawskiej, a zamkniętego od zachodu regionem otworów Wyrzyk IG 1, Zaburtowo 1, Zaburtowo 2, Witkowo 1, Orzełek 1, Lubiewo 1, Bysław 2. Na zachód od rejonu otworów Polskie Łąki PIG 1, Korytowo 1 i Bukowiec 1 warstwy wielichowskie stwierdzono tylko w otworach Budzyń 1 i Wilcze IG 1.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY DOLNEJ

Otwór Polskie Łąki PIG 1 został usytuowany w brzeżnej strefie obecnego występowania utworów dolnojurajskich, a jednocześnie w brzeżnej strefie basenu sedymentacyjnego w okresie od hetangu po pliensbach. Wynikiem takiego położenia jest zredukowana miąższość osadów w obrębie poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Łączna miąższość utwo-

rów jury dolnej w otworze Polskie Łąki PIG 1 wynosi 320,0 m. Cały profil został przewiercony bezrdzeniowo, a granice wydzielonych jednostek litostratygraficznych zostały określone na podstawie analizy krzywych geofizyki wiertniczej. Granica pomiędzy utworami jury i triasu została postawiona na głębokości 1762,5 m, w stropie kompleksu iłowcowo-mułowcowego,

z którego T. Marcinkiewicz (niepublikowane ekspertyzy palinologiczne) oznaczyła megaspory charakterystyczne dla retycykiego poziomu megasporowego *Trileites pinguis*.

Profil jury dolnej rozpoczyna kompleks piaskowcowy (miaższność 87,5 m). W pobliskim, pełnordzeniowym otworze Korytowo 1, dolny odcinek profilu jury dolnej tworzą piaskowce średnio- i gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate, barwy jasnoszarej. Wyżej przechodzą one w piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare z fragmentami uwęglonej flory, określone jako nierozdzielone formacje zagajska i skłobska (na podstawie podziału litostratygraficznego Pieńkowskiego, 2004). Wiekowo formacje te reprezentują hetang. W starszym podziale litostratygraficznym wg Dadleza (1969), utwory te były wydzielane jako nierozdzielone warstwy mechowskie dolne i środkowe.

Powyżej, utwory jury dolnej wykształcone są w postaci kompleksu naprzemianległych warstw mułowcowych i piaskowcowych, z 1-metrową wkładką iłowcową na głębokości 1665,0 m. Zostały one wydzielone jako formacja ostrowiecka o miaższności 35,5 m. W podziale Dadleza (1969) utwory te odpowiadają warstwom mechowskim górnym oraz warstwom radowskim. Ich wiek określany jest jako synemur (Pieńkowski, 2004).

Nadległe osady zaliczone do formacji łobeskiej charakteryzuje znaczny udział skał mułowcowo-iłowcowych, z dużą ilością wkładek piaskowcowych. Wyznaczenie dolnej granicy formacji nastęrcza znaczne trudności, nie tylko w omawianym otworze, ale również w innych otworach południowo-wschodniej części niecki pomorskiej. Według definicji formację łobeską tworzą głównie utwory mułowcowo-iłowcowe, w części zachodniej obszaru zawierające faunę morską (Dadlez, 1969; Pieńkowski, 2004). W profilu Polskie Łąki PIG 1, w obrębie utworów zaliczonych do formacji łobeskiej, pojawia się jednak wiele wkładek piaskowców, których obecność wynika z położenie otworu w brzeżnej strefie wczesnojurajskiego zbiornika sedymentacyjnego, utrudniających jednoznaczne wyodrębnienie tej formacji. Profil tego odcinka jury dolnej różni się również od profili obserwowanych w innych pobliskich otworach (Wudzyń 1, Wilcze IG 1, Korytowo 1), co przy bezrdzeniowym przewierceniu osadów w profilu Polskie Łąki PIG 1 jeszcze bardziej utrudnia jednoznaczne wyznaczenie granic. W związku z tym dolną granicę formacji wyznaczono, z dużym znakiem zapytania, w spągu najbardziej wyraźnej warstwy iłowcowej, na głęb. 1639,5 m. Górna granica formacji została postawiona w stropie najwyższego pakietu mułowcowo-iłowcowego, na głęb. 1602,5 m. Pakiet ten wydaje się być odpowiednikiem podobne-

go pakietu iłowcowego, występującego w stropie warstw sławęcińskich głównych, wydzielanych na Kujawach, a więc byłby odpowiednikiem formacji gielniowskiej według nowego podziału litostratygraficznego (Pieńkowski, 2004). Miaższność tak wydzielonej w otworze Polskie Łąki PIG 1 formacji łobeskiej wynosi 37,0 m. Należy ona, na podstawie korelacji z dobrze datowanym na podstawie amonitów regionem pomorskim, do dolnego pliensbachu (Dadlez, Kopik, 1972).

Wykształcenie nadległej formacji komorowskiej, reprezentującej późny pliensbach, jest już typowe dla tej formacji (Franczyk, 1987, Pieńkowski, 2004). W dolnym i środkowym odcinku są to utwory piaskowcowe o łącznej miaższności 58,0 m. Dopiero w górnym odcinku pojawiają się wkładki mułowcowe oraz kilkumetrowy kompleks iłowcowy. Z serii tej uzyskano pełny rdzeń w pobliskim otworze Korytowo 1. Są to iłowce szare i ciemnoszare, zawierające znaczne fragmenty uwęglonej flory. Łączna miaższność formacji komorowskiej wynosi w omawianym otworze 90,5 m.

Powyżej występuje kompleks utworów iłowcowo-mułowcowych, z cienkimi wkładkami piaskowców o miaższności 69,5 m. Charakterystyczna szarozielona barwa osadu stwierdzona w próbach okrucowych oraz w rdzeniach pobliskiego otworu Korytowo 1, pozwala na jednoznaczne zaliczenie tych utworów do formacji ciechocińskiej, zaliczonej do dolnego toarku. Dolna i górna granica formacji stawiana jest w miejscu zmiany barwy osadu: dolna w miejscu pierwszego wystąpienia iłowców lub mułowców barwy zielonej; górna w miejscu pojawienia się miaższego kompleksu piaskowców jasnoszarych.

