

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH, MIKROFAUNISTYCZNYCH I PALEOMAGNETYCZNYCH

CECHSZTYN

Ryszard WAGNER

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH CECHSZTYNU

Profil cechsztynu z otworu wiertniczego Gorzów Wielkopolski IG 1 jest usytuowany na obszarze północnej monokliny przedsudeckiej, w północno-zachodniej części przedpermicznego wypiętrzenia Wolsztyna. Paleogeograficznie jest to rozległa platforma siarczanowa w PZ1 i węglanowa w PZ2, granicząca od północy z centralnym basenem sedymentacyjnym cechsztynu.

W profilu stwierdzono występowanie trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych i cyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4 z dwoma subcyklotemami PZ4a i PZ4b, przykrytego stropową serią terygeniczną (PZt).

Profil cechsztynu rozpoczyna się nieprzewierconymi osadami cyklotemu PZ1 o miąższości 30,3 m. Nie wiadomo czy w profilu byłyby najstarsze sole kamienne Na1, ponieważ, jak wspomniano wyżej, w cyklocie PZ1 występuje szeroko rozbudowana platforma siarczanowa, generalnie bez soli kamiennych. Lokalnie jednak w obrębie tej platformy występują nieduże baseny solne. Jeden z takich basenów prawdopodobnie istnieje w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego IG 1, rozpoznany sejsmikią refleksyjną (Kotarba, Wagner 2007). Miąższość osadów cyklotemu PZ1 szacuje się na ok. 300 m.

Profil cyklotemu PZ2 jest prawie kompletny i nie ma w nim żadnych problemów stratygraficznych. U podstawy cyklotemu występuje poziom skał węglanowych o miąższości 23,0 m – dolomit główny (Ca2), przykryty an-

hydrytem podstawowym (A2) o przeciętnej miąższości 23,5 m. Starsze sole kamienne (Na2) także mają przeciętną miąższość (120,9 m) dla tego obszaru. W profilu brak jest starszych soli potasowo-magnezowych (K2). Ich nieobecność jest też zjawiskiem regionalnym na tym obszarze. Profil cyklotemu PZ2 kończy poziom anhydrytu kryjącego (A2r).

Cyklotem PZ3 również nie odbiega od normy regionalnej. U podstawy cyklotemu występuje szary il solny (T3) mający zaledwie 3,5 m miąższości, przykryty przez anhydryt główny (A3) o miąższości 38,5 m. Młodsza sól kamienna (183,0 m), kończy profil cyklotemu PZ3.

Cyklotem PZ4 dzieli się na tym obszarze na dwa subcyklotemy. Starszy subcyklotem PZ4a składa się z trzech poziomów: czerwonego ilu solnego dolnego (T4a), anhydrytu pegmatytowego (A4a) i najmłodszej soli kamiennej (Na4a). W odróżnieniu od Pomorza Zachodniego młodsza sól kamienna nie dzieli się na dolną i górną i nie występuje między nimi anhydryt pegmatytowy górny.

Cyklotem PZ4b także nie jest tak stratygraficznie rozbudowany jak na Pomorzu Zachodnim. U podstawy subcyklotemu występuje cienki poziom czerwonego ilu solnego górnego (T4b), przykryty najmłodszą solą kamienną stropową (Na4b) (Wagner, 1987).

Profil cechsztynu kończy stropowa seria terygeniczna (PZt) będąca odpowiednikiem młodszych subcyklotemów PZ4 w centralnym basenie sedymentacyjnym.

PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Utwory cechsztynu z profilu Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 utworzyły się w dość szczególnym położeniu paleogeograficznym, na rozległym wypiętrzeniu podłoża permu tzw. wypiętrzeniu wolsztyńskim, zbudowanym głównie ze

sfałdowanych skał karbońskich, a lokalnie i starszych. To szczególne położenie miało duże implikacje w paleogeografii cechsztynu.

W najstarszym cechsztyńskim, w wapieniu cechsztyńskim, utworzyły się węglanowe profile skondensowane, o miąższościach do 2 m, sporadycznie nieco większych (Peryt, Ważny, 1978). Rozpoznane zostały nie z profilu Gorzowa Wielkopolskiego IG 1, ponieważ wiercenie zakończono znacznie wyżej, w anhydrylicie górnym (A1g), ale z sąsiadujących profili. W czasie sedimentacji ewaporatów cyklotemu PZ1 utworzyła się na wypiętrzeniu wolsztyńskim rozległa platforma siarczanowa (Wagner, Kotarba, 2004), zbudowana z samych anhydrytów, których miąższości dochodziły do 300 m. Była to strefa płytkowodna, stanowiąca podwodną elewację, ulegająca silnej subsyden-cji kompensowanej sedimentacją. Stwarzało to bardzo dogodne warunki dla precypitacji siarczanów. W obrębie tej platformy istniały nieliczne, nieduże, lokalne obniżenia, w których osadziła się najstarsza sól kamienna (NaI), tworząc niewielkie baseny solne. Jeden z takich basenów występuje w rejonie Gorzowa Wlk. IG 1 i został rozpoznany sejsmiką 3D (Wagner, Kotarba, 2004).

W czasie sedimentacji utworów cyklotemu PZ2, na platformie siarczanowej PZ1 utworzyła się platforma węglanowa dolomitu głównego, dokładnie odpowiadająca kształtem platformie siarczanowej w podłożu, nazwana platformą Gorzowa (Wagner, Kotarba, 2004; Kotarba, Wagner, 2007). Osady węglanowe dolomitu głównego tworzyły się na tej platformie w bardzo różnorodnych środowiskach, o przewadze środowisk wysokoenergetycznych hydrodynamicznie, ale występowały także lokalnie środowiska niskoenergetyczne. Taki dość szczególnie przypadek środowiska niskoenergetycznego na platformie węglanowej został poznany w profilu Gorzów Wielkopolski IG 1.

Profil ten wymaga nieco szerszego omówienia, również historycznego, ponieważ odegrał negatywną rolę w poszukiwaniach naftowych.

Profil dolomitu głównego o miąższości 23,0 m jest zbudowany dość monotennie z madstonów i wakstonów. W dolnej części, do głębokości 3050,5 m, dominują wakstony masywne, sporadycznie laminowane (laminacja stabilizowana mikrobialnie). W obrębie wakstonów występują liczne pellety oraz rozproszone onkolity o częściowo zatartej budowie wewnętrznej, często kierunkowo uporządkowane w osadzie, zwłaszcza w najniższej części profilu. Pochodzą one z redepozycji ze środowisk o wyższej hydrodynamicie wód, okalających rejon Gorzowa Wielkopolskiego IG 1. Wyższa część profilu, do stropu, jest bardziej margli-sta z dominacją laminowanych madstonów (laminacja mikrobialna). Widoczny jest aleuryt kwarcowy oraz liczne skorupki małżów, otwornic spiralnych i jednoseryjnych. Teraz wiemy, że to specyficzna, lokalna litofacja utworzona w obniżeniu platformy węglanowej w spokojnych warunkach sedimentacji, ekranowana litofacjami o wysokich parametrach hydrodynamicznych. (Wagner 2012; fig. 4).

Otwór wiertniczy Gorzów Wielkopolski IG 1 był odwiercony w 1959 r. i był jednym z pierwszych na Niżu Polskim, kiedy wiedza na temat cechsztynu była jeszcze bardzo ograniczona. Profil z Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 był interpretowany jako facja przejściowa do równi basenowej. Nic zresztą dziwnego, co można wykazać na przykła-

dzie bliskiego profilu z Gorzowa Wielkopolskiego 2. W profilu tym, o podobnej do Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 miąższości (Ca2 – 21,0 m) występuje bardzo podobny litologicznie profil, zbudowany z laminowanych madstonów i wakstonów, pochodzący jednak z zupełnie odmiennej strefy paleogeograficznej. Jest to równia basenowa w głębokowodnej zatoce noteckiej (Kotarba, Wagner, 2007; Jaworowski, Mikołajewski, 2007, fig. 4).

Taka interpretacja profilu z Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 zablokowała na wiele lat poszukiwania naftowe w tym rejonie. Dopiero nowe badania sejsmiczne, rozpoczęte w latach dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku, pozwoliły na odkrycie węglanowej platformy gorzowskiej i w rezultacie odkrycie największego złoża ropy naftowej w Ca2, Bar-nówko–Mostno–Buszewo (BMB).

W profilu Gorzowa Wielkopolskiego IG 1, po zakończeniu sedimentacji węglanowej, rozpoczął się etap sedimentacji ewaporatów PZ2. W dalszym ciągu obserwuje się wpływ strefy wyniesionej na tym obszarze. Najlepiej ilustruje to stosunkowa mała miąższość starszej soli kamiennej (120,9 m) i brak starszych soli potasowo-magnezowych. W sąsiednim otworze Gorzów Wielkopolski 2 poziomy te mają łącznie blisko 500 m miąższości a sól potasowa starsza K2 ma ponad 50 m miąższości.

W cyklotemie PZ3, utworzonym w następstwie nowej transgresji morskiej, zanika wpływ wypiętrzenia wolsztyńskiego na sedimentację cechsztynu. Warunki batymetryczne w basenie cechsztyńskim zostały wyrównane na tym obszarze w wyniku wypełnienia deniwelacji dna płaszczem osadów starszej soli kamiennej. Mała miąższość dolomitu płytowego i przeciętne miąższości anhydrytu głównego i młodszej soli kamiennej nie odbiegają od normy regionalnej (Dadlez i in., 1998).

Rozpoczęcie nowego etapu sedimentacji cechsztynu wyznaczają zmiany klimatyczne (Wagner, Peryt, 1998). Rozpoczyna się sedimentacja cyklotemu terygenicznego-ewaporatowego PZ4, składającego się w tym profilu z dwóch subcyklotemów: PZ4a i PZ4b.

Profil subcyklotemu PZ4a charakteryzuje się: małą miąższością skał terygenicznych czerwonego iłu solnego dolnego (zaledwie 3,8 m), brakiem anhydrytu pegmatytowego górnego i brakiem najmłodszej soli kamiennej ilastej, czym zdecydowanie różni się od PZ4a na Pomorzu Zachodnim. Z porównania tego wyniku wniosek, że obszar Gorzowa w subcyklotemie PZ4a znajdował się poza głównym obszarem alimentującym centralny basen w materiał terygeniczny, który spowodował tam powstanie grubych serii zubrów (Wagner, 1994).

Sytuacja ta powtarza się w subcyklotemie PZ4b. W Gorzowie Wielkopolskim IG 1 osady tego subcyklu składają się tylko z cienkich poziomów czerwonego iłu solnego górnego i najmłodszej soli kamiennej stropowej. Profil ten różni się zdecydowanie od PZ4b na Pomorzu Zachodnim o bardzo rozbudowanym profilu tego subcyklotemu i zdecydowanie większych miąższościach poziomów terygenicznych.

Profil cechsztynu kończy stropowa seria terygeniczna, też niedużej miąższości (19,9 m), wyznaczająca zakończenie sedimentacji ewaporatów na tym obszarze i przejście

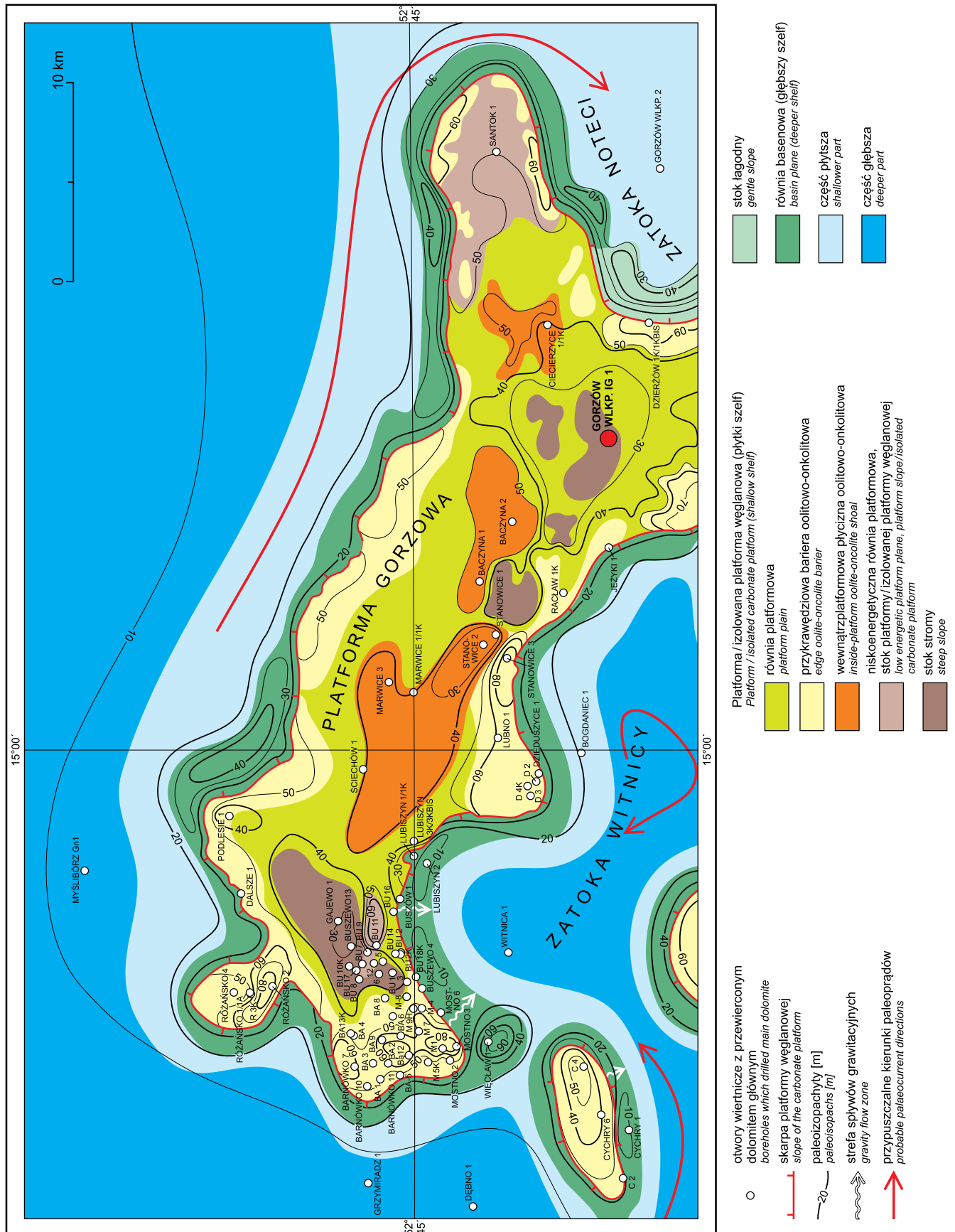
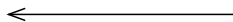


Fig. 4. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w Polsce (Wagner, 2012) – fragment

Palaeogeographic map of the main dolomite (Ca2) in Poland (Wagner, 2012) – fragment



Grzegorz CZAPOWSKI, Hanna TOMASSI-MORAWIEC

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU

Rdzeniowane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Gorzów Wielkopolski IG 1 obejmują fragmenty profili 3 cyklotemów: PZ2, PZ3 i PZ4. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic ogniów w/g danych geofizycznych, ustalone przez R. Wagnera, zostały zaczerpnięte z CBDG PIG-PIB.

Wykonane makroskopowe badania rdzeni solnych obejmują określenie odmian litologicznych i strukturalnych skały (frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne, (Czapowski, 1987; 1995; Czapowski i in., 1993) oraz charakterystykę teksturalną (tekstury kierunkowe wtórne). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu w 38 próbkach oraz składu mineralnego w 6 próbkach), których wyniki zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 1). Syntetyczne profile litologiczno-strukturalne z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania soli przedstawiają [figury 5 i 6](#).

Cyklotem PZ2 – starsza sól kamienna (Na2)

Utwory przypisywane wydzieleniu starszej soli kamiennej (Na2) występują w przedziale głębokości 2902,8–3023,7 m, osiągając miąższość 120,9 m. Zachowały się znaczne partie rdzenia, reprezentujące ponad 70% profilu soli, zaś braki w rdzeniu dotyczą głównie jego najwyższej części ([fig. 5](#)). Utwory solne są podścielone osadami anhydrytu podstawowego (A2), wykształconymi tu jako anhydryt w górnej części szaro-biały, niżej szaro-niebieskawy, drobnosparytowy, smugowany horyzontalnie szarą substancją ilastą, w dolnej części profilu o strukturze gruzłowej, porowaty, z pustkami wypełnionymi halitem. Ponad utworami solnymi występuje wydzielenie anhydrytu kryjącego (A2r), które w partii kontaktowej z solą kamienną jest wykształcone jako anhydryt drobnosparytowy, szarawy i białawy, porowaty; w górnej części profilu to anhydryt o strukturze gruzłowej, horyzontalnie smugowany szarą substancją ilastą w środkowej części. W dolnej połowie porowatość anhydrytu jest większa, pory są wypełnione półprzezroczystym halitem.

Zachowany rdzeń solny reprezentuje sól kamienną szarą, beżową i białawą, lokalnie różową, przezroczystą do

do sedymentacji terygeniczej obrzeżającej basen centralny, z dalej trwającą sedymentacją terygogeniczno-ewaporatową, ewoluującą w kierunku ograniczenia wpływu morza i przechodzenia w środowisko jeziora solnego (Wagner, 1994).

półprzezroczystej, w górnej części lokalnie nieprzezroczystą. Sól zawiera w całym profilu rozproszoną szarą substancję ilastą i anhydryt, który tworzy drobne skupienia, gruzły, smugi bądź laminy o grubości do 3 mm. W profilu dominuje sól różnokryształiczna (typ strukturalny B, o średnicy kryształów halitu 2–15 mm, przeciętna średnica kryształów halitu to 3–6 mm) oraz różno-równokryształiczna (typ BA), zaś w wyższej części profilu pojawiają się pakiety soli równokryształicznej (typ A, średnica kryształów halitu: 1–3 mm). W dolnej partii wydzieleniom soli różnokryształicznej towarzyszą silnie spękane pakiety soli wielokryształicznej wtórnej (typ D) grubości 3–5 cm i pojedyncza warstwa pierwotnej soli wielokryształicznej warstwowej (typ C). W środkowej części profilu częste są pojedyncze kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej (tzw. kryształy „chmurzaste”), w górnej części profilu soli zarejestrowano także 2 wkładki anhydrytu o grubości 10 i 15 cm oraz lokalnie wzrost nachylenia pakietów solnych i lamin anhydrytu do 30–40° (w profilu występują one zwykle poziomo bądź są lekko nachylone pod kątem ok. 10–15°).

Zawartość bromu (15 próbek, oznaczenia wykonane przez Centralne Laboratorium Chemiczne, PIG-PIB) w badanym profilu ([tab. 1](#); [fig. 5](#)) zmienia się stopniowo od 71–77 ppm w spągu profilu do 126–177 ppm w wyższej partii, by w interwale głębokości 2923,0–2929,0 m osiągnąć wartość 248–258 ppm. Podobny pojedynczy wysoki udział bromu w soli tj. 279 ppm – zarejestrowano na głębokości ok. 2979,0 m. Oznaczenia składu mineralnego w 4 próbkach wykazały jedynie obecność halitu i anhydrytu ([tab. 1](#)).

Wykształcenie soli i zawartość bromu wskazują (Czapowski, 1987; Czapowski i in., 1993), że omawiane utwory solne powstały w środowisku płytkiej laguny solnej, preradzającej się okresowo w bardziej izolowaną panew solną i salinę o wysokiej koncentracji solanki (wysoka zawartość bromu, jednak bez fazy strącania soli K-Mg w analizowanej części profilu). Stały udział rozproszonej substancji ilastej sugeruje jej ciągłą dostawę do zbiornika zapewne drogą eoliczną, zaś obecność wkładek siarczanowych w górnej części profilu należy wiązać, przy braku śladów erozji soli, z momentami napływu świeżych morskich solanek i okresową zmianą charakteru depozycji z chlorkowej na siarczanową.

Tabela 1

Wyniki badań próbek soli cechsztynu

Results of geochemical analyses of Zechstein salt samples

Cyklotem	Wydzielenie	Głębokość pobrania-próbki [m]	Zawartość bromu [ppm]	Skład mineralny
PZ4b	Na4b2	2613,9	23	–
PZ4a	Na4a	2618,2	39	–
		2624,1	52	–
		2629,5	58	–
		2630,4	69	–
		2637,9	103	–
		2654,5	130	–
		2667,3	108	–
PZ3	Na3	2673,5	107	halit
		2694,0	66	–
		2720,2	98	–
		2726,7	65 (sól typu A)	–
		2726,7	77 (sól typu B)	–
		2744,0	63	–
		2755,7	75	halit
		2788,7	126	–
		2800,0	65	–
		2808,2	135	–
		2826,6	103	–
		2845,2	74	–
		2853,7	65 (sól typu A)	–
		2853,7	52 (sól typu B)	–
		2856,0	87	–
PZ2	Na2	2904,0	–	halit, anhydryt
		1916,0	–	halit, anhydryt
		2923,5	258	–
		2928,6	248	–
		2936,0	147	–
		2941,0	177	–
		2857,7	135	–
		2962,2	152	–
		2971,5	126	–
		2979,0	279	halit, anhydryt
		2991,7	97	–
		3002,0	80	–
		3005,1	87	–
		3015,0	71	–
		3023,5	77	halit, anhydryt

Cyklotem PZ3 – młodsza sól kamienna (Na3)

Utwory przypisywane wydzieleniu młodszej soli kamiennej (Na3) występują na głęb. 2673,3–2856,3 m, osiągając miąższość 183,0 m. Są one fragmentarycznie rdzeniowane, zachowany rdzeń stanowi nieco ponad 50% profilu wydzielenia (fig. 6). Sól kamienna jest podścielona utworami anhydrytu głównego (A3) o grubości 38,5 m, wykształconymi w stropie jako szaro-biały, a niżej niebieski, anhydryt sparytowy, faliście i horyzontalnie laminowany ciemną substancją ilastą.

W dolnej części omawianego profilu występują typy strukturalne szarej, półprzezroczystej soli, ze sporadycznymi zaileniami. Jednak lepiej są zachowane warstwy pierwotnej soli wielokryształicznej warstwowej, choć napotyka się też ślady rozmyć osadu. W części przyspągowej wspomniane warstwy budują wraz z 3 typami soli: różnokryształiczną, równokryształiczną i równo-różnokryształiczną – regularne rytmy. Warstwy soli równokryształicznej charakteryzuje wówczas obecność gęstej poziomej laminacji anhydrytem. W tej strefie rejestruje się wyraźne spękanie skały i wzrost nachylenia lamin anhydrytu do 15°.

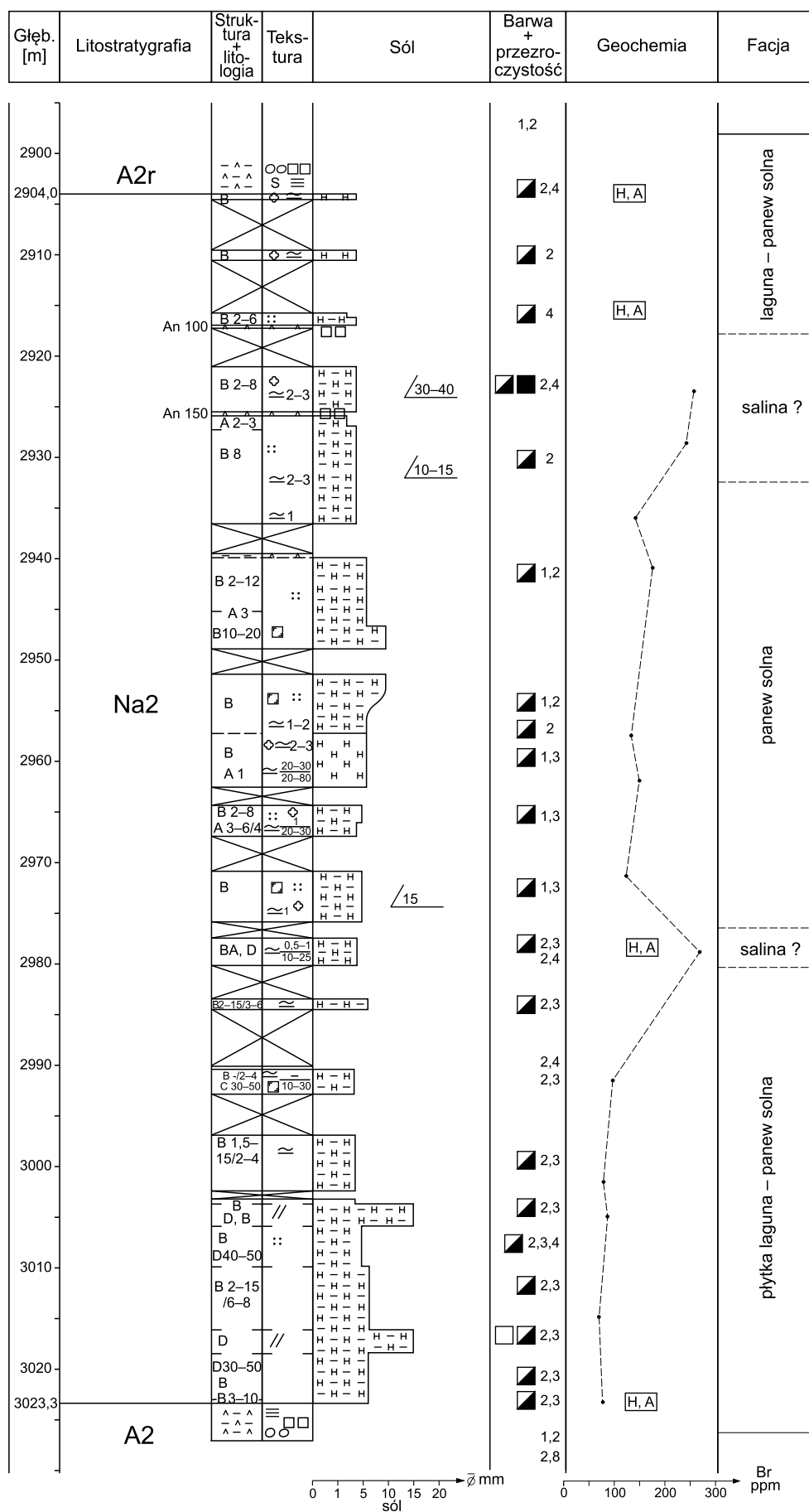
Środkową część profilu buduje głównie beżowa w niższej, a czerwona i różowa w wyższej partii, sól kamienna różnokryształiczna (średnica kryształów halitu 2–15 mm), z partiami pierwotnej soli wielokryształicznej warstwowej (typ strukturalny C), przebudowanej lokalnie w sól wielokryształiczną wtórną (typ D), półprzezroczystą i lokalnie nieprzezroczystą (skupienia czerwonego iłu), zawierająca pojedyncze kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej i liczne wydłużone kryształy halitu przebudowane tektonicznie oraz gruzły, smugi i laminy anhydrytu. Na głęb. ok. 2766,0 m zaobserwowano strome nachylenie lamin anhydrytu pod kątem ok. 50°.

Fig. 5. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu (cyklotemu PZ2)

Wydzielenia litostratygraficzne – patrz tekst; **typy strukturalne soli kamiennej**: A – sól równokryształiczna (średnica kryształów halitu od-do/średnia w mm); B – sól różnokryształiczna (średnica kryształów halitu od-do/średnia w mm); C – pierwotna sól wielokryształiczna warstwowa; D – wtórna sól wielokryształiczna; A 10–30 / C 10–20 – rytmy typów strukturalnych soli (grubość warstw soli w mm); M – skała bezteksturalna („masywna”); S – sparyt; T – występowanie substancji ilastej; **barwa skały**: 1 – biała, 2 – szara, 3 – beżowa, 4 – różowa, 5 – brunatna, 6 – czerwona, 8 – niebieska; pozostałe objaśnienia na figurze 6

Synthetic profile of the Zechstein salt deposits (cyclothem PZ2)

Halite structural types: A – monomorphic halite (crystal diameter: min-max/average in mm); B – heteromorphic halite (crystal diameter: min-max/average in mm); C – primary giant bedded halite; D – secondary giant halite; A 10–30 / C 10–20 – rhythmite of halite structural types (bed thickness in mm); M – structureless; S – sparite; T – clay matter evidence; **rock color**: 1 – white; 2 – grey; 3 – beige; 4 – pink; 5 – dark brown; 6 – red; 8 – blue; for other explanations see Figure 6



W górnej części profilu młodszej soli kamiennej występuje głównie sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 2–15 mm, przeciętna średnica – 3 mm), czerwona i różowa, półprzezroczysta, ze skupieniami, smugami i gruzłami anhydrytu i lokalnie iłu oraz partiami soli wielkokrystalicznej wtórnej. Sporadycznie pojawia się sól równokrystaliczna (średnica kryształów halitu 2–6 mm), zaś w niższej partii – pojedyncze kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej oraz ślady rozmyć, podkreślone skupieniami anhydrytu i iłu. W tej części profilu zaobserwowano także 3 wkładki białego i różowego porowatego anhydrytu, grubości 0,1–0,5 m, z pseudomorfozami różowego halitu po gipsie, zaś w jego spągu – fragmenty warstwy podobnego anhydrytu o grubości ok. 1 m.

Zawartość bromu (15 próbek, oznaczenia wykonane przez CLCh PIG-PIB) w badanym profilu (tab. 1; fig. 6) jest stosunkowo niewielka, rośnie od 52–87 ppm w dolnej części do 126–135 ppm w wyższej części, by następnie, po kilku drobnych fluktuacjach, obniżyć się do 66 ppm w górnej części profilu. W samym stropie zarejestrowano ponowny wzrost udziału bromu do 107 ppm. Oznaczenia składu mineralnego (2 próbki, tab. 1) wykazały jedynie obecność halitu.

Rytmika wykształcenia soli w dolnej części omawianego profilu oraz niskie, lecz wzrastające stężenie pierwotnych solanek, rejestrowane zawartością bromu, wskazują na środowisko otwartego płytkiego basenu solnego jako miejsca powstania tych osadów. Z kolei dominacja w środkowej i górnej części soli różnokrystalicznej, z partiami soli wielkokrystalicznej wtórnej, obecnością kryształów halitu o budowie zonalnej, lokalnymi rozmyciami i zaileniami, powiązana z obniżoną i nieco fluktuującą zawartością bromu, może wskazywać na zbiornik typu płytkiej laguny solnej z tendencją do odcinania i przeradzania się w salinę. Obecne tu warstwy siarczanów, z pseudomorfozami po kryształach gipsu, są zapewne osadem płycizn w obrębie saliny.

Cyklotem PZ4

Pośród utworów tego cyklotemu zachowały się (fig. 6) wycinki rdzeni 5 wydzieleni litostratygraficznych, wiązanych z subcyklotemami PZ4a i PZ4b (Wagner, 1994). Utwory te są przykryte brunatnymi osadami iłowcowymi, z żyłkami i kryształami czerwonej soli kamiennej, zaliczanymi do stropowej serii terygenicznego (PZt), stanowiącej najwyższe wydzielenie litostratygraficzne cechsztynu (Wagner, 1994).

Subcyklotem PZ4a

Subcyklotem ten (fig. 6), jest reprezentowany przez fragmenty rdzenia z trzech wydzieleni.

Najstarszym wydzieleniem subcyklotemu PZ4a są zachowane utwory zaliczone do czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), o grubości 3,8 m, zbudowane w dole z czerwonego ilastego mułowca z kryształami halitu, w stropie zaś z czerwonej soli kamiennej zailonej, różno- do równokry-

stalicznej (średnica kryształów halitu 2–5 mm), nieprzezroczystej, ze smugami anhydrytu. Utwory te powstały zapewne w środowisku nadmorskiej równi ilastej z lokalnymi panwiami solnymi.

Wyżej stwierdzono fragmenty rdzenia z wydzielenia anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1) o grubości 1,6 m, wykształconego jako biały anhydryt sparytowy, porowaty, partiami poziomo laminowany substancją ilastą, z pseudomorfozami różowego halitu po gipsie. Osad ten powstał zapewne w środowisku płytkiej laguny siarczanowej.

Najmłodszym wydzieleniem jest najmłodsza sól kamienna (Na4a), o grubości 51,2 m. Część najniższą budują przewarstwienia beżowej soli półprzezroczystej, typu A (sól równokrystaliczna; średnica kryształów halitu 1,0–2,5 mm, grubość warstw 1–2 cm) i B (sól różnokrystaliczna; średnica kryształów halitu 2–6 mm, przeciętna średnica kryształów – 3 mm), zaś warstewki anhydrytu są faliście zdeformowane. Lokalnie w tej partii osadów stwierdzono strefy z wydłużonymi (przebudowanymi tektonicznie) kryształami halitu oraz fragmenty porowatego anhydrytu, z pseudomorfozami halitu po gipsie (tzw. murawka selenitowa). Wyżej w dolnej części pojawiają się przewarstwienia soli kamiennej białoszarej, półprzezroczystej, równo- różnokrystalicznej (typ strukturalny AB; średnica kryształów halitu 1–2 mm) do różnokrystalicznej (średnica kryształów halitu 1–9 mm). Grubość warstw typów soli 2–3 cm, z warstewkami anhydrytu o grubości 2–3 mm, w odstępach 5–12 cm. Wyżej występuje sól kamienna różnokrystaliczna (średnica kryształów halitu 2–20 mm) do wielkokrystalicznej wtórnej (typ D, przeciętna średnica kryształów halitu 8–10 mm), biała, półprzezroczysta, z pojedynczymi kryształami halitu ze śladami budowy zonalnej (tzw. „chmurzaste”). W górnej części występują zubry i sól kamienna zailona, czerwona i różowa, przezroczysta i półprzezroczysta, różnokrystaliczna (typ strukturalny B), spękana, z gruzłami anhydrytu.

Zawartość bromu w omawianej soli stopniowo zmniejsza się ku górze profilu: od 103–130 ppm do 39 ppm (7 próbek, tab. 1), co wraz z wykształceniem osadu sugeruje powstanie tych chlorków początkowo w środowisku nadmorskiej płytkiej laguny lub panwi solnej, zasilanej okresowo przez w solanki z otwartego zbiornika (wysoka zawartość bromu), z epizodem osadzenia płytkowodnych siarczanów (wkładka anhydrytowa), następnie stopniowo odcinanej, o solankach silnie rozcieńczonych przez wody opadowe (Holzer, Wilgus, 1981). Produktem takiego środowiska depozycji były sole zailone i zubry, ze śladami ługowań i recyklingu osadu w postaci pakietów soli wielkokrystalicznej wtórnej.

Subcyklotem PZ4b

Subcyklotem ten (fig. 6) jest reprezentowany przez fragmenty rdzenia z dwu wydzieleni:

1. Czerwonego iłu solnego górnego (T4b), o grubości 2,5 m, zbudowanego z brunatnego i czerwonego mułoiłowca anhydrytycznego, z kryształami soli kamiennej i gruzłami anhydrytu, przewarstwowanego czerwonym zubrem.

Utwory te powstały w tym samym typie zbiornika playa, co omówione niżej utwory.

2. Najmłodszej soli kamiennej stropowej (Na4b2), o grubości 3,7 m, wykształconej jako czerwony zuber i sól kamienna zailona, przezroczysta i półprzezroczysta, różnokrystaliczna (typ strukturalny B) do wielokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D), z gruzłami anhydrytu. Bardzo niski udział bromu (23 ppm; oznaczenie wykonane

przez Centralne Laboratorium Chemiczne PIG-PIB, [tab. 1](#)) i wykształcenie osadów sugerują, że powstały w warunkach śródlądowego zbiornika jeziornego typu playa (Czapowski, 1990; Tomassi-Morawiec, Czapowski, 2006; Tomassi-Morawiec i in., 2009), z solanek powstałych z rozpuszczenia osadów solnych przez wody opadowe (Holzer, Wilgus, 1981).

TRIAS

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA UTWORÓW DOLNEGO I ŚRODKOWEGO PSTREGO PIASKOWCA ORAZ STRATYGRAFIA SEKWENCJI

Utwory triasu dolnego w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 zostały stwierdzone na głęb. 1967,5–2591,0 m (wg rdzenia 1968,4–2591,8 m). Profil został w pełni przedzieleny, przy czym uzysk rdzenia wynosił 80–100%. Stwierdzono tu pełny profil triasu dolnego, obejmujący pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny. Opracowanie zawiera charakterystykę utworów pstrego piaskowca dolnego (głęb. 2229,5–2591,0 m; wg rdzenia 2228,5–2591,8 m o miąższości 361,5 m (wg rdzenia 363,3 m) oraz pstrego piaskowca środkowego (głęb. 2070,0–2229,5 m; wg rdzenia 2070,8–2228,5 m) o miąższości 158,5 m (wg rdzenia 157,7 m). Bardzo dobry stan zachowania rdzenia, umożliwiający szczegółowy opis i analizę struktur sedimentacyjnych, pozwolił na odtworzenie historii sedimentacji pstrego piaskowca dolnego i środkowego. Przeanalizowano również płytki cienkie z kolekcji PIG-PIB. Profil sedimentologiczny został przedstawiony na [figurze 7](#).

Najstarsza formacja triasowa – **formacja bałtycka** została wydzielona na głęb. 2229,5–2591,0 m (wg rdzenia 2228,5–2591,8 m). Leży ona zgodnie na ilastych utworach górnopermskiej stropowej serii terygenicznej. Zaznacza się pojawieniem struktur sedimentacyjnych wskazujących na powolne wkraczanie zbiornika morskiego na ilaste utwory playi. Dolna część formacji bałtyckiej (2447,5–2591,8 m) jest wykształcona w postaci brunatnych iłowców i mułowców, w dużym stopniu wapnistych, o laminacji poziomej a następnie soczewkowej, z esteriami oraz wprysnięciami i gruzłami anhydrytowymi ([fig. 8A–C](#)). W górnej części tego odcinka formacji pojawia się warstwowanie zmarszczkowe, mika, szczeliny z wysychania, zaobserwowano też 6 cienkich wkładek brunatnego wapienia oolitowego ([fig. 9A](#)). Wapienie te są zbudowane z drobnych oolitów barwy miodowo-brązowej, w jądrach których występują małżoraczki a otoczki są wtórnie zażelazone na skutek wietrzenia. Ich cechy wskazują na wielokrotny transport w bardzo płytkiej strefie zbiornika wodnego, bogatej w ilasty materiał lądowy. Ponadto w szlifie z głębokości 2551,5 m zaobserwowano obecność glonów phylloidalnych, występujących często w postaci mat wiążących osad (inf. ustna

J. Szule) ([fig. 9B](#)). Ta część profilu została zinterpretowana jako osadzona w strefie sebhya przybrzeżnej.

Środkową część formacji bałtyckiej (2316,0–2447,5 m) charakteryzuje postępujące pogłębianie zbiornika wodnego. Coraz liczniej występują warstwowania zmarszczkowe ([fig. 10A](#)) a w pobliżu powierzchni maksymalnego zalewu (MFS) (głębokość 2359,0 m) heterolity o warstwowaniu falistym. Dość licznie pojawiają się wkładki wapieni oolitowych o ostrych granicach i kilku–kilkunastocentymetrowej miąższości. Ooidy w tych wapieniach, podobnie jak w większości wkładek wapiennych w formacji pomorskiej, są zazwyczaj jasnoszare, spojone sparytem, niekiedy wykazujące ślady rozpuszczania pod ciśnieniem. Liczne są esterie, szczeliny z wysychania i mika. Kilkakrotnie pojawiają się wkładki tempestytów o warstwowaniu gradacyjnym normalnym ([fig. 10B](#)). Jednocześnie zanikają wprysnięcia i gruzły anhydrytowe. Omówiony środkowy odcinek profilu formacji bałtyckiej reprezentuje najprawdopodobniej płytką lagunę, z wkraczającymi do niej korytami pływowymi, wypełnionymi przez ooidy naniesione z rozmywanych barier.