W otworze Korytowo 1 szarozielone utwory iłowcowe formacji ciechocińskiej przykryte są bezpośrednio ciemnoszarymi iłowcami jury środkowej. Dobra korelacja krzywych geofizycznych na tym odcinku, pomiędzy otworami Polskie Łąki PIG 1 i Korytowo 1, sugeruje, że w omawianym otworze najwyższa część kompleksu iłowcowego powinna być również uznawana za utwory jury środkowej. Granica pomiędzy utworami formacji ciechocińskiej a utworami jury środkowej, reprezentującymi górny bajos, została tu postawiona na głębokości 1442,5 m.

Z powyższej analizy wynika, że w profilu jury dolnej otworu Polskie Łąki PIG 1 brak jest formacji borucickiej. Jest to najwyższa jednostka litostratygraficzna dolnej jury, zaliczana do górnego toarku i charakteryzująca się wykształceniem w facjach piaskowcowych. Osady te zostały usunięte w aalenie i wczesnym bajosie z większości obszaru niecki pomorskiej (Franczyk, 1987 – Fig. 64) oraz położonych bardziej na wschód okolic Chełmży (Franczyk, 1983 – Fig. 83).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Położenie otworu Polskie Łąki PIG 1 w brzeżnej strefie basenu sedymentacyjnego jest zapewne przyczyną silnej redukcji osadów jury środkowej w tym profilu. Stwierdzono tu osady górnego bajosu–keloweju, o łącznej miaższności 107,5 m. Cały środkowojurajski odcinek profilu został przewiercony bezrdzeniowo, jednak korelacja geofizyczna z położonym w odległości kilkuset metrów pełnordzeniowym otworem Korytowo 1 oraz innymi otworami odwierconymi

w południowo-wschodniej części niecki pomorskiej, pozwala na oszacowanie wieku obserwowanej luki sedymentacyjnej na późny toark–początek późnego bajosu.

Bajos górny

Najstarsze zachowane w otworze Polskie Łąki PIG 1 utwory jury środkowej wykształcone są jako kompleks iłowców

barwy ciemnoszarej o miąższości 8,5 m. Leżą one bezpośrednio na iłowcach i mułowcach barwy szaro-zielonej, wydzielanych jako formacja ciechocińska, należąca do dolnego toarku. W otworze Korytowo 1 na granicy pomiędzy obydwoma kompleksami drobnoziarnistymi (głęb. 1454,2– 1454,1 m) stwierdzono 10-centymetrową wkładkę piaskowca średnioziarnistego. W jego obrębie występuje 2-centymetrowy poziom zlepieńca, z otoczkami o wielkości ok. 0,5 cm.

Datowanie tego kompleksu w otworze Polskie Łąki PIG 1 nie jest pewne, ponieważ w najbliższych wierceniach nie znaleziono fauny przewodniej. Na podstawie korelacji kompleksów geofizycznych z rejonami Złotowa i Szubina należy przypuszczać, że wspomniane utwory iłowcowe reprezentują poziom *parkinsoni* górnego bajosu (Dayczak-Calikowska, 1987). Wiek tych utworów w tym rejonie datuje niezbyt liczna, lecz wskaźnikowa dla poziomu *parkinsoni* fauna amonitowa, stwierdzona w otworach Rynarzewo II, Drogosław, Głęboćek 1 (Dembowska, 1959; Dadlez, Dembowska, 1965). W dotychczasowej literaturze polskiej poziom *parkinsoni* wydzielano jako poziom kujawu środkowego, jednakże ze względu na konieczność dostosowania polskiego podziału stratygraficznego jury środkowej do podziału standardowego, należy obecnie zrezygnować ze stosowania terminu kujaw jako jednostki chronostratygraficznej (Kopik, 1998).

Powyżej występują utwory piaskowcowo-mułowcowe o miąższości 17,0 m. Należy je korelować z utworami wydzielanymi dawniej jako kujawu środkowy – poziom *schloenbachi*. Według Kopika (*op cit.*) poziom ten odpowiada najniższej części batonu dolnego, jednak badania dinoflagellata (Barski, 2000) wskazują, że przynajmniej dolna jego część reprezentuje jeszcze najwyższy bajos (podpoziom *bomfordi* poziomu *parkinsoni*).

W omawianym otworze granica pomiędzy górnym bajosem a dolnym batonem została postawiona w stropie kompleksu piaskowcowego, na głęb. 1417,0 m. W miejscu tym na krzywej geofizycznej PG następuje wyraźna zmiana charakteru krzywej, wskazująca na przejście od piaskowców do iłowców.

Baton dolny + środkowy

W otworze Polskie Łąki PIG 1 granica pomiędzy bajosem a batonem została postawiona w spągu kompleksu iłowcowo-mułowcowego z cienkimi wkładkami piaskowców. W tym miejscu w otworze Korytowo 1 stwierdzono występowanie poziomu zlepieńca o miąższości 10 cm. Badania sedimentologiczne (Feldman-Olszewska, 2005) oraz biostratygraficzne (Znosko, 1957; Barski, 2000) z obszaru wału kujawskiego wskazują, że znaczące pogłębienie basenu sedimentacyjnego, wiążące się z gwałtownym przejściem od sedimentacji piaskowców środkowego przybrzeża płytszego do sedimentacji czarnych łupków z syderytami reprezentujących przybrzeże głębsze lub ciemnoszarych mułowców strefy przejściowej, przypada właśnie na początek batonu. W profilach kujawskich początek transgresji wczesnobałtyckiej często wiąże się również z obecnością cienkich poziomów zlepieńców. Wydaje się więc, że postawienie granicy w otworze Polskie Łąki PIG 1 w miejscu podobnej zmiany sedimentologicznej jest uzasadnione.

W dotychczasowych publikacjach dotyczących południowej części niecki pomorskiej i wału pomorskiego, kompleks iłowcowo-mułowcowy z wkładkami piaskowcowymi przypisywany był kujawowi górnemu, batonowi dolnemu oraz batonowi środkowemu. Po uwzględnieniu nowego podziału stratygraficznego utworów jury środkowej (Kopik, 1998), utwory kujawu górnego należy całkowicie włączyć do dolnego batonu, obejmującego poziomy *macrescens-teniuplicatus*. Na całym obszarze utwory te są słabo datowane, jednak Dadlez i Dembowska (1965) cytują w łupkach rejonu Szubina występowanie amonita *Parkinsonia* sp. (cf. *ferruginea-compressa*), który to takson wyraźnie określa ich przynależność do dolnego batonu.

Górna granica środkowego batonu została postawiona na głębokości 1395,0 m, w stropie omawianego kompleksu iłowcowo-mułowcowego. Łączna miąższość tego kompleksu w otworze wynosi 22,0 m. Zaliczono go do dolnego-środkowego batonu. W otworze Polskie Łąki IG 1, jak i w pozostałych otworach południowej części regionu, nie znaleziono fauny wskaźnikowej umożliwiającej rozdzielenie od siebie utworów dolnego i środkowego batonu.

Baton górny

Utwory batonu górnego są dwudzielne. W dolnej części osady te wykształcone są w postaci kompleksu piaskowcowego z wkładkami mułowców w części środkowej, o miąższości 29,0 m. Część górną tworzy 6-metrowy pakiet iłowcowo-mułowcowy.

O ile zaliczenie utworów piaskowcowych do górnego batonu wynika jedynie z korelacji regionalnych z obszarem Ciechocinka, o tyle wiek przykrywającego go pakietu drobnoziarnistego wydaje się być pewny. Utwory te można korelować z utworami iłowcowymi w otworze Lędyćzek 2, położonym w rejonie Złotowa, kilkadziesiąt kilometrów na zachód od otworu Polskie Łąki PIG 1. Z serii ilastej w otworze Lędyćzek 2 pochodzi szereg amonitów, datujących ją na górną część poziomu *orbis* (podpoziom *orbis*) oraz na poziom *discus* (Dadlez, Dembowska, 1965; Dayczak-Calikowska, 1977).

Górna granica batonu w otworze Lędyćzek 2 została postawiona w stropie serii ilastej, a poniżej kompleksu piaskowców wapienistych, w którego wyższej części stwierdzono już amonity kelowejskie.

Podobny profil litologiczny obserwowany jest w otworze Polskie Łąki PIG 1 oraz pobliskim otworze Korytowo 1, w którym powyżej drobnoziarnistego kompleksu pojawiają się wapienie dolomityczne. Wydaje się więc uzasadnionym postawienie granicy pomiędzy batonem a kelowejem w tym miejscu. Nie jest jednak wykluczone, że granica ta w całym regionie przebiega nieco wyżej, w dolnej części kompleksu piaskowcowego. Sugestia ta wynika z korelacji z regionem kujawskim (Barski, 2000; Feldman-Olszewska, 2005).

Kelowej

Profil keloweju w omawianym otworze ma 25,5 m miąższości. W dolnej i środkowej części tworzą go piaskowce wapieniste i dolomityczne, z wkładkami mułowców marglistych. Ich dolna granica została wyznaczona na krzywej geofizycznej na głębokości 1360,5 m, a miąższość wynosi 23,0 m. Górna

część wykształcona jest w postaci 2,5 m pakietu mułowców i iłowców marglistych.

Osady te mają w pobliskich otworach wiertniczych dobrą dokumentację faunistyczną. W otworze Lędyczek 2, w środkowej części serii piaskowców wapnistych, stwierdzono obecność amonitów datujących ją na dolny kelowej, natomiast w górnej części amonity datujące ją na poziomy *jason-athleta* środkowego i górnego keloweju (Dayczak-Calikowska, 1977). Również w profilu otworów Wiśniewa oraz Biały Bór 7, położonych na zachód od otworu Polskie Łąki PIG 1, znaleziono amonity dokumentujące poziom *calloviense* dolnego keloweju (*op. cit.*). Natomiast kelowej środkowy oraz niższy poziom górnego keloweju, poziomy *jason-athleta*, zostały stwierdzone na podstawie amonitów wskaźnikowych w otworach Bobolice 1 oraz Grudziądź IG 1, położonych odpowiednio na zachód i na wschód od otworu Polskie Łąki PIG 1 (*op. cit.*). Podobnie w otworze Kcynia IV położonym w rejonie Szubina, na południe od otworu Polskie Łąki PIG 1, w mocno skondensowanej warstwie utworów do-

lomitowo-mułowcowych i wapnisto-mułowcowych stwierdzono bogaty zespół fauny amonitowej, charakterystycznej dla dolnego keloweju aż po poziom *athleta* górnego keloweju (Dayczak-Calikowska, 1959; Matyja, Wierzbowski, 1998). Należy więc wnioskować, że piaskowce wapnisto-dolomityczne w omawianym otworze Polskie Łąki PIG 1 reprezentują ten sam przedział czasowy.

Profil keloweju w otworze kończy 2,5-metrowy pakiet mułowców i iłowców marglistych. Reprezentują one najniższą część formacji Łyny. Na podstawie fauny amonitowej dokumentującej odpowiadający mu osad w otworze Kcynia IV (Dayczak-Calikowska, 1959; Matyja, Wierzbowski, 1998), można ten pakiet datować na najwyższy poziom keloweju – poziom *lamberti*.

Granica pomiędzy jurą środkową a górną została postawiona na głęb. 1335,0 m na podstawie korelacji z otworem Korytowo 1, w którym z najwyższej części opisywanego kompleksu marglistego oznaczono już faunę amonitową oksofordu, charakterystyczną dla poziomu *mariae*.

Bronisław Andrzej MATYJA

STRATYGRAFIA UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Wyróżnione jednostki litostratygraficzne

Utwory jury górnej w otworze Polskie Łąki PIG 1 zostały przewiercone bezrdzeniowo. Profil litologiczno-stratygraficzny został sporządzony na podstawie wyników badań geofizycznych wykonanych w otworze, w nawiązaniu przede wszystkim do profilu jury w otworze Korytowo 1 (Sprawozdanie..., 1960), z tego powodu, że otwór ten usytuowany był tylko około 170 m na północny zachód od otworu Polskie Łąki PIG 1.