W górnej części formacji, powyżej 2316,0 m, następuje stopniowe spłykanie zbiornika i powrót do warunków sebhya przybrzeżnej obserwowanej w dolnej części formacji. W iłowcach i mułowcach o warstwowaniu zmarszczkowym ([fig. 11D, 12A–F](#)) obecne są liczne wprysnięcia anhydrytów ([11A–C](#)) oraz niezbyt licznymi wkładkami wapieni oolitowych o ostrych granicach ([fig. 11E–F, 12G](#)).

Wiek formacji bałtyckiej, odpowiadający indowi, został potwierdzony w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 przez badania palinologiczne Fuglewicza (1977, 1980), który na głęb. 2550,9–2576,0 m oraz 2319,3–2465,3 m stwierdził obecność gatunków wskaźnikowych dla megasporowego poziomu *Otynisporites eotriassicus* oraz miosporowego poziomu *Lundbladispora obsoleta* – *Protohaploxypinus pantii*.

Powyżej formacji bałtyckiej, na głębokości 2098,0–2229,5 m (wg rdzenia 2099,2–2228,5 m), występuje **formacja pomorska**. Jej dolna granica jest związana z powierzchnią transgresji sekwencji 2, zaznaczającą się wkraczaniem osadów piaskowcowych płytkiego szelfu na ilaste

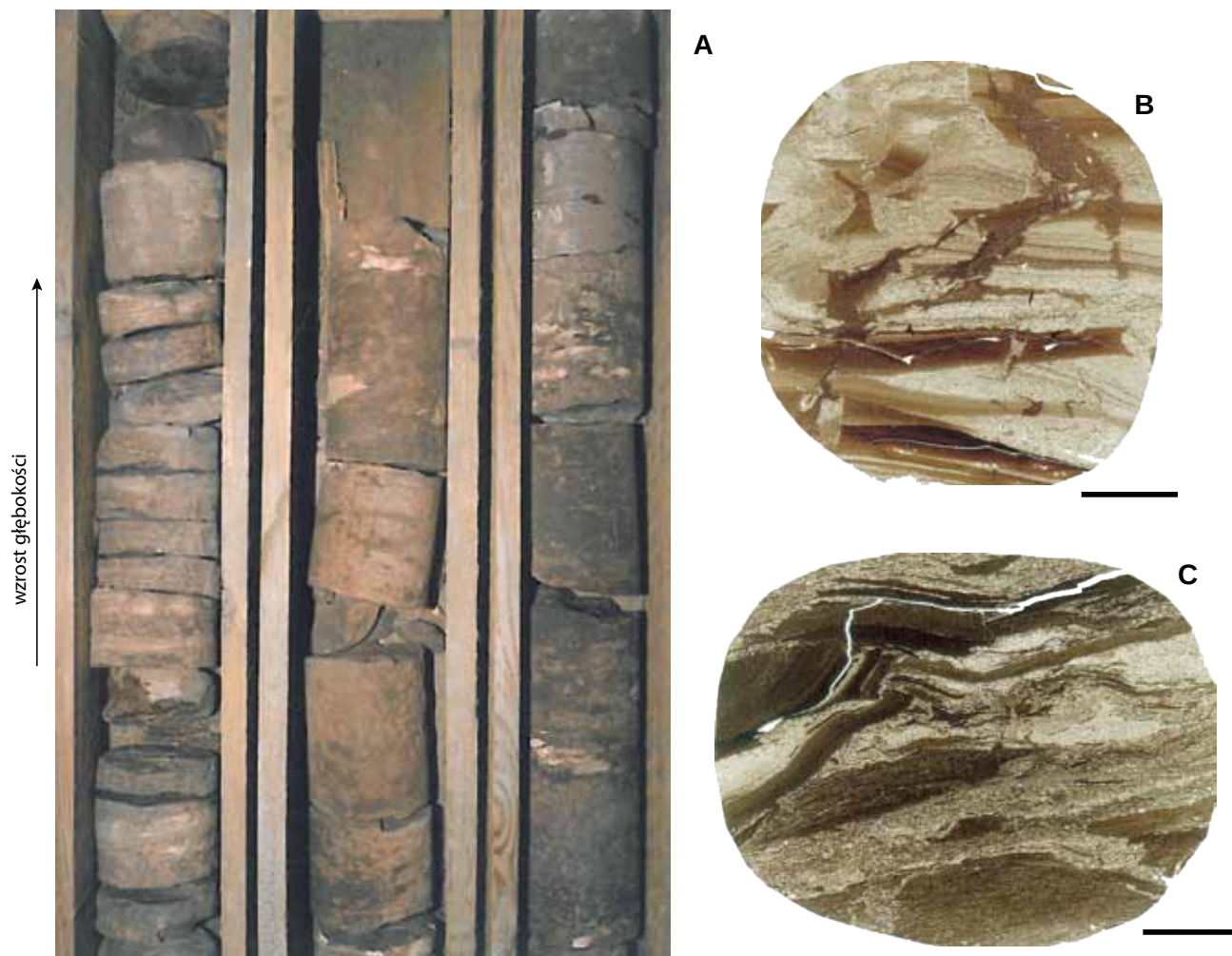


Fig. 8. Utwory dolnego pstrego piaskowca. Formacja bałtycka (opis A. Feldman-Olszewska i J. Szulc, fotografie J. Szulc)

A – mułowce i iłowce barwy brunatnej, masywne, z gniazdami anhydrytu (głęb. 2586,1–2589,1 m); **B i C** – zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym, piaskowce i mułowce z syndepozycyjnymi zaburzeniami; charakter zaburzeń (upłynnienie) wskazuje na ich sejsmiczną genezę (odpowiednio głęb. 2557,5 i 2524,0 m); skala na figurach B i C – 3 mm

Deposits of the Lower Buntsandstein. Bałtyk Formation

A – massive brown mudstones and claystones with nodules of anhydrite (depth. 2586.1–2589.1 m); **B & C** – photographs taken in optical microscope, plastically deformed sandstones and mudstones, liquefaction phenomena suggest seismically controlled origin of the deformations (suitably depth 2557.5 m and 2524.0 m); Scale bars – 3 mm in Fig B, C

utwory sebhyy (fig. 7). Są to jasnoszare piaskowce drobnoziarniste o warstwowaniu poziomym, przekątnym rynnowym i tabularnym, z dwoma wkładkami wapieni oolitowych. W piaskowcu czasami występuje dość znaczna domieszka ooidów węglanowych o wielkości 1–3 mm, a na głęb. 2221,0 m wkładka wapienia oolitowego (fig. 13E–I). W stropie kompleksu piaszczystego jest obecny gruby kompleks ciemnoszarych, masywnych wapieni oolitowych (głęb. wg rdzenia 2211,2–2214,85 m), z ooidami wielkości do 5 mm i klastami ilastymi. Ku górze osad przechodzi w brunatne heterolity o warstwowaniu falistym (głęb. wg rdzenia 2210,8–2206,0 m), a następnie występuje gruby kompleks brunatnych iłowców i mułowców, masywnych lub o laminacji soczewkowej, wapnistych, często z rozpro-

szonymi ooidami, ze szczelinami z wysychania oraz niezbyt licznymi esteriami i miką (głęb. wg rdzenia 2210,8–2132,0 m). Ooidy są często połamane i skorodowane w wyniku rozpuszczania pod ciśnieniem (fig. 13A–D). Liczne są wkładki brunatnych wapieni oolitowych o miąższości 0,2–0,6 m (fig. 9C, 13J, 14A–D, 15A–B) oraz szarych piaskowców bardzo drobno- i drobnoziarnistych o warstwowaniu zmarszczkowym lub laminacji poziomej (fig. 15C–G). Stwierdzono też wkładkę wapieni zawierającymi liczne skorupki ślimaków wermetoidalnych (fig. 14E–H, 15H). Na głębokości 2170,0–2170,4 m występuje jasnoszary wapień drobnokrystaliczny z fragmentami pokruszonej fauny i ziarnami obleczonymi a na głębokości 2166,7–2167,1 m stromatolit (fig. 16A–C). W stropie całego kompleksu są

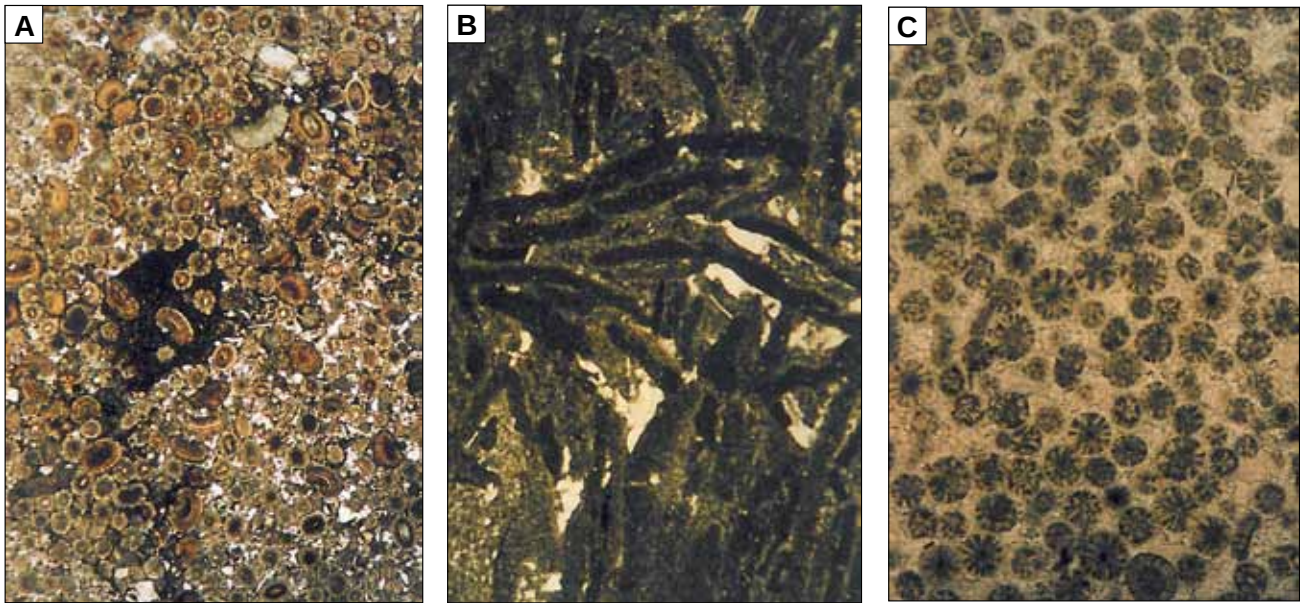


Fig. 9. Utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca.
Formacje bałtycka i pomorska
(fotografie J. Szulc, opis A. Feldman-Olszewska i J. Szulc)

Zdjęcia A–C wykonane w mikroskopie optycznym. **Fm. bałtycka:** **A** – wapień oolitowy, oolity nieco skrasowiałe i wtórnie zażelazione na skutek wietrzenia, z małżoraczkami w jądrach (głęb. 2508,26 m, $\times 2,5$ m); **B** – glony phylloidalne (głęb. 2551,5 m, $\times 2,5$). **Fm. pomorska:** **C** – wapień oolitowy; głęb. 2155,7 m, $\times 2,5$; **D** – wapień stromatolitowy (głęb. 2112,0–2112,15 m)

Deposits of the Lower and Middle Buntsandstein.
 Bałtyk and Pomerania Formations

Photographs A–C taken in optical microscope. **Bałtyk Fm.:** **A** – oolitic limestone, karsted and secondary ferruginous on account of weathering ooids, with ostracods in nucleus (depth 2508.26 m, $\times 2,5$ m); **B** – phylloid algal (depth 2551.5 m, $\times 2,5$). **Pomerania Fm.:** **C** – oolitic limestone, depth 2155,7 m, $\times 2,5$; **D** – stromatolitic limestone (depth 2112.0–2112.15 m)



obecne heterolity o warstwowaniu falistym i wkładki piaskowcowo-oolitowe z warstwowaniem kopułowym, wskazującym na sztormowe pochodzenie wkładek piaskowcowych. Sedymentacja omówionych utworów niższego odcinka profilu formacji pomorskiej (głęb. wg rdzenia 2228,5–2132,0 m) była związana ze środowiskiem płytkiego szelfu terygeniczo-węglanowego. W obrębie tej części formacji została wyznaczona powierzchnia maksymalnego zalewu (MFS) sekwencji 2, która wiąże się najprawdopodobniej z pakietem utworów ilastych i została wyznaczona na karotażu na głębokości 2192,0 m.

Górna część formacji pomorskiej jest związana z postępującą regresją i stanem wysokiego poziomu morza 2 sekwencji triasowej. Początkowo są to utwory barierowe reprezentowane przez grubo- i różnoziarniste piaskowce o warstwowaniu przekątnym dużej skali oraz drobnoziarni-

ste piaskowce o warstwowaniu równoległym a następnie brunatne wapień oolitowy z wkładkami iłowców i mułowców ze szczelinami z wysychania (głęb. wg rdzenia 2120,2–2132,0 m). Najwyższą część formacji stanowią węglanowe utwory lagunowe. W dolnej części (głęb. wg rdzenia 2113,9–2120,0 m) występuje wapień mikrytowy oraz stromatolit (fig. 10D) z nielicznymi wkładkami wapienia organodetrytycznego. W płycie cienkiej stromatolit wykazuje ślady zasypywania przez materiał detrytyczny i ooidy (fig. 16D–E, 18A) oraz obserwuje się inkrustacje serpul w obrębie stromatolitu (fig. 17A). W stropowej części formacji pomorskiej (głęb. 2099,7–2113,9 m) występuje jasnoszary wapień organodetrytyczny, zbudowany ze szczątków ślimaków wermetoidalnych oraz brekcji kostnej (inf. ustna J. Szulc); miejscami z glaukonitem w spoiwie (fig. 17B–D; 18B, C; 19A).

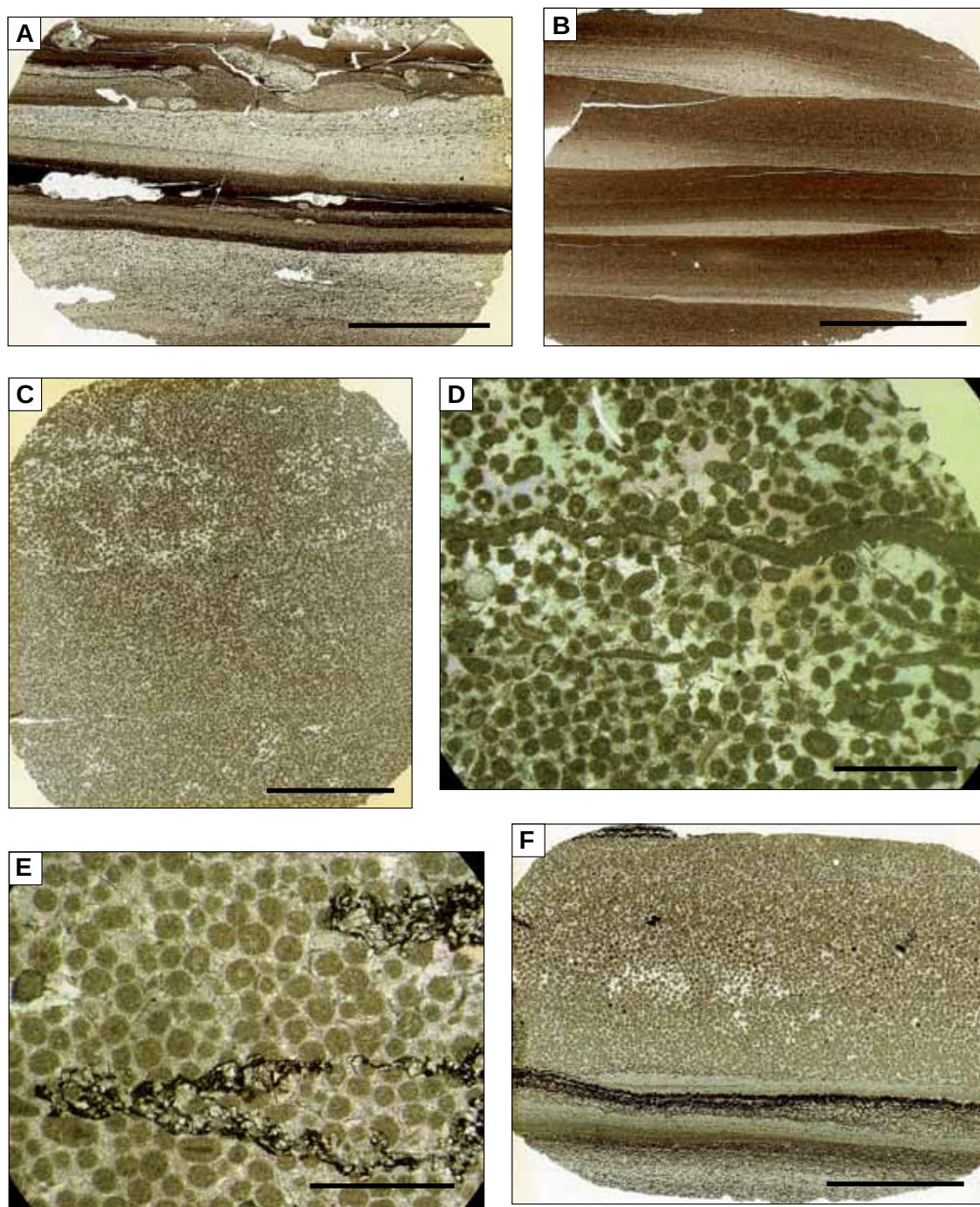


Fig. 10. Utwory dolnego pstrego piaskowca. Formacja bałtycka (*opis i fotografie J. Szulc*)

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – piaskowce i ilowce z bioturbacjami (głęb. 2336,8 m); **B** – drobnoziarniste piaskowce warstwowane przekątnie (dystalne tempestyty?) (głęb. 2328,0 m); **C** – oolity z cementem anhydrytowym (głęb. 2398,0 m); **D** – detal z figury A, widoczne cienkie horyzonty mat mikrobialnych rozwiniętych w obrębie oolitów; **E** – detal z figury A, struktury z rozpuszczania oolitów pod ciśnieniem; **F** – oolit z drobnoziarnistym piaskowcem glaukonitowym (głęb. 2336,3 m); skala na figurach A, B, C – 3 mm; D, E – 100 μ m; F – 200 μ m

Deposits of the Lower Buntsandstein. Bałtyk Formation

Photographs taken in optical microscope. **A** – bioturbated sandstones and claystones (depth 2336.8 m); **B** – cross stratified siltstones (distal tempestites?) (depth 2328.0 m); **C** – oolites cemented with anhydrite (depth 2398.0 m); **D** – detail from Fig. A, thin microbial mat developed within the oolites; **E** – detail from Fig. A, pressure solution sutures in oolites; **F** – oolites with glaucony fine-grained sandstones (depth 2336.3 m); Scale bars: 3 mm in Figs. A, B, C; 100 μ m in Figs. D, E; 200 μ m in Fig. F

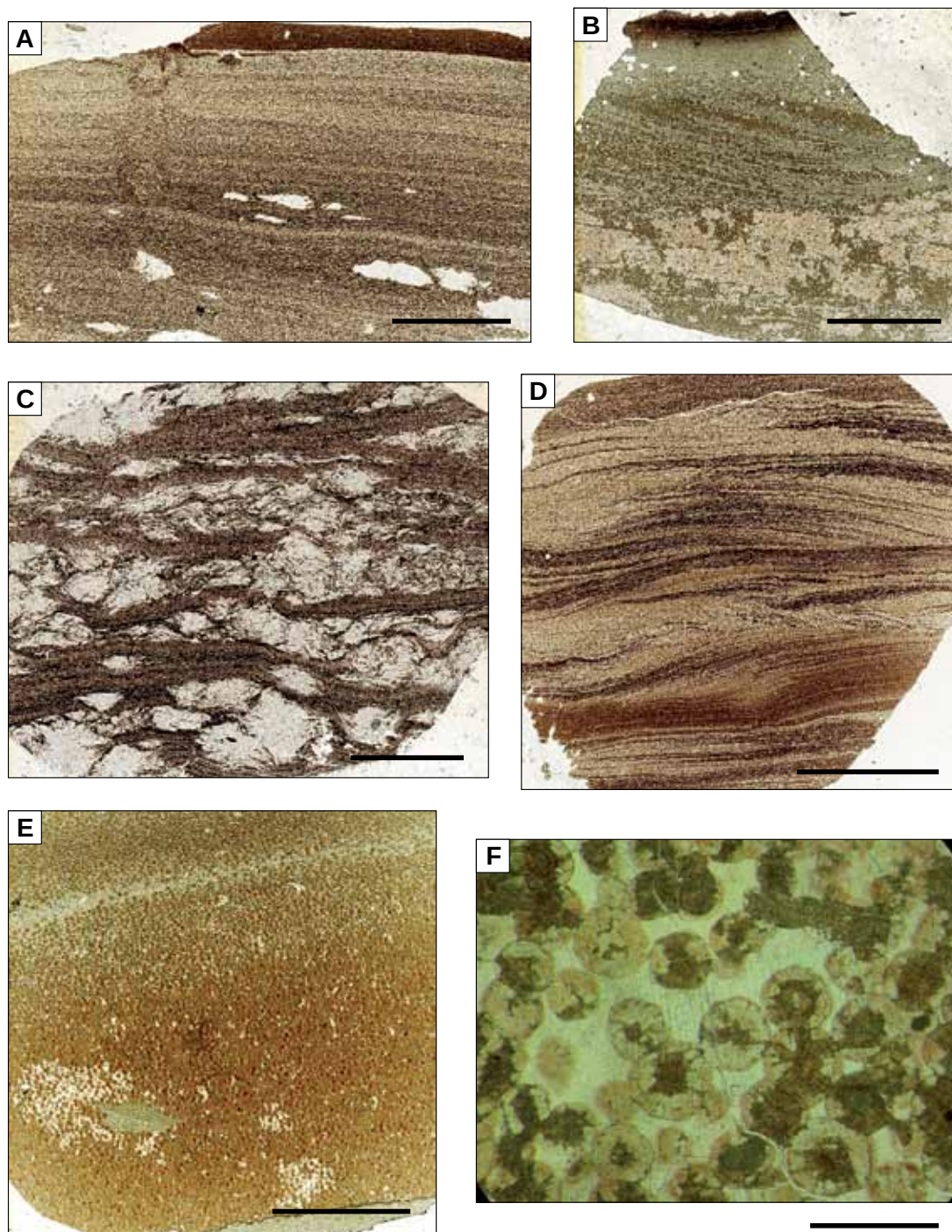


Fig. 11. Utwory dolnego pstrego piaskowca. Formacja bałtycka (opis i fotografie J. Szulc)

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – piaskowce kwarcowe z bioturbacjami i anhydrytem (głęb. 2271,9 m); **B** – przekątnie warstwowane piaskowce oolitowo-kwarcowe scementowane częściowo anhydrytem (głęb. 2271,0 m); **C** – zaburzenia enterolityczne w osadach piaskowcowo-anhydrytowych (2266,3 m); **D** – soczewka piaskowca o warstwowaniu zmarszczkowym (głęb. 2263,4 m); **E** – oolity scementowane i częściowo zastąpione anhydrytem (głęb. 2263,7 m); **F** – detal z figury E; skala na figurach B, D – 3 mm; A, C, E – 200 μ m; F – 150 μ m

Deposits of the Lower Buntsandstein. Bałtyk Formation

Photographs taken in optical microscope. **A** – bioturbated quartz sandstones with displacive anhydrite (depth 2271.9 m); **B** – cross stratified oolites and sandstones cemented with anhydrite (depth 2271.0 m); **C** – enterolithic deformations in anhydrite-bearing sandstones (depth 2266.3 m); **D** – ripple bedded sandstone lens (depth 2263.4 m); **E** – oolites cemented and partly replaced by anhydrite (depth 2263.7 m); **F** – detail from Fig. E; scale bars – 3 mm in Figs. B, D; 200 μ m in Figs. A, C, E; 150 μ m in Fig. F

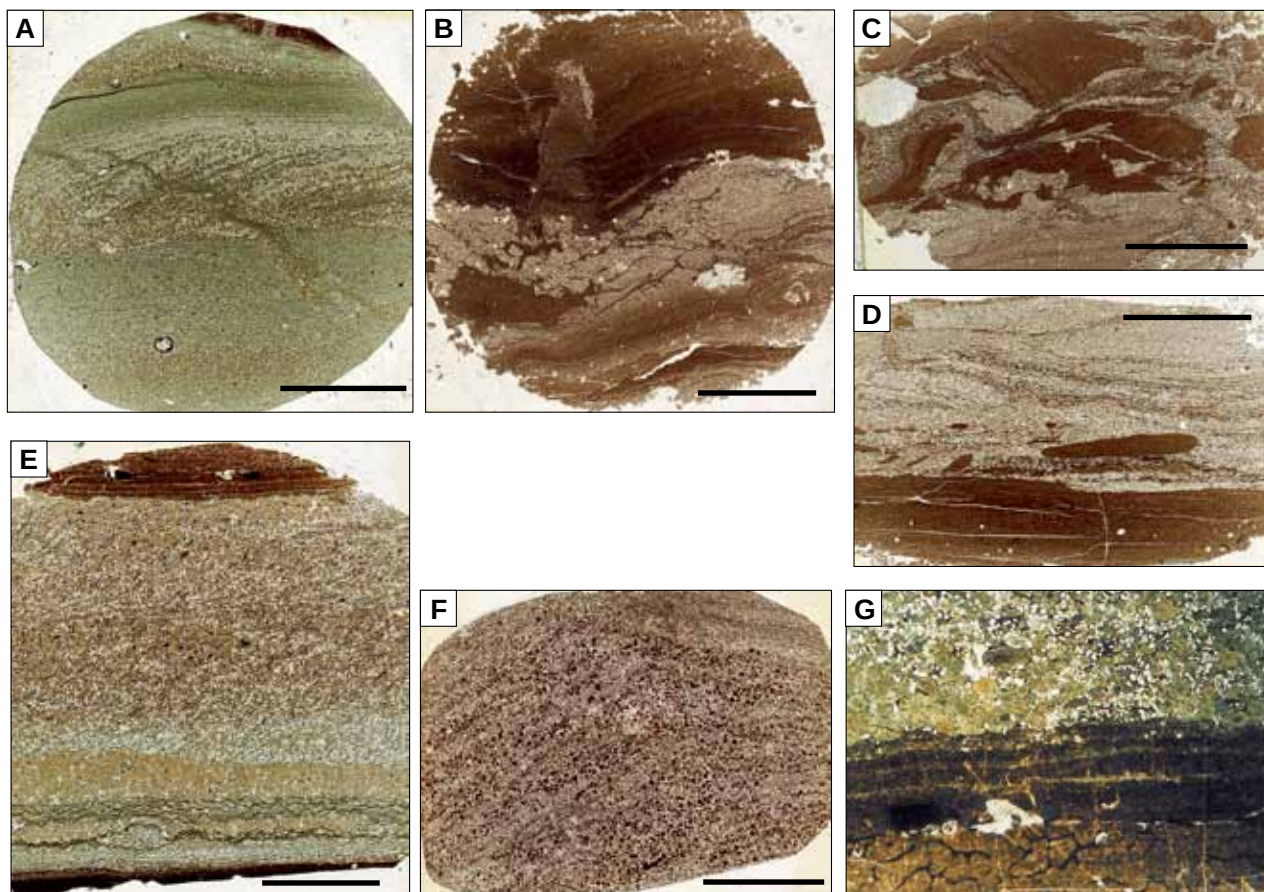


Fig. 12. Utwory dolnego pstrego piaskowca. Formacja bałtycka (opis i fotografie J. Szulc)

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – przekątnie warstwowane piaskowce oolitowo-kwarcowe, widoczny synepozycyjny uskók (głęb. 2256,5 m); **B** – piaskowce i iłowce z deformacjami z upłynięcia i bioturbacjami (głęb. 2254,2 m); **C** – piaskowce i mułowce z synepozycyjnymi zaburzeniami, plastyczny charakter zaburzeń wskazuje na ich sejsmiczną genezę (głęb. 2245,6 m); **D** – piaskowiec kwarcowy z imbrykowanymi intraklastami mułowców (głęb. 2245,4 m); **E** – piaskowiec oolitowo-kwarcowy z wyraźną, normalną gradacją ziarna, w spągu widoczne struktury z rozpuszczania pod ciśnieniem (głęb. 2249,7 m); **F** – ripplemark interferencyjny zwieńczający warstwę piaskowca oolitowo-kwarcowego, wskazujący na genezę z falowania (głęb. 2230,7 m); **G** – w górnej części piaskowiec z drobnymi ooidami, w dolnej mikroenterolity (struktury trzewiowe po ewaporatach); (głęb. 2249,75 m, $\times 2,5$). Skala na figurach A–F wynosi 3 mm

Deposits of the Lower Buntsandstein. Bałtyk Formation

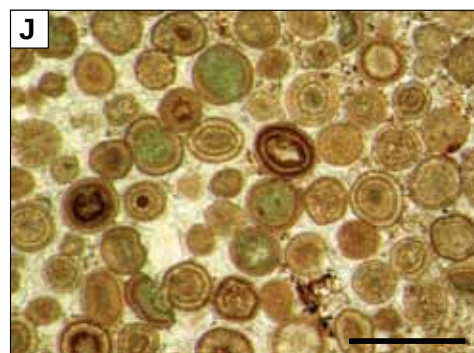
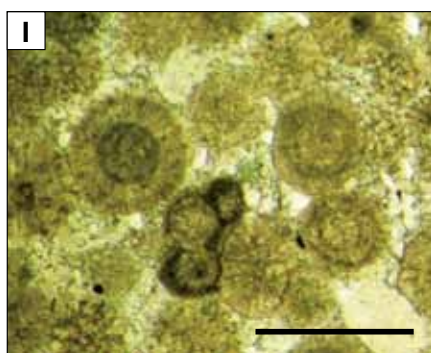
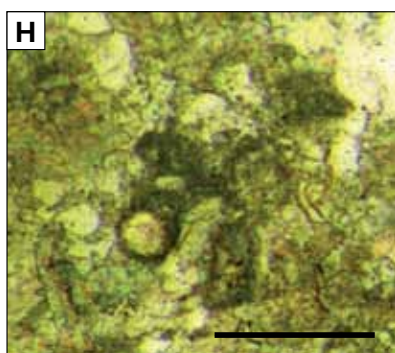
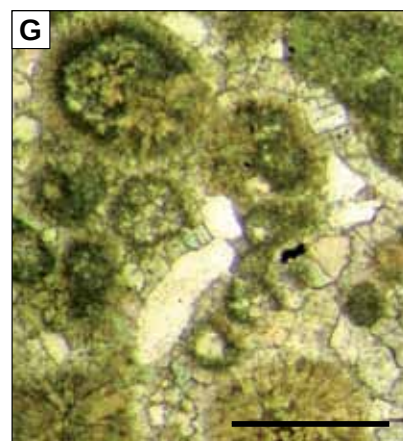
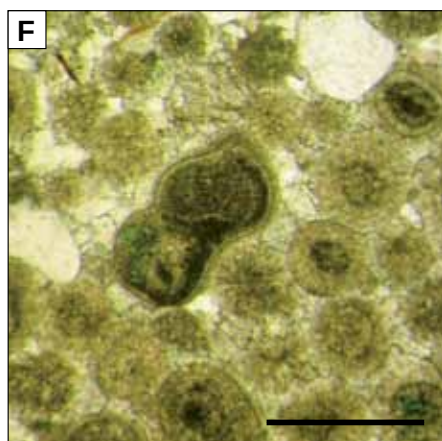
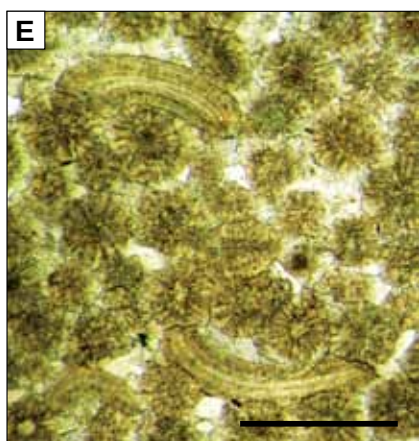
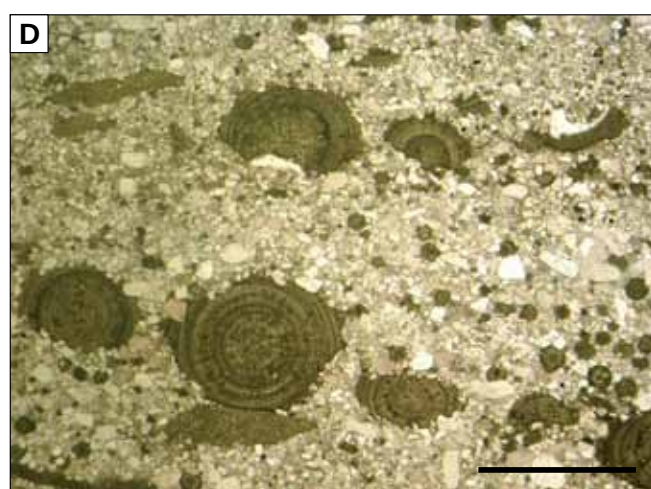
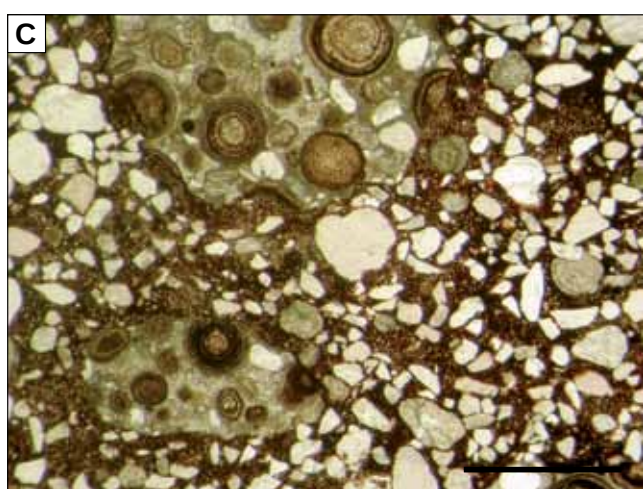
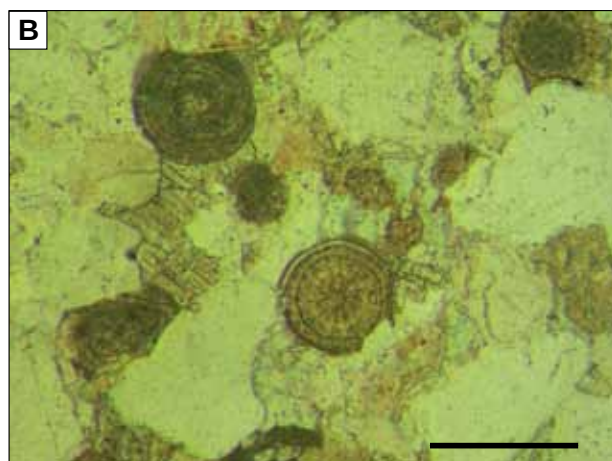
Photographs taken in optical microscope. **A** – cross stratified oolitic-quartzous sandstones affected by synsedimentary fault (depth 2256.5 m); **B** – bioturbated sandstones and claystones affected by liquefaction (depth 2254.2 m); **C** – plastically deformed sandstones and mudstones, quicksand deformation probably resulted from seismic shock (depth 2245.6 m); **D** – sandstone layer with shingled mud intraclasts (depth 2245.4 m); **E** – graded oolitic-quartzous sandstones, in the bottom part pressure solution sutures are visible (depth 2249.7 m); **F** – interference ripplemark featuring the topmost part of the oolitic-quartzous sandstone layer (2230.7 m); **G** – in the upper part sandstone with minor ooids, in the lower part microenteroliths (visceral structures after evaporates), depth 2249.75 m, $\times 2,5$ Scale bars in figures A–F: 3 mm

Fig. 13. Utwory środkowego pstrego piaskowca. Formacja pomorska (opis i fotografie J. Szulc)

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty z ooidami skorodowanymi w wyniku rozpuszczania pod ciśnieniem. głęb. 2175,8 m, $\times 2,5$, skrzyżowane nikole; **B** – oolity zastąpione anhydrytem (głęb. 2191,1 m); **C** – intraklasty oolitów w piaskowcu kwarcowym (głęb. 2135,3 m); **D** – ooidy rozpuszczane na kontakcie z matriksem kwarcowym (głęb. 2155,4 m); **E–I** – wapienie oolitowe z małżoraczkami inkrustowanymi kalcytem (fig. E) ze ślimakami wermetoidalnymi (fig. F) i ze słabo zachowanymi otwornicami (?*Meandrospira*, ?*Agathammina*, ?*Gandinella*; fig. H i I) (głęb. 2221,0 m); **J** – oolity z cementem anhydrytowym; jądra niektórych ooidów zbudowane z glaukonitu (głęb. 2200,3 m). Skala na figurach C, D, J – 1 mm; B, E–I – 500 μ m

Deposits of the Middle Buntsandstein. Pomeranian Formation

Photographs taken in optical microscope. **A** – very finegrained sandstone with ooids corroded as a result of dissolving under pressure, depth 2175.8 m, $\times 2,5$, with polarizer; **B** – oolites replaced by anhydrite (depth 2191.1 m); **C** – oolite intraclasts entombed in quartzous sandstones (depth 2135.3 m); **D** – oolites affected by pressure solution at the contact with quartzous matrix (depth 2155.4 m); **E–I** – oolites with ostracods (fig. E) vermetoidal gastropods (Fig. F) and forams (?*Meandrospira*, ?*Agathammina*, ?*Gandinella*) – see Figures H and I for details (depth 2221.0 m); **J** – andyrite-cemented oolites; core of some ooids is composed of glauconite (depth 2200.3 m). Scale bars: 1 mm in Fig. C, D, J; 500 μ m in Fig. B, E–I