Przytoczonym (patrz rozdz. Profil litologiczno-stratygraficzny) opisem próbek okrucowych z otworu Polskie Łąki PIG 1 posłużono się w niewielkim stopniu, ze względu na fakt, że jak wspomina jego autorka T. Niemczycka „Wykonane z próbek okrucowych analizy chemiczne wskazują na małą zawartość w omawianym profilu węgla wapnia, co często koliduje z obrazem krzywych geofizycznych sugerujących miejscami występowanie skał wysokowęglanowych”.

Dla podjętych rozważań wykorzystano także dane z otworu Kcynia IG IV (Matyja, Wierzbowski, 1998) oraz dane z obszaru struktury Zalesia (Kubiawicz, 1983, Matyja i in., 1985), które dostarczyły wiele analitycznego materiału.

Wyróżnione poniżej jednostki litostratygraficzne zaproponowane zostały przez Dembowską (1979) dla regionu obejmującego między innymi południowo-wschodnią część niecki pomorskiej.

1. **Formacja mułowcowa Łyny** występuje w interwale 1337,0–1197,5 m. Tworzą ją mułowce margliste z drobnymi łuseczkami miki i luźnymi spikulami gąbek.

2. **Formacja gąbkowo-wapienna** (1333,0–1197,5 m) – tworzą ją wapienie i wapienie margliste. Utwory te występują w interwałach 1324,0–1333,0, 1275,0–1315,0 i 1240,0–1262,5 m.

Pakiety bardziej ilaste zaznaczające się na krzywych geofizycznych w interwałach 1315,0–1324,0, 1262,5–1275,0 i 1197,5–1240,0 m, reprezentują poprzednio opisaną formację Łyny. To tłumaczyłoby obecność wapieni piaszczystych i mułowcowych stwierdzanych w próbkach okrucowych, a jednocześnie było w zgodzie z występowaniem wapieni rejestrowanych na krzywych geofizycznych. Mamy tu więc do czynienia z przechodzeniem obocznym formacji gąbkowo-wapiennej i formacji Łyny. Takie ząbienie się obu formacji było obserwowane (Matyja i in., 1985, fig. 4) na strukturze Zalesia.

3. **Formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa** (1197,5–1092,0 m; miąższość 105,5 m) – tworzą ją wapienie margliste i margle, a w interwale 1110,0–1092,0 m nawet iłowce margliste.

W profilu otworu Korytowo 1 utwory, które można zaliczyć do tej samej formacji występują w przedziale głębokości 1094,0–1201,8 m. Ich miąższość wynosi 107,8 m. Ze skamieniałości wymieniane są tam liczne amonity oraz niezbyt często występujący i enigmatycznie określony detrytus innej fauny.

4. **Formacja pałucka** (1092,0–888,0 m; miąższość 204 m) – kryterium wyróżniania tej formacji jest pojawienie się i występowanie mułowców marglistych i margli mułowcowych. W profilu otworu Korytowo 1 utwory, które można zaliczyć do tej samej formacji występują w przedziale głębokości 1094,0–899,0 m. Ich miąższość wynosi 195,0 m. Opis skał uzupełniony jest o występowanie licznych skamieniałości: głównie różnych małżów, amonitów i serpul.

Bardzo charakterystycznym pakietem osadów, występującym w obrębie formacji pałuckiej, jest ogniwo żnińskie. Dembowska (1979) charakteryzuje je jako pakiet piaszczysto-oolitowy z glaukonitem lub piaszczysto-mułowcowo-wapienny. Skały takie nie są rejestrowane w próbach okrucowych z otworu Polskie Łąki PIG 1, ale rejestrują je zarówno

krzywe geofizyczne, jak i profil otworu Korytowo 1. Ogniwo żnińskie można wyróżnić w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 w interwale 951,0–932,5 m (18,5 m miąższości). W profilu Korytowo 1 oolity mają miąższość 11,2 m.

5. **Formacja kcyńska** (888,0–845,0 m, miąższość 43 m). W profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 formacja ta jest na wykresach geofizycznych wyraźnie trójdzielna. Węglanowe pakiety występują w interwałach 888,0–867,5 m (20,5 metra miąższości) i 855,0–845,0 m (10,0 m miąższości). Bardziej ilasty pakiet występuje w interwale 867,5–855,0 m (miąższość 12,5 m).

Taką trójdzielność wykazują również utwory formacji kcyńskiej w profilu otworu Korytowo 1. Na dolną część, o miąższości 32 m składają się 19-metrowej miąższości wapienie piaszczyste i margliste wapienie piaszczyste z liczną fauną małżów, często tworzącą zlepy oraz występujące w górnych trzynastu metrach wapienie oolitowe. Dembowska (1973) dla pakietu wapieni z otworu Korytowo 1, które określiła jako oolitowo-detrytyczne, podaje miąższość tylko 7 m. Środkową część formacji kcyńskiej o miąższości 5 metrów stanowią margle ilaste z glaukonitem i rzadko występującymi ooidami. Najwyższa część, o miąższości ok. 7,5 metra, budują wapienie popielatoszare, pelitowe, laminowane materiałem ilastym, miejscami z licznymi fragmentami fauny. Sumaryczna miąższość formacji kcyńskiej wynosi zatem 44,5 m i jest niemal identyczna jak w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1. Przyjęto, że litologiczna zawartość pakietów składających się na ową trójdzielność jest w obu otworach również niemal identyczna.