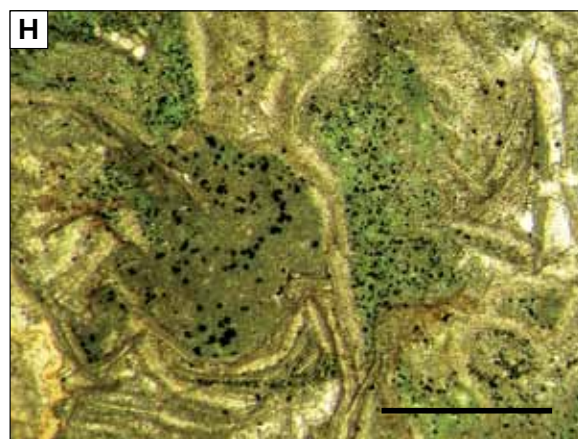
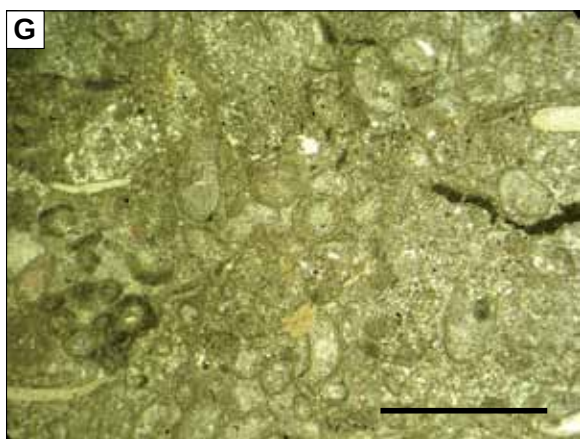
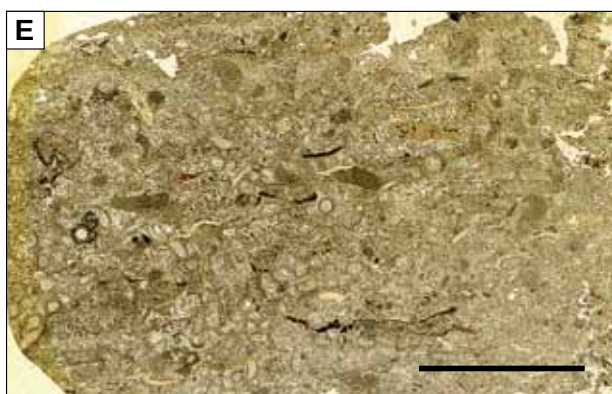
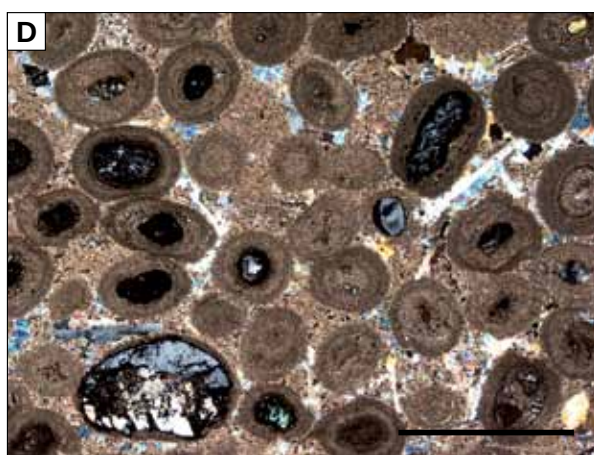
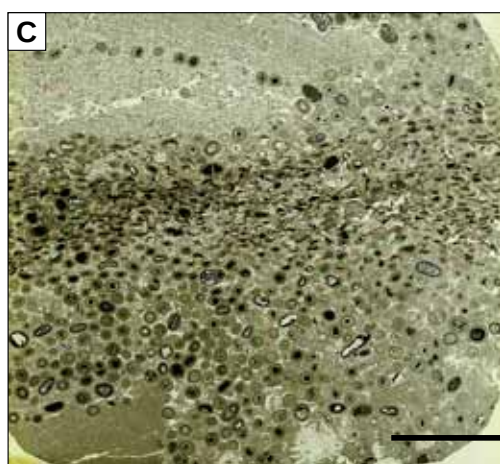
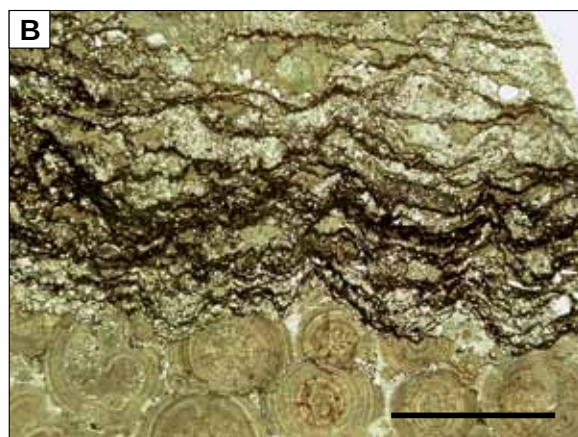
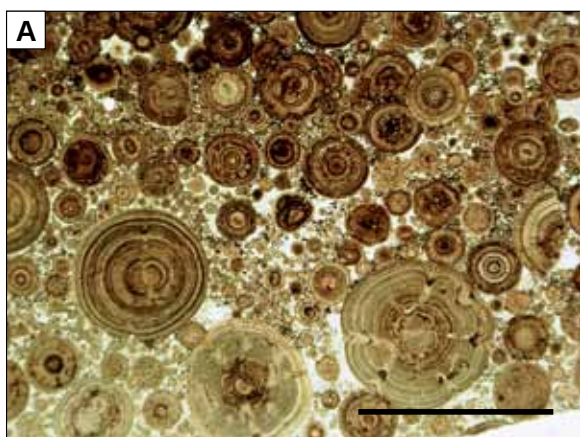


Fig. 14. Utwory środkowego pstrego piaskowca. Formacja pomorska (opis i fotografie J. Szulc)

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – oolity wykazujące normalne uziarnienie (głęb. 2179,2 m); **B** – ooidy z mikrogastrpodami w jądrach ooidów oraz z rozproszonym glaukonitem, widoczne powierzchnie rozpuszczania pod ciśnieniem (głęb. 2175,8 m); **C** – oolity przekątnie warstwowane, częściowo z cementem anhydrytowym, jądra niektórych ooidów zbudowane z ziarn anhydrytu (głęb. 2075,7 m); **D** – detal z fig. C; **E** – pakstony złożony z częściowo zdegradowanych muszli ślimaków wermetoidalnych, mikrogastrpod, małżoraczków i kości kręgowców; zwraca uwagę obecność glaukonitu i ziarn pirytu (fig. H) (głęb. 2124,6 m); **F–H** – detale z fig. E; skala na figurach A, B, E – 3 mm; C – 4 mm; E – 300 µm; F, G, H – 400 µm

Deposits of the Middle Buntsandstein. Pomeranian Formation

Photographs taken in optical microscope. **A** – graded oolites (2179.2 m); **B** – glaucony-rich ooids with microgastrapods in cores, visible pressure solution sutures (depth 2175.8 m); **C** – cross stratified oolites partly cemented by anhydrite, core of some ooids composed of anhydrite (depth 2075.7 m); **D** – detail from Fig. C; **E** – packstone composed of bioclasts of vermetoidal- and microgastrapods, ostracods and bone debris, note presence of glaucony and pyrite grains (Fig. H) (depth 2124.6 m). See also Figs. **F–H** for details. Scale bars – 3 mm in Figs. A, B, E; 4 mm in Fig. C; 300 µm in Fig. E, 400 µm in Figs. F, G, H

W profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 Orłowska-Zwolińska (1977, 1984) stwierdziła występowanie na głęb. 2172,3; 2207,0; 2210,4 oraz 2221,5 m miospor wskaźnikowych – dla I podpoziomu z poziomu *Densosporites nejburgi*, a na głęb. 2125,1 m i 2100,3–2109,5 m dla podpoziomu II. Jednocześnie w pobliskim otworze Otyń IG 1 wyróżniła podpoziomu II i III. Badania te wykazały istnienie luki lub silnej redukcji w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1, w którym nieco powyżej górnej granicy formacji pomorskiej (podpoziomu II) występują już miospory charakterystyczne dla retu.

Ten sam wiek tych osadów potwierdziły badania megasporowe Fuglewicza (1980), który na głęb. 2101,5–2211,8 m wydzielił zespół megasporowy *Trileites polonicus* – *Pusulosporites populosus*.

Stropowy odcinek pstrego piaskowca środkowego w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 (głęb. wg rdzenia 2075,0–2099,2 m) jest ponownie zbudowany z utworów klastycznych. Uznany on został za fragment **formacji ?połczyńskiej**. W niższej części są to brunatne piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, w partiach przyspągowych o warstwowaniu przekątnym rynnowym i tabularnym a następnie zmarszczkowym. Występują w nich również 2 wkładki utworów zlepieńcowatych zbudowanych z brunatnych otoczków skał węglanowych i mułowcowych, wielkości 0,1–0,7 cm. Wyżej piaskowce przechodzą w brunatne mułowce o laminacji równoległej i zmarszczkowej, z nielicznymi drobnymi wprysnięciami anhydrytu oraz wkładkami utworów zlepieńcowatych, których geneza jest związana z procesami glebowymi. Badania mikroskopowe płytek cienkich wykonanych z tych wkładek wykazały obecność licznych struktur pedogenicznych: ślady po rizoidach, gleby zaczątkowe, pseudoseptarie, nagromadzenia związków żelaza związane z orsztylizacją (fig. 18D–H, 19B–D). Obserwacje makroskopowe i mikroskopowe wskazują, że geneza omawianych utworów jest związana ze środowiskiem lądowym: koryt rzecznych i równi zalewowych. Sedimentacja tych utworów wiąże się z niskim stanem poziomu morza (LST) i początkiem 3 sekwencji triasowej.

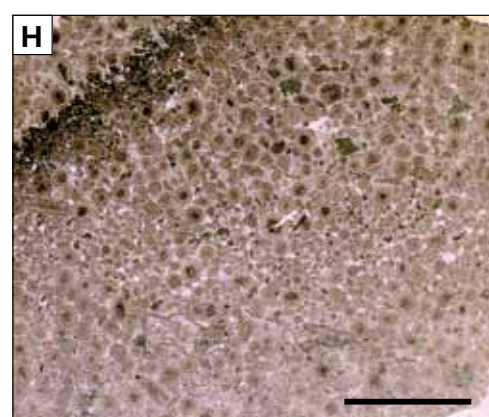
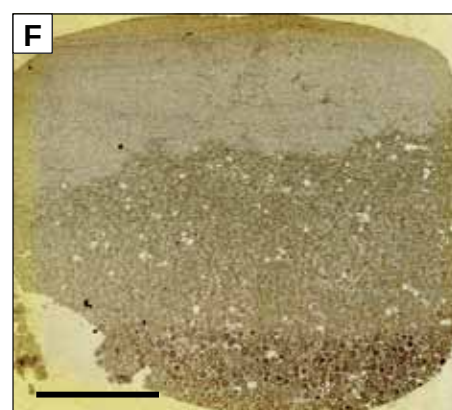
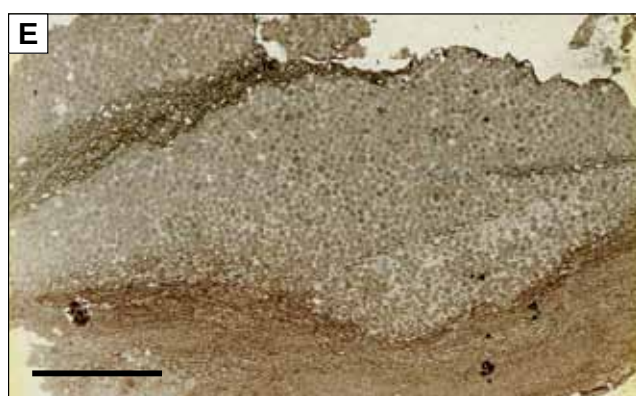
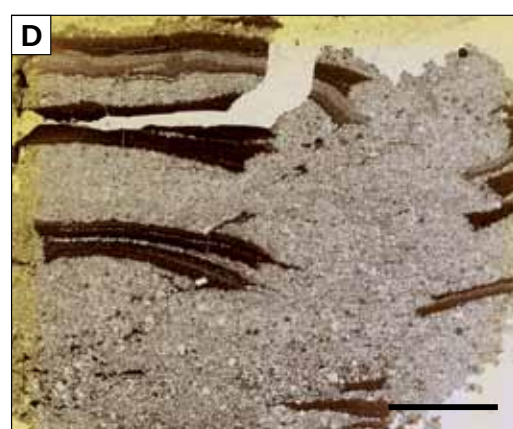
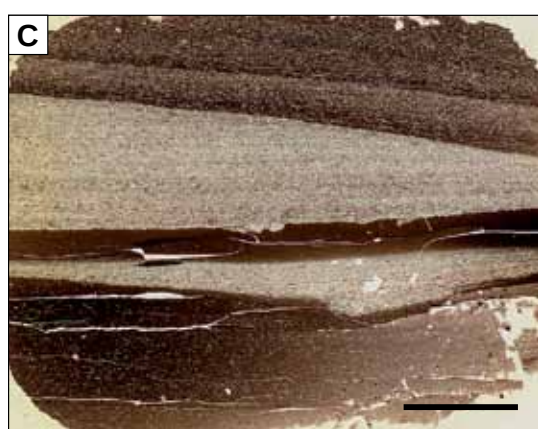
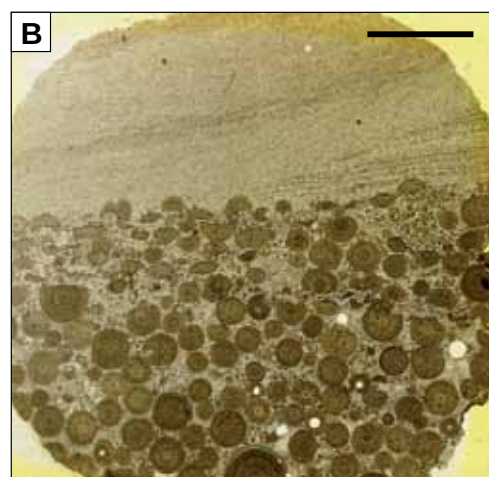
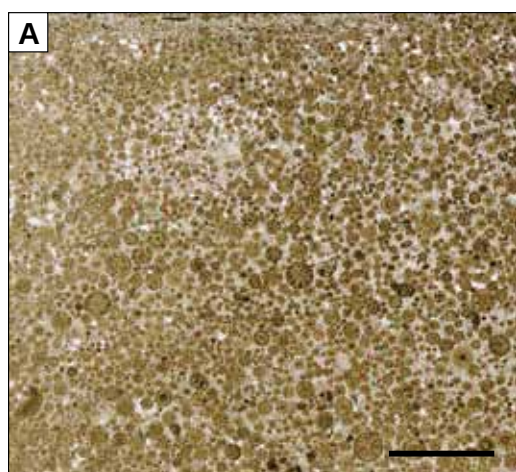
W otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 odcinek profilu uznany za formację połczyńską, pod względem palinologicznym jest niemy. W stropie formacji pomorskiej, na głębokości 2100,3 m, Orłowska-Zwolińska (1977) oznaczyła ostatnie wystąpienie zespołu miosporowego PII poziomu

Densosporites nejburgi, charakteryzującego środkowy odcinek pstrego piaskowca środkowego. Natomiast z głębokości tuż powyżej górnej granicy omawianego kompleksu pochodzą miospory i megaspory retu (Orłowska-Zwolińska 1977; Fuglewicz, 1980).

Przyjęty w artykule podział litostratygraficzny górnej części profilu różni się od przyjmowanego dotychczas. Fragment profilu, uznany za stropowy odcinek formacji pomorskiej (głęb. 2099,5–2112,3 m) był korelowany przez Gajewską i Szyperko-Śliwczyńską (1979) z formacją połczyńską w otworach Rokita IG 1 i Świnoujście IG 1, usytuowanych na wale pomorskim; natomiast nadległy odcinek (głęb. 2075,0–2099,5 m) został uznany za ret – kompleks podewaporatowy. Jednakże badania sedimentologiczne sugerują przyjęcie innego rozwiązania. W otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 profil odcinka wyższego jest bardzo zbliżony do profilu formacji połczyńskiej w reперowym otworze Połczyn IG 1; różnice zaznaczają się jedynie w miąższości. Formacja połczyńska w otworze Połczyn IG 1 jest wykształcona w dolnej i środkowej części profilu w postaci brunatnych piaskowców drobnoziarnistych o warstwowaniu przekątnym rynnowym i zmarszczkowym. W górnej części pojawiają się coraz grubsze wkładki brunatnych mułowców i ilowców o warstwowaniu zmarszczkowym, laminacji poziomej lub masywnych. Z wkładkami utworów drobnoziarnistych związane jest występowanie kongregacji węglanowych a w jednym przypadku korzeni roślin. W szlifach są obserwowane liczne struktury pedogeniczne. Są to utwory pochodzenia rzeczno-geologicznego – korytowe i równi zalewowych.

Za obecną koncepcją wydzielenia formacji połczyńskiej w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 przemawia również odniesienie do warunków paleogeograficznych oraz wahań poziomu oceanu światowego. Sedimentacja formacji połczyńskiej jest związana z kurczeniem się zbiornika morskiego (Szyperko-Teller, 1987), natomiast sedimentacja retu – z powszechną transgresją zbiornika morskiego na obszary lądowe (Szyperko-Teller, 1987; Geluk, Röhlings, 1997; Aigner i in., 1999). Dlatego niezasadnym jest uznawanie w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 morskich utworów (głęb. 2099,5–2112,3 m) za formację połczyńską, natomiast utworów pochodzenia lądowego (głęb. 2075,0–2099,5 m) za ret.

Pracę wykonano w 2000 r. w ramach projektu badawczego KBN nr 9T12B02415.



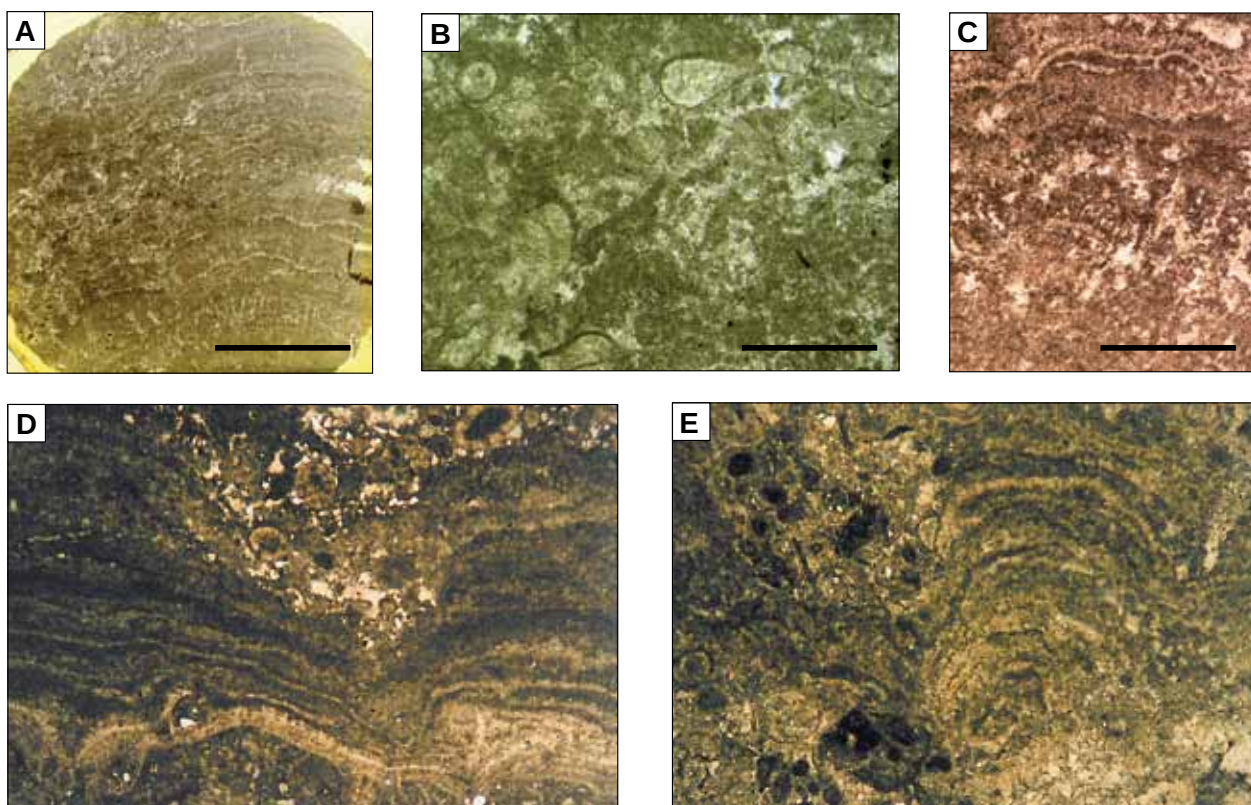
**Fig. 15. Utwory środkowego pstrego piaskowca.
Formacja pomorska (opis i fotografie J. Szulc)**

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – oolity z mikrogastropodami (głęb. 2172,0 m); **B** – piaskowiec oolitowo-kwarcowy, z wyraźną normalną gradacją ziarna, na granicy frakcji kwarcowej i oolitowej widoczne rozpuszczanie ooidów (głęb. 2156,5 m); **C** – przekątnie warstwowane piaskowce i mułowce (głęb. 2153,5 m); **D** – piaskowce i mułowce z syndepozycyjnym upłynnieniem osadu (głęb. 2155,4 m); **E** – oolity z glaukonitem, widoczne struktury obciążeniowe w podległych mułowcach (głęb. 2150,6 m); **F** – piaskowiec oolitowo-kwarcowy, z gradacją ziarna i bioturbacją w stropowej części warstwy, na granicy frakcji oolitowej i kwarcowej widoczne kompakcyjne rozpuszczanie ooidów (głęb. 2139,6 m); **G** – piaskowce o kopułowym warstwowaniu przekątnym (głęb. 2191,4 m); **H** – oolity glaukonitowe z mikrogastropodami i ślimakami wermetoidalnymi (głęb. 2126,0 m). Skala na figurach A, G, H – 2 mm; B, C, D – 3 mm; F – 5 mm

Deposits of the Middle Buntsandstein. Pomeranian Formation

Photographs taken in optical microscope. **A** – oolites with microgastropods (depth 2172.0 m); **B** – oolitic-quartzous sandstones displaying normal grading, pressure solution visible at the boundary between ooids and quartz grains (depth 2156.5 m); **C** – cross stratified sandstones and mudstones (depth 2153.5 m); **D** – liquefied sandstones and mudstones (depth 2155.4 m); **E** – glaucony-bearing oolites, small load deformations developed in the underlying mudstones (depth 2150.6 m); **F** – oolitic-quartzous sandstone displaying normal grading and bioturbated topmost part of the layer, some compaction dissolution visible at the oolites-quartz boundary (depth 2139.6 m); **G** – hummocky cross stratified sandstones (depth 2191.4 m); **H** – glaucony-bearing oolites with micro- and vetetoidal gastropods (depth 2126.0 m). Scale bars: 2 mm in Figs. A, G, H; 3 mm in Figs. B, C, D and 5 mm in Fig. F

←



**Fig. 16. Utwory środkowego pstrego piaskowca. Formacja pomorska
(fotografie J. Szulc, opis A. Feldman-Olszewska i J. Szulc)**

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – stromatolit z inkrustacjami ślimaków wermetoidalnych lub serpul (głęb. 2166,8 m); **B i C** – detale z fig. A; **D** – stromatolit (głęb. 2114,8 m, $\times 2,5$); **E** – stromatolit z pojedynczymi ooidami (głęb. 2117,9 m, $\times 2,5$)

Deposits of the Middle Buntsandstein. Pomeranian Formation

Photographs taken in optical microscope. **A** – stromatolite including encrustations of vermetoidal gastropods (or serpulids?) (depth 2166.8 m). See Fig. B and C for details; **D** – stromatolite (depth 2114.8 m, $\times 2.5$); **E** – stromatolite with single ooids, (depth 2117.9 m, $\times 2.5$)

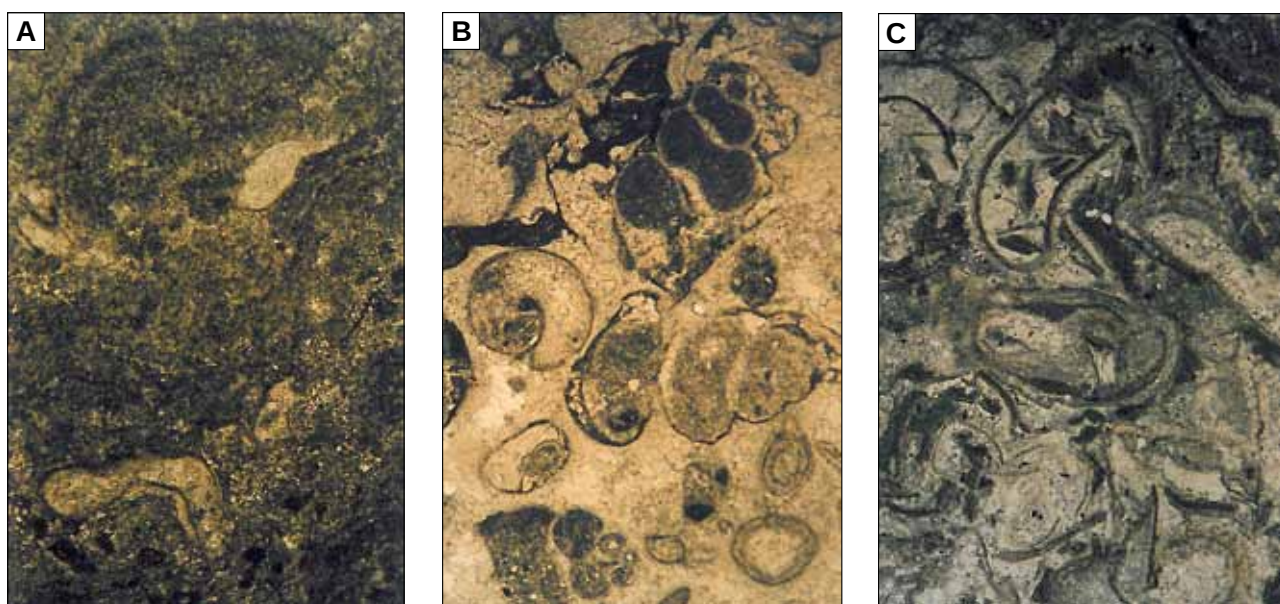


Fig. 17. Utwory środkowego pstrego piaskowca. Formacja pomorska (fotografie J. Szulc, opis A. Feldman-Olszewska i J. Szulc)

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – inkrustacje serpul w obrębie stromatolitu (głęb. 2114,8 m, $\times 2,5$); **B** – wapień organodetrytyczny, skorupki ślimaków w spoiwie sparytowym (głęb. 2113,2 m, $\times 2,5$); **C** – wapień organodetrytyczny, liczne skorupki ślimaków wermetoidalnych (głęb. 2102,0 m, $\times 2,5$); **D** – wapień organodetrytyczny, liczne skorupki ślimaków wermetoidalnych, glaukonit w spoiwie (głęb. 2102,0 m $\times 2,5$)

Deposits of the Middle Buntsandstein.
Pomeranian Formation

Photographs taken in optical microscope. **A** – stromatolite including encrustations of or serpulids (depth 2114.8 m, $\times 2.5$); **B** – organodetrital limestone, gastropod's shells in the sparite cement (depth 2113.2 m, $\times 2.5$); **C** – organodetrital limestone, abundant vermetoidal gastropod's shells (depth 210.0 m, $\times 2.5$); **D** – organodetrital limestone, abundant vermetoidal gastropod's shells, glauconite in cement (depth 2102.0 m, $\times 2.5$)

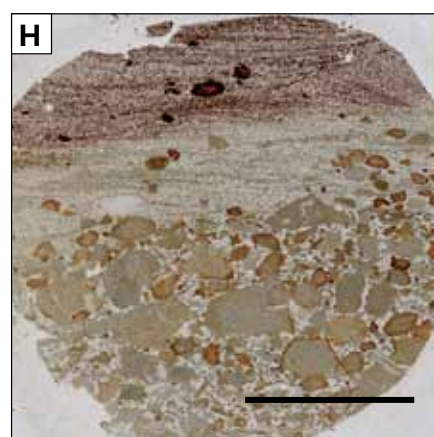
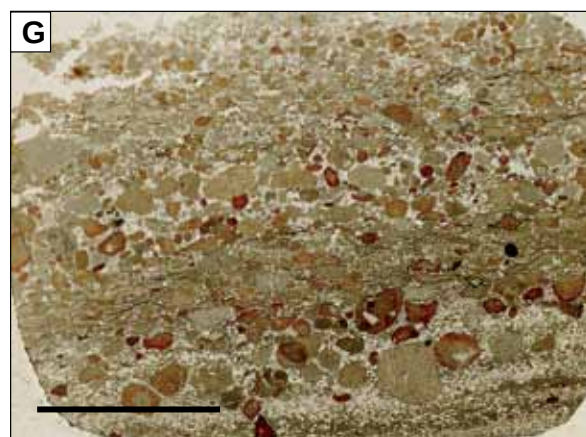
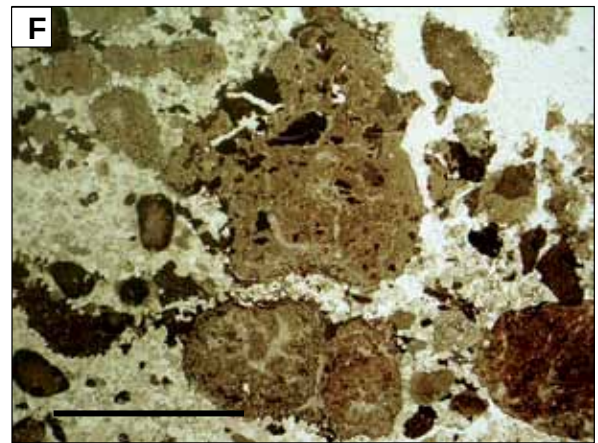
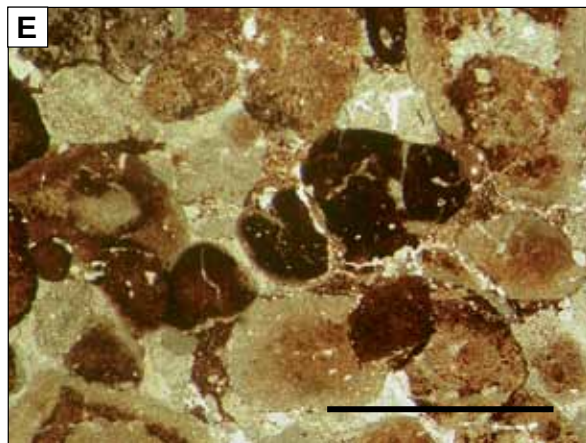
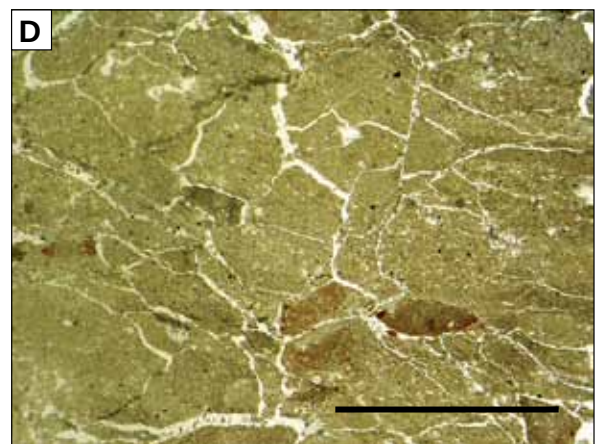
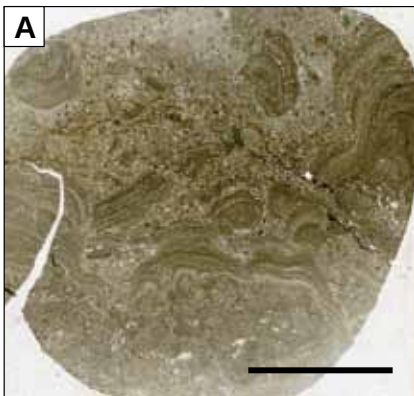


Fig. 18. Utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca. Formacje pomorska, polczyńska (opis i fotografie J. Szulc)

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **Fm. pomorska:** **A** – częściowo zerodowany stromatolit z ooidami wypełniającymi interstycjami (głęb. 2117,9 m); **B** – brekcja kostna z bioklastami ślimaków wermetoidalnych (głęb. 2101,3 m); **C** – detal z fig. B; **Fm. ?polczyńska:** **D** – gleba kopalna z ryzoidowymi spękaniem formacyjnymi (głęb. 2092,5 m); **E** – szkieletowe ziarna glebowe impregnowane tlenkami żelaza (głęb. 2085,7 m); **F** – ziarna glebowe z widocznymi strukturami włóśnikowymi (głęb. 2098,7 m); **G** – warstwa redeponowanych gruzłów glebowych (głęb. 2083,7 m); **H** – warstwa rozmytej gleby kopalnej z ripplemarkami interferencyjnymi w stropie, wyraźne normalne uziarnienie (głęb. 2080,2 m). Skala dla figur: A, D, H – 5 mm; C – 2 mm; G – 4 mm; B – 3 mm; E – 500 μ m; I – 200 μ m

Deposits of the Lower and Middle Buntsandstein. Pomeranian and Polczyn Formations

Photographs taken in optical microscope. **Pomeranian Fm.:** **A** – partly eroded stromatolite with ooids filling the interstitiae (depth 2117.9 m); **B** – bone breccia with debris of vermetoidal gastropods (2101.3 m). For details see Fig. C; **?Polczyn Fm.:** **D** – paleosol with formational cracking (depth 2092.5 m); **E** – pedogenic grains, impregnated with iron oxides (depth 2085.7 m); **F** – pedogenic grains with microrhizoids (depth 2098.7 m); **G** – reworked pedogenic grains (depth 2083.7 m); **H** – rewashed layer of pedogenic grains displaying normal grading and wave ripplemark at the top (depth 2080.2 m). Scale bars: 5 mm in Fig. A, D, H; 2 mm in Figs. C; 4 mm in Fig. G, 3 mm in Fig. B; 500 μ m in Fig. E; 200 μ m in Fig. F



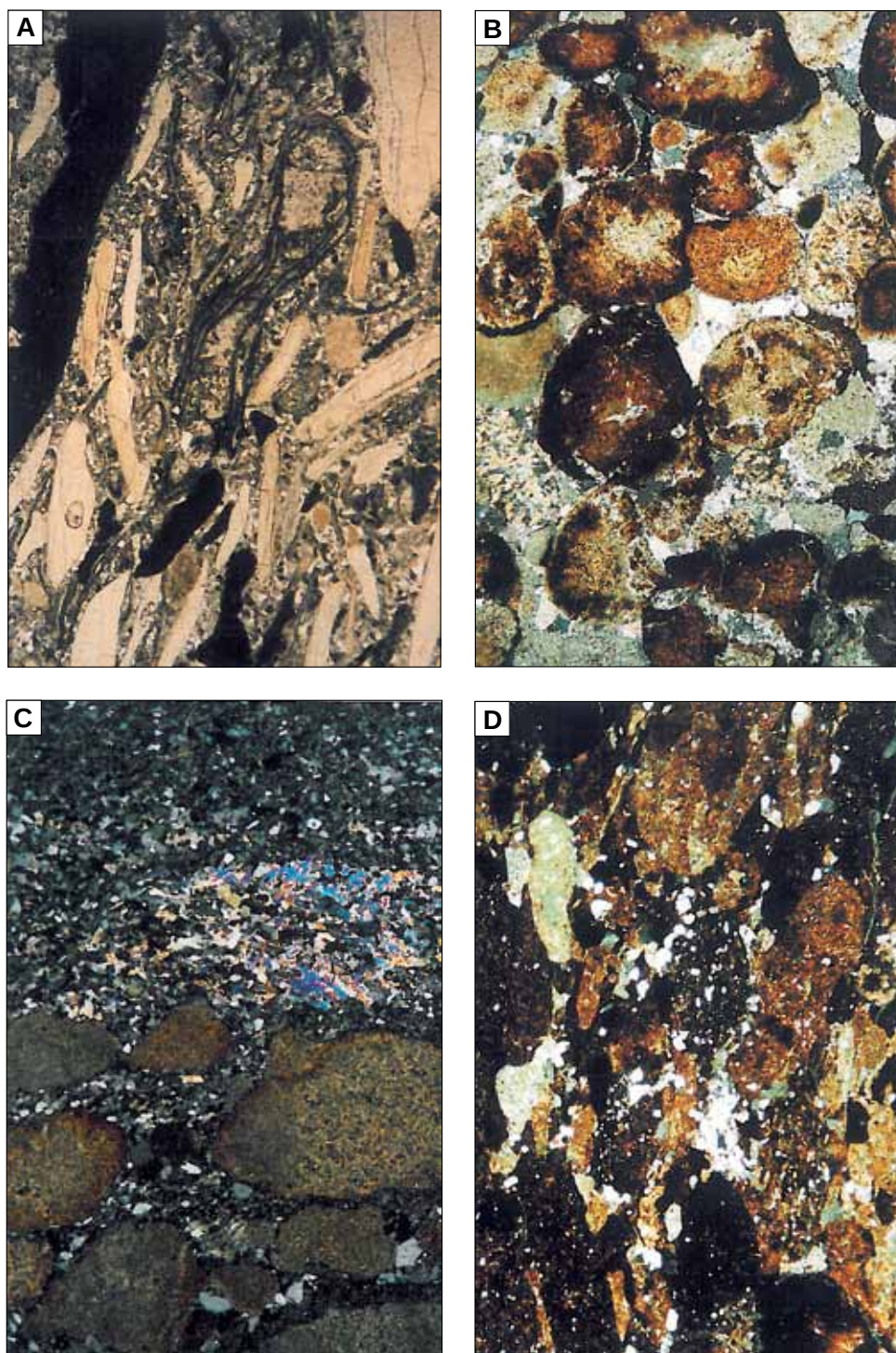


Fig. 19. Utwory środkowego pstrego piaskowca. Formacje pomorska, polczyńska
(fotografie J. Szulc, opis A. Feldman-Olszewska i J. Szulc)

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **Fm. pomorska:** **A** – wapień organodetrytyczny z brekcją kostną oraz ślimakiem wermetoidalnym (głęb. 2101,3 m, $\times 2,5$). **Fm. ?polczyńska:** **B** – paleogleba – grudki glebowe (głęb. 2085,7 m, $\times 2,5$); **C** – paleogleba wzbogacona w limonit (głęb. 2092,5 m, $\times 10$); **D** – przemyte konkrety glebowe (głęb. 2092,5 m, $\times 10$, skrzyżowane nikole)

Deposits of the Middle Buntsandstein. Pomeranian and Polczyn Formations

Photographs taken in optical microscope. **Pomeranian Fm.:** **A** – organodetrital limestone with bone breccias and vermetoid gastropod shels (depth 2102.0 m, $\times 2.5$) **?Polczyn Fm.:** **B** – paleosol – pedogenic grains (depth 2085.7 m, $\times 2.5$); **C** – paleosol enriched in limonite (depth 2092.5 m, $\times 10$); **D** – cleansed pedogenic grains (depth 2092.5 m, $\times 10$, with polarizer)

Anna BECKER, Jerzy NAWROCKI

MAGNETOSTRATYGRAFIA TRIASU DOLNEGO

Dolny i środkowy pstry piaskowiec otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 został zbadany paleomagnetycznie w celu uzyskania skali magnetostratygraficznej, umożliwiającej wyznaczenie precyzyjnych poziomów izochronicznych oraz korelacje ponadregionalne (Becker i Nawrocki, 2014 oraz roz. Magnetostratygraficzna kalibracja podziału cyklicznego, w tym tomie). Badania wykonano na 138 próbkach sześciennych o boku 2,2 cm z rdzeni z głębokości 2060,0–2600,0 m (fig. 20). Podatność magnetyczną wszystkich próbek mierzono za pomocą mostka KLY-2. Próbkę tę następnie rozmagnesowywano termicznie w piecu MMTD1 do temperatury sięgającej maksymalnie 650°C, w klatce Faradaya, izolującej od wpływu zewnętrznego pola geomagnetycznego. Pomiaru składowych naturalnej pozostałości magnetycznej (NRM) i resztkowej pozostałości magnetycznej (RM) wykonywano za pomocą magnetometru rotacyjnego JR6A. Metodyka interpretacji została szczegółowo opisana w pracy Becker i Nawrockiego (2014). Wyniki prac paleomagnetycznych pozwoliły zidentyfikować szereg zon paleomagnetycznych zdefiniowanych przez Nawrockiego (1997; Becker i Nawrocki, 2014). Zony te przedstawione są na figurze 20. Skały najwyższego cechsztynu oraz niższej części formacji bałtyckiej są objęte zoną normalnej polarności Tbn1. W spągu zony i w jej środkowej części dwa pomiary słabszej jakości wykazują odwrotne namagnesowanie, sugerujące możliwość występowania podzon. Dolny pomiar może też wskazywać na granicę z zoną PZr1, co wymagałoby dalszych badań w niższej części profilu. Środkowa, zasadnicza część for-

macji bałtyckiej, wykazuje odwrotne namagnesowanie, odpowiadające zonom Tbr1 i Tbr2. W profilu Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 nie udało się stwierdzić występowania zony Tbn2, chociaż jeden pomiar słabszej jakości wykazuje polarność normalną na głębokości 2398,2 m. W najwyższej części formacji bałtyckiej stwierdzono zoną normalnego namagnesowania Tbn3 oraz zoną odwrotnej polarności Tbr3. Pogranicze formacji bałtyckiej i pomorskiej, a tym samym dolnego i środkowego pstrego piaskowca, zawiera się w strefie o nieokreślonej polarności. Zasadnicza część formacji pomorskiej charakteryzuje się odwrotną polarnością. Jedyną zwartą zoną normalnej polarności występującą na głębokości 2150,2–2156,0 m i została skorelowana z zoną Tbn5. Strefa odwrotnej polarności, obejmująca odcinek profilu formacji pomorskiej położony bezpośrednio wyżej, odpowiada zonie Tbr5. Dolna część formacji pomorskiej, wykazująca odwrotną polarność, odpowiada zonom Tbr3 i Tbr4. W profilu nie stwierdzono zony Tbn4, chociaż jeden pomiar słabszej jakości wykazuje polarność normalną na głębokości 2187,2 m. Określenie polarności najwyższej części formacji pomorskiej nie było możliwe. Najniższa część pstrego piaskowca górnego, zaliczana do warstw podewaporatowych, charakteryzuje się polarnością normalną. Korelacja tego odcinka z zonami magnetostratygraficznymi Nawrockiego (1997) nie jest jednoznaczna – prawdopodobnie odpowiada on zonie Tbn7, ale część przesłanek biostratygraficznych wskazuje na korelację z zoną Tbn6 (Becker, Nawrocki, 2014).

Anna BECKER

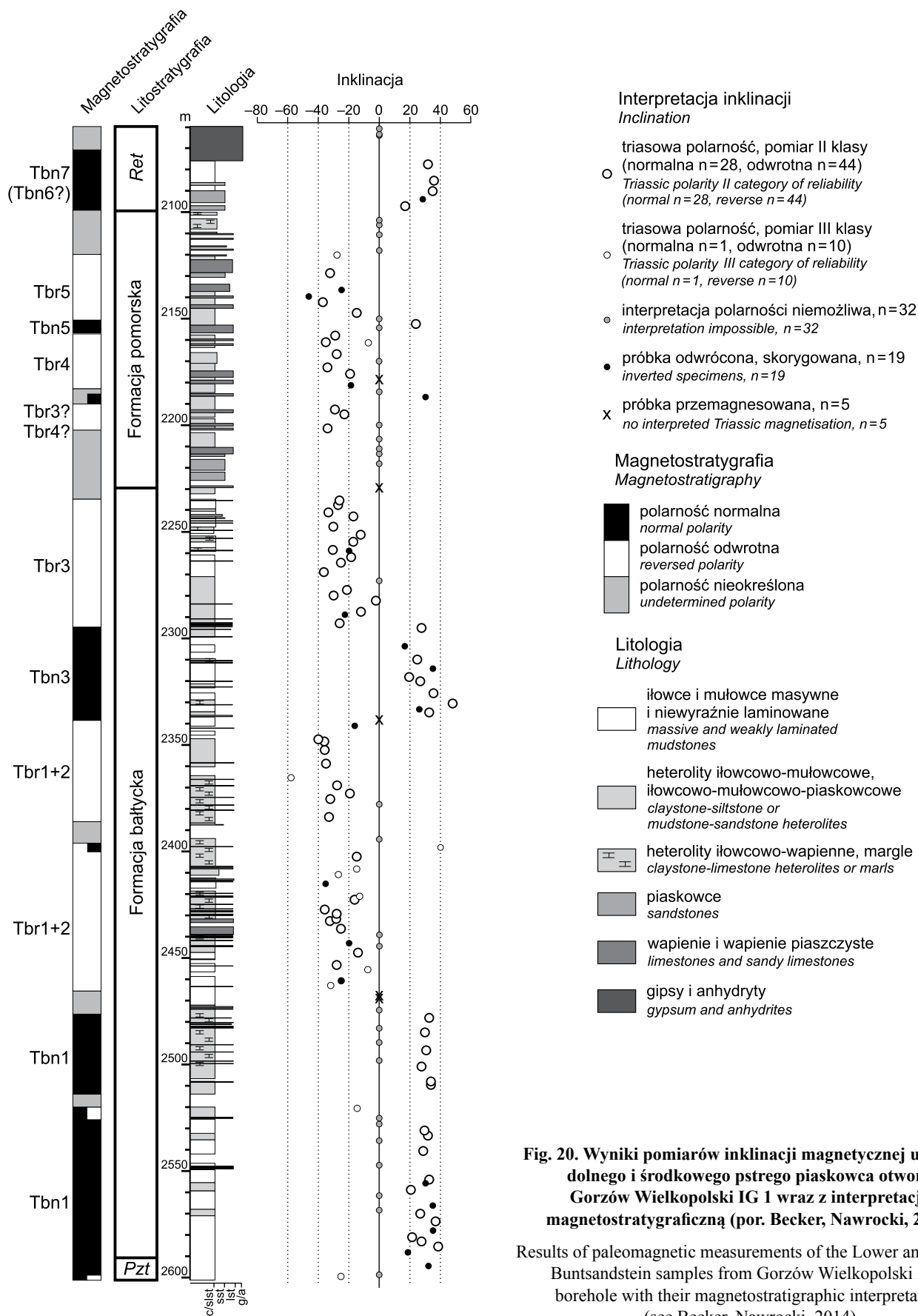
FACJE I CYKLICZNOŚĆ SEDYMENTACJI DOLNEGO I ŚRODKOWEGO PSTREGO PIASKOWCA

Formacja bałtycka

Facje i środowiska depozycji

Formacja bałtycka w profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 tworzy stosunkowo jednolity kompleks mułowcowo-ilasty z przewarstwieniami węglanowymi. Szczegółowa analiza wykształcenia osadów pozwoliła jednak na wyróżnienie dziesięciu facji (fig. 21, 22). Są to: 1) masywne iłowce i mułowce z nodułami anhydrytowymi (Clst1, fig. 21A), 2) iłowce i mułowce niewyraźnie laminowane (Clst2, fig. 21B), 3) iłowce margliste ze smugami wapieni marglistych i soczewkami lub nodułami wapiennymi (Clst3), 4) mułowce i bardzo drobnoziarniste piaskowce laminowane zmarszczkowo (Slst1, fig. 21C), 5) mułowce i bardzo drobnoziarniste piaskowce laminowane poziomo i/lub uziarnione frakcjonalnie normalnie (Slst2), 6) mułowce i drobno-

ziarniste piaskowce mikowe laminowane poziomo (Slst3, fig. 21D), 7) piaskowce i piaskowce wapieniste, warstwowane przekątnie lub smużysto, z ooidami (Sst1, fig. 22A) 8) heterolity iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe o warstwowaniu smużystym, falistym lub soczewkowym (Cl/Sst, fig. 21E), 9) wapienie margliste i oolitowe (Lst1, fig. 22B) 10) heterolity silikoklastyczno-węglanowe o warstwowaniu falistym lub równoległym (Cl/Lst, fig. 22C). Wyróżnione facje były deponowane głównie w warunkach niskoenergetycznych, przy czym mechanizm depozycji był związany z suspensją i wysychaniem (facje Clst1, częściowo Clst2), suspensją w permanentnym zbiorniku nasyconym względem węglanu wapnia (facja Clst3, Cl/Lst), słabymi przepływami (facja Clst2, Slst1), epizodami wzburzeń w permanentnym zbiorniku agitowanym falowaniem (facja Slst2 i Slst3). Facja Cl/Sst była deponowana w warunkach stałej zmienności energii środowiska. Największą energią procesu depozycji charakteryzowały się warunki deponowania



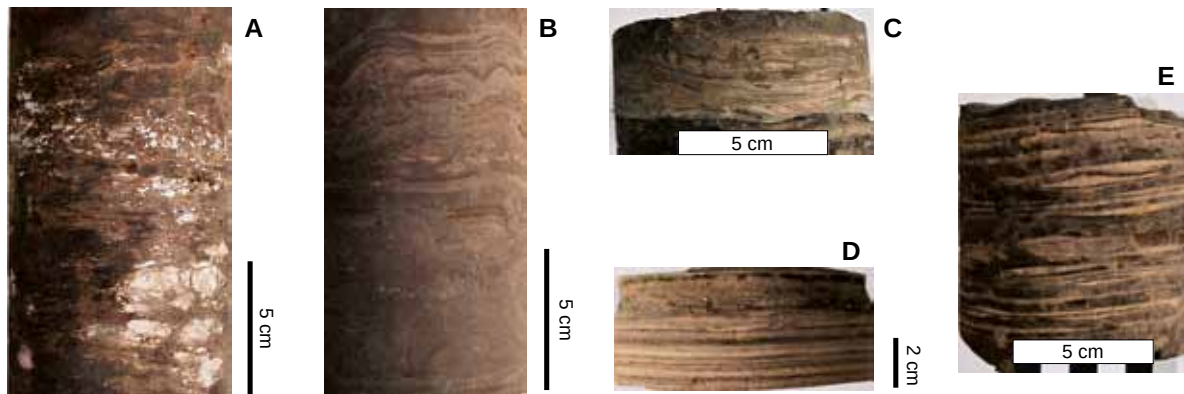


Fig. 21. Przykłady facji formacji bałtyckiej i stropowej serii terygenicznej

A – masywny ilowiec z nodulami anhydrytowymi (Clst1), stropowa seria terygeniczna, głęb. 2594,20–2594,35 m; **B** – ilowiec niewyraźnie laminowany materiałem mułowcowym (Clst2), fm. bałtycka, głęb. 2340,90–2341,05 m; **C** – mułowiec laminowany zmarszczkowo (Slst1), fm. bałtycka, głęb. 2470,6 m; **D** – bardzo drobnziarnisty piaskowiec mikowy laminowany poziomo (Slst3), fm. bałtycka, głęb. 2289,45 m; **E** – heterolit ilowcowo-mułowcowo-piaskowcowy o laminacji falistej/soczewkowej (Cl/Sst), fm. bałtycka, głęb. 2527,69–2527,79 m

Examples of facies types of the Baltic Formation and top terrigenous series

A – massive mudstone with anhydritic nodules (Clst1), top terrigenous series, depth: 2594.20–2594.35 m; **B** – weakly laminated mudstone (Clst2), Baltic Fm., depth: 2340.90–2341.05 m; **C** – ripple laminated siltstone (Slst1), Baltic Fm., depth: 2470.6 m; **D** – horizontally laminated very fine-grained micaceous sandstone, Baltic Fm., depth: 2289.45 m; **E** – wavy to lenticular laminated mudstone-sandstone heterolite (Cl/Sst), Baltic Fm., depth: 2527.69–2527.79 m

facji Sst1 oraz wapieni oolitowych facji Lst1. Spośród wyróżnionych facji niektóre z nich są diagnostyczne dla specyficznych środowisk lub subśrodowisk sedimentacji, w których są dominujące. Należą do nich facje: Slst 1, Clst 1, Cl/Sst, Clst 3, Sst 1, Lst 1, Cl/Lst. Facje te mogą występować również w innych środowiskach, czy subśrodowiskach jako facje podrzędne. Pozostałe facje reprezentują procesy, które mogą zachodzić w obrębie różnych środowisk sedimentacji. Facje te nie dominują w żadnym środowisku ani subśrodowisku.

W pierwszym zespole facji dominuje facja Slst 1, której towarzyszą facje Clst 2 oraz Slst 2. Zespół ten reprezentuje dystalny stożek aluwialny, w którym facja Slst 1 odzwierciedla depozycję w korytach efemerycznych strumieni. Facja Clst 2 reprezentuje depozycję w krótkookresowych, niewielkich oczkach wodnych lub w słabiej energetycznych strumieniach efemerycznych a facja Slst 2, w tym środowisku reprezentuje epizodyczne zalewy warstwowe.

W drugim zespole facji facją diagnostyczną jest facja Clst 1, której towarzyszy facja Clst 2. Środowisko depozycji tego zespołu zostało zinterpretowane jako śródlądowa playa. Podobny trzeci zespół facji, rozszerzony o fację Cl/Sst, w którym wszystkie facje występują w równych proporcjach, reprezentuje środowisko sebhya przybrzeżnej lub mniej ściśle zdefiniowanej równi przybrzeżnej piaszczysto-mułowej, być może równi pływowej.

Kolejne zespoły facjalne reprezentują subśrodowiska w obrębie płytkiego permanentnego zbiornika wodnego, przynajmniej okresowo połączonego z otwartym morzem. Pieńkowski (1991a) zaproponował podobny system depozycyjny dla najniższego triasu.

Czwarty zespół facjalny, zdominowany przez fację Cl/Sst, której towarzyszą facje Clst 2, Slst 2, Slst 3, Sst 1, sporadycznie również Cl/Lst, reprezentuje środowisko zatoki,

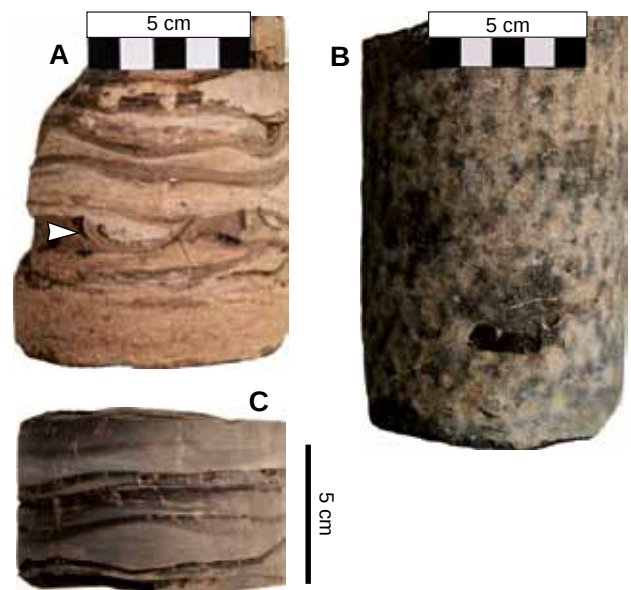


Fig. 22. Przykłady facji formacji bałtyckiej

A – piaskowiec laminowany smużyście (Sst1), wskazany strzałką zwitek błotny, głęb. 2444,38–2444,50 m; **B** – wapień oolitowy (Lst1), w części spągowej widoczny klast brunatnego ilowca, głęb. 2473,95–2474,10 m; **C** – heterolit ilowcowo-węglanowy (wapienie margliste) o laminacji falistej (Cl/Lst), głęb. 2372,77–2372,82 m

Examples of facies types of the Baltic Formation

A – flaser laminated sandstone (Sst1), arrow points on a mud curl, depth: 2444.38–2444.50 m; **B** – oolitic limestone (Lst1), a braunish claystone clast is seen in the lower part of the specimen, depth: 2473.95–2474.10 m; **C** – wavy laminated clayey-limy heterolite (Cl/Lst), depth: 2372.77–2372.82 m

w której dominuje energia falowania, zapisują się również zjawiska sztormowe, a sporadycznie dochodzi do wytrącania węglanu wapnia. Bliskość lądu powoduje, że deponowany jest tu głównie materiał klastyczny.

Piąty zespół facjalny zdominowany przez fację Clst 3, której towarzyszą facje Cl/Sst, Clst 2, Slst 1, jak również Lst 1 i Cl/Lst, reprezentuje subśrodowisko laguny, która jest odizolowana od wpływu wysokoenergetycznego falowania oraz silniejszych prądów przybrzeżnych w sposób ciągły dostarczających materiału silikoklastycznego. Warunki takie powodują, że deponowany jest głównie drobnoziarnisty materiał silikoklastyczny w niskoenergetycznych warunkach, ale możliwe jest sporadyczne wytrącanie węglanu wapnia.

Szósty zespół facjalny jest zdominowany przez fację Sst 1, której towarzyszy głównie facja Cl/Sst, a podrzędnie również facje Slst 2 oraz Slst 3. Zespół ten reprezentuje środowisko przybrzeżnych wałów, czy łąch piaszczystych. Są to strefy, gdzie dochodzi do depozycji głównie materiału piaszczystego, transportowanego przez prądy przybrzeżne. W obrzeżeniu wałów jest deponowana facja Cl/Sst. Zjawiska sztormowe są zapisane przez facje Slst 2 oraz Slst 3. Wały piaszczyste tworzyły prawdopodobnie bariery ograniczające laguny i mogły czasowo być wynurzane.

Siódmy zespół facjalny definiuje facja Lst 1, której towarzyszą facje Cl/Lst oraz podrzędnie Slst 3. Zespół ten reprezentuje subśrodowisko równi ooidowych. Wzmoczona depozycja węglanowa zachodziła w strefach na tyle oddalonych od brzegu basenu, że ograniczona była w ich obrębie dostawa materiału klastycznego. Być może były to również strefy omijane przez rozpraszające materiał klastyczny prądy przybrzeżne. Strefy te prawdopodobnie były położone w oddaleniu od ujść głównych cieków wodnych z lądu, będących źródłem dostawy klastyków. Jeśli strefy te były permanentnie agitowane przez falowanie dochodziło w nich do tworzenia się sferycznych ziarn ooidowych. Jeśli strefy te były mniej energetyczne, być może położone poniżej podstawy falowania, w ich obrębie tworzyły się jedynie pokrywy mułu węglanowego. Strefy te były położone w sąsiedztwie łąch piaszczystych, o czym świadczy częste mieszanie się materiału piaszczystego i ooidów. Mogło dochodzić również do redepozycji ooidów w obrębie łąch.

Ósmy zespół facjalny jest zdominowany przez fację Cl/Lst, której towarzyszą facje Slst 3, Cl/Sst i Slst 2. Zespół ten reprezentuje subśrodowisko odrzeża, położone najgłębiej, najczęściej poniżej podstawy falowania. Facje Slst 2 i Slst 3 dokumentują silniejsze wydarzenia sztormowe.

Opisane środowiska depozycji można uporządkować od środowisk najbardziej proksymalnych po środowiska najbardziej dystalne w następującej kolejności: dystalny stożek napływowy, playa, sebh przybrzeżna/przybrzeżna równia piaszczysto-mułowa, zatoka/laguna, łąchy piaszczyste, łąchy oolitowe, odrzeże. Zmienność środowisk sedimentacji formacji bałtyckiej przedstawiono na [figurze 23](#).

Cykle sedimentacyjne

W obrębie badanego profilu zaobserwowano stopniowe przejścia od środowisk bardziej proksymalnych do bardziej

dystalnych, uznane za sedimentacyjne cykle pogłębiające, jak i stopniowe przejścia od środowisk bardziej dystalnych do bardziej proksymalnych, uznane za sedimentacyjne cykle spływające ([fig. 23](#)). Stopniowe pogłębienie, któremu towarzyszy stopniowe spłylenie środowisk (lub odwrotnie) zostało uznane za sedimentacyjny cykl symetryczny.

W najniższej części diskutowanego profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1, w którym osady play i dystalnego stożka napływowego przechodzą stopniowo w osady permanentnego zbiornika, do głębokości 2524,7 m zaobserwowano trzy cykle sedimentacyjne o miąższości od 12,3 m do 16,6 m. Dwa z nich to cykle pogłębiające, podczas gdy trzeci, najniższy, to cykl symetryczny o silnie zredukowanym dolnym subcyklu spływającym (1,7 m). Najwyższy z tych cykli jest słabo czytelny w osadzie. Na głębokości 2555,6–2541,3 m nie zaobserwowano cyklicznych zmian środowiska, podobnie jak na głębokości 2524,7–2499,5 m. W niższym z dwóch wymienionych interwałów środowisko oscyluje między sebhą i laguną/zatoką, w wyższym zaś dominuje środowisko zatoki. Powyżej głębokości 2499,5 m, w formacji bałtyckiej dominują cykle sedimentacyjne spływające. Często pojawiają się również odcinki niewykazujące cyklicznych zmian środowiska. Kolejne pięć cykli sedimentacyjnych, rozdzielonych podrzędnymi przerwami w cyklicznym rozwoju sukcesji, występuje na głębokości 2499,5–2441,9 m. Dwa z nich są cyklami spływającymi, w których środowisko odrzeża lub łąch oolitowych przechodzi stopniowo w środowisko laguny/zatoki i sebhę, trzy pozostałe to cykle symetryczne w obrębie tych samych subśrodowisk. Cykle niesymetryczne osiągają miąższość 9,8 m oraz 5,3 m, przy czym drugi z nich jest słabo czytelny w osadzie. Cykle symetryczne osiągają miąższości 5,3 m, 11,0 m oraz 6,9 m. W najniższym z omawianych cykli symetrycznych dolny subcykl jest słabo czytelny w osadzie subcyklem spływającym, który przechodzi w subcykl pogłębiający. Wyższy cykl symetryczny z kolei składa się z dolnego subcyklu pogłębiającego, słabo czytelnego w osadzie, który przechodzi w subcykl spływający, dominujący w cyklu. Najwyższy z cykli symetrycznych w tej części profilu jest zbudowany z dolnego subcyklu pogłębiającego, przechodzącego ku górze w mniej miąższy subcykl spływający. Na odcinku profilu 2441,9–2415,8 m nie zaobserwowano cyklicznych zmian środowiska. Środowisko oscyluje głównie między odrzeżem i łąchami oolitowymi. Sukcesja na głębokości 2415,8–2290,0 m wykazuje cykliczną budowę. Na odcinku tym zaobserwowano 12 cykli sedimentacyjnych, z których dwa są cyklami pogłębiającymi (miąższość 3,4 m i 6,6 m), dziewięć to cykle spływające (miąższość od 3,4 m do 16,1 m, średnio 8,4 m), a jeden jest cyklem symetrycznym (miąższość 16,8 m), o dominującym górnym subcyklu spływającym. Rozpoznanie czterech cykli spośród cykli spływających jest niepewne ze względu na ubytki rdzenia. Środowiska zmieniają się cyklicznie od sebhę czy laguny/zatoki po odrzeże i odwrotnie, przy czym w niższych cyklach w tym interwale dominują środowiska bardziej dystalne, a od głębokości 2360 m dominują środowiska bardziej proksymalne. Cykl spływający, występujący na głęb. 2325,5–2329,6 m, zamyka

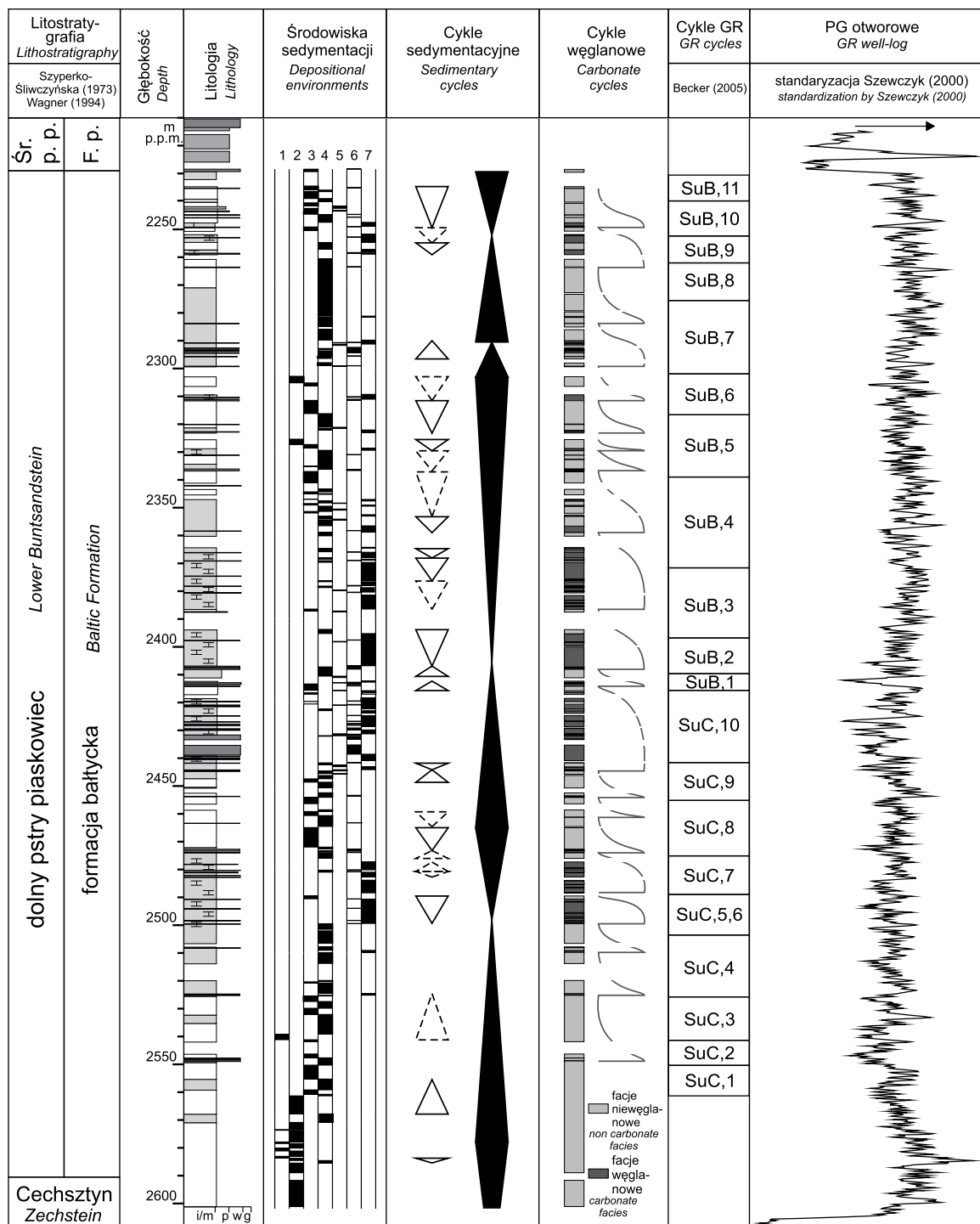


Fig. 23. Analiza środowisk sedimentacji i cykliczności formacji bałtyckiej

Objaśnienia litologii jak na fig. 20; **F. p.** – formacja pomorska, **Śr. p. p.** – środkowy pstry piaskowiec. Cykle sedimentacyjne przedstawione linią przerywaną symbolizują cykle słabo czytelne w osadzie lub o niepewnej interpretacji ze względu na luki w rdzeniu. Czarne trójkąty symbolizują ogólny trend pionowego następstwa środowisk sedimentacyjnych (normalne – retrogradacja, odwrócone – progradacja). Środowiska sedimentacji: **1** – dystalny stożek napływowy, **2** – playa, **3** – sebkha przybrzeżna/przybrzeżna równia piaszczysto-mułowa, **4** – zatoka/laguna, **5** – łachy piaszczyste, **6** – łachy oolitowe, **7** – odrzeże, Δ – cykl pogłębiający, ∇ – cykl spływający

Interpretation of depositional environments and cyclicity of Baltic Fm.

Lithology explanations – see Fig. 20; **F. p.** – Pomerania Fm., **Śr. p. p.** – Middle Buntsandstein. Dashed lines of sedimentary cycles symbolise uncertain interpretation. General vertical trends of depositional environments are shown with full triangles (normal – retrogradational trends, upside down – progradational trends). Depositional environments: **1** – distal alluvial fan, **2** – playa, **3** – sebkha/coastal sand- or mudplain, **4** – embayment/lagoon, **5** – sand shoals, **6** – oolitic shoals, **7** – offshore, Δ – deepening cycle, ∇ – shoaling cycle

środowisko playi. Na odcinku 2290,0–2259,2 m nie zaobserwowano cyklicznych zmian środowiska. Osady były deponowane w zatoce lub lagunie. Trzy cykle spływające zostały wydzielone na głębokości 2259,2–2234,7 m, przy czym środkowy z nich jest cyklem słabo czytelnym w osadzie. Miąższość tych cykli wynosi 4,3 m, 5,5 m oraz 14,7 m. Dominują w nich środowiska proksymalne sebhys oraz laguny czy zatoki.

W rozwoju formacji bałtyckiej profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 można zauważyć, że cykle pogłębiające są związane z retrogradacyjnym rozwojem środowisk sedimentacji. Sukcesja jest zdominowana przez cykle spływające, charakterystyczne dla progradacyjnego rozwoju środowisk (fig. 23).

Analiza zmian węglanowości i cykle gamma (GR)

W profilu formacji bałtyckiej Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 przeprowadzono również obserwacje przejść facji węglanowych (Lst1, Cl/Lst) w niewęglanowe (Clst1, 2, 3, Slst1, 2, 3, Sst1). Zapis występowania tych facji przedstawiono w postaci osobnego słupka na figurze 23. Obok słupka przedstawiono również krzywą oscylacji obu grup facjalnych, na której wychylenia w prawą stronę oznaczają wystąpienia facji węglanowych, zaś w lewą – facji niewęglanowych. Oscylacje te występują w sposób cykliczny w badanym profilu. Następstwo facji węglanowych i niewęglanowych, tworzących jedną oscylację na krzywej oscylacji, uznano za jakościowo wyznaczony cykl węglanowy. W profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 było możliwe porównanie krzywej oscylacji węglanowych z wyznaczonymi przez Becker (2005) cyklami gamma, uzyskanymi z jakościowej interpretacji krzywej naturalnego promieniowania gamma, wzbudzonego promieniowania gamma (profilowanie neutron-gamma) oraz oporności, przeprowadzonej zgodnie z metodyką Röhlinga (1991, 1993) i Radzinskiego (1997, 1999). W profilu wyróżniono 21 cykli węglanowych oraz 20 cykli gamma. Wiele z wyznaczonych granic cykli węglanowych pokrywa się z granicami cykli gamma (fig. 23). Cykle same w sobie nie są jednak w pełni zbieżne, aczkolwiek ich liczba jest zbliżona. Przyjąć można zatem, że cykle gamma, wyznaczone jedynie na podstawie pomiarów karotażowych, są dość wiarygodnym przybliżeniem zmian węglanowości profilu. Nie przedstawiają jednakże tych zmian precyzyjnie. Cykle gamma nie korelują się ze scharakteryzowanymi wyżej cyklami sedimentacyjnymi (fig. 23).

Formacja pomorska

Facje i środowiska sedimentacji

Formacja pomorska jest zbudowana z trzech głównych typów litologicznych: piaskowców, osadów drobnoziarnistych (iłowce i mułowce) oraz wapieni. Piaskowce występują w spągu formacji na głębokości 2212,7–2227,0 m. Są wykształcone jako piaskowce drobno- i średnioziarniste,

rzadziej średnio- i gruboziarniste, dobrze wysortowane, szare lub jasnoszare, rzadko o zabarwieniu czerwonym. Piaskowce są warstwowane przekątnie, rzadziej laminowane zmarszczkowo lub równolegle (fig. 24A). Warstwy piaskowców o miąższości nieprzekraczającej 1 m są przeławiczone cienkimi pojedynczymi laminami iłowców ze szczelinami z wysychania. W spągu warstw piaskowców występują często otoczaki iłowcowe. W wyższej części formacji piaskowce występują w postaci przewarstwień o miąższości kilku-kilkudziesięciu centymetrów, frakcji drobnoziarnistej, rzadziej średnioziarnistej, często z ooidami wapiennymi.

Osady drobnoziarniste są wykształcone głównie w postaci heterolitów iłowcowo-mułowcowych lub iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowych warstwowanych soczewkowo lub faliście, rzadziej smużyście. W osadach występują pojedyncze ooidy wapienne, szczeliny z wysychania lub synerazyjne oraz wzbogacenia w ziarna miki. Rzadziej występują iłowce i mułowce masywne. Osady są brązowe lub czerwono-brązowe, rzadziej szare lub szaro-zielone.

Wapienie formacji pomorskiej są wykształcone głównie w postaci wapieni oolitowych oraz wapieni oolitowych piaszczystych szarych lub czerwono-brązowych, masywnych lub warstwowanych przekątnie (fig. 24B, C). W spągu warstw oolitowych występować mogą otoczaki ilaste oraz struktury pogrążowe. Średnica ooidów wynosi zwykle 0,2–1 mm, maksymalnie 2 mm w szarych wapieniach oolitowych lub 0,1–0,5 mm w czerwono-brązowych wapieniach oolitowych piaszczystych. W szarych wapieniach oolitowych, w centralnych częściach ooidów lub w formie impregnacji ziarn ooidowych, a także w postaci smug skoncentrowanych na powierzchniach stylolitowych, spotyka się zielony minerał, prawdopodobnie glaukonit. Miąższość wapieni oolitowych wynosi od kilku centymetrów do 2 m. W formacji pomorskiej rzadziej występują wapienie margliste. Na głębokości 2111,9–2125,5 m występują także wapienie stromatolitowe i ziarniste. Wśród ziarn w wapieniach ziarnistych występują łuski ryb, ślimaki, muszle organizmów dwuskorupowych (małżoraczki?, małże?), ooidy, onkoidy oraz peloidy (fig. 24D). W obrębie ziarn lub w postaci impregnacji występuje zielony minerał, prawdopodobnie glaukonit (fig. 24E). Najwyższa część formacji, na głębokości 2100–2106,7 m, jest wykształcona w postaci masywnych szarych margli z laminami wapieni ziarnistych, skorupkami małży lub małżoraczków, łuskami ryb oraz pojedynczymi konkrecjami anhydrytowymi.