Chronostratygrafia

Przyjęto międzynarodowy podział stratygraficzny (Gradstein i in., 2004), w którym jura górna dzieli się na piętra: oksford, kimeryd i tyton. Wydzielanie piętra tyton dla obszaru Polski pozakarpacciej zaczęło być stosowane, chociaż równoległe z portlandem (por. Dembowska, 1979), w końcu lat siedemdziesiątych. W opracowaniu syntetycznym z końca lat dziewięćdziesiątych (Niemycka, 1997), nadal funkcjonowały dwa piętra, tym razem tytonu i wołgu, ale ich korelacja z wyróżnianymi jednostkami biostratygraficznymi zaproponowana wówczas (Niemycka, op. cit) różni się od stosowanych w tym opracowaniu. Obecnie dolny wołg z poziomami *klimovi*, *sokolovi*, *pseudosecythica* i *tenuicostata*, odpowiada dolnemu tytonowi (w dwudzielnym podziale tego ostatniego piętra), albo dolnemu i środkowemu tytonowi przy jego trójdzielnym podziale (Kutek, Zeiss, 1997). Środkowy wołg z poziomami *scythicus*, *virgatus*, *nikitini* i *opressus* odpowiada górnemu tytonowi (Zeiss, 2003). Ze względu na brak w Polsce amonitów powyżej poziomu *scythicus* podział amonitowy zastąpiono podziałem opartym na małżoraczkach, wyróżniając na pograniczu jury i kredy poziomy małżoraczkowe F–A (Bielecka, Szejn, 1966). Nadal nie wiadomo, gdzie w obrębie tych poziomów biegnie granica tytonu i beriasu (Matyja, Wierzbowski, 2000b). Ostatnio Zeiss (2003) zasugerował, że przebiega ona w obrębie poziomu *granulosa* (obejmującego poziom B), podczas gdy Smoleń (*W: Dziadzio i in.*, 2004) jest zdania, że biegnie ona sporo niżej, pomiędzy poziomami F i E.

Pozycję chronostratygraficzną wyróżnionych jednostek litostratygraficznych określają amonity znalezione w wierceniu Korytowo 1, a oznaczone przez Cimaszewskiego (Sprawozdanie ..., 1960). Nie mając dostępu do amonitów z otworu Korytowo 1 (żaden z tych amonitów nie był też ilustrowany), stratygrafię utworów górnej jury oparto na wymienionych w opracowaniu wyników otworu Korytowo 1 taksonach, cytowanych w oryginalnej pisowni, i na porównaniach ze znanymi autorowi zespołami amonitów występującymi w profilach struktury Zalesia (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985, 2000a) oraz profilu otworu Kcyńca IG IV (Matyja, Wierzbowski 1998).

Miąższość najniższej części formacji Łyny w profilu Korytowo 1 i w profilu Polskie Łąki PIG 1 jest bardzo podobna i wynosi odpowiednio 5,6 m i 4,5 m. Z wyższej części wymienionego przedziału formacji Łyny wymieniane są dwa zespoły amonitów. Starszy, zdominowany przez kwenstedtoceasy, wśród których *Cardioceras praecordatum* Douville jednoznacznie wskazuje na najniższą część dolnego oksfordu – poziom *mariae*. Bezpośrednio ponad występuje zespół amonitów: *Cardioceras anacanthum* Bukowski, *C. sp. cf. galeiferum* Buckman, *C. sp. var. excavatum* (Sowerby), *Perisphinctes cf. promiscuus* Bukowski. Wskazują one zgodnie na poziom *plicatilis* środkowego oksfordu. Obie grupy fauny wymienione są z wąskiego, dwumetrowego przedziału osadów, wskazując na lukę stratygraficzną występującą pomiędzy nimi, a obejmującą poziom *cordatum* i najprawdopodobniej także najniższą część środkowego oksfordu – podpoziom *tenuicostatum*. Występująca tu luka stratygraficzna rejestrowana jest w wielu profilach północnej Polski (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1998). Konkludując: granica pomiędzy kelo-wejem a oksfordem przebiega w obrębie formacji z Łyny w interwale 1335,0–1337,5 m, a granica pomiędzy oksfordem dolnym i środkowym biegnie także w obrębie formacji Łyny na głębokości około 1334,0 m. Brak jest jakichkolwiek biostratygraficznych danych dotyczących wyższych części oksfordu i granicy z kimerydem.

Dolny kimeryd określa bezpośrednio i jednoznacznie znalezisko *Ataxioceras cf. lothari* (Oppel). Amonit ten stwierdzono około 47 m poniżej stropu formacji wapienno-marglisto-muszlowniczej. Nieco wyżej, ok. 30 m poniżej stropu tej formacji znaleziono amonit należący prawdopodobnie do rodzaju *Rasenia* sp. Nieco wyżej wymieniani są przedstawiciele perisfink-tace nie przypisywani jeszcze do aulakostefanidów. Z powyższego można z pewnymi zastrzeżeniami wyprowadzić wniosek, że do dolnego kimerydu należą utwory formacji wapienno-marglisto-muszlowniczej występujące w interwale pomiędzy 47,0 a 25,5 m, poniżej stropu tej formacji.

Zespół amonitów z rodzaju *Aulacostephanus*, definiujących górny kimeryd, występuje w 15-metrowej miąższości pakiecie utworów z najwyższej części formacji wapienno-marglisto-muszlowniczej i w 24-metrowym przedziale osadów należących do najniższej części formacji pałuckiej. Z charakterystycznych amonitów wymienianych z przedziału 60,0–75,0 m, ponad dolną granicą formacji pałuckiej, są amoebocerasy. Ta grupa amonitów sięga swym zasięgiem stratygraficznym w obręb poziomu *autissiodorensis*, najwyższego poziomu górnego

kimerydu, ale nie występuje już w najwyższej jego części (Kutka, Zeiss, 1997).

Najwyżej w profilu Korytowo 1 znalezione amonity występują 5 metrów poniżej dolnej granicy formacji kcyńskiej i oznaczone zostały jako *Provirgatites cf. scythicus* (Vischniakoff). Wskazują one na poziom *scythicus*, najniższy poziom górnego tytonu.

Pośrednie wnioski dotyczące chronostratygrafii opisywanych utworów można z pewnym przybliżeniem otrzymać z analizy danych biostratygraficznych z wierzeń z obszaru struktury Zalesia (Kubiłowicz, 1983; Matyja i in., 1985) i z profilów Kcynia (Dembowska, 1964; Matyja, Wierzbowski, 1998). Upoważniają do tego rozpoznane dla tej części basenu późnojurajskiego zasięgi stratygraficzne poszczególnych formacji czy ogniw litostratygraficznych.

Megafacja gąbkowa, odpowiadająca tu formacji gąbkowo-wapiennej, rozwinięta jest szeroko w pozakarpaciej Polsce, swój maksymalny rozwój organiczna do oksfordu, sięgając w niektórych obszarach nieco w dolny kimeryd. Podobnie jest na niedalekiej strukturze Zalesia. Z dużym prawdopodobieństwem można więc przyjąć oksfordzki wiek formacji gąbkowo-wapiennej i zarazem tej części formacji Łyny, która ząbą się z nią obocznie.

Granica pomiędzy kimerydem i tytonem przebiega w niecce pomorskiej w sąsiedztwie dolnej (Kubiłowicz, 1983) lub górnej granicy ogniw żnińskiego (Dembowska, 1979). Przyjęto pierwszą z wymienionych opinii, ze względu na jej odniesienia do przyjętego podziału tytonu.

Granica dolnego i górnego tytonu biegnie w profilach struktury Zalesia ok. 15 m poniżej stropu formacji pałuckiej. Można się spodziewać podobnego położenia tej granicy w profilu Polskie Łąki PIG 1, gdyż miąższość formacji pałuckiej jest w obu obszarach bardzo podobna i wynosi 204,0 metry w profilu Polskie Łąki PIG 1 i 210,0 m w profilach struktury Zalesia.

Granica pomiędzy formacją pałucką a formacją kcyńską jest, zdaniem Kutka (1994), na dużym obszarze centralnej Polski izochroniczna i biegnie w obrębie podpoziomu *zarajskites* poziomu *scythicus* górnego tytonu.

Bardzo podobne jest także wykształcenie litologiczne poziomu małżoraczkowego F w otworze Wieniec Zdrój (okolice

Włocławka), który wykształcony jest jako wapienie margliste, miejscami z ooidami i z przewarstwieniami margli (Bielecka, Sztajn, 1966), ze środkowym pakietem margli ilastych z glaukonitem i niekiedy z ooidami formacji kcyńskiej.

Powyższe uwagi uwzględniono na profilu jury górnej wiercenia Polskie Łąki PIG 1. Warto brać pod uwagę wszelkie wątpliwości i przybliżenia w określaniu stratygrafii jury górnej w tym profilu, pamiętając, że do dyspozycji był wyłącznie materiał poszlakowy.

Komentarz do rozwoju facjalnego

Na obszarze centralnej Polski (obszar II – Dembowska, 1979) na początku późnej jury dominowały dwa typy sedymentacji. Na większości obszaru rozwijała się sedymentacja mułowców marglistych (formacja Łyny – Dembowska, 1979). Natomiast na obszarach dźwigających się halokinetycznie partii dna, rozwijała się sedymentacja wapieni gąbkowych (por. Matyja i in., 1985). Porównując profile otworów Korytowo 1 i Polskie Łąki PIG 1, największe różnice w wykształceniu utworów górnej jury zaznaczają się właśnie w niższej części sekwencji, odpowiadającej oksfordowi, gdy opisywane zróżnicowanie miało miejsce. Profil Korytowo 1 usytuowany był ok 300 m od centrum struktury Chojnice–Gawroniec (por. Jawor *W*: Sprawozdanie ..., 1960), a otwór Polskie Łąki PIG 1 ok. 170 dalej ku południowemu wschodowi. Oba profile w późnej jurze znajdowały się na już wyniesionej lub dźwigającej się strukturze halokinetycznej, z tym że profil Korytowo 1 położony był bliżej jej centrum, przez co znacznie silniej zaznaczyła się obecność sedymentacja węglanowa, podczas gdy w profilu Polskie Łąki PIG 1, położonym bardziej na zewnątrz struktury halokinetycznej, obserwujemy ząbienie się węglanów z klastykami formacji Łyny. Jest to dobre wytłumaczenie różnic miąższości obserwowanych na dystansie 170 metrów.

Wpływ dźwigającej się struktury halokinetycznej może też tłumaczyć brak skał ewaporatowych (obojętnie erozyjny czy sedymentacyjny) w ogniwie z Wienca formacji kcyńskiej w stosunku do reszty obszaru południowo-wschodniej części niecki pomorskiej.

KREDA

Sylwester MAREK, Krzysztof LESZCZYŃSKI

KREDA DOLNA

Osady dolnokredowe w otworze Polskie Łąki PIG 1, o łącznej miąższości 204,0 m, zostały nawiercone na głębokości 651,0–855,0 m.

Litologię i stratygrafię tych osadów opracowano na podstawie prób okruchowych i krzywych pomiarów geofizyki wiertniczej, w nawiązaniu do profilu pełnordzeniowanego otworu Korytowo 1 położonego w pobliżu.

Profil dolnej kredy w otworze Polskie Łąki PIG 1 jest charakterystyczny dla zewnętrznej strefy południowo-wschodniej części niecki pomorskiej, gdzie stwierdzono brak osadów wyższego dolnego beriasu (wyższy górny wółg–najwyższe ogniwa purbeku), środkowego i górnego beriasu (riazań) oraz zapewne najniższego walanżynu dolnego (Marek, 1968, 1988; Raczyńska, 1979).

Berias dolny (wołg górny) ma prawdopodobnie miąższość zaledwie 10,0 m i reprezentowany jest przez skały ogniwa z Wieńca formacji keyńskiej. Wydzielone one zostały w tym otworze na podstawie charakterystycznego zapisu krzywych pomiarów geofizyki otworowej (PG i PNG). Występują tu wapienie z marglami i mułowcami. Wapienie zawierają szczątki małżów, serpul oraz małżoraczki. W próbkach okruchowych nie stwierdzono wkładek anhydrytów charakterystycznych dla tego ogniwa, podobnie zresztą jak w rdzeniach otworu Korytowo 1. Być może górny fragment profilu ogniwa z Wieńca, zawierający anhydryty, został usunięty w czasie epizodu regresyjnego, przypadającego na koniec wczesnego beriasu–późny berias i prawdopodobnie na początek walanżynu.