Środowisko sedimentacji osadów formacji pomorskiej zostało zinterpretowane przez Becker (2005) jako stały, śródlądowy zbiornik wodny połączony przynajmniej okresowo z otwartym morzem. W obrębie tego systemu zostały wyróżnione subśrodowiska takie jak: 1) centrum zbiornika z warunkami otwartymi, dla którego charakterystyczne jest występowanie heterolitów ilasto-mułowcowych czerwono-brązowych i szarych oraz wapienie stromatolitowe i ziarniste, 2) centrum zbiornika z warunkami restrykcyjnymi, dla którego charakterystyczne są heterolity ilasto-mułowcowe czerwono-brązowe, 3) strefa przybrzeżnych łach oolitowo-piaszczystych, dla których charaktery-

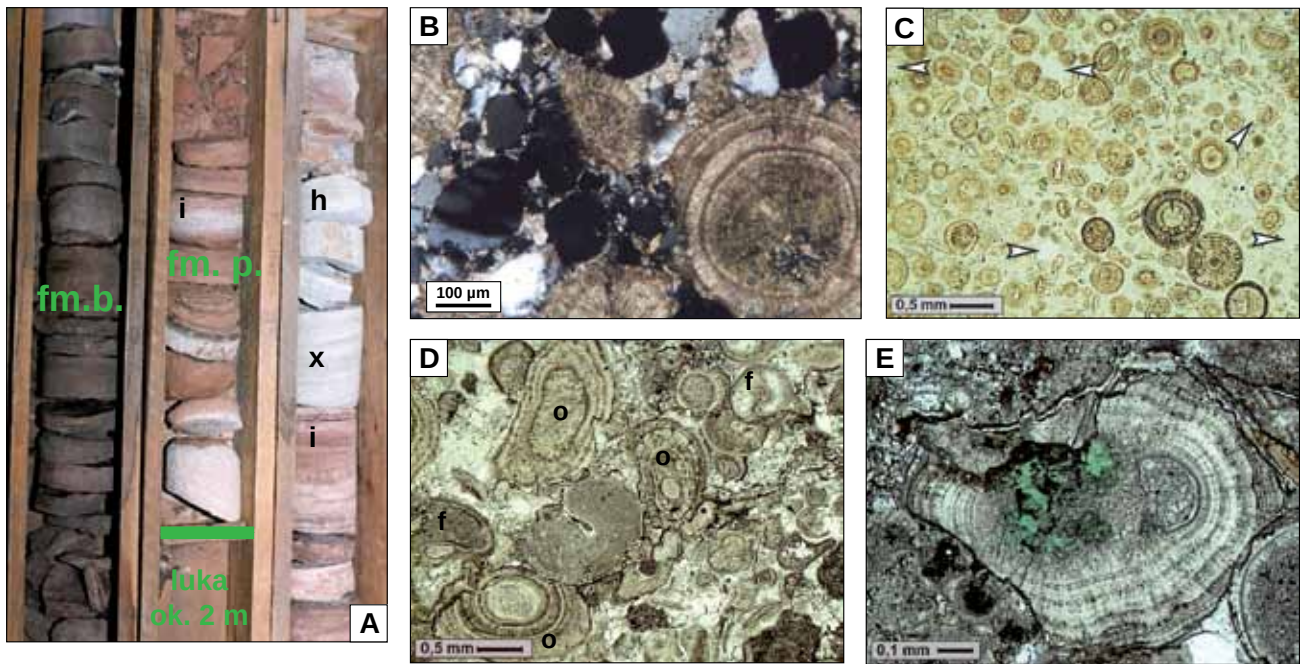


Fig. 24. Przykłady facji formacji pomorskiej

A – granica formacji bałtyckiej (fm. b.) i pomorskiej (fm. p.) na głębokości 2225,0–2229,5 m; spąg fm. pomorskiej wykształcony w facji piaskowcowej: widoczne przekątne warstwowanie (x), pozioma laminacja (h) i cienkie laminy ilowca (i); widoczna długość skrzynek: 90 cm; **B** – facja oolitowo-piaszczysta, głęb. 2154,54 m, polaryzatory skrzyżowane (szlif: Muz. PIG 131/72); **C** – facja wapieni, wapień oolitowy z pojedynczymi ziarnami kwarcowymi (strzałki), widoczne laminy hematytowe w ooidach, liczne owalne ooidy z okruchami skorupki w centrum, głęb. 2134,2 m, polaryzatory równoległe; **D** – facja wapieni, wapień ziarnisty, widoczne ziarna obleczone (o) i mikrofauna (f), głęb. 2125,1 m, polaryzatory równoległe; **E** – facja wapieni, wapień ziarnisty, skupienia glaukonitu w centralnej części ooida, głęb. 2125,1 m, polaryzatory równoległe. Wszystkie zdjęcia por. Roman (2004) i Becker (2005)

Examples of facies types of Pomerania Formation

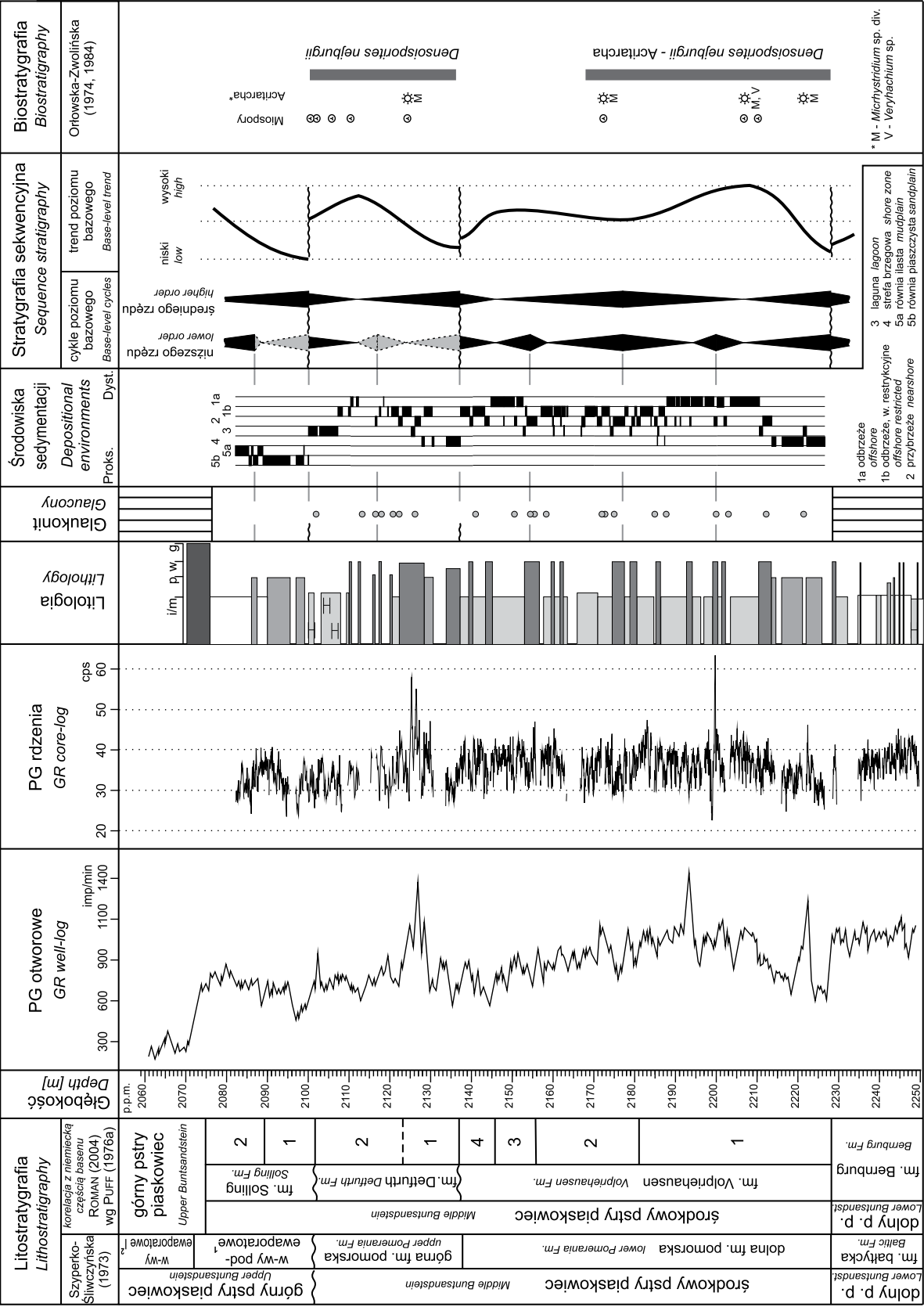
A – boundary interval of Baltic (fm. b.) and Pomerania (fm. p.) formations, depth: 2225.0–2229.5 m; structures seen in sandstone facies of the lowermost Pomerania Fm.: cross bedding (x), horizontal lamination (h), thin claystone laminae (i); core boxes length seen on the photo is 90 cm; **B** – oolitic-sandy facies, depth: 2154.54 m, crossed nicols (thin section: Muz. PIG 131/72); **C** – limestone facies, oolitic limestone with single quartz grains (arrows), notice hematite laminae within ooids, numerous oval ooids with shell fragments as nuclei, depth: 2134.2 m, parallel nicols; **D** – limestone facies, grainstone with coated grains (o) and microfaunal grains (f), depth: 2125.1 m, parallel nicols; **E** – limestone facies, grainstone, concentration of glaucony in the central part of the ooid, depth: 2125.1 m, parallel nicols. All photographs see Roman (2004) and Becker (2005)

styczne są wapienie oolitowe i wapienie oolitowe piaszczyste, 4) laguna, dla której charakterystyczne są margle i wapienie ziarniste jak również podrzędnie heterolity ilasto-margliste z laminami lub soczewkami oolitowymi oraz masywne ilowce, 5) strefa brzegowa, dla której charakterystyczne są piaskowce. Zmienność środowisk sedymentacji środkowego i najniższego górnego pstręgo piaskowca przedstawiono na [figurze 25](#).

Cykle poziomu bazowego

Rozwój sedymentacji formacji pomorskiej został zinterpretowany w kontekście cykli zmian poziomu bazowego (Becker, 2005). Stopniowe przejścia środowisk proksymalnych w dystalne był interpretowany jako podnoszenie się poziomu bazowego, zaś tendencja odwrotna – jako jego obniżanie (np. Shanley, McCabe, 1994; Nystuen, 1998). Pomocniczo do interpretacji rozwoju sedymentacji wykorzystano wyniki badań palinologicznych Orłowskiej-Zwolińskiej (1977, 1984), przyjmując, że występowanie akritar-

chów świadczy o morskiej genezie osadów, zwłaszcza w przypadku liczebnych i urozmaiconych gatunkowo zespołów planktonu i świadczy o wysokim położeniu poziomu bazowego. W obrębie formacji pomorskiej zinterpretowano cykle zmian poziomu bazowego niższego i średniego rzędu ([fig. 25](#)). W obrębie jednego cyklu średniego rzędu zawierają się zwykle dwa cykle niższego rzędu. Niskie położenie poziomu bazowego jest związane z depozycją w obrębie strefy brzegowej lub łach oolitowo-piaszczystych zaś wysokie położenie poziomu bazowego odzwierciedla się w depozycji w centrum zbiornika w warunkach otwartych. W obrębie formacji pomorskiej zinterpretowano sześć pełnych cykli zmian poziomu bazowego niższego rzędu, przy czym interpretacja jednego pełnego cyklu i jednego semicyklu wzniosu poziomu bazowego w najwyższej części formacji jest niepewna ([fig. 25](#)). Trzy pełne cykle zmian poziomu bazowego średniego rzędu są dobrze udokumentowane w osadach ([fig. 25](#)). Szczególnie charakterystyczne są maksima wzniosu poziomu bazowego pierwszego i trzeciego cyklu średniego rzędu. Pierwszy z nich jest związany



¹sub-evaporitic beds
²evaporitic beds I

Fig. 25. Analiza środowisk sedimentacji i cykliczności formacji pomorskiej i warstw podewaporatowych (z Becker 2005, zmodyfikowane)

Objaśnienia litologii jak na figurze 20. Wystąpienia glaukonitu na podstawie analizy szlifów cienkich z kolekcji Muzeum PIG-PIB (Muz. PIG 131) oraz z kolekcji autorki. Środowiska sedimentacji: proks. – proksymalne, dyst. – dystalne. Linie faliste – luki stratygraficzne. Cykle poziomu bazowego zaznaczone linią przerywaną symbolizują cykle o niepewnej interpretacji; p. p. – pstry piaskowiec

Interpretation of depositional environments and cyclicity of Pomerania Formation (from Becker, 2005, modified)

Lithology explanations see Fig. 20. Glaucony occurrence based on analysis of thin sections from collection of PGI Geological Museum (Muz. PIG 131) and from own collection. Depositional environments: proks. – proximal, dyst. – distal. Wavy lines – stratigraphic gaps. Dashed lines of base-level cycles symbolise uncertain interpretation; p. p. – Buntsandstein

z sukcesją szaro-zielonych heterolitów drobnoziarnistych z liczebnym, dwugatunkowym zespołem akritarchów (Orłowska-Zwolińska, 1977, 1984) na głębokości 2208,0–2209,8 m (fig. 25). Drugi jest związany z występowaniem wapieni stromatolitowych i ziarnistych z glaukonitem na głębokości 2112 m. Najniższe położenie poziomu bazowego jest związane z depozycją piaskowców w strefie brzegowej w spągu formacji oraz z depozycją czerwonych wapieni oolitowych strefy przybrzeżnej na głębokości 2130,2–2136,2 m. Cykle zmian poziomu bazowego średniego rzędu mogą być korelowane w skali basenów sedimentacyjnych (np. Aigner i in., 1999). Becker (2005) skorelowała cykle wyinterpretowane w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 z cyklami zinterpretowanymi we wschodnich Niemczech (otwór Halle Süd 1/64). Korelacja ta wykazała dwie luki stratygraficzne w profilu środkowego pstrego piaskowca otworu Gorzów Wielkopolski IG 1. Jedna z nich jest związana z granicą dolnej i górnej formacji pomorskiej i obej-

muje co najmniej jeden semicykl wzniosu poziomu bazowego, druga zaś jest związana z granicą formacji pomorskiej i warstw podewaporatowych i obejmuje co najmniej jeden pełny cykl zmian poziomu bazowego (fig. 26). Zgodnie z interpretacją Szyperko-Śliwczyńskiej (1973) luka ta obejmuje całą formację polczyńską lub co najmniej jej znaczącą część (Gajewska, Szyperko-Śliwczyńska, 1979).

Magnetostratygraficzna kalibracja podziału cyklicznego

Granice zon paleomagnetycznych, które są wyznaczone pomiędzy dwoma próbkami o odmiennej polarności lub są obciążone przedziałem niepewności mniejszym od rozdzielczości cykli, tworzą poziomy izochroniczne, umożliwiające kalibrację cyklostratygrafii. Za poziomy takie można również uznać zony paleomagnetyczne o miąższości

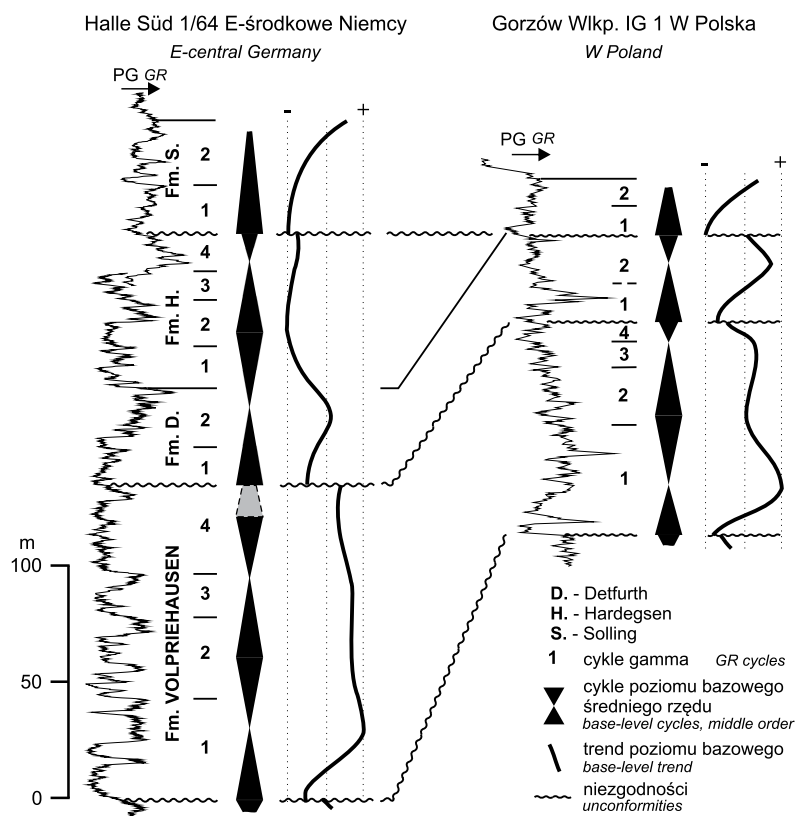
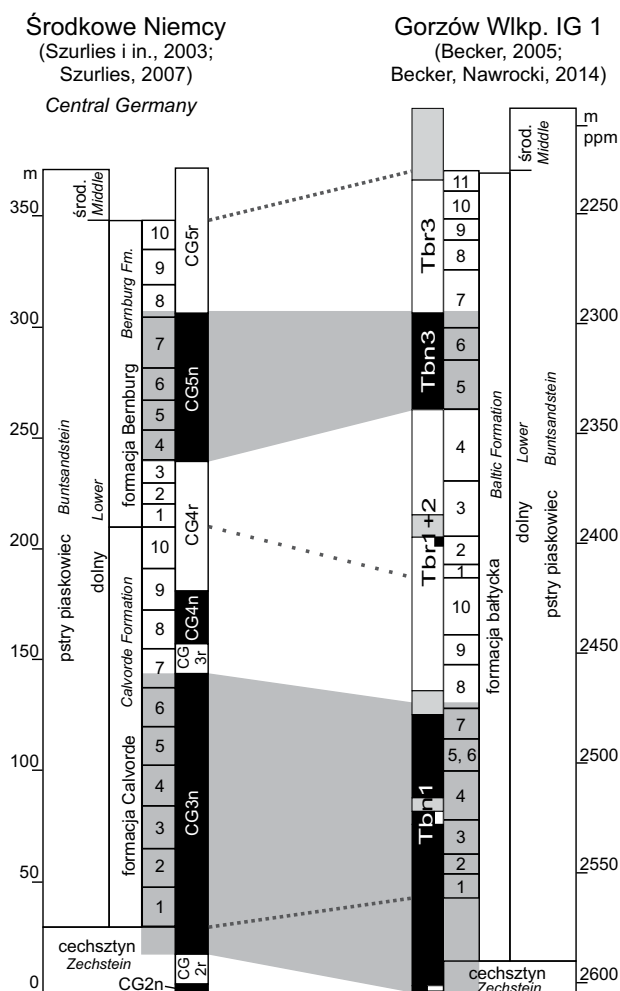


Fig. 26. Korelacja środkowego pstrego piaskowca i warstw podewaporatowych otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 z otworem Halle Süd 1/64 w środkowo-wschodnich Niemczech (na podstawie Becker, 2005)

Podział na formacje w otworze Halle Süd 1/64 na podstawie Radzińskiego (1964)

Correlation of stratigraphic units of the Middle Buntsandstein and sub-evaporitic beds between Gorzów Wielkopolski IG 1 and Halle Süd 1/64, in central-eastern Germany (based on Becker, 2005)

Lithostratigraphy of Halle Süd 1/64 from Radziński (1964)



mniej niż miąższość cykli. W profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 występują zatem cztery takie poziomy: strop zony Tbn1, spąg zony Tbn3, strop zony Tbn3 oraz zona Tbn5. Na szczególną uwagę zasługuje tutaj strop zony Tbn3, który we wszystkich profilach zachodniej Polski, przebadanych paleomagnetycznie, został wyznaczony z największą precyzją (Nawrocki, 1997; Becker, Nawrocki, 2014). Przy założeniu izochroniczności cykli w podziale cyklostratygraficznym (np. Szurlies i in., 2003; Bachmann, Kozur, 2004), ich kalibrację umożliwia również analiza stałości liczby cykli, zawierających się w jednej зоне magnetostratygraficznej. Na figurze 27 zestawiono cykle gamma z formacji bałtyckiej (Becker, 2005) z wynikami badań paleomagnetycznych (Becker, Nawrocki, 2014) oraz ze schematem cyklostratygraficznym i magnetostratygraficznym formacji Calvorde i Bernburg (Szurlies i in., 2003;

Fig. 27. Korelacja cykli GR i zon magnetostratygraficznych pomiędzy środkowymi Niemcami (profil syntetyczny) i zachodnią Polską (otwór Gorzów Wielkopolski IG 1)

Korelacja litostratygrafii wg Becker (2005), korelacja zon magnetostratygraficznych wg Szurlies i in. (2003) i Szurlies (2007)

Correlation of GR cycles and magnetostratigraphic zones between central Germany (composed) and western Poland (Gorzów Wielkopolski IG 1)

Lithostratigraphic correlation after Becker (2005), magnetostratigraphic correlation after Szurlies *et al.* (2003) and Szurlies (2007)

Bachmann, Kozur, 2004; Ogg, 2012) – odpowiedników formacji bałtyckiej w niemieckiej części basenu (korelacja litostratygraficzna wg Becker, 2005). Korelacja zon magnetostratygraficznych między polską (polskie zony wyznaczone przez Nawrocki, 1997) i niemiecką częścią basenu została przedstawiona przez Szurlies i in. (2003), Szurlies (2007) oraz Hounslowa i Muttoniego (2010). Korelacja cykli w najniższej części dolnego pstrego piaskowca jest dobra. Zona normalnej polarności Tbn1 (niemiecka CG3n) obejmuje cykle 1–7 formacji Calvorde. Strop tej zony przebiega w niemieckiej części basenu w obrębie cyklu 7, zaś w Gorzowie Wielkopolskim IG 1 na pograniczu cykli 7 i 8. Gorzej korelują się cykle w górnej części profilu. Spąg zony Tbn3 (niemiecka CG5n) jest związany w Gorzowie Wielkopolskim IG 1 z pograniczem cyklu 4 i 5, podczas gdy spąg zony CG5n jest związany z granicą cykli 3 i 4. Różni się również znacznie liczba cykli w obrębie zony normalnego namagnesowania. W środkowych Niemczech zona CG5n obejmuje nieco ponad cztery cykle, zaś w polskiej części basenu zona Tbn3 obejmuje nieco ponad dwa cykle. Lepszą korelację liczby cykli w obrębie najwyższej zony normalnej polarności dolnego pstrego piaskowca uzyskuje się porównując cykle Szurlies i in., (2003) z Niemiec i cykle węglanowe z Gorzowa Wlkp. IG 1 (por. fig. 27 i fig. 23). Strop omawianej zony jest położony również w obu profilach w odmiennej pozycji. Cykle z wyższej części pstrego piaskowca dolnego nie mogą być zatem korelowane między niemiecką i polską częścią basenu. Cykle gamma w polskiej części basenu zostały wyznaczone na podstawie korelacji niemieckich i polskich danych geofizyki otworowej, niezależnie od danych paleomagnetycznych (Becker, 2005). Integracja podziału cyklicznego z magnetostratygraficznym wykazała, że tak wyznaczone cykle nie dają możliwości ponadregionalnych korelacji (por. Röhling, 1991, 1993; Geluk, Röhling, 1999; Szurlies i in., 2003, fig. 4 tamże).

Anna BECKER

POMIARY NATURALNEGO PROMIENIOWANIA GAMMA NA RDZENIACH DOLNEGO I ŚRODKOWEGO PSTREGO PIASKOWCA

Metodyka pomiarów

W ramach badań nad niżowym basenem triasowym w Polsce oraz korelacji między niemiecką i polską częścią basenu pstrego piaskowca przeprowadzono pomiary naturalnego promieniowania gamma rdzeni wiertniczych pobranych z dolnego i środkowego pstrego piaskowca z otworów Września IG 1 oraz Gorzów Wielkopolski IG 1 (Roman, 2000, 2004; Roman i in., 2001). Pomiary przeprowadzono ręczną sondą typu scytylacyjnego skonstruowaną przez G.B.-H. Elektronik (Walter Heger, Uetze), w której jako detektor promieniowania służy kryształ NaJ(Tl) o wymiarach $0,4 \times 0,5$ cm. Pomiary były prowadzone na metro- wych odcinkach rdzeni na ogół co 5 lub co 10 centymetrów. Czas trwania pojedynczego pomiaru wynosił 10 sekund. W celu odizolowania rdzenia od wpływu otoczenia (odcięcie promieniowania tła) zastosowano ołowiany kołnierz metrowej długości o kolistym przekroju (fig. 28). Wyniki pomiarów, podawane w cps (ang. *counts per second* – impulsy na sekundę), były zapisywane w postaci cyfrowej w pamięci sondy, a następnie komputerowo opracowywane i graficznie przedstawiane w postaci krzywych w ogólnie dostępnych programach kalkulacyjnych i graficznych. Przetworzenie i reinterpretacja danych karotażowych dostarczyły standaryzowanych krzywych naturalnego promieniowania gamma w wersji cyfrowej (Szewczyk i in., 2000) co pozwoliło na porównanie wyników pomiarów naturalnej promieniotwórczości uzyskanych różnymi metodami.

Pomiarami objęto dwa odcinki rdzeniowe z otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 (fig. 25, 29). Pomiary były prowadzone na całym dostępnym materiale rdzeniowym bez względu na jego stan zachowania. W związku z tym zaobserwowano prawidłowość, że stan zachowania rdzenia wpływa na wyniki pomiarów. Im gorszy stan zachowania rdzenia, tym niższe są wyniki pomiarów. Sztucznie obniżone wartości promieniowania są charakterystyczne również dla skrajnych pomiarów na metro- wych odcinkach rdzeni. Czujnik sondy nie zawsze podczas pomiaru na krawędzi rdzenia obejmował całą swoją powierzchnią skalę, co powodowało redukcję liczby zliczeń. Piki takie są łatwe do wyeliminowania w toku dalszej pracy. Nie mają też one większego znaczenia przy pracy na krzywych w małej skali, porównywalnej ze skalą krzywych otworowych, gdyż nie wpływają one na ogólny kształt i tendencje krzywych.

Wyniki pomiarów i porównanie z krzywymi karotażowymi

Utwory dolnego pstrego piaskowca charakteryzują się bardzo jednolitymi wartościami promieniowania gamma, zawierającymi się w przedziale 30–40 cps w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 (fig. 29A). Charakterystyczne jest stałe przesunięcie krzywej karotażowej w stosunku do krzywej z rdzeni. Zwraca również uwagę brak na krzywej z rdzeni kilku charakterystycznych anomalii zapisanych w krzywej karotażowej. Przyczyną może być brak uzysku

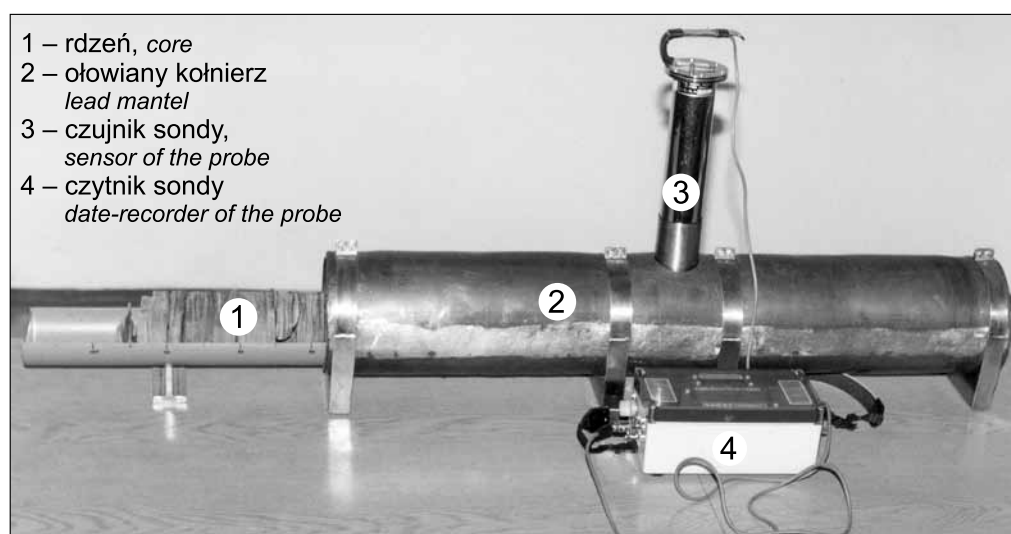


Fig. 28. Stanowisko pomiaru naturalnego promieniowania gamma na rdzeniach (Roman i in., 2001)

Working desk for measurements of GR activity on cores with the hand-held scintillometer (Roman *et al.*, 2001)

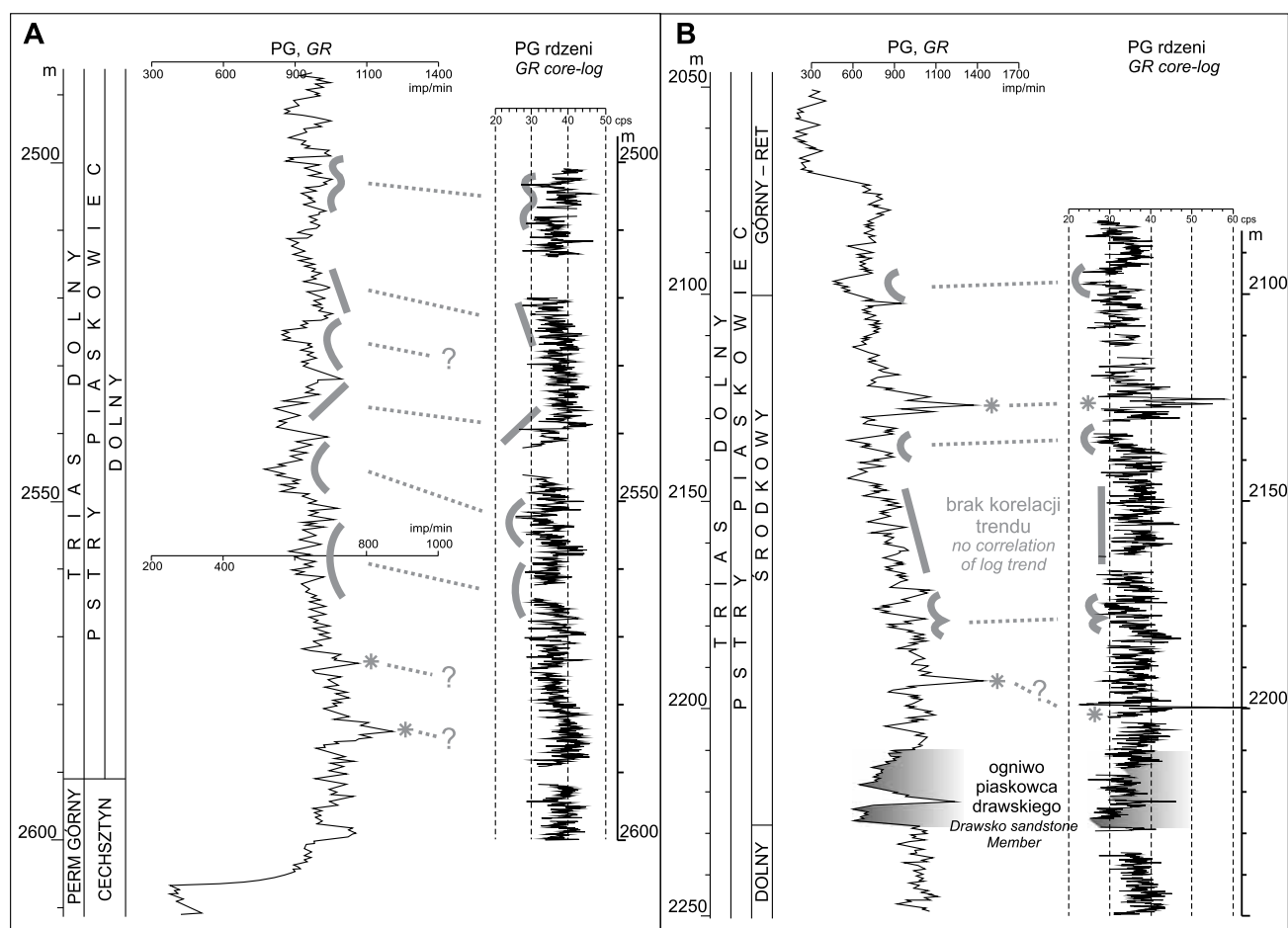


Fig. 29. Porównanie wyników pomiarów naturalnego promieniowania gamma w otworze i na rdzeniach dla (A) najniższego dolnego pstrego piaskowca, (B) dla środkowego pstrego piaskowca otworu Gorzów Wielkopolski IG 1

Zestawienie z litologią dla B patrz [fig. 25](#). Na podstawie Roman i in. (2001), Roman (2000, 2004) i Becker (2005)

Results of GR measurements from borehole logging and core logging for (A) lowermost Buntsandstein and (B) Middle Buntsandstein of Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole

Lithology for part B see [fig. 25](#). Based on Roman et al., (2001), Roman (2000, 2004) and Becker (2005)

rdzenia z charakterystycznych poziomów litologicznych lub zróżnicowane warunki pomiaru na rdzeniu np. zmienne stan zachowania rdzenia zniekształcający ostateczne wyniki pomiarów.

Utwory środkowego pstrego piaskowca i warstw podewaporatowych górnego pstrego piaskowca zawierają się w szerszym przedziale wartości zliczeń między 25 cps i 62 cps, co odzwierciedla ich większą zmienność litologiczną w porównaniu z osadami dolnego pstrego piaskowca. Charakterystyczny jest tutaj brak na krzywej z rdzeni nadzrędnego trendu obniżania wartości promieniowania obserwowanego dla krzywej karotażowej. Związane jest to prawdopodobnie ze zniekształceniami pomiarów otworowych spowodowanych warunkami ich prowadzenia (Szewczyk w: Roman i in., 2001). Wszystkie charakterystyczne anomalie zarejestrowane na krzywej otworowej zapisały się również na krzywej z rdzeni, umożliwiając ich ściśle przyporządkowanie do konkretnej litologii. Widać

również lokalne przesunięcie krzywej karotażowej w stosunku do rdzenia w niższej części formacji pomorskiej. W większości profilu formacji pomorskiej i warstw podewaporatowych korelacja obu krzywych jest bardzo precyzyjna.

W wynikach pomiarów ze środkowego pstrego piaskowca otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 szczególną uwagę zwracają piki wyraźnie podwyższonego promieniowania gamma na głębokości 2124,5–2127,7 m oraz 2199,1–2200,1 m ([fig. 29B](#)). Dzięki pomiarom na rdzeniach można było precyzyjnie stwierdzić, że litologicznie odpowiadają one wapieniom oolitowym ze smugami i laminami bardzo ciemnych, prawie czarnych ilów, związanych prawdopodobnie z powierzchniami diagenetycznego rozpuszczania. Prawdopodobnie ily te są wzbogacone w uran, co powoduje tak wyraźne podwyższenie ogólnego natężenia naturalnego promieniowania gamma (Itenberg, 1972; Stocks, Lawrence, 1993; Plant i in., 1999).

Marta KUBERSKA, Maria NOWICKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW TRIASU DOLNEGO (FORMACJA BAŁTYCKA I POMORSKA)

Wprowadzenie

W prezentowanych wynikach badań skał triasu dolnego wykorzystano opracowanie Nowickiej (1960) wykonane na podstawie 281 płytek cienkich (kolekcja nr 131/1-281). Opis petrograficzny Nowicka (1960) oparła na podstawie badań płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym, na oznaczeniach chemicznych, analizie granulometrycznej oraz analizie minerałów ciężkich, a także analizie termicznej dla wybranych próbek skał. Wyniki tych badań zostały zamieszczone w niniejszym rozdziale. Dodatkowo przeprowadzono ponowne obserwacje w mikroskopie polaryzacyjnym firmy Nikon, a także wykonano dokumentację fotograficzną wybranych typów osadów.

Badaniami objęto skały formacji pomorskiej (2099,2–2228,5 m) i formacji bałtyckiej (2228,5–2591,8 m). W przystopowych partiach profilu opisano piaskowce z wkładkami mułowców, iłowców, mułowce i iłowce przewarstwiające się wzajemnie oraz wapienie ooidowe, detrytyczne, organodetrytyczne oraz margle. Wraz z głębokością wzrasta udział skał iłowcowo-mułowcowych z występującymi licznymi wkładkami wapieni ooidowych. W opisywanych formacjach dominującym typem litologicznym są iłowce.

rozielonych, jasno- i ciemnoszarych iłowców nie stwierdzono obecności substancji żelazistej, natomiast występuje domieszka mikrytu węglanowego, najczęściej reprezentowanego przez kalcyt. Kalcyt występuje również w postaci ziarn nieregularnych lub o pokroju romboedrycznym, o przeciętnej średnicy od 0,01 do 0,08 mm. Zawartość węglanów powyżej 10% obj. pozwoliła określić opisywane iłowce jako margliste (głęb. 2524,0 i 2384,5 m; 2332,2 m). Wyróżniono także odmiany dolomityczne, zawierające oprócz substancji ilastej i żelazistej, węglany reprezentowane przez drobne romboedry dolomitu (0,01–0,05 mm). W niektórych iłowcach obserwowano okrągłe skupienia, złożone z drobno- i średniokrystalicznego anhydrytu (głęb. 2254,2 m), w innych występowanie ooidów i pseudoooidów (głęb. 2322,2 i 2245,6 m).

Materiał okruszowy frakcji aleurytowej, rzadko psamitowej, jest reprezentowany przez mono- i polikrystaliczne ziarna kwarcu (0,0–0,14 mm), skalenie, głównie plagioklasy zbliżone do albitowo, muskowit, biotyt, chloryt. Piryty występuje w postaci pelitu lub tworzy drobne skupienia złożone z automorficznych kryształów. Akcesorycznie odnotowano ilmenit, cyrkon, rutyl i turmalin. Rozmieszczenie materiału okruszowego jest nierównomierne, czasami jednak

Charakterystyka petrograficzna skał

Iłowce

Wśród iłowców wyróżniono wiele odmian w zależności od zabarwienia, składu mineralogicznego i tekstury. Są to skały barwy brunatnoczerwonej, szarzielonej, jasno- i ciemnoszarej. Wykazują strukturę pelitową, miejscami pelitowo-aleurytową lub pelitowo-psamitową. Tekstura skał jest miejscami bezładna, przeważnie jednak kierunkowa (głęb. 2575,0 m; 2568,0 m; 2524,0 m; 2277,0 m; 2221,3 m; 2215,3 m; 2126,9 m; 2206,0 m) podkreślona ułożeniem łuseczek minerałów ilastych, bądź równoległym ułożeniem blaszek łuszczyków. Z kilkunastu próbek iłowców wykonano oznaczenia chemiczne na zawartość Fe_2O_3 oraz analizy termiczne. Zawartość Fe_2O_3 waha się od 0,4 do 2,27%. W próbkach poddanych analizie termicznej stwierdzono obecność kaolinitu, illitu oraz montmoryllonu (tab. 2).

Oprócz minerałów ilastych iłowce są zbudowane z wodorotlenków żelaza i węglanów. Wodorotlenki żelaza występują w postaci pelitu rozproszonego w masie ilastej (głęb. 2496,0; 2355,5; 2347,5; 2317,0; 2284,9; 2273,5; 2268,5 i 2217,4 m). Miejscami tworzą większe nagromadzenia, powodując intensywniejsze, brunatne zabarwienie skał. Nagromadzenia te są laminarne bądź plamiste. Grubość lamin waha się od 0,1 do 0,5 mm. W odmianach szar-

Tabela 2

Występowanie minerałów ilastych stwierdzonych w iłowcach poddanych analizie termicznej

Occurrence of clay minerals revealed in claystones under thermal analysis

Głębokość [m]	Stwierdzone minerały ilaste
2126,3	kaolinit, illit
2171,5	illit
2186,3	kaolinit, illit, montmoryllonit
2198,6	illit
2210,4	kaolinit, illit
2218,5	illit, montmoryllonit
2328,3	kaolinit, illit, montmoryllonit
2329,0	illit
2345,1	illit, montmoryllonit
2364,8	illit, montmoryllonit
2473,5	illit, montmoryllonit
2496,0	illit
2568,0	kaolinit, illit
2575,0	kaolinit, illit
2575,9	kaolinit, illit

tworzy on kierunkowe nagromadzenia. Dość licznie występują drobne nagromadzenia substancji roślinnej, rzadziej natomiast fragmenty fauny wypełnione drobnokrystalicznym sparem węglanowym lub substancją fosforanową.

Wśród opisywanych skał ilastych wyróżniono odmiany o charakterystycznej łupkowej oddzielności z uwagi na preferencyjne ułożenie minerałów ilastych i określono je mianem iłolupków (głęb. 2566,8–2565,4 m; 2514,0–2508,3 m; 2524,0 m; 2298,6 m; 2254,2 m; 2222,6 m; 2203,6 m; 2163,3 m; 2151,5 m; 2150,6 m; 2127,6 m). Ich charakterystyka mineralogiczna jest taka sama, jak opisanych powyżej iłowców.

Odmiany iłowców, wyróżniane w zależności od barwy, składu czy tekstury, tworzą cienkie, przewarstwiające się wzajemnie laminy. Występują także jako przeławicenia, wkładki w innych skałach (fig. 30A).

Mułowce

Opisywane mułowce są barwy szarej, szarzielonej, różowej, jasno- i ciemnobrunatnej. Wykazują strukturę aleurytową, miejscami aleurytowo-psamitową, teksturę kierunkową (głęb. 2548,5 m; 2524,0 m; 2513,5 m; 2496,0 m; 2473,5 m; 2432,5 m; 2416,0 m; 2384,5 m; 2383,0 m; 2364,8 m; 2347,5 m; 2345,5 m; 2336,0 m; 2332,8 m; 2309,6 m; 2281,3 m; 2268,5 m; 2266,3 m; 2265,2 m; 2248,5 m; 2246,5 m; 2211,5 m; 2202,3 m; 2158,3 m), słabo kierunkową (głęb. 2524,0 m; 2336,0 m; 2222,6 m; 2222,0 m; 2215,3 m; 2206,0 m; 2126,9 m) lub bezładną (głęb. 2338,2 m; 2254,2 m; 2230,7 m; 2218,5 m; 2127,8 m; 2124,2 m; 2085,7 m). Tekstura kierunkowa w mułowcach jest podkreślona ułożeniem blaszek łyszczyków i łuseczek minerałów ilastych. Niekiedy podkreślają ją warstewki wzbogacone w ooidy i pseudoooidy węglanowe (głęb. 2463,8 m; 2222,0 m). Materiał okrucowy tworzący frakcję aleurytową składa się głównie z ziarn kwarcu ostrokrawędzistego o falistym lub mozaikowym znikaniu światła. Niektóre z opisywanych ziarn mają wrostki turmalinu i łyszczyków. Ponadto wystę-

pują ziarna skaleni, głównie mikroklinu, miejscami ortoklazu i plagioklazów o zawartości cząsteczki anortytowej od 17 do 32%. Odnotowano także drobne okruchy kryptokrystalicznych skał krzemionkowych. Występowanie łyszczyków w opisywanych mułowcach jest zmienne. Duże ich nagromadzenia zauważa się w mułowcach z widoczną megaskopowo laminacją. Reprezentowane są przez muskowit i biotyt o zróżnicowanym pleochroizmie od bładożółtego do brunatnoczerwonego. Występują także chloryty. W mułowcach występują również ooidy o średnicach od 0,11 do 0,22 mm (głęb. 2463,0 m; 2336,0 m; 2281,3 m; 2222,6 m; 2222,0 m; 2218,5 m; 2215,3 m; 2211,5 m; 2199,1 m; 2156,3 m; 2127,8 m), pseudoooidy i pizoidy (głęb. 2175,8 m). Niektóre wykazują strukturę promienistą i współśrodkowo-promienistą, miejscami są zdeformowane lub pokruszone. Część z nich jest w różnym stopniu zażelaziona. Wśród minerałów ciężkich wyróżniono ziarna ilmenitu, cyrkonu, granatu, turmalinu, apatytu i staurolitu. Zaobserwowano także drobne skupienia pirytu (fig. 30B) i okrągłe ziarna jasnozielonego glaukonitu. W niewielkich ilościach występują szczątki bliżej nieokreślonej fauny wypełnione izotropową substancją fosforanową. Domieszka frakcji psamitowej (głęb. 2218,5 m; 2187,8 m; 2155,1 m) w nielicznych próbkach mułowców reprezentowana jest głównie przez półobtoczone ziarna kwarcu o średnicy dochodzącej do 0,51 mm.

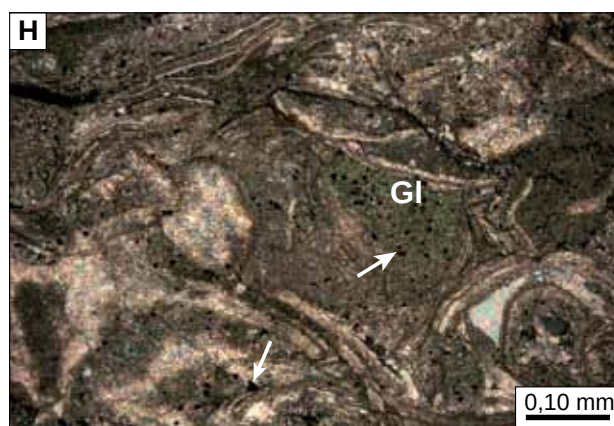
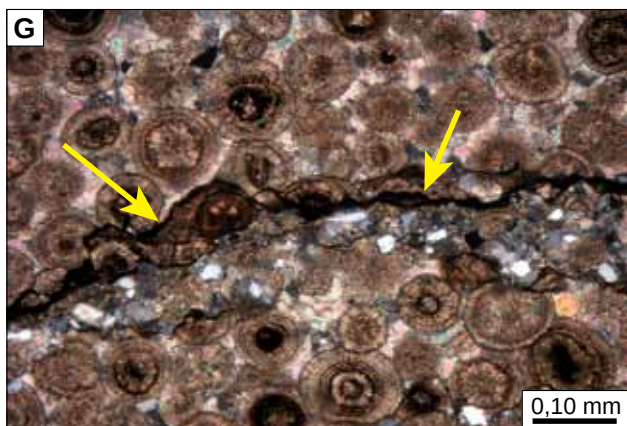
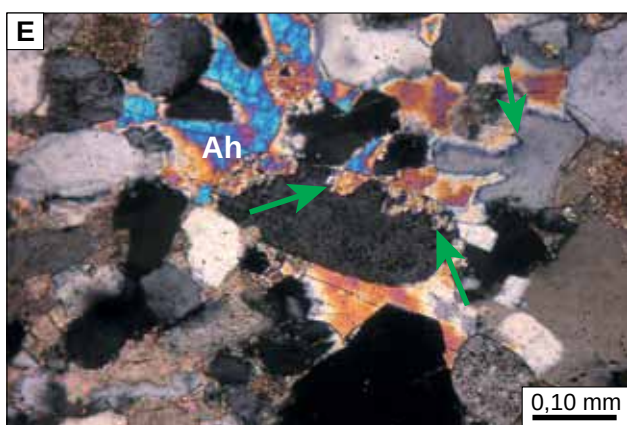
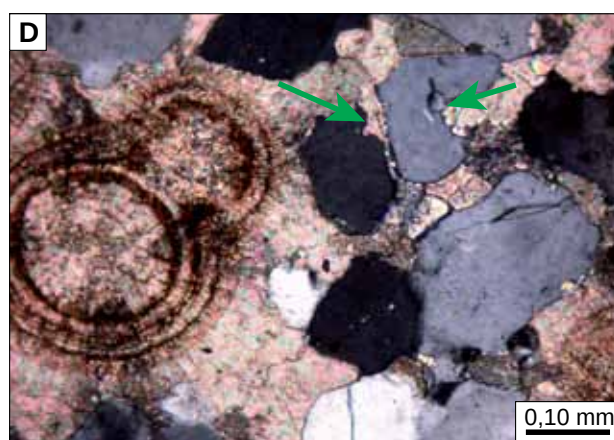
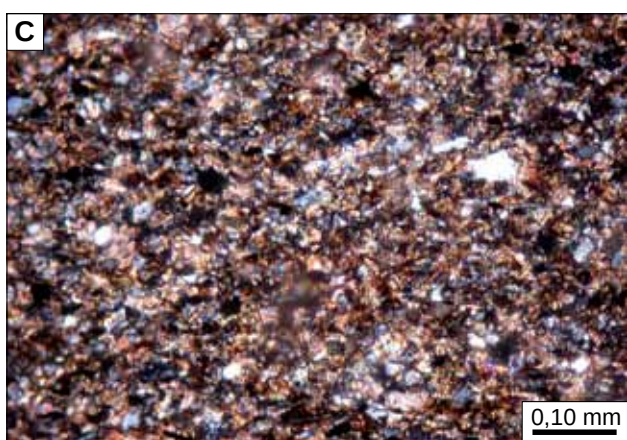
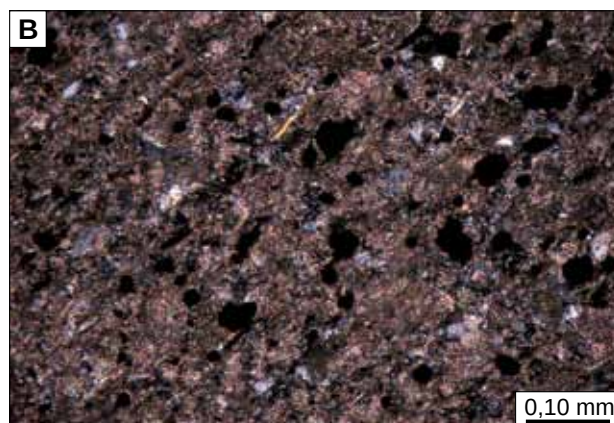
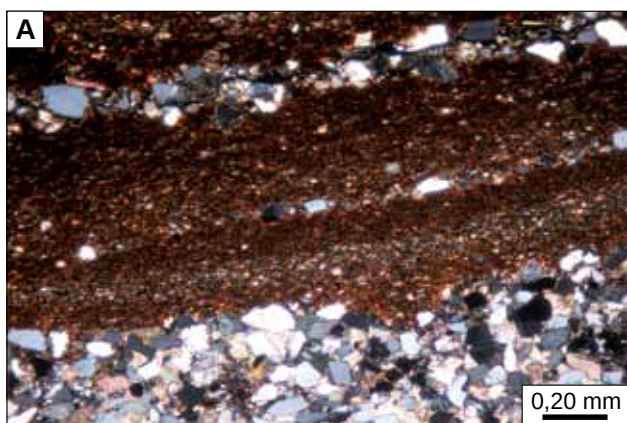
Spoivo mułowców ma zmienny skład. Tworzą je minerały węglanowe (kalcyt, dolomit; fig. 30C), minerały ilaste (głęb. 2568,0 m; 2356,0 m; 2309,6 m; 2215,3 m; 2211,5 m; 2126,9 m), anhydryt, niekiedy gips (głęb. 2263,7 m; 2127,8 m). Odmiany mułowców o zabarwieniu różowawym i brunatnym wzbogacone są w wodorotlenki żelaza (głęb. 2548,5 m; 2473,5 m; 2463,8 m; 2416,0 m; 2345,5 m; 2347,5 m; 2308,5 m; 2246,5 m; 2204,5 m; 2203,0 m; 2191,4 m; 2180,8 m; 2158,3 m; 2156,3 m; 2138,0 m). Często tworzą one smużyste lub liniowe skupienia, miejscami są rozproszone równomiernie w spoiwie mułowców.

Fig. 30. Utwory triasu dolnego

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – iłowiec żelazisty tworzący przeławicenia w drobnodziarnistym piaskowcu; głęb. 2155,4 m; nikole skrzyżowane; **B** – mułowiec o spoiwie żelazisto-węglanowym z widocznymi (czarna barwa) skupieniami pirytu; głęb. 2520,0 m; nikole skrzyżowane; **C** – mułowiec o spoiwie węglanowym; głęb. 2253,5 m; nikole skrzyżowane; **D** – piaskowiec o składzie arenitu kwarcowego z ooidami; widoczne efekty częściowego rozpuszczania ziarn detrytycznych (strzałki); głęb. 2134,9 m; nikole skrzyżowane; **E** – piaskowiec o spoiwie węglanowo-anhydrytowym (Ah); widoczne efekty rozpuszczania ziarn i zastępowania diagenetycznego (strzałki); głęb. 2185,4 m; nikole skrzyżowane; **F** – piaskowiec o składzie arenitu kwarcowego; widoczne autogeniczne spoivo kwarcowe (strzałki) obrastające ziarna kwarcu detrytycznego; głęb. 2099,6 m; nikole skrzyżowane; **G** – wapień ooidowy; widoczne szwy stylolitowe wypełnione wodorotlenkami żelaza; głęb. 2144,0 m; nikole skrzyżowane; **H** – wapień organodetrytyczny; widoczne liczne szczątki fauny, w których obrębie występuje glaukonit (Gl) i drobne skupienia pirytu (strzałki); głęb. 2102,0 m; nikole skrzyżowane

Lower Triassic deposits

Photographs taken in optical microscope. **A** – ferruginous claystone forming intercalations in fine-grained sandstone; depth 2155.4 m; crossed polars; **B** – siltstone with ferruginous-carbonate matrix with visible (black color) pyrite aggregations; depth 2520.0 m; crossed polars; **C** – siltstone with carbonate cement; depth 2253.5 m; crossed polars; **D** – sandstone of quartz arenite composition with ooids; effects of partial dissolution of detrital grains (arrows) are visible; depth 2134.9 m; crossed polars; **E** – sandstone with carbonate-anhydrite (Ah) cement; effects of dissolution of detrital grains and diagenetic replacement (arrows) are visible; depth 2185.4 m; crossed polars; **F** – sandstone of quartz arenite composition; authigenic quartz cement (arrows) overgrowing detrital quartz grains is visible; depth 2099.6 m; crossed polars; **G** – ooid limestone; stylolites filled in with iron-hydroxides are visible; depth 2144.0 m; crossed polars; **H** – organodetrital limestone; abundant faunal remnants within which glauconite (Gl) and fine pyrite aggregations (arrows) are present; depth 2102.0 m; crossed polars



Dla kilku próbek mułowców występujących w omawianym profilu wykonano oznaczenia zawartości Fe_2O_3 i stwierdzono, że waha się ona w granicach 0,26–1,28% wag. Analiza termiczna wykazała obecność illitu, montmorylonitu i kaolinitu.

Niektóre mułowce wykazują cechy charakterystyczne dla skał łupkowych, natomiast składem nie różnią się od opisanych powyżej.

Skały o charakterze mułowców, łupków mułowcowych występują w postaci przewarstwień, wkładek lub cieńszych i grubszych warstewek wśród iłowców, piaskowców i wapieni.

Piaskowce

Najliczniej piaskowce występują w stropowych partiach opisywanego profilu. Są to odmiany drobno-, średnio- i różnoziarniste. Skład granulometryczny wybranych próbek zamieszczono w tabeli 3. Barwa piaskowców bywa szara, jasnoszara, różowa lub brunatnoróżowa. Piaskowce wykazują strukturę psamitową, rzadziej psamitowo-aleurytową. Tekstura ich jest bezładna lub słabo kierunkowa, podkreślona równoległym ułożeniem wydłużonych ziarn i blaszek łuszczyków. Miejscami opisano piaskowce laminowane (głęb. 2217,8 m). Występują tu laminy o barwie brunatnej złożone z substancji ilastej, żelazistej i węglanowej. Stopień obtoczenia materiału detrytycznego w piaskowcach jest zróżnicowany od nieobtoczonych (głęb. 2277,4 m; 2217,8 m; 2174,2 m; 2171,5 m), przez ziarna półobtoczonych (głęb. 2224,7 m; 2224,3 m; 2154,4 m; 2127,6 m) do

dobrze obtoczonych (głęb. 2217,4 m; 2214,4 m; 2191,1 m). Głównym składnikiem detrytu są ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego (fig. 30D, E, F). W niektórych ziarnach występują wrostki turmalinu, cyrkonu, granatu. Ziarna kwarcu wykazują faliste lub mozaikowe wygaszanie światła. Wiele ziarn jest spękanych. Zauważono także efekty procesów rozpuszczania diagenetycznego, które najczęściej obserwowano w ziarnach kwarcu i skaleni (fig. 30D, E). Obok kwarcu występują skaleni (mikroclin, ortoklaz, plagioklasy), okruchy skał (drobno- i średnioziarniste i mikrytowe fragmenty skał węglanowych, fragmenty skał krzemionkowych, mułowców). Zauważa się również toczące iłowców (głęb. 2224,3 m; 2177,4 m; 2099,6 m). Minerale akcesoryczne, to głównie turmalin, cyrkon, rutyl, poza tym pirit i glaukonit (tab. 4).

Łuszczyki występują w nieznacznej ilości i są reprezentowane przez muskowit i biotyt. W piaskowcach często występują ooidy i pseudoooidy (fig. 30D; głęb. 2191,1 m; 2185,3 m; 2155,4 m; 2135,3 m; 2134,9 m; 2128,9 m) niekiedy zażelazione lub zglaukonityzowane. Są one różnej wielkości (0,09–0,57 mm), tworzą nieregularne skupienia lub są rozmieszczone pojedynczo.

Spoiwo piaskowców jest zbudowane z minerałów węglanowych (fig. 30D; kalcyt, dolomit), z anhydrytu (fig. 30E) lub ilasto-żelazistego matriksu. Miejscami zaobserwowano autogeniczne spoiwo kwarcowe, występujące w postaci obwódek na ziarnach detrytycznego kwarcu (fig. 30F). Kalcyt i dolomit (głęb. 2217,8 m; 2196,3 m; 2185,4 m; 2174,2 m; 2122,8 m) tworzą spoiwo porowe lub podstawowe. Kryształy są wykształcone sub- i anhedralnie. Anhy-

Tabela 3

Skład granulometryczny wybranych próbek skał [% wag.]

Grain size composition of selected rock samples [wt %]

Głębokość [m]	Materiał detrytyczny						Materiał ilasty
	>0,5	0,4–0,5	0,3–0,4	0,2–0,3	0,1–0,2	<0,1	
2127,80	0,00	0,96	3,18	9,42	15,18	46,46	25,80
2128,90	2,58	16,80	27,00	26,00	16,12	9,08	2,42
2130,20	0,00	0,00	0,00	2,05	18,50	50,25	29,20
2140,00	0,40	2,74	9,93	27,00	27,20	20,33	12,40
2172,80	0,30	1,93	11,62	42,70	28,15	7,55	7,75
2187,20	0,00	0,00	0,02	0,05	10,50	54,40	35,00
2191,10	0,16	8,83	38,00	24,28	15,30	11,90	1,50
2214,40	0,01	0,13	1,31	26,60	47,50	19,50	4,90
2217,40	0,04	0,82	4,40	19,70	25,00	16,24	33,80
2217,80	0,05	0,70	2,36	8,38	23,50	25,61	39,40
2224,30	0,0	0,18	0,61	3,60	35,40	29,01	31,20
2224,70	0,02	0,09	0,15	1,72	42,40	47,42	8,20
2226,95	0,56	1,21	1,32	2,29	8,15	60,50	25,50
2228,00	3,07	14,90	15,50	31,20	22,70	8,43	1,31

Tabela 4

Skład minerałów ciężkich z frakcji <0,1 mm [% obj.]
Mineral composition of heavy minerals in fraction <0.1 mm [vol. %]

Głębokość [m]	Minerały						
	min. nieprz.	cyrkon	turmalin	rutyl	granat	staurolit	apatyt
2127,8	25,8	5,1	10,2	4,2	54,7	0,0	śl
2128,9	24,9	2,3	18,0	1,7	53,1	0,0	0,0
2140,0	25,3	12,4	7,3	2,4	52,6	0,0	0,0
2172,8	13,9	1,6	7,3	0,6	76,6	0,0	śl
2217,4	32,2	30,9	9,7	3,6	23,6	śl.	0,0
2224,7	62,2	8,8	27,5	1,2	0,3	0,0	śl.
2226,9	47,2	22,6	21,6	4,6	0,0	0,0	0,0

dryt występuje w postaci niewielkich tabliczek. Spoiwo ilasto-żelaziste bardzo często tworzy w skale smugi, nieregularne skupienia lub gromadzi się w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych.

Margle

W opisywanym profilu skały określane jako margle występują w niewielkiej ilości. Są to skały ilaste, których zawartość węglanów waha się w granicach 35–65 % obj. Wyróżniono tu margle, margle dolomityczne i margle mułowcowe. Są one barwy jasno- i ciemnobrunatnej lub szarej i ciemnoszarej. Ich struktura jest drobnoziarnista, tekstura bezładna lub kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek łuszczyków lub łusek minerałów ilastych.

Ważnym składnikiem margli są węglany. Występują one w postaci nieregularnych ziarn, rzadziej spotyka się ziarna o pokroju romboedrycznym. Reprezentowane są przez kalcyt, miejscami dolomit, tworząc dolomityczne odmiany margli (głęb. 2167,5 m; 2122,0 m; 2101,3 m). W odmianach margli o zabarwieniu brązowym występują wodorotlenki żelaza. W postaci pelitu są rozmieszczone równomiernie w skale lub tworzą drobne skupienia, nadając im plamiste zabarwienie. Powszechnie opisuje się występujące łuseczki minerałów ilastych i blaszki łuszczyków. Łuszczyki są reprezentowane przez muskowit, biotyt o pleochroizmie od bladżółtego do czerwobrunatnego, hydromiki oraz chloryt. Odmiany mułowcowe zawierają domieszkę materiału detrytycznego. Są to ziarna kwarcu o najczęstszej średnicy ziarn dochodzącej do 0,07 mm, rzadziej spotyka się ziarna plagioklazów. Dość licznie występuje piryt w postaci pelitu, grudek (0,01–0,10 mm) lub drobnych skupień średnicy do 0,20 mm. Poza tym spotyka się ziarna cyrkonu, rutylu, turmalinu, niekiedy granatu. W skale spotyka się także szczątki fauny wypełnionej izotropową substancją fosforanową (głęb. 2104,5 m; 2101,3 m).

Margle najczęściej występują w profilu w postaci wkładek i lamin wśród: iłowców przewarstwionych mułowcami (głęb. 2575,0 m; 2561,5 m; 2555,6 m; 2253,5 m; 2314,0 m; 2268,5 m), mułowców przewarstwionych iłowcami (głęb. 2336,8 m; 2309,6 m; 2230,7 m; 2182,4 m; 2169,5 m; 2158,9 m; 2130,2 m), w partii piaskowca (głęb. 2215,3 m) oraz w wapieniach (2120,8 m; głęb. 2104,5 m).

Wapienie

Wapienie występują głównie w partiach przystropowych opisywanego profilu. Wyróżniono tu wapienie ooidowe, margliste, organodetrytyczne, dolomityczne (fig. 30G, H).

Najliczniej są reprezentowane wapienie ooidowe szare, ciemnoszare, szarozielone (głęb. 2398,0 m; 2358,6 m; 2301,5 m; 2222,3 m; 2221,3 m; 2213,0 m; 2212,2 m; 2203,0 m; 2185,0 m; 2180,4 m; 2176,1 m; 2174,8 m; 2172,3 m; 2139,7 m; 2126,1 m; 2120,8 m), różowawe i brązowe (głęb. 2508,2 m; 2501,5 m; 2481,0 m; 2398,6 m; 2292,9 m; 2291,9 m; 2281,3 m; 2277,0 m; 2263,7 m; 2194,4 m; 2193,8 m; 2190,5 m; 2190,2 m; 2187,4 m; 2187,0 m; 2181,7 m; 2178,9 m; 2177,2 m; 2167,7 m; 2166,6 m; 2155,7 m; 2140,0 m). W badaniach mikroskopowych wapienie ujawniają teksturę bezładną, rzadziej kierunkową. Materiał ziarnowy jako główny ich składnik, to przede wszystkim ooidy, czasami pseudoooidy. Wykazują one budowę promienistą, koncentryczno-promienistą lub koncentryczną. Średnica ooidów waha się od 0,12 do 0,64 mm. Niekiedy spotyka się osobniki zdeformowane, o zredukowanej postaci, podwójne lub pokruszone. Niektóre z nich mają całkowicie lub częściowo zatarte kontury, co zostało wywołane najprawdopodobniej procesami wczesnodiaogenetycznymi. W partiach jądrowych ooidów obserwuje się ziarna kwarcu lub drobne skupienia glaukonitu. Obok ooidów i pseudoooidów występują także pizoidy węglanowe zazwyczaj o nieregularnych formach. Ich deformacje spowodowały zapewne czynniki mechaniczne. Czasami budowa ich jest współśrodkowa, podkreślona zażelazionymi obwódkami. Jądra pizoidów stanowi pelitowa substancja węglanowa, w mniejszym stopniu krystaliczny kalcyt lub glaukonit. Osiągają one średnice dochodzące do 2,0 mm. Poza wymienionymi składnikami zauważono domieszkę materiału detrytycznego frakcji aleurytowej (o bardzo słabym obtoczeniu) lub psamitowej (ziarna półobtroczone i dobrze obtroczone). Detryt występuje przeważnie w drobnej ilości, tylko miejscami są jego większe nagromadzenia, co powoduje określenie wapieni jako odmiany mułowcowe lub piaszczyste. Materiał okrucowy reprezentowany jest przez kwarc, plagioklasy, blaszki biotytu i muskowitu, sporadycznie przez dobrze obtroczone okrucy pelitowych skał węglanowych. Poza tym występuje chloryt, grudki pirytu oraz minerały akcesoryczne (cyrkon, rutyl,

turmalin). Niekiedy spotyka się ziarna glaukonitu, miejscami przeobrażone oraz szczątki fauny wypełnione izotropową substancją fosforanową. Spoiwo wapieni jest przeważnie kalcytowe, na ogół drobnokrystaliczne, czasami średnio- lub grubokrystaliczne, miejscami jest zbudowane z anhydrytu, rzadziej z gipsu. W odmianach o zabarwieniu brunatnym zauważono występowanie wodorotlenków żelaza. Substancja żelazista impregnuje występujące w skale ooidy, pseudoooidy lub pizoidy. Tworzy również smużyste lub linearne nagromadzenia w obrębie spoiwa wapieni, podkreślając ich kierunkową teksturę. Niekiedy obserwowano występowanie szwów stylolitowych wypełnionych wodorotlenkami żelaza, substancją ilastą lub pelitową substancją węglanową. Często w pobliżu szwów gromadzi się liczniej materiał okruchowy, głównie kwarc oraz pokruszone lub o zredukowanej postaci ooidy (fig. 30G).

Wapienie margliste występują w niewielkiej ilości (głęb. 2551,5 m; 2320,0 m; 2319,0 m; 2314,0 m; 2215,5 m; 2104,5 m). Są one barwy szarej lub beżowej, wykazują strukturę drobnosparytową lub mikrytową, teksturę bezładną lub słabo kierunkową, podkreśloną ułożeniem nieznacznych blaszek łyszczyków. Skały są zbudowane z substancji węglanowej (głównie kalcytu) oraz z substancji ilastej. Zawierają również domieszkę materiału detrytycznego frakcji aleurytowej (głównie kwarcu, plagioklazów, łyszczyków oraz minerałów akcesorycznych). Miejscami występują wodorotlenki żelaza w formie drobnych skupień układających się kierunkowo.

Wapienie organodetrytyczne (głęb. 2170,4 m; 2170,0 m; 2124,6 m; 2113,7 m; 2113,2 m; 2107,0 m; 2102,0 m; 2101,3 m). Skały te tworzy nierównoziarnisty kalcyt, w którym tkwią fragmenty fauny wypełnione mikrytem węglanowym, czasami ziarnistym kalcytem. Szczątki fauny impregnowane są często wodorotlenkami żelaza, miejscami izotropową substancją fosforanową lub zawierają skupienia pirytu i glaukonitu (fig. 30H). W opisywanej odmianie wapieni również występuje domieszka materiału okruchowego (kwarc, skalenie, piryt, minerały akcesoryczne) oraz obserwuje się drobne ilości ooidów.

Wapienie dolomityczne występują w przystropowych partiach opisywanego profilu (głęb. 2166,8 m; 2120,1 m; 2118,2 m; 2118,0 m; 2117,9 m; 2116,6 m; 2114,8 m; 2101,3 m). W płytkach cienkich wapienie te wykazują strukturę mikrytową lub drobnosparytową, teksturę kierunkową lub bezładną. Kierunkowa tekstura jest utworzona przez naprzemianległe laminki różniące się uziarnieniem substancji węglanowej. W skale występują pojedyncze osobniki drono- i średniokrystalicznego kalcytu, niekiedy dolomitu, miejscami gipsu, bądź anhydrytu. Zauważa się także ooidy i pseudoooidy, pojedyncze ziarna kwarcu i grudki pirytu. W drobnej ilości występują łyszczyki (muskowit, biotyt, chloryt). Masa podstawowa opisywanych wapieni jest zbu-

dowana z mikrytu lub drobnokrystalicznego sparytu kalcytowo-dolomitowego.

Podsumowanie

Utwory triasu dolnego w opisywanym otworze wiertniczym przedstawiają dosyć urozmaiconą pod względem petrograficznym serię skał. W spągu występują iłowce rozpoczynające sedimentację formacji bałtyckiej. Seria ta osadzała się w warunkach spokojnych, bez zaburzeń powodujących większe zmiany w litologii osadów. Wyżej występują iłowce z wkładkami mułowców i łożupków, margli a niekiedy wapieni marglistych. W opisywanej serii skał występują także różnej grubości wkładki wapieni ooidowych. Obserwuje się tu zmienność w uziarnieniu osadu (przekładaniec iłowcowo-mułowcowy, występowanie lamin i przewarstwień), co mogło być spowodowane wielokrotnymi i szybko po sobie następującymi zmianami warunków sedimentacji. Brunatnoczerwona i brunatna barwa osadów jest związana z obecnością wodorotlenków żelaza, które dostawały się do zbiornika wraz z substancją ilastą. Jest ona reprezentowana przez illit, montmorylonit i kaolin. Ilościowo przeważa illit. Miejscami zauważono diagenetyczne przejście illitu w kaolin. Występujące w profilu powyżej wapienie ooidowe występują przeważnie w postaci różnej grubości wkładek i warstewek. Bardzo często zawierają one ooidy i pseudoooidy zdeformowane lub pokruszone, co może świadczyć o niespokojnych warunkach sedimentacji. Powyżej zalega seria piaskowców z wkładkami mułowców, iłowców, margli i wapieni ooidowych. Pojawiają się także wapienie organodetrytyczne i dolomityczne. Zbliżając się ku stropowi udział skał węglanowych nieco się zwiększa. Pojawienie się wapieni dolomitycznych wskazuje na procesy wczesnodiagenetycznej dolomityzacji osadu. W stropie ponownie pojawiają się osady mułowcowe.

Materiał okruchowy występujący w opisywanych osadach reprezentowany jest głównie przez ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego oraz odporne na wietrzenie skalenie, jak ortoklaz, mikroklin i kwaśne plagioklasy. W niektórych mułowcach odnotowano duże nagromadzenia łyszczyków: muskowitu, biotytu, miejscami przechodzącego w hydrobiotyt oraz chlorytu, będącego najczęściej produktem przeobrażenia biotytu. Zauważono także okruchy wapieni mikrytowych, sparytowych, ooidowych, okruchy iłowców, mułowców i kryptokrystalicznych skał krzemionkowych. Minerały ciężkie reprezentowane przez piryt, cyrkon, rutyl, turmalin, granat, rzadziej staurolit należą do dość odpornych na wietrzenie i transport. Występują wśród nich osobniki o kształtach idiomorficznych lub całkowicie obtoczone, co może świadczyć, że pochodzą z materiału resedymetowanego.

Joachim SZULC

CHARAKTERYSTYKA STRATYGRAFICZNA, SEDYMENTOLOGICZNA I TEKTONICZNA
RETU I WAPIENIA MUSZLOWEGO

Litostratygrafia

Prawie kompletnie rdzeniowany profil otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 stwarza okazję do obserwacji ciągłej sukcesji litofacji od początku retu do końca wapienia muszlowego.

W niniejszym opracowaniu zastosowano tradycyjny (nieformalny) podział retu i wapienia muszlowego z Niżu Polskiego. Zaznaczyć jednak należy, że wykształcenie litofacjalne osadów retu i wapienia muszlowego jest bardzo bliskie ich odpowiednikom z obszaru brandenburskiego. Dotyczy to szczególnie górnej części dolnego wapienia muszlowego, którego sukcesja idealnie odpowiada trójdzielnej formacji z Ruedersdorf, złożonej kolejno z warstw oolitowych (*Oolithbaenke*), warstw terebratulowych (*Terebratelbaenke*) i warstw piankowych (*Schaumkalk*). Zastosowanie jednak tego podziału dla otworu Gorzów Wielkopolski IG 1, wymaga uprzedniej redefinicji stosowanych jednostek litostratygraficznych, co wykracza poza zakres niniejszego opracowania

Chronostratygrafia

Na podstawie danych biostratygraficznych (Narkiewicz, w tym tomie), interwał dolnego wapienia muszlowego, pomiędzy głęb. ok. 1900 m a 1830 m (czyli górnej części warstw falistych i dolnej części warstw piankowych) odpowiada pelsonowi. Także dane konodontowe wskazują, że dolna część warstw glaukonitowych górnego wapienia muszlowego, odpowiadają górnemu poziomowi illiru.

Pojawienie się pierwszych krynoidów, na głębokości 1938,0 m, pozwala przyjąć egejski wiek tego interwału (Nawrocki, Szulc, 2000).

Stratygrafia sekwencyjna

Szczegółowe rozpoznanie facji depozycyjnych retu i wapienia muszlowego Polski oraz ich kontekstu środowiskowego i chronostratygraficznego (Szulc, 2000; Nawrocki, Szulc, 2000) umożliwia, mimo ubóstwa reperów biostratygraficznych, konstrukcję schematu statygrafii sekwencji depozycyjnych z jednej strony oraz wiarygodną estymację chronostratygrafii retu i wapienia muszlowego dla profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 z drugiej strony.

W obrębie retu wyróżniono 2 sekwencje depozycyjne – S1 i S2. Granicę sekwencji S1 stanowi interwał zastąpienia osadów klastycznych z gipsami formacji połyzińskiej, przez osady dolomityczno-anhydrytowe, najniższego retu. Zonę maksimum transgresji (*mfs*) tej sekwencji definiują

wapienie bogate w faunę morską, występujące na głęb. 2028,5–2030,0 m.

Granicę sekwencji S2 stanowi poziom regolitowy z głęb. 1996,0–1996,5 m, zbudowany ze zbrekcjowanych czerwonych i pstrych mułowców z zachowanymi strukturami z wysychania. Zonę maksimum transgresji (*mfs*) sekwencji S2 wyznacza kompleks bioklastycznych tempejstytów wapiennych, z głębokości ok. 1975 m.

Granicę następnej sekwencji – A1, która otwiera kompleks środkowotriasowych sekwencji depozycyjnych, definiuje poziom miękkich, porowatych mułowców i dolomitów komórkowych z pseudomorfozami po ewaporatach, z głębokości 1971,4–1972,4 m, dokumentujący fazę emersji i subaeralnego wietrzenia osadów sebhya. Maksimum transgresji (*mfs*) sekwencji wypada na głębokości ok. 1940 m wraz z pojawieniem się pierwszych liliowców w obrębie drobnoziarnistych wapieni, reprezentujących dosyć głęboką strefę niżę pływową.

Za początek sekwencji A2 przyjąć można kompleks margli i kalcylutytów z powszechną domieszką miki i drobnych ziarn kwarcu, występujący na głębokości 1927,7–1934,5 m. Maksimum transgresji przypada na zonę pierwszego pojawienia się konodontów *Nicoraella kockeli* (Tatge), czyli na głębokości ok. 1900 m, w obrębie gruzłowych wapieni pelitycznych.

Dolną granicę sekwencji A3 definiuje strop pakietu zdolomityzowanych i subaeralnie rozpuszczonych oolitów z głębokości 1834,5–1837,6 m. Poziom rozmytego spoistego dna (*firmground*) z głębokości 1831,9 m precyzyjnie wyznacza maksimum transgresji sekwencji A3.

Granicę sekwencji A4 na głęb. 1786,6–1787,4 m, czyli już w środkowym wapieniu muszlowym, wyznacza warstwa gleby kopalnej rozwinięta na zbrekcjonowanych wapieniach, dolomitach i mułowcach, z dobrze rozwiniętymi poziomami rizoidowymi. Zona maksimum transgresji tej sekwencji przypada na interwał 1761,9–1763,1 m reprezentowany przez czarne, laminowane dolomity formowane w dość głębokich, dysoksycznych środowiskach sedymentacji.

Ostatnia sekwencja depozycyjna wapienia muszlowego, wyznaczona w profilu Gorzowa Wielkopolskiego IG 1, rozpoczyna sukcesję sekwencji depozycyjnych lądynu. Sekwencja L1 rozpoczyna się warstwą stromatolitu na głębokości 1752,3 m. Maksimum transgresji wskazać można na głębokości 1747 m, czego dowodzi bogaty zespół fauny, zawierającej także krynoidy, czyli organizmy wskaźnikowe dla normalnomorskich, stenohalinowych warunków środowiskowych oraz wyraźna zmiana trendu wielkości ziarna (drobnoziarniste vs gruboziarniste). Następująca wyżej sekwencja wysokiego stanu morza (HST) reprezentuje ustabi-

lizowane warunki otwartego morza, czego dowodzi pojawienie się dość bogatego zespołu konodontowego.

Sekwencje depozycyjne wapienia muszlowego, kończy erozyjna granica dolnego kajpru – na głębokości 1712,1 m.

Charakterystyka procesów sedimentacji i diagenety retu i wapienia muszlowego

Cała sekwencja retu i wapienia muszlowego otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 reprezentuje sukcesję osadów postępującej transgresji, rozpoczynającej się klastyczno-siarczaniową i dolomityczną depozycją wczesnego retu (warstwy gipsowe I), typową dla środowiska sebhya a zakończoną brackicznymi utworami górnego wapienia muszlowego.

Należy podkreślić, że obszar Gorzowa Wielkopolskiego był usytuowany w triasie na północnym skłonie tzw. wyniesienia Wolsztyna – elewacji, która biegła dalej na zachód, w kierunku Berlina. Takie uwarunkowania paleotopograficzno-strukturalne implikowały z jednej strony rozwój retu i wapienia muszlowego w facjach bardziej płytkowodnych niż w otaczających od południa i północy obniżeniach oraz podobieństwo litofacjalne omawianego interwału do triasu Brandenburgii, świetnie egzemplifikowanego profilem kamieniołomu Rüdersdorf, pod Berlinem.

Na podstawie profilu Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 można wyróżnić kilka etapów rozwoju basenu, którego pewnym odzwierciedleniem jest zapis sekwencji depozycyjnych omówionych wyżej.

Etap 1. Stadium sebhya.

Reprezentowane przez przekątnie warstwowane osady drobnoklastyczne oraz ewaporaty (siarczany i dolomity) wykazujące deformacje enterolityczne i zbrekcjonowanie, wynikłe ze zmiany fazy mineralnej anhydryt vs. gips, ty-

powej dla środowiska sebhya. Brak fauny potwierdza prawidłowość interpretacji paleośrodowiskowej tego etapu, reprezentowanego przez warstwy gipsowe I.

Etap 2. Stadium 1 transgresji retu.

Postępująca transgresja spowodowała zastąpienie kompleksu facji klastyczno-ewaporatowych przez facje węglanowe, bogate w bioklasty (fig. 31A–D; F–I), w tym muszłowce z *Costatoria costata* (Zenker), typowe dla warstw międzygipsowych. Dominujące kopułowe warstwowanie przekątne oraz częste występowanie ławic intraklastów, dowodzi istotnej roli sztormowego falowania i prądów w formowaniu osadów omawianego stadium rozwoju basenu.