Walanżyn

W walanżynie, o łącznej miąższości 62,5 m, wyróżniono osady walanżynu dolnego (miąższości 45,5 m) oraz walanżynu górnego (miąższości 17,0 m).

Walanżyn dolny, wykazujący wyraźną dwudzielność, zbudowany jest w dole z warstw platylenticerasowych, a w górze z warstw polyptychitesowych (Marek, Raczyńska, 1979).

Warstwy platylenticerasowe, tworzące ogniwo z Opoczek w obrębie formacji rogoźniańskiej, stanowią ciemnoszare i szare iłowce z fauną o miąższości 15,0 m. Powstały one w spokojnych wodach otwartego morza epikontynentalnego w warunkach redukcyjnych.

Warstwy polyptychitesowe o miąższości 30,5 m, tworzące formację bodzanowską, reprezentują piaskowce i przekładańce ilasto-piaszczyste osadzone w środowisku śródlądowym i paralicznym. Był to okres znacznego spłycenia i wysłodzenia zbiornika sedimentacyjnego, uaktywnienia procesów erozyjnych na lądzie i wzmożonej dostawy grubszego materiału piaszczystego przez rzeki.

Walanżyn górny o miąższości 17,0 m reprezentuje ogniwo wierchostawickie stanowiące dolne ogniwo formacji włocławskiej (Raczyńska, 1979).

Profil rozpoczynają iłowce i przekładańce ilasto-piaszczyste przechodzące ku górze w piaskowce drobnoziarniste częściowo wapnisto-dolomityczne z wkładkami rud oolitowo-żelazistych. Z początkiem późnego walanżynu nastąpiło szybkie pogłębienie zbiornika, a następnie wyraźne jego spłycenie, wyrażone odwróconym cyklem sedimentacyjnym o ziarnie grubiejącym ku górze.

Hoteryw

W obrębie hoterywu, także wchodzącego w skład formacji włocławskiej, wyróżniono dwa litologiczne ogniwa, przy czym

hoteryw dolny reprezentuje ogniwo gniewkowskie, natomiast hoteryw górny – ogniwo żychlińskie. W hoterywie dolnym o miąższości 12,0 m dominują ciemne iłowce i przekładańce ilasto-piaszczyste z fauną, przedzielone kilkumetrową warstwą piaskowców żelazistych.

W hoterywie górnym o miąższości 27,0 m profil jest dwudzielny. W dolnej jego części występuje 13-metrowa warstwa piaskowców częściowo wapnisto-dolomitycznych i żelazistych, natomiast w górnej dominują ciemnoszare i szare iłowce oraz przekładańce ilasto-piaszczyste z fauną.

We wczesnym i najpóźniejszym hoterywie kontynuowała się zatem morska sedimentacja drobnoklastycznych osadów w środowisku redukcyjnym. We wczesnym późnym hoterywie doszło do kolejnego spłycenia zbiornika sedimentacyjnego i znacznego dopływu materiału piaszczystego.

Barrem–alb środkowy

Ponad ilastym hoterywem górnym, a pod piaszczysto-marglistym i fosforytowym albem górnym występuje 89,5-metrowy kompleks osadów w przewodzie piaszczystych formacji mogileńskiej z trzema litologicznymi ogniwami: pagórczańskim, goplańskim i kruszwickim, zaliczanymi do barremu, aptu oraz dolnego i środkowego albu.

Ogniwo pagórczańskie, o miąższości 31,0 m, jest zbudowane z jasnych piaskowców osadzonych w środowisku rzeczno-deltowym.

Ogniwo goplańskie o miąższości 10,0 m wykształcone jest jako przekładańce ilasto-piaszczyste w środkowej części z przewagą piaskowców z glaukonitem. Jest to okres podniesienia się poziomu morza i rozszerzenia jego zasięgu.

Ogniwo kruszwickie o miąższości 48,5 m zbudowane jest ponownie z piaskowców z dużym udziałem glaukonitu, powstałych w płytkim i ruchliwym zbiorniku morskim o normalnym zasoleniu.

Skały albu górnego mają miąższość zaledwie 3,0 m i są to prawdopodobnie piaskowce glaukonitowe oraz margle piaszczyste, być może z kongrecjami fosforytowymi.

Cykliczna sedimentacja osadów obserwowana we wczesnej kredzie jest odbiciem zmian eustatycznych poziomu wód oceanicznych, wyrażonych transgresjami morskimi i następującymi po nich regresjami oraz okresami spłycenia zbiornika sedimentacyjnego (Marek, 1988). Cykle sedimentacyjne odzwierciedlają kilkakrotną progradację piaszczystych osadów przybrzeża na ilaste osady morza otwartego (Dadlez, Dadlez, 1987). Osady deponowane były w płytkim zbiorniku sedimentacyjnym i reprezentują system depozycyjny płytkiego szelfu silikoklastycznego, z okresowo pojawiającymi się warunkami redukcyjnymi.

KREDA GÓRNA

Skały kredy górnej mają miąższość 472,0 m i reprezentowane są przez wszystkie piętra, poczynając od cenomanu, a kończąc na mastrychcie dolnym.

Ze względu na bezrzedniowe przewiercenie skał w tym profilu brak jest w nim dokumentacji paleontologicznej, a profil litologiczno-stratygraficzny odtworzono na podstawie analizy próbek okruchowych oraz pomiarów geofizyki wiertniczej, porównując z profilami pobliskich otworów Korytowo 1 i Bukowiec 1.

Ponad marglisto-piaszczystymi osadami albu górnego, prawdopodobnie zawierającymi konkracje fosforytowe, obserwuje się szybki wzrost udziału skał węglanowych. Występuje tu marglisto-wapienna seria dolnego kompleksu cenomanu, zbudowana z margli i następnie z wapieni. W kompleksie górnym, o niższej zawartości CaCO₃, występują mułowce i iłowce margliste. Oba kompleksy są doskonale widoczne na wykresach pomiarów geofizycznych: dolny kompleks marglisto-węglanowy charakteryzuje się wyższymi oporami i niższymi wskazaniem na krzywej profilowania PG, natomiast w przypadku kompleksu górnego jest odwrotnie. Miąższość osadów cenomanu wynosi 81,0 m.