Etap 3. Stadium laguny/sebhya.

Ten etap rozwoju basenu wskazuje na fazę regresji morskiej i jest reprezentowany przez warstwy gipsowe II. Osady wapienne zostały zastąpione ewaporatami oraz utworami klastycznymi, w tym piaskami eolicznymi. Dla tej fazy rozwoju basenu, charakterystyczne są istotne wahania środowiska sedimentacji, zmieniające się między izolowaną, głęboką laguną, w której tworzyły się czarne anhydryty i dolomity a sebhją zdominowaną przez osady klastyczne z gipsami (fig. 31 E; N) oraz utwory typowe dla faz emersji, w tym osady eoliczne.

Etap 4. Stadium równi międzyzływowej.

Osady tej fazy rozwoju basenu, reprezentowane przez warstwy z Wilczkowic, cechuje intensywna alternacja osadów nadpływowych, głównie pstrych mułowców z gipsem, regolitami i strukturami teepee z interwałami ingresji morskich, reprezentowanych przez muszłowce z *Costatoria costata* (Zenker) i tempestyty wapienne (fig. 31J–L).

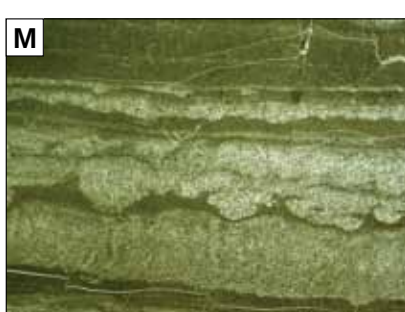
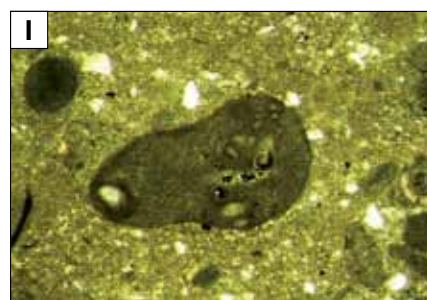
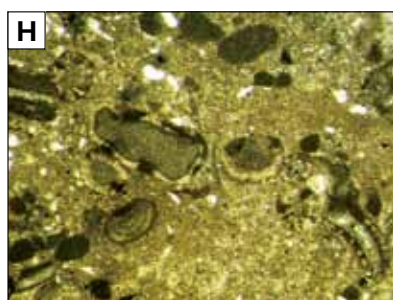
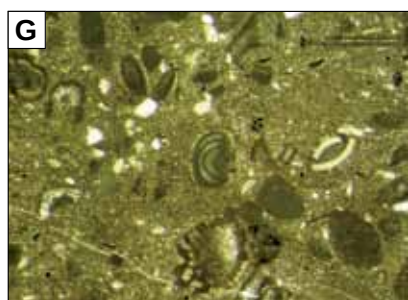
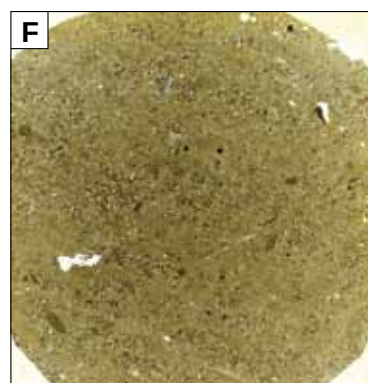
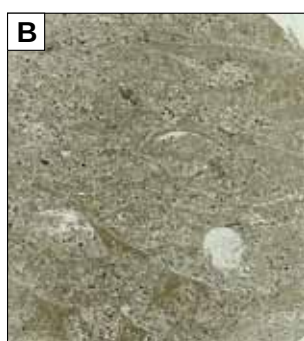
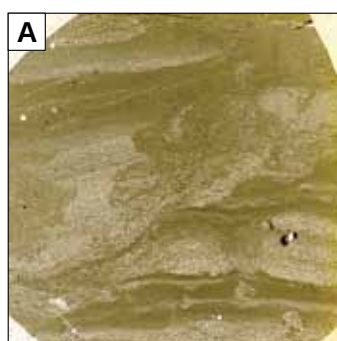
Etap 5. Stadium płytkiej strefy niżepływowej transgresji dolnego wapienia muszlowego.

Fig. 31. Utwory triasu środkowego. Ret

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – zbioturbowane kalcylutyty z interkalacjami piasków kwarcowych (głęb. 2034,5 m); **B** – muszłowiec małżowy z muszlami ułożonymi w pozycji stabilnej (głęb. 2030,3 m); **C** – wapienie mikrytowe-glonowe z domieszkami ziarn kwarcu (głęb. 2029,0 m); **D** – zbioturbowane wapienie mikrytowe z przelawiczeniami kwarcowymi (głęb. 2028,1 m); **E** – zbioturbowane drobnopiękiste piaskowce kwarcowe z redeponowanymi ooidami i detrytusem anhydrytowym (głęb. 2022,7 m); **F** – wapienie mikrytowe z mikrooidami, małżoraczkami i otwornicami (głęb. 2027,7 m); figury **G–I** – detale z fig. F; **J** – pakston glonowy z intraklastami wapieni mikrytowych (tempestyty) (głęb. 1976,5 m); figury **K–L** – detale fig. J; **L** – wapień mikrytowy z domieszkami piasku kwarcowego i licznymi otwornicami (*?Agathammina* sp., *?Hyonella* sp.) (głęb. 1976,1 m); **M** – piaskowce kwarcowe z mikrostrukturami pogrążowymi (głęb. 1965,5 m); **N** – redeponowane piaski anhydrytowe wykazujące normalne uziarnienie (głęb. 2016,2 m). Skala dla figur A, B, D, E, F, J, L, N – 4 mm; C – 2 mm; G, H, I, K, L – 1 mm; M – 500 µm

Deposits of the Middle Triassic. Roetian

Photographs taken in optical microscope. **A** – bioturbated calcilutites with some quartz interlayers (depth 2034.5 m); **B** – Pelecypod coquina with shells arranged in stable position (depth 2030.3 m); **C** – algal-micritic limestones with some quartz impurities (depth 2029.0 m); **D** – bioturbated calcilutites with some quartz interlayers (depth 2028.1 m); **E** – bioturbated, fine grained sandstones including redeposited rare ooids and anhydrite debris (depth 2022.7 m); **F** – micritic limestones with microoids, ostracods and forams (depth 2027.7 m). For details see Fis. **G–I**; **J** – algal packstone with intraclasts (tempestitute?) (depth 1976.5 m); **K** and **L** – long and cross section of the algal tubes from Fig. J; **L** – calcilutites with some quartz grains and forams (*?Agathammina*, *?Hyonella*) (depth 1976.1 m); **M** – quartz sandstones with load deformations (1965.5 m); **N** – reworked and redeposited anhydritic sands displaying normal grading (depth 2016.2 m). Scale bars: 4 mm in Figs. A, B, D, E, F, J, L, N; 2 mm in Fig. C; 1 mm in Fig. G, H, I, K, L; 500 µm in Fig. M



W trakcie postępującej transgresji obszar badań znalazł się w strefie niżejplywowej. Początkowa faza tego etapu jest reprezentowana przez proksymalne tempestyty wapienne (kalkarenitowe), z fauną skorupową – małżami i ślimakami oraz z licznymi otwornicami i detrytusem kręgowców (głównie ryb) (fig. 32A–B). Na okresowe pogorszenie się warunków środowiskowych (zasolenie, spadek natlenienia) wskazują interwały z oportunistycznym zespołem brachiopodów *Glottidia tenuisima* (Bronn) oraz wkładki gipsu (fig. 32C). Osady tego etapu są reprezentowane przez warstwy margliste.

Etap 6. Stadium głębszej strefy niżejplywowej transgresji dolnego wapienia muszlowego.

Osady tej fazy rozwoju basenu obejmują warstwy faliście i najniższą część warstw piankowych. Dominują drobnoziarniste osady wapienne (kalcysylity i kalcylutyty), ciemnej barwy z marglami, reprezentujące środowiska głębszej strefy niżejplywowej. Dominują struktury niskokątowe warstwowania przekątnego, typowe dla dystalnych tempestyty.

O dominacji normalnych wód morskich świadczy występowanie krynoidów. Wydaje się jednak, że środowisko wykazywało dłuższe okresy deficytu tlenowego, czego dowodzi incydentalne jedynie pojawianie się fauny skorupowej (głównie muszlowców cienkoskorupowych małży i terebratulidów) (fig. 32D). Poprawa natlenienia w dłuższych okresach czasu umożliwiała rozwój infauny, w tym krabów, budujących kanały *Thalassinoides*. Efektem bioturbacji jest częsty gruzłowy charakter kalcylutyty. Powszechnym składnikiem kalcylutyty i kalcysylityty są otwornice (fig. 32E–H).

W warunkach obniżonej energii dochodziło też do wstrzymania sedimentacji i tworzenia spoistych den (*firm-ground*).

Etap 7. Stadium spływającej się strefy niżejplywowej transgresji dolnego wapienia muszlowego.

W miarę czasu basen ulegał wypełnieniu tworzonemu w nim osadami wapiennymi, co prowadziło do jego stopniowego spływania. Dowodzi tego stopniowe grubienie frakcji osadów wapiennych (kalkarenity) oraz pojawianie się oolitów. Dominuje kopułowe warstwowanie przekątne typowe dla falowania burzowego.

Istotnym wskaźnikiem trendu spływającego się jest dolomityzacja niektórych warstw oolitowych oraz ich poro-

watość oomoldyczna („piankowa”), dowodząca rozpuszczania oolitów przez wody meteoryczne, co z kolei wskazuje na to, że w pewnych okresach czasu, osady denne mogły ulec wynurzeniu.

Osady etapu 7 są reprezentowane przez warstwy piankowe.

Etap 8. Stadium regresji środkowego wapienia muszlowego.

W obrębie generalnie regresywnego zespołu osadów triasu środkowego wyraźnie zaznaczają się 2 kompleksy ciemnych laminowanych dolomitów i anhydrytów (fig. 33) deponowanych w dość głębokim, izolowanym środowisku (głębszej laguny), rozdzielone ekstremalnie płytkowodnymi utworami sebhya ze stromatolitami oraz glebą kopalną, z dobrze wykształconym systemem korzeni roślin naczyniowych. Taka dwudzielna budowa środkowego wapienia muszlowego jest powszechna w całym basenie germańskim, stąd jej geneza ma niewątpliwie przyczyny eustatyczne.

Etap 9. Stadium głębszej strefy niżejplywowej transgresji górnego wapienia muszlowego.

Stopniowe pogłębianie zbiornika, rozpoczęte osadami laguny górnej części środkowego wapienia muszlowego trwało aż do fazy rozwoju normalnomorskich warunków basenowych warstw glaukonitowych górnego wapienia muszlowego. Basen w tym czasie był płytki, ale dobrze przewietrzany, głównie za sprawą falowania sztormowego, czego dowodzi dość grube ziarno osadów wapiennych i dominujące warstwowanie kopułowe oraz bogaty zespół fauny skorupowej i glonów wapiennych (fig. 34A–H; K).

Obecność krynoidów w górnym wapieniu muszlowym profilu Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 dowodzi, że ta część basenu była zasilana ingresjami morskimi przychodzącymi od zachodu, czyli od tzw. Bramy Zachodniej. W tym samym czasie bowiem dotychczasowe połączenia basenu germańskiego z Oceanem Tetydy przez bramy południowo-wschodnie (tj. Śląsko-Morawską i Wschodniokarpaczką) były ograniczone, czego dowodem jest brak fauny normalnomorskiej w górnym wapieniu muszlowym Polski południowej.

Etap 10. Stadium płytkiej strefy niżejplywowej transgresji górnego wapienia muszlowego.

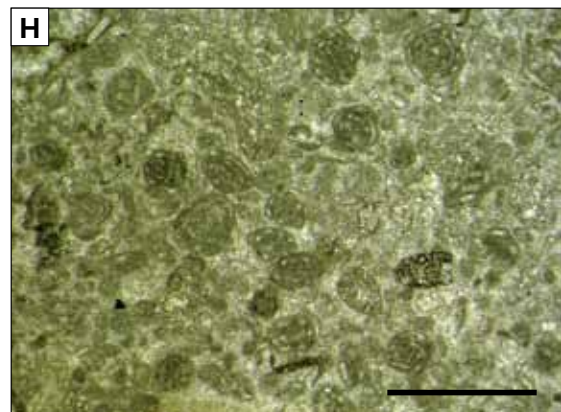
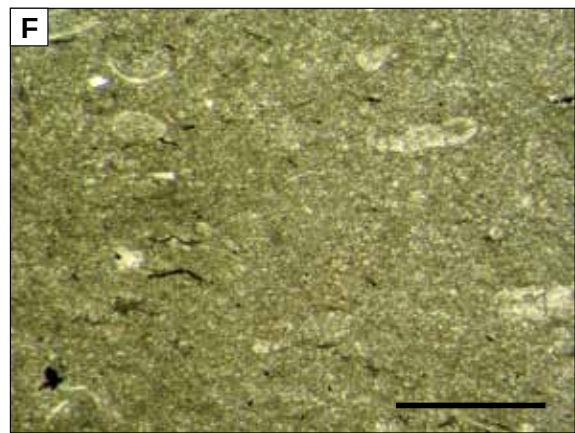
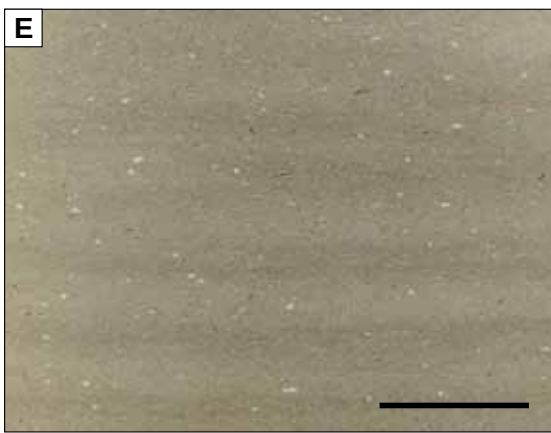
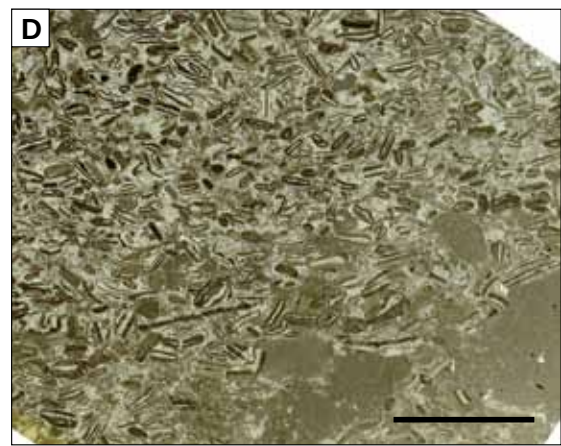
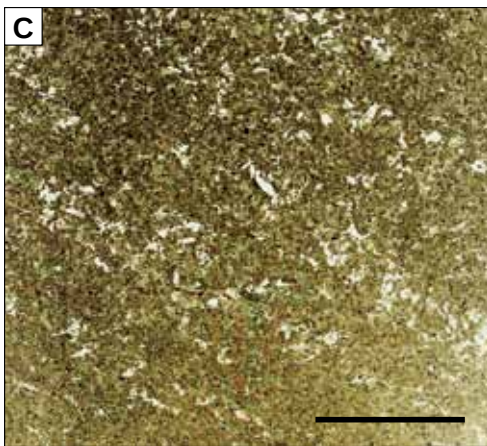
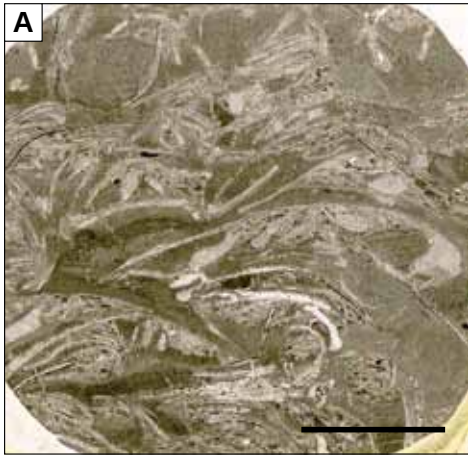
Po zatrzymaniu transgresji górnego wapienia muszlowego basen uległ stopniowemu spływaniu, a z obszarów lądu, był dostarczany materiał klastyczny, a nawet detrytus ro-

Fig. 32. Utwory triasu środkowego. Muszlowce

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – muszlowiec małżowy z muszlami ułożonymi w pozycji stabilnej (głęb. 1962,5 m); **B** – tempestit z detrytusu małżoraczków (głęb. 1958,3 m); **C** – dolomikryt z pseudomorfozami po gipsie (głęb. 1949,0 m); **D** – pakstony glonowe (głęb. 1938,0 m); **E** – wackstony z pojedynczymi otwornicami (głęb. 1870,0 m); **F** – detal z fig. E; widoczne małżoraczki i otwornice nodosarida; **G** – pakstony otwornicowe z *Glomospira densa* (głęb. 1866,0 m); **H** – detal z fig. G. Skala dla figur A, B, D – 4 mm; C – 500 µm; E – 2 mm; G – 1 mm; F i H – 600 µm

Deposits of the Middle Triassic. Coquina

Photographs taken in optical microscope. **A** – pelecypod coquina composed of shells arranged in stable position (depth 1962.5 m); **B** – distal tempestit composed of graded ostracod debris (depth 1958.3 m); **C** – dolomiticrite with gypsum pseudomorphs (depth 1949.0 m); **D** – algal packstone (depth 1938.0 m); **E** – wackstone limestone with dispersed ostracods and forams (white spots) (depth 1870.0 m); **F** – detail of Fig. E – close-up of ostracod shell and *Nodosira* forams are visible; **G** – foraminiferal packstone dominated by lumps of *Glomospira* forams (depth 1866.0 m) (see Fig. H). Scale bars: 4 mm in Figs. A, B, D; 500 µm in Fig. C, 2 mm in Fig. E; 1 mm in Fig. G; 600 µm in Figs. F and H



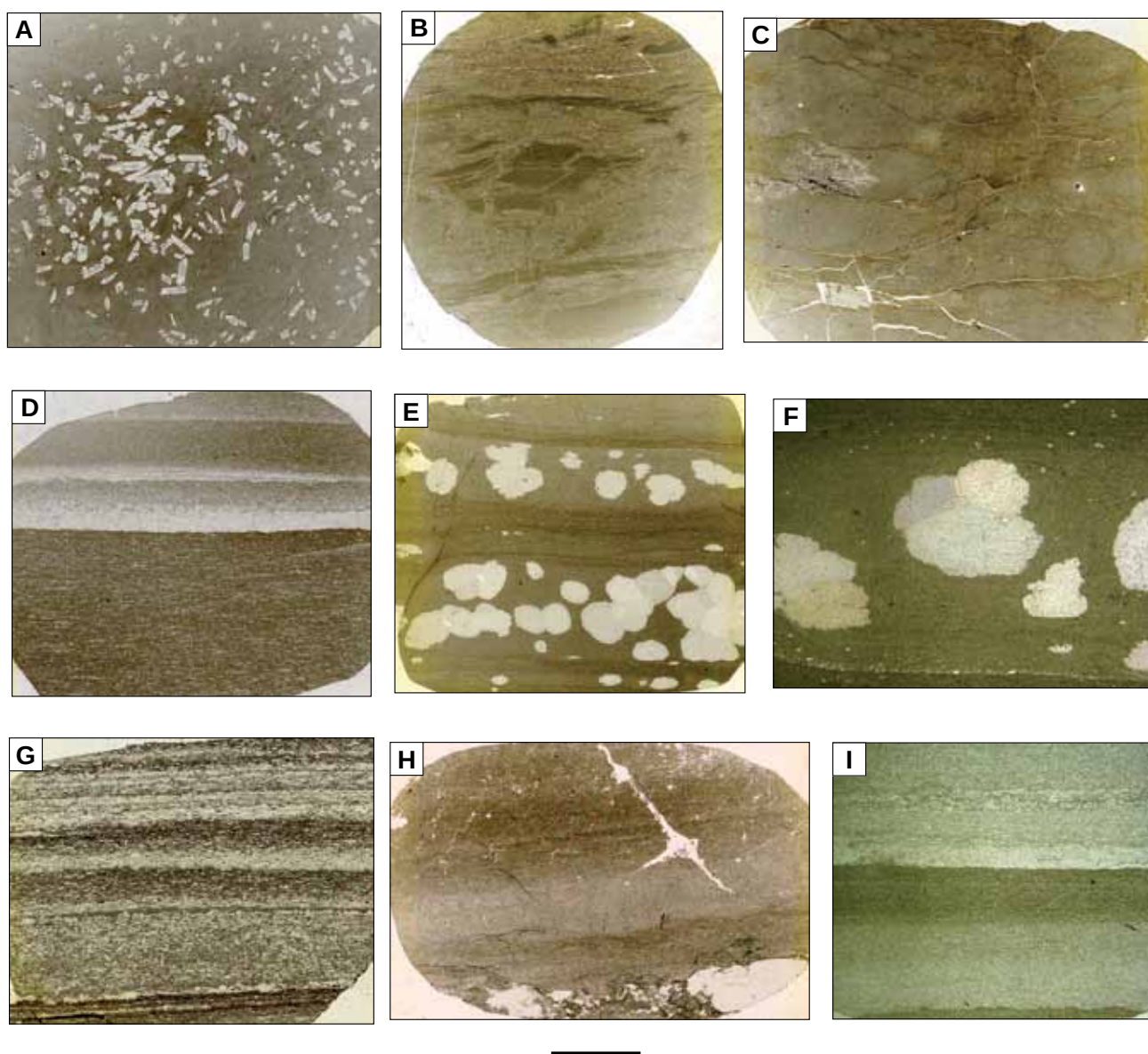


Fig. 33. Utwory triasu środkowego. Muszłowce

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – wapienie mikrytowe z rozproszonymi pseudomorfozami po kryształach celestynu (głęb. 1811,6 m); **B** – syndeponozycyjne spękania i upłynnienia wapieni mikrytowych (głęb. 1805,2 m); **C** – brekcje syndeponozycyjne w wapieniach mikrytowych (głęb. 1801,3 m); **D** – zestaw dystalnych tempestytów złożonych z mułu dolomitowego i piasków anhydrytowych (głęb. 1797,0 m); **E** – gruzły anhydrytu w dolomikrytach (głęb. 1786,0 m); **F** – detal z fig. 5 (nikole skrzyżowane); **G** – anhydryty warstwowane z domieszką materiału ilastego (głęb. 1769,0 m); **H** – dolomikryty z gruzłami anhydrytu w spągu warstwy (głęb. 1766,3 m); **I** – alternowane anhydryty i dolomity wykazujące normalną gradację ziarna (głęb. 1759,0 m). Skala dla fig. A – 1 mm; B – 4 mm; C, D, E, G, H, I – 2 mm; F – 500 μ m

Deposits of the Middle Triassic. Coquina

Photographs taken in optical microscope. **A** – micritic limestones with dispersed coelestite pseudomorphs (depth 1811.6 m); **B** – synsedimentary cracking and liquefaction in micritic limestones (depth 1805.2 m); **C** – synsedimentary breccia in micritic limestones (depth 1801.3 m); **D** – set of distal tempestites composed of dolomitic mud and anhydrite sands (depth 1797.0 m); **E** – diplacive anhydrite nodules developed in dolomitic sediments (depth 1786.0 m); **F** – detail of Fig. 5, $\times$ -nicols; **G** – graded anhydrite layers with clay seams (depth 1769.0 m); **H** – dolomitic sediments with anhydrite nodules (depth 1766.3 m); **I** – alternated, normal graded dolomites and anhydrites (depth 1759.0 m); scale bars: 1 mm in Fig. A; 4 mm in Fig. B; 2 mm in Fig. C, D, E, G, H, I 500 μ m in Fig. F

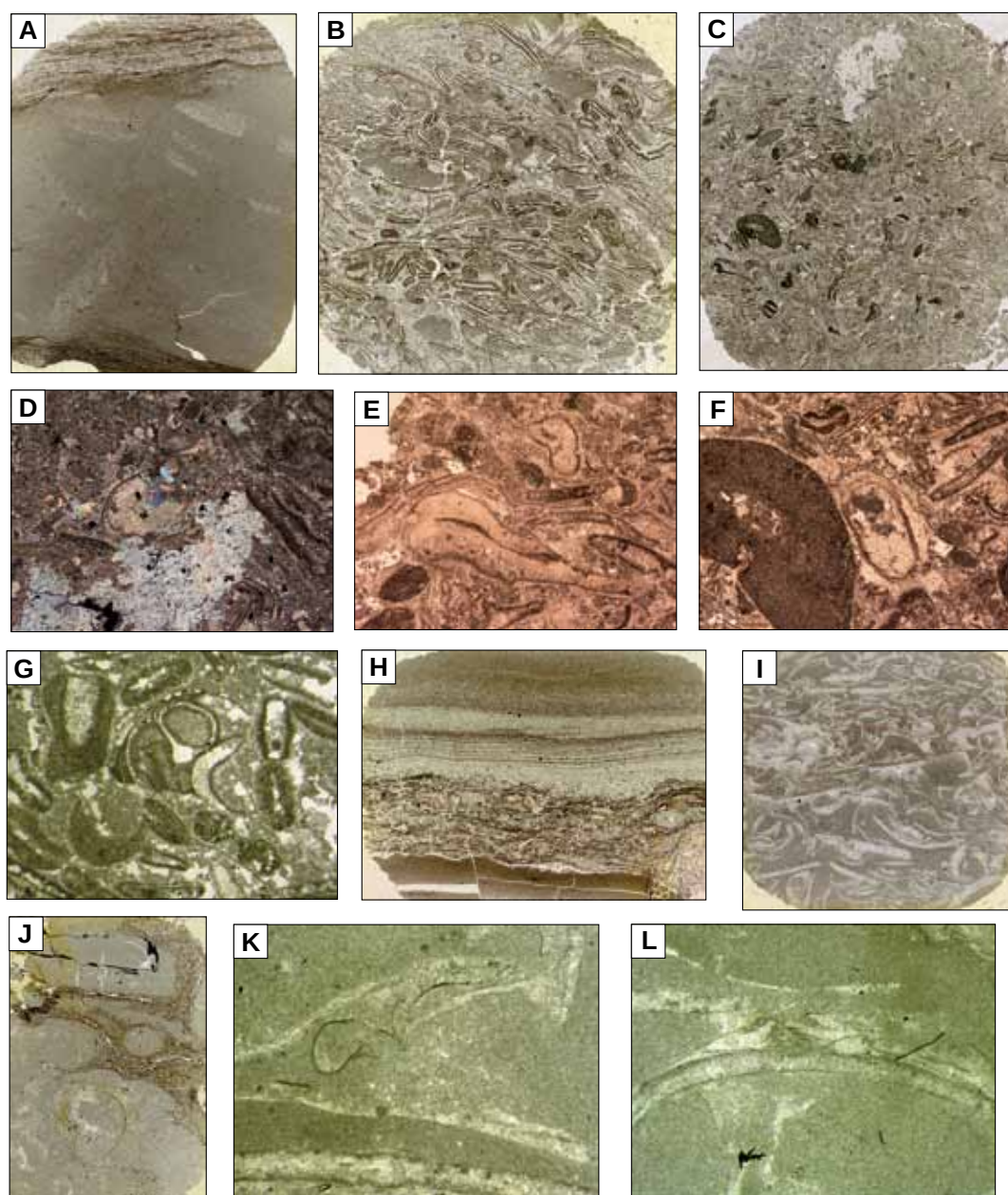


Fig. 34. Utwory triasu środkowego. Muszlowce

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – zbioturbowane, przekątnie warstwowane kalcyty i kalcsylyty (głęb. 1746,1 m); **B** – wapienie bioklastyczne z małżami i ślimakami (głęb. 1742,0 m); **C** – wapienie bioklastyczne z małżami, ślimakami, brachiopodami, serpulami i glonami wapiennymi z gniazdowym anhydrytem (głęb. 1742,9 m); **D** – detal z fig. C – cement anhydrytowy, (nikole skrzyżowane); **E** – detal z fig. C – widoczny fragment muszli brachiopoda; **F** – detal z fig. C – widoczne intraklasty i rurka serpuli; **G** – wapienie bioklastyczne z mikrogastropodami i inkrustującymi serpulami (głęb. 1740,0 m); **H** – tempestyt dystalny z drobną brekcją kostną w spągu warstwy (głęb. 1739,3 m); **I** – muszlowiec małżowy (pakston) (głęb. 1733,5 m); **J** – wapienie gruzłowe ze stropowej części górnego wapienia muszlowego; **K** – wapienie mikrytowe z detrytusem małży i serpul (głęb. 1744,0 m); **L** – muszla małża zastąpiona kalcytem blokowym, inkrustowana ostrzycą *Placunopsis* sp. (głęb. 1724,0 m). Skala dla figur A, B, C, I, J – 4 mm; H – 2 mm; D, E, F, G – 800 μ m; K i L – 300 μ m

Deposits of the Middle Triassic. Coquina

Photographs taken in optical microscope. **A** – cross stratified, bioturbated fine-grained limestones (depth 1746.1 m); **B** – bioclastic limestones composed of pelecypod and gastropod debris (depth 1742.0 m); **C** – bioclastic limestones composed of pelecypod, gastropod, brachiopod, serpulid and algal debris and comprising nets of anhydrite cement (depth 1742.9 m); **D** – detail of Fig. C – anhydrite cement (x-nicols); **E** – detail of Fig. C – brachiopod (punctata) shell; **F** – detail of Fig. C – close-up of intraclasts and serpulid tube; **G** – bioclastic limestones with microgastropods and encrusting serpulids (depth 1740.0 m); **H** – distal tempestite encompassing fine grained bone breccia in the bottom layer (1739.3 m); **I** – pelecypod packstone (depth 1733.5 m); **J** – nodular limestones from the topmost part of the Muschelkalk deposits (depth 1744.0 m); **K** – micritic limestones with debris of pelecypod and serpulid fabrics (depth 1744.0 m); **L** – pelecypod shell (replaced by blocky calcite) encrusting by *Placunopsis* oyster shell (depth 1724.0 m). Scale bars: 4 mm in Fig. A, B, C, I, J; 2 mm in Fig. H; 800 μ m in Fig. D, E, F, G; 300 μ m in Fig. K and L.

ślinny. Chemizm wód basenu był niezwykle chwiejny i wahał się między normalnomorskim a supersalinarnym oraz brakicznym. W wyniku tego najwyższą część utworów górnego wapienia muszlowego („warstwy ceratytowe”) cechuje alternacja wapieni z fauną otwartego morza (fig. 34I–J, L) z osadami dolomitycznymi z siarczanami, a także z coraz powszechniejszymi w górę profilu domieszkami klastycznymi i brekcjami kostnymi kręgowców ziemnowodnych (np. notosaurów). Reżim dynamiczny basenu pozostawał pod dominującym wpływem falowania sztormowego.

Przejawy tektoniki syndeopozycyjnej w triasie środkowym

W badanym profilu stwierdzono występowanie licznych syndeopozycyjnych deformacji plastycznych i kru-

chych, dowodzących mobilności tektonicznej obszaru badań w triasie. Deformacje te są szczególnie dobrze zachowane w drobnoziarnistych osadach – wapieniach i dolomitach, reprezentujących spokojne i/lub izolowane środowisko sedimentacji. W facjach osadów płytszych szanse na zachowanie tych struktur były mniejsze ze względu na intensywne przerabianie osadów przez prądy i falowanie, głównie sztormowe.

Ze struktur deformacyjnych wymienić można pogrzy (fig. 31M), spływy plastyczne i deformacje z pełnienia niezłityfikowanych mułów wapiennych. Są one szczególnie częste w głębszych facjach warstw falistych. Szczególnie interesujące są tzw. deformacje sigmoidalne, powstające w wyniku bocznego ścinania częściowo złityfikowanego osadu przez przechodzące poprzeczne fale sejsmiczne. Takie deformacje częste są w interwale przejściowym warstw marglistych i warstw falistych.

Katarzyna NARKIEWICZ

WYNIKI BADAŃ KONODONTOWYCH W UTWORACH WAPIENIA MUSZLOWEGO

Wprowadzenie

W profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 utwory wapienia muszlowego podzielono na część dolną, środkową i górną (Gajewska, 1979; 1997a). W obrębie dolnego wapienia muszlowego wydzielono od dołu warstwę marglistą, falistą i piankową, a w górnym wapieniu muszlowym – warstwę glaukonitową, ceratytową i kajper dolny (Gajewska, 1979). Pomimo propozycji sformalizowanego podziału przedstawionego przez Senkowiczową (1979) ten podział nieformalny został utrzymany do chwili obecnej (Gajewska, 1997a). Trudności w przeprowadzeniu korelacji poszczególnych ogniw litologicznych z innymi jednostkami regionalnymi Polski wynikają z braku danych stratygraficznych, a szczególnie biostratygraficznych, dlatego każde dane uzyskane z Niżu Polskiego są wartościowe i warte przedstawienia. Najbardziej obiecującym narzędziem precyzyjnej korelacji biostratygraficznej na tym obszarze wydają się być konodonty. Dostarczają bowiem najdokładniejszych datowań, do najmniejszej jednostki chronostratygraficznej jaką jest poziom. Wydzielenie poziomów konodontowych ułatwia ustalenie granic pięter, datowanie jednostek litostratygraficznych i zdarzeń sedimentacyjnych, a przez to także korelację sekwencji na badanym obszarze oraz w szerszym wymiarze ponadregionalnym.

Z utworów wapienia muszlowego w profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 pobrano 28 próbek (fig. 35), jednakże tylko w 4 z nich znaleziono elementy konodontowe. Kolekcja liczy 46 okazów, z których 70% (32 okazy) pochodzi z górnego wapienia muszlowego, z głębokości 1743,3 m. Z dolnego wapienia muszlowego uzyskano 5 okazów z głębokości 1897,7 m, 6 z głęb. 1892,3 i 3 z głęb. 1830,5 m. Żadnych konodontów nie znaleziono w utworach środkowego wapienia muszlowego. Przyczyną niskiej frekwencji

w obrębie dolnego wapienia muszlowego mogły być warunki środowiskowe mało korzystne dla rozwoju zwierzęcia konodontowego i wyjątkowa kruchość elementów aparytowych, które łatwo ulegały zniszczeniu zarówno w środowisku sedimentacji jak i w czasie maceracji. Zebrany materiał w przeważającej swej części jest połamany, co w wielu przypadkach uniemożliwiało jego identyfikację.

Systematyka

W zespole konodontowym z Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 zidentyfikowano 3 rodzaje: *Neogondolella* Bender i Stoppel 1965, *Nicoraella* (Kozur, 1980) i *Cornudina* Hirschmann 1959. W obrębie pierwszego z nich stwierdzono dwa taksony: *Neogondolella acuta* (Kozur, 1972) i *N. constricta cornuta* Budurov i Stefanov 1972, natomiast w obrębie drugiego rozpoznano gatunek *Nicoraella kockeli* (Tatge, 1956). Wymienione taksony zidentyfikowano na podstawie elementów P₁. Rodzaj *Cornudina* został zidentyfikowany na podstawie elementu P₂.

Taksonomia triasowych elementów konodontowych ciągle stanowi problem dla badaczy. Przez wiele lat oznaczano poszczególne elementy, klasyfikując je na poziomie gatunkowym i rodzajowym. Ponad 20 lat trwał spór o to, czy rodzaj *Neogondolella* jest synonimem *Gondolella* Stauffer i Plummer 1932, czy jest pojedynczym elementem, czy też składnikiem aparatu wieloelementowego (Kozur, 1989). Dopiero odkrycie naturalnie występującego zespołu elementów konodontowych aparatu *Neogondolella* w bitumicznych łupkach środkowotriasowych w Szwajcarii umożliwiło zidentyfikowanie i rozdzielenie obu rodzajów (Orchard, Rieber, 1999). Zdarzenie to potwierdziło jak istotna jest analiza całych aparatów konodontowych dla

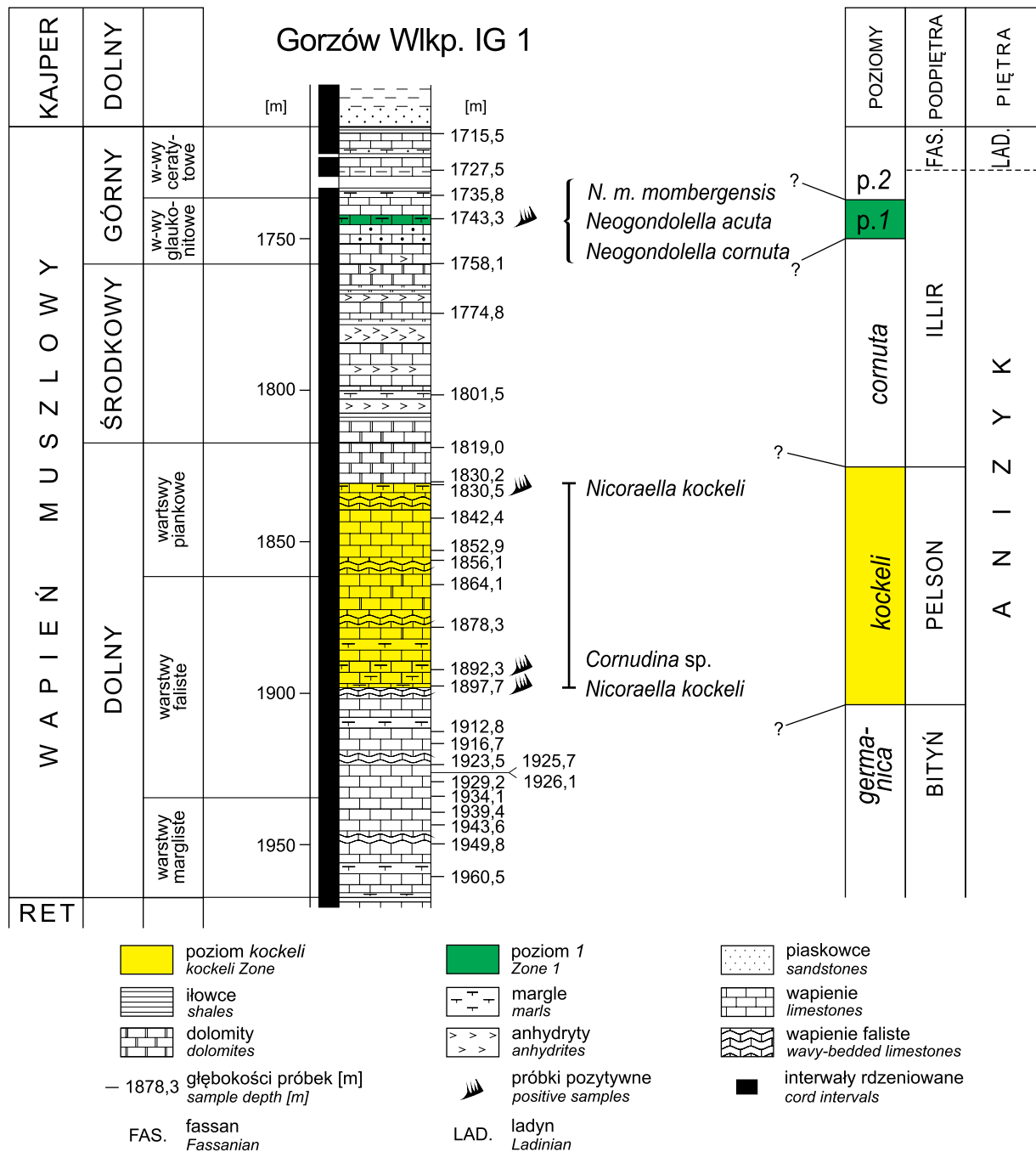
LITOSTRATYGRAFIA
wg Gajewskiej, 1987CHRONOSTRATYGRAFIA
wg Kozura, 1980b; 1999

Fig. 35. Występowanie taksonów konodontowych oraz chronostratygrafia na podstawie występowania konodontów wapienia muszlowego w profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1

Occurrence of conodont taxa and conodont-based chronostratigraphy of the Muschelkalk in the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole section

określenia pokrewieństwa rodzajowego. Ponieważ naturalne znaleziska należą do rzadkości, rekonstrukcje aparatów oparto na metodzie statystycznej. Niestety niewystarczająca liczebność elementów i ich kruchość uniemożliwia kompletne zrekonstruowanie niektórych aparatów. Wątpliwości dotyczą środkowotriasowego aparatu *Nicoraella* (Kozur, 1980a; Zou-Yu i in., 2009). Elementy P₁ tego aparatu różnią

się znacznie od elementów P₁ *Nicoraella kockeli* i *N. germanica*. Ponadto element P₂, który cytowani autorzy uważają za typowy, według Orcharda (2005) wchodzi w skład aparatu *Cornudina*. Niepewne jest także pokrewieństwo filogenetyczne z młodszymi przedstawicielami rodzaju *Nicoraella* (Kolar-Jurkovšek i in., 2005; Zou-Yu San i in., 2009). Ponieważ problem aparatu *Nicoraella* i jego pokre-

wieństwa filogenetycznego nie został jeszcze rozwiązany, autorka tego opracowania zaliczyła okaz zidentyfikowany jako element P₂ (fig. 36S) do rodzaju *Cornudina*.