Również turon (łącznie z poziomem *Inoceramus schloenbachi*) jest dwudzielny litologicznie. Kompleks dolny, o większej miąższości, tworzą mułowce margliste i iłowce, w górnym zaś występują opoki i margle. Miąższość turonu wynosi 139,0 m.

Koniak (poziom *Inoceramus involutus*), santon i kampan to kontynuacja sedymentacji opok i margli. Wydaje się, że opoki koniackie są bardziej ilaste od turońskich i wyżej leżących opok santonskich, na co wskazuje zapis krzywej profi-

lowania gamma PG. Miąższości osadów koniaku, santonu i kampanu wynoszą odpowiednio: 18,5, 39,0 i 131,5 m.

Najwyższym piętrzem kredy w otworze Polskie Łąki PIG 1 jest mastrycht. Występuje tu najprawdopodobniej jedynie mastrycht dolny zbudowany z wapieni marglistych i opok. W spagu być może pojawia się kilku-, kilkunastometrowej miąższości seria piaskowców wapnistych lub wapieni piaszczystych, obecnych także w otworach Korytowo 1 i Bukowiec 1. Mastrycht dolny ma miąższość 63,5 m.

Paleocen dolny, notowany w niektórych otworach niecki pomorskiej, w wierceniu Polskie Łąki PIG 1 nie występuje.

Sekwencja późnej kredy deponowana była w otwartym basenie morskim z dominującą sedymentacją węglanową (cenoman) oraz węglanowo-krzemionkową i marglistą. Analizując paleogeograficzny obraz regionalny tej części basenu, można zauważyć, że w strefie przejściowej między obszarem sedymentacji węglanowej a silikoklastycznej (we wczesnym turonie) pojawiła się seria mułowców i iłowców marglistych, odzwierciedlająca strefę widocznych wpływów tarczy bałtyckiej (stąd ta część profilu zdominowana jest przez znaczny udział klastyków transportowanych zapewne z północy) od strefy centralnej basenu sedymentacyjnego. We wczesnym mastrychcie pojawiły się też utwory węglanowo-piaszczyste, zawierające znaczne ilości materiału piaszczystego, być może dostarczanego z wału śródpolskiego, podlegającego w tym okresie intensywniejszym procesom inwersji tektonicznej.

Cały profil kredy górnej wykazuje podobieństwo do profilu z otworu Korytowo 1. Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy górnej w obu otworach pokazuje [tabela 7](#).

Tabela 7

Porównanie miąższości i głębokości spągów pięter kredy górnej w otworach Korytowo 1 i Polskie Łąki PIG 1

Comparison of thicknesses and depths to base of individual Upper Cretaceous stages in the Korytowo 1 and Polskie Łąki PIG 1 boreholes

| Stratygrafia | Korytowo 1 | | Polskie Łąki PIG 1 | |
|---------------------|------------|---------------|--------------------|---------------|
| | spąg [m] | miąższość [m] | spąg [m] | miąższość [m] |
| Mastrycht górny | 245,0 | 86,0 | 242,5 | 63,5 |
| Kampan | 378,0 | 133,0 | 373,0 | 131,5 |
| Santon | 418,0 | 40,0 | 412,5 | 39,0 |
| Koniak ¹ | 437,0 | 19,0 | 431,0 | 18,5 |
| Turon ² | 577,0 | 140,0 | 570,0 | 139,0 |
| Cenoman | 662,0 | 85,0 | 651,0 | 81,0 |
| Kreda górna | 662,0 | 503,0 | 651,0 | 472,0 |

¹ poziom *Inoceramus involutus*; *Inoceramus involutus* Zone

² z poziomem *Inoceramus schloenbachi*; with the *Inoceramus involutus* Zone

Marcin PIWOCKI, Jacek KASIŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN

W profilu Polskie Łąki PIG 1 ponad podłożem mezozoicznym spoczywa na głębokości 132,0–179,0 m seria osadów mułkowo-piaszczystych. Utwory te rozprzestrzeniają się powszechnie na badanym terenie w dolnej części profilu paleogenu i znane są jako „formacja” czempińska, a opisywane były również jako tzw. ility toruńskie. Wyżej leżą na głębokości 103,0–132,0 m mułki ilaste i piaski mułkowate, które w sąsiednich, rdzeniowanych wierceniach rozpoznane są jako osady morskie z glaukonitem, będące odpowiednikiem „formacji” rupelskiej. Obydwie opisane serie należą do oligocenu dolnego *sensu* rupel.

Ponad oligocenem spoczywają niezgodnie osady mioceńskie reprezentowane przez utwory mułkowo-ilaste, zwykle zawęglone i zawierające drobne wkładki węgla brunatnego atrytowego. Utwory mioceńskie kończy seria ilasta z wkładkami węgla brunatnego. Na podstawie znajomości profili otworów sąsiednich można przyjąć, że jest to profil

typowy, złożony w dolnej części (głębokość 60,0–103,0 m) z utworów miocenu dolnego, odpowiadającego formacjom rawickiej i ścinawskiej, a w górnej części (głębokość 38,5–60,0 m) z osadów miocenu środkowego, stanowiących odpowiednik formacji adamowskiej i poznańskiej (osady ilaste z węglem brunatnym). Węgłe brunatne w stropowej części profilu znane są w wierceniach sąsiednich i należą do szeroko rozprzestrzenionego w tej części kraju I pokładu środkowopolskiego.

Ponad mioceniem spoczywają na głębokości 0,0–38,5 m osady plejstocenu i holocenu złożone z naprzemianległych piasków i glin zwałowych, które reprezentują osady zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego.

Warto podkreślić, że na badanym obszarze powszechnie rozwinięte są zjawiska glaciektoniczne, stąd profil kenozoiku może być w partii stropowej zaburzony przez działalność lądolodu.