Kolejnym problemem jest rozróżnienie przedstawicieli gatunku *Neogondolella constricta* (Mosher, Clark, 1965) od reprezentantów gatunku *N. mombergensis* (Tatge, 1956). Budurov i Stefanov (1972; 1975) wyróżniając gatunek *N. cornuta* zauważyli, że jest on bardzo podobny do taksonu *N. mombergensis*, z którego się prawdopodobnie wyodrębnił. Nicora i Kovács (1984) badając faunę konodontową z profilu Fossil Hill w Nevadzie (USA) udowodnili, że okazy zaliczane do *Gondolella constricta* Mosher i Clark 1965 oraz do *Neogondolella cornuta* i *Neogondolella balcanica* Budurov i Stefanov 1975 przedstawiają różne stadia rozwoju osobniczego tego samego gatunku. Na zasadzie pierwszeństwa zachowali gatunek *Neogondolella constricta*. W jego obrębie wyróżnili dwa morfotypy „cornuta” i „balcanica”. Według Nicory i Kovácsa (1984) *N. constricta* różni się od *N. mombergensis* stopniem zrośnięcia przednich ząbków kariny, wysokością i stopniem zrośnięcia ząbków środkowego odcinka kariny oraz liczbą ząbków występujących przed zębkiem głównym. Jednakże analiza morfometryczna przeprowadzona na licznych przedstawicielach grupy *Neogondolella mombergensis-constricta* z tego samego profilu (Fossil Hill) przez Rittera (1989) wykazała monospecyficzność tej grupy. Kierując się zasadą prioryte-

tu Ritter (1989) zasugerował zaliczenie całego zespołu do gatunku *N. mombergensis*. Z kolei Kozur i in., (1994) uważali, że gatunek *N. constricta* nie jest starszym synonimem *N. cornuta* i *N. balcanica* i nie zgodzili się na przyjęcie cech charakterystycznych podanych przez Nicorę i Kovácsa (1984) dla gatunku *N. mombergensis*.

Z powodu skąpego materiału, który uniemożliwia zajęcie jednoznacznego stanowiska w tej dyskusji, autorka zdecydowała zaliczyć do gatunku *N. mombergensis* formy podobne do holotypu (Tatge, 1956a, pl. 6, fig. 36), u których w tylnej części kariny występują trzy duże zęby (Kozur i in., 1994), ostatni tylny ząbek zaś nie jest całkowicie zrośnięty z platformą. Formy, u których tylny, ostatni ząbek jest duży i całkowicie zrośnięty z brzegiem platformy, włączono do *Neogondolella constricta cornuta* sensu Budurov i Stefanov (1972).

Rodzina **GONDOLELLIDAE** Lindstrom, 1970

Rodzaj *Neogondolella* Bender et Stoppel, 1965

Neogondolella acuta (Kozur, 1972)

fig. 36A–B

1968 *Gondolella* (*Gondolella*) *mombergensis mombergensis*; Tatge – Kozur, tabl. II, fig. 1.

1972 *Gondolella acuta* Kozur n. sp. – Kozur i Mock, str. 12, tabl. 2, fig. 1 (holotyp)

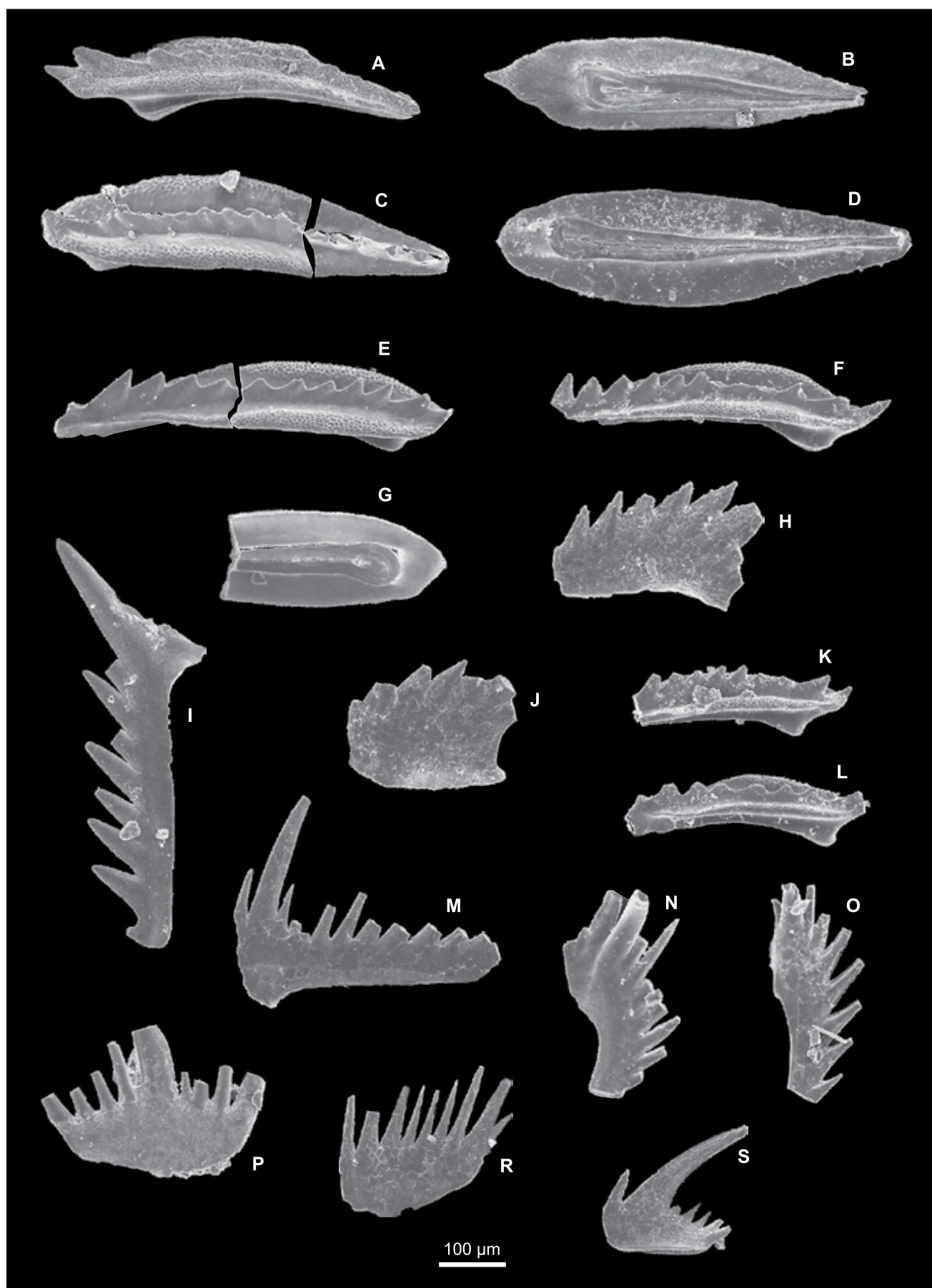
1972 *Gondolella acuta* Kozur – Kozur i Mock, tabl. 1, fig. 1.

Fig. 36. Elementy konodontowe z wapienia muszlowego

A, B – *Neogondolella acuta* (Kozur, 1972), **A** – górna strona, **B** – dolna strona; głęb. 1743,3 m; C, D – *Neogondolella* sp., **C** – górna strona; **D** – dolna strona, głęb. 1743,3 m, element o dość szerokiej platformie, najszerszej w części środkowej; niewysoki ostatni tylny ząbek ustawiony jest prawie pionowo w stosunku do powierzchni platformy i nie jest zrośnięty z jej brzegiem; między tym zębkiem a następnym, złamanym występuje przerwa; złamany ząbek jest prawdopodobnie najwyższy, o czym świadczy jego przekrój; ząbki w środkowej części kariny są tylko nieznacznie niższe od ząbka trzeciego; w przedniej części kariny stwierdzono 4 ząbki, z których 2 najbardziej przednie są zdecydowanie niższe od pozostałych dwóch; E, G – *Neogondolella mombergensis mombergensis* (Tatge, 1956), **E** – górna strona, **G** – dolna strona, głęb. 1743,3 m; **F** – *Neogondolella constricta cornuta* Budurov et Stefanov, 1972; średnie stadium ontogenetyczne; górna strona; głęb. 1743,3 m; H, J – *Nicoraella* cf. *N. kockeli* (Tatge, 1956), **H** – widok z boku, głęb. 1830,5 m; **J** – widok z boku, głęb. 1897,7 m; **I** – *Neogondolella* sp., element P₂, widok z boku, głęb. 1743,3 m; **K** – *Neogondolella* sp. wczesne stadium ontogenetyczne typu „constricta”, widok z boku, głęb. 1743,3 m; **L** – *Neogondolella constricta cornuta* (Budurov et Stefanov, 1972), wczesne stadium ontogenetyczne typu „constricta”; wyraźnie zrośnięty tylny ostatni ząbek z brzegiem platformy, widok z boku, głęb. 1743,3 m; **M** – element Sc1 aparatu *Nicoraella kockeli* głęb. 1892,3 m; **N**, **O** – element Sb2 aparatu *Nicoraella*, **N** – głęb. 1743,3 m, **O** – głęb. 1892,3 m; **P** – element gałązkowy, głęb. 1743,3 m; **R** – element S aparatu *Nicoraella kockeli*, głęb. 1892,3 m; **S** – element P₂ aparatu *Cornudina* głęb. 1897,7 m. Skala dla wszystkich elementów – 100 µm

Conodont elements from the Muschelkalk section

A, B – *Neogondolella acuta* (Kozur, 1972), **A** – upper view, **B** – lower view; depth 1743.3 m; C, D – *Neogondolella* sp., **C** – upper view; **D** – lower view, depth 1743.3 m, the element with a fairly wide platform, widest in the middle part; moderately high posteriormost denticle, almost perpendicular to the platform surface and not fused with its margin; this denticle is clearly separated from the next one (broken) which probably is the highest as evidenced by its cross-section; the denticles of the middle carina are only slightly lower than the third denticle; in its anterior part the carina consists of 4 denticles, the two anteriormost being considerably lower than the remaining two; E, G – *Neogondolella mombergensis mombergensis* (Tatge, 1956), **E** – upper view, **G** – lower view, depth 1743.3 m; **F** – *Neogondolella constricta cornuta* Budurov i Stefanov, 1972; intermediate ontogenic stage; upper view; depth 1743.3 m; H, J – *Nicoraella* cf. *N. kockeli* (Tatge, 1956); **H** – lateral view, depth 1830.5 m; **J** – lateral view, depth 1897.7 m; **I** – *Neogondolella* sp. P₂ element, lateral view, depth 1743.3 m; **K** – *Neogondolella* sp., early ontogenic stage of the *constricta* type; lateral view, depth 1743.3 m; **L** – *Neogondolella constricta cornuta* (Budurov i Stefanov, 1972), early ontogenic stage of the *constricta* type; the posteriormost denticle clearly fused with the platform margin; lateral view, depth 1743.3 m; **M** – Sc1 element of the *Nicoraella kockeli* apparatus, depth 1892.3 m; **N**, **O** – Sb2 elements of the *Nicoraella* apparatus, **N** – depth 1743.3 m, **O** – depth 1892.3 m; **P** – ramiform element, depth 1743.3 m; **R** – S element of the *Nicoraella kockeli* apparatus, depth 1892.3 m; **S** – P₂ element of the *Cornudina* apparatus, depth 1897.7 m. Scale bar – 100 µm



1975 *Gondolella cornuta* (Budurov i Stefanov) – Trammer, pl. 22, fig. 8.

1980 *Gondolella acuta* Kozur, 1972 – Kovács i Kozur, tabl. 3, fig. 3; tabl. 4, fig. 4.

1989 *Neogondolella acuta* (Kozur) – Kozur, pl. 9, fig. 3.

1999 *Neogondolella acuta* (Kozur, 1972) – Narkiewicz, pl. I, fig. 12.

Diagnoza (oryginalna, Kozur, 1972, w Kozur i Mock). Gatunek z dość wąską, wyciągniętą ku tyłowi platformą.

Material – 2 okazy z głębokości 1743,3 m.

Uwagi – okaz przedstawiony na figurze 36A–B zaliczono do gatunku *Neogondolella acuta* na podstawie szpiczasto wyciągniętej ku tyłowi tylnej części platformy, z którą zrosnięty jest ostatni ząb kariny. Okaz posiada charakterystyczną karinę typu „mombergensis”.

Zasięg – górny illir (poziom amonitowy *P. trinodosus* bez najniższej części) (Kovács, Kozur, 1980).

Neogondolella constricta cornuta

Budurov et Stefanov, 1972

fig. 36F

1972 *Neogondolella cornuta* n. sp. – Budurov i Stefanov, str. 839–840, tabl. 3, fig. 13–15, 20–22 (holotyp).

1975 *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov) – Trammer, pl. 23, fig. 2

1975 *Gondolella prava* Kozur – Zawidzka, pl. 41, fig. 5; pl. 44, fig. 4.

1975 *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov) – Zawidzka, pl. 43, fig. 8, 9.

1975 *Gondolella mombergensis mombergensis* Tatge – Zawidzka, pl. 43, fig. 5.

1980 *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov) – Kovács, Kozur, pl. 3, fig. 2

1984 *Gondolella constricta* Mosher et Clark, 1965 morfotyp *cornuta* – Nicora i Kovács, str. 144–148, pl. 7, fig. 6; pl. 8, fig. 1, 2; pl. 9, fig. 1–5; pl. 10, fig. 1.

1992 *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov, 1972) – Steuber, fig. 7, 12, 13.

1993 *Gondolella constricta cornuta* (Budurov et Stefanov, 1972) – Kovács, str. 483 wraz z synonimią, pl. 1, fig. 1–3; pl. 2, fig. 1.

1994 *Neogondolella cornuta* Budurov et Stefanov – Kozur i in., pl. 4, fig. 21.

1999 *Neogondolella constricta* Mosher et Clark, 1965 – Narkiewicz, pl. II, fig. 1–3, 8–10.

1999 *Neogondolella prava* (Kozur, 1968) – Narkiewicz, pl. II, fig. 6, 7.

1999 *Neogondolella* cf. *N. prava* (Kozur, 1968) – Narkiewicz, pl. II, fig. 8.

Diagnoza (oryginalna, Budurov, Stefanov, 1972) – przedstawiciele gatunku *Neogondolella cornuta* mają długą platformę o zaokrąglonych brzegach. Przedni koniec platformy jest ostro zakończony. Karina jest niska z wyjątkiem tylnego zęba podobnego do rogu, który jest najwyższy i zrosnięty z brzegiem platformy. Na stronie dolnej występuje dobrze rozwinięty kil z szerokim polem bazalnym o owalnym zakończeniu.

Material – 2 okazy z głębokości 1743,3 m.

Uwagi – przedstawiony okaz zaliczono do podgatunku *N. c. cornuta* na podstawie obecności charakterystycznego podobnego do rogu zęba głównego, który jest całkowicie zrosnięty z tylnym brzegiem platformy. Charakterystyczna jest także obecność niskiej, listewkowatej kariny w środkowej części okazu (cecha zaobserwowana przez Nicorę i Kovácsa, 1984). W przedniej części elementu występuje 6 ząbków, które zrosnięte są z sobą tylko w części dolnej. Pozostała część ząbków z wierzchołkami rozdzielona jest mniej więcej równymi odstępami (cecha przeciwna do obserwacji Nicory i Kovácsa, 1984).

Zasięg – od illiru do fassanu w basenie germańskim (facje epikontynentalne) i w NW Bułgarii (Nicora i Kovács, 1984); od amonitowego poziomu *R. reitzi* do najniższej części poziomu *N. secedensis* (anizyk) w alpejskiej facjach pelagicznych profilu Bagolino, Włochy (Brack i in., 2005); od amonitowego poziomu *R. reitzi* do dolnej części poziomu *E. subasperum* (anizyk–ladyn) w Nevadzie (Orchard, 2010).

Neogondolella mombergensis (Tatge, 1956)

Kozur (1968) wydzielił w obrębie tego gatunku trzy podgatunki: *Neogondolella mombergensis mombergensis* (Tatge, 1956a, b), który odpowiada holotypowi gatunku *N. mombergensis*, *N. mombergensis media* (Kozur, 1968) i *N. mombergensis prava* (Kozur, 1968). Ostatni z nich został włączony do podgatunku *N. constricta cornuta* (Nicora i Kovács, 1984), z czym nie zgadza się Kozur i in. (1994). W profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 stwierdzono tylko podgatunek *N. mombergensis mombergensis*.

Neogondolella mombergensis mombergensis

(Tatge, 1956)

fig. 36E, G

1956b *Gondolella mombergensis* n. sp. – Tatge, str. 132.

1956a *Gondolella mombergensis* n. sp. – Tatge, tabl. 6, fig. 1, 2 (holotyp).

1958 *Gondolella mombergensis* Tatge, 1956 – Huckriede, tabl. 10, fig. 31, 45, 46, 49.

1968 *G. (Gondolella) mombergensis mombergensis* Tatge, 1956 – Kozur, tabl. II, fig. 3.

1975 *Gondolella mombergensis mombergensis* Tatge, 1956 – Zawidzka, pl. 41, fig. 1, 2; pl. 43, fig. 8, pl. 44, fig. 5.

1980 *Gondolella mombergensis* Tatge, 1956 – Kovács, Kozur, pl. 4, fig. 4, 5.

1989 *Neogondolella mombergensis* (Tatge) – Kozur, pl. 8, fig. 1, 2.

1999 *Neogondolella mombergensis* (Tatge, 1956) – Narkiewicz, pl. II, fig. 4, 5.

Diagnoza (oryginalna, Tatge, 1956b): Platforma pozbawiona rzeźby. Karina zróżnicowana. W przedniej jej części ząbki są silnie zrosnięte.

Material – 1 okaz z głębokości 1743,3 m.

Uwagi – według opisu Tatge (1956) ząbki w przedniej i tylnej części kariny są prawie dwukrotnie wyższe od tych w części środkowej.

Chociaż okaz przedstawiony na **figurze 36E, G** jest formą niedojrzałą, to 3 wysokie ząbki w tylnej części oraz wysokie ząbki w przedniej części platformy, znacznie wyższe od tych z części środkowej, sugerują, że należy on do podgatunku *N. m. mombergensis*.

Zasięg – górny illir, od poziomu amonitowego *C. atavus* do dolnej części poziomu *C. endois* w niemieckiej części basenu germańskiego, co odpowiada części amonitowego poziomu *R. reitzi* i prawdopodobnie *N. secedensis* (por. Hagdorn, 2004; Kozur, 2003)

Rodzaj *Nicoraella* Kozur, 1980
Nicoraella kockeli (Tatge, 1956)

fig. 36H, J

- 1956 *Ozarkodina kockeli* n. sp. – Tatge, str. 137–138, tab. 5, fig. 13, 14 (holotyp).
1971 *Neospathodus kockeli* (Tatge) – Trammer, pl. 1, tylko fig. 11.
1975 *Neospathodus kockeli* (Tatge, 1956) – Gedik, tabl. 4, fig. 18, 19.
1975 *Neospathodus kockeli* (Tatge, 1956) – Trammer, pl. 22, fig. 1–3.
1975 *Neospathodus kockeli* (Tatge, 1956) – Zawidzka, pl. 37, tylko fig. 15, 18, 23.
1976 *Neospathodus kockeli* (Tatge, 1956) – Nicor, pl. 84, tylko fig. 7.
1979 *Ozarkodina kockeli* Tatge, 1956 – Budurov i in., pl. II, fig. 2.
1980 *Nicoraella kockeli* (Tatge, 1956) – Kovács, Kozur, pl. 1, fig. 7.
1986 *Nicoraella kockeli* (Tatge, 1956) – Sudar, pl. III, fig. 2.
1986 *Neospathodus kockeli* (Tatge, 1956) – Kovács, Papšova, pl. III, fig. 1.
1992 *Neospathodus kockeli* (Tatge, 1956) – Steuber, fig. 7, 14.
1994 *Nicoraella kockeli* (Tatge) – Kozur i in., pl. 1, fig. 23.
1999 *Nicoraella* cf. *N. kockeli* (Tatge, 1956) – Narkiewicz, pl. I, fig. 3.
2009 *Nicoraella kockeli* (Tatge, 1956) – Zou-yu i in., fig. 2F–K.

Diagnoza (oryginalna wg. Tatge, 1956) – ostrze bardzo zróżnicowane, długie, z brzegiem dolnym w kształcie litery S.

Opis (Tatge, 1956) – ostrze składa się z przedniej i tylnej części. W części przedniej występuje 5–7 bocznie spłaszczonych ząbków zrośniętych prawie na całej wysokości, z wyjątkiem wierzchołków. Ich wysokość i nachylenie zwiększa się ku tyłowi w kierunku ząbka głównego. Ząbek główny występujący w tylnej 1/3 części ostrza jest prawie dwukrotnie szerszy i tylko nieznacznie wyższy od ząbka znajdującego się przed nim. Tylna część ostrza jest bardzo krótka. Składa się z 1 lub 2 małych ząbków całkowicie ze sobą zrośniętych. Bruzda bazalna występuje na całej długości okazu. Jest silnie rozszerzona w miejscu gdzie ostrze jest najbardziej wygięte ku górze.

Material – 2 okazy z głębokości 1897,7 m i 1830,5 m.

Uwagi – Chociaż oba okazy mają ułamane ząbki główne (fig. 36H, J) to jednak włączono je do gatunku *N. kockeli*

na podstawie obecności szerokiego i wyraźnie wyższego ząbka głównego. Okaz starszy z głęb. 1897,7 m różni się od młodszego z głęb. 1830,5 m obecnością tylko jednego ząbka w tylnej części ostrza oraz tym, że wszystkie ząbki są ustawione ciaśniej i są bardziej ze sobą zrośnięte, przez co ostrze wydaje się bardziej zwarte i krótsze niż u form młodszych.

Zasięg – pelson (Kozur, 1980b; Kovács i Kozur, 1980; Kozur, 2003)

Biostratygrafia

Do podziału triasu środkowego są wykorzystywane najczęściej 4 grupy organizmów: amonity, promienice, otwor-nice i konodonty (Kovács, Kozur, 1980; Budurov, Trifonova, 1994; 1995; Kozur, 1999; 2003). Jednak do tej pory formalnie zatwierdzono tylko granicę piętra ladin (Brack i in., 2005). Granica ta została zdefiniowana na podstawie pierwszego pojawienia się amonita *Eoprotrachyceras curionii* Mojsisovics 1882 w facjach pelagicznych. Kolejnym problemem pozostaje korelacja obszarów Tetydy z epikontynentalnymi basenami Paratetydy na podstawie danych biostratygraficznych (Brack i in., 1999; Kozur, 1999; Márquez-Aliaga i in., 2000). Wyznaczenie granic jednostek chronostratygraficznych na podstawie np. konodontów jest utrudnione przez niepewną taksonomię (patrz Systematyka, to opracowanie) lub źle zachowane skamieniałości, szczególnie w przypadku triasu środkowego. Z tego powodu są prowadzone alternatywne badania stratygraficzne, takie jak magnetostratygrafia (Nawrocki, Szulc, 2000a, b), stratygrafia sekwencji i cykle orbitalne Milankowicza (Kędzierski, 2002; Götz, Török, 2008) czy datowania radiometryczne (Bachmann, Kozur, 2004).

W miarę napływu nowych danych biostratygraficznych schemat chronostratygraficzny dla triasu środkowego ulega modyfikacji. Próby korelacji konodontowej profili epikontynentalnych i Tetydy podjął się Kozur (1999, fig. 2, 5). W dolnej części anizyku wydzielił 2 poziomy *Nicoraella germanica* i *Nicoraella kockeli*–*Paragondolella bulgarica*, które obejmują dolny wapień muszlowy w basenie germańskim oraz *Nicoraella germanica* i *N. germanica*–*N. kockeli* dla obszaru Tetydy. W basenie germańskim poziom *N. germanica* odpowiada najwyższemu bityniowi, podczas gdy w Tetydzie obejmuje całe to podpiętro. Drugi poziom na obu obszarach odpowiada całemu pelsonowi. Ponieważ gatunek nominalny *Neogondolella bulgarica* (Budurov, Stefanov, 1975), wcześniej zaliczany do rodzaju *Paragondolella*, pojawia się według Kozura (1999, fig. 2) w podstawie podpiętra bityń, czyli wcześniej niż drugi gatunek nominalny *N. kockeli*, to nie powinien być stosowany w nazwie poziomu odniesionego do pelsonu. Dlatego autorka uważa, że nazwa poziomu powinna być ograniczona tylko do taksonu pojawiającego się w podstawie podpiętra pelson czyli do *N. kockeli*, tak jak proponował wcześniej Kozur (1972, 1980b; Zawidzka, 1975).

Utwory wapienia muszlowego górnego w basenie germańskim włączono do środkowego i górnego illiru. Wy-

dzielone tu poziomy konodontowe odpowiadają podziałowi znanemu z prac Kozura (1968, 1972, 1980b). Podczas gdy w Niemczech wyróżnił on 7 poziomów, to w polskiej części basenu germańskiego stwierdzono tylko 4, co wiązano z wcześniejszym niż na obszarze Niemiec pojawieniem się niekorzystnych facji dla rozwoju konodontów (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975; Narkiewicz, Szulc, 2004). Ponumerowanym poziomom odpowiadają określone zespoły konodontowe. Według Kozura (1980b, 1999) w poziomie 1 stwierdzono obecność *N. mombergensis* i *Chirodella dinoides* Tatge, 1956; w poziomie 2 tylko przedstawicieli *N. mombergensis*; w 3 *N. media*, a w 4 *N. haslachensis*. Poniżej poziomu 1 Kozur (1999) wprowadził nowy poziom *Neogondolella acuta*–*Neogondolella constricta*. Ponieważ istnieją kontrowersje co do rozróżnienia gatunku *N. constricta* (Nicora, Kovács, 1984; Kozur i in., 1994), a określenie pierwszego momentu pojawienia się *N. acuta* w obrębie podpiętra illir jest niedokładnie przedstawione przez Kozura (1999), autorka tego opracowania opowiada się za wprowadzeniem poziomu *Neogondolella cornuta* od podstawy podpiętra illir do podstawy poziomu 1, określonego przez pierwsze pojawienie się *N. mombergensis*. Poziom ten jest stosowany przez innych autorów (Sudar, 1986; Budurov, Trifonova, 1995; Márquez-Aliaga i in., 2000) dla interwału obejmującego większą część podpiętra illir.

W profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 (fig. 35) stwierdzono obecność tylko dwóch poziomów. W utworach dolnego wapienia muszlowego, w interwale 1830,5–1897,7 m zidentyfikowano poziom *N. kockeli* na podstawie obecności gatunku wskaźnikowego w spągu i w stropie badanego odcinka. W utworach górnego wapienia muszlowego, na głębokości 1743,3 m, stwierdzono poziom 1 na podstawie współwystępowania *Neogondolella mombergensis* *mombergensis*

gensis z *N. acuta* i *N. constricta cornuta*. Taki sam zespół znaleziono także w profilu Książ IG 2 (Narkiewicz, 1999).

Wnioski

W profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 stwierdzono dwa poziomy konodontowe: poziom *N. kockeli* i poziom 1, które występują tylko na obszarze basenu germańskiego (Kozur, 1972, 1980b, 1999; Trammer, 1975; Zawidzka, 1975; Narkiewicz, 1999). Poziom *N. kockeli* zidentyfikowano w interwale 1830,5–1897,7 m. Obejmuje on środkową i górną część warstw falistych oraz dolną i środkową część warstw piankowych w obrębie dolnego wapienia muszlowego (Gajewska, 1979). Dane te są mniej więcej w zgodzie z zasięgiem litostratygraficznym tego poziomu w utworach zachodniej części basenu germańskiego (Kozur, 1980b; Götz, Török, 2007). Na Niżu Polskim poziom *N. kockeli* stwierdzono punktowo w otworach Konary IG 1 i Radziatków 5 (Narkiewicz, 1999). Znany jest on także z Górnego Śląska i Gór Świętokrzyskich (Zawidzka, 1975; Trammer, 1975; por. też Szulc i Narkiewicz, 2008).

Poziom 1 zidentyfikowano na głębokości 1743,3 m w dolnej części górnego wapienia muszlowego, w warstwach glaukonitowych. Również w warstwach glaukonitowych w profilu Książ IG 2 znaleziono podobny zespół konodontowy charakteryzujący poziom 1 (Gajewska, 1964; Narkiewicz, 1999). Poza tym obszarem poziom 1 stwierdzono w Górach Świętokrzyskich w dolnej części warstw *Pecten discites* (Trammer, 1975; por. Szulc, Narkiewicz, 2008) oraz na Górnym Śląsku w interwale od najwyższej części warstw tarnowickich do najniższej części warstw wilkowickich (Zawidzka, 1975; por. Szulc, Narkiewicz, 2008).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA I SEDYMENTOLOGICZNA UTWORÓW KAJPRU ORAZ STRATYGRAFIA SEKWENCJI

Utwory kajpru dolnego, reprezentujące najwyższy odcinek triasu środkowego, w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 zostały stwierdzone na głęb. 1636,0–?1713,0 m (wg rdzenia ?1636,0–1712,1 m). Nadległe utwory triasu górnego, reprezentowane przez kajper górny oraz noryk, udokumentowano na głęb. 1138,5–1636,0 (wg rdzenia 1138,6–?1636,0 m). Profil został w pełni przedrzedniowany, przy czym uzysk rdzenia wynosił 30–100%. Bardzo dobry stan zachowania rdzenia, umożliwiający szczegółowy opis struktur sedimentacyjnych, pozwolił na odtworzenie historii sedimentacji kajpru. Profil sedimentologiczny został przedstawiony na figurze 37.

Najniższą część kajpru tworzą warstwy sulechowskie (głęb. 1636,0–?1713,0 m; wg rdzenia ?1636,0–1712,1 m). W części dolnej są to szare i zielone iłowce oraz mułowce, z wkładkami szarych piaskowców bardzo drobnoziarnistych o warstwowaniu falistym, z fauną małżową, bioturbacjami (*Palaeophycus*, *Skolithos*) oraz spirytyzowaną

sieczką roślinną. Są to utwory pochodzenia morskiego osadzone w strefie przybrzeża. Reprezentują one utwory wysokiego poziomu morza (HST) ostatniej sekwencji triasu środkowego. Z przyspągowej części T. Marcinkiewicz (Gajewska, 1978) oznaczyła megaspory poziomu *Dijkstraiporites beutleri* reprezentującego kajper dolny (Marcinkiewicz, 1978). Natomiast Orłowska-Zwolińska (1983) wydzieliła w tym samym odcinku równowiekowy zespół miopsporowy I (*Heliosaccus dimorphus*), wskazujący na lądny wiek utworów.

W części górnej warstw sulechowskich (głęb. 1670,0?–1636,0 m) następuje zmiana charakteru sedimentacji. Pojawiają się zielone lub brunatno-szare iłowce i mułowce masywne lub heterolity oraz bardzo drobnoziarniste piaskowce o laminacji zmarszczkowej, poziomej lub soczewkowej, z muskowitem, uwęgloną sieczką roślinną i poziomami glebowymi. Utwory te reprezentują system depozycyjny równi zalewowej. Zostały osadzone podczas stanu niskiego po-

GORZÓW WIELKOPOLSKI IG 1

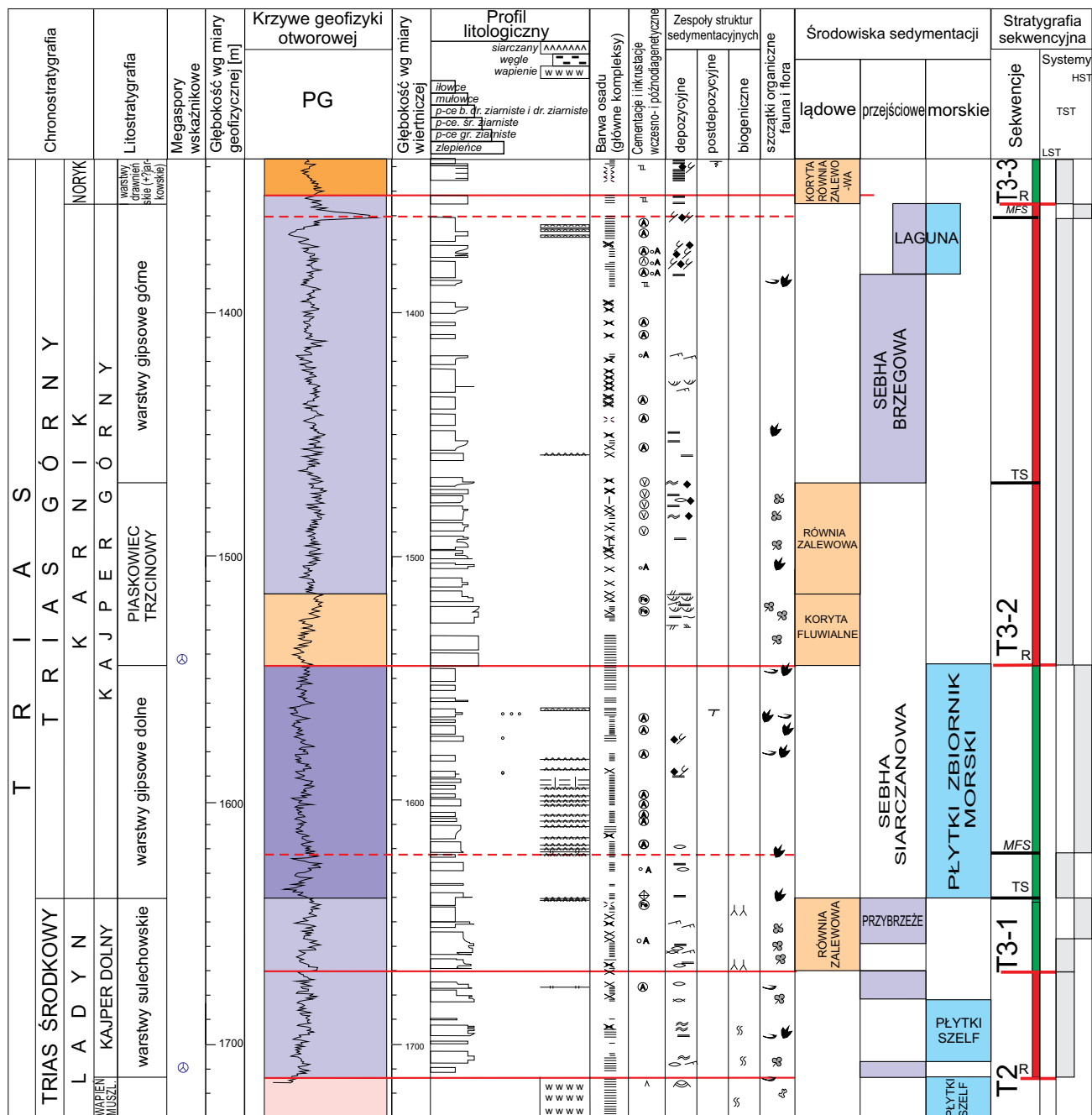


Fig. 37. Profil sedimentologiczny utworów kajpru w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1

Sedimentological profile of the Keuper deposits in the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole

Objaśnienia do **figury 37** (str. 187)
 Explanations to the **Figure 37** (page 187)

fauna morska i brakiczna (otwornice, małże, małżoraczkę, liścioniogi) <i>marine and brackish fauna (foraminifera, bivalvia, ostracoda, phyllopods)</i> łuski ryb <i>fish scales</i> szczątki kostne <i>bone remains</i> skamieniałości śladowe <i>trace fossils</i> detrytus spirytyzowanej flory <i>pyritized flora remains</i> detrytus flory zwęglonej <i>coalified flora remains</i> spory <i>spores</i> ślady po korzeniach <i>roots</i> gruzy, przerosty i cementacje anhydrytowe <i>anhydrite nodules, overgrowths and cementation</i> wprysnięcia anhydrytu <i>anhydrite insets</i> piryt i pirytizacja <i>pyrite and pyritization</i> konkrecje żelaziste <i>ferroginous concretions</i> cementacje dolomitom <i>dolomitization</i>	laminacja równoległa horyzontalna <i>parallel horizontal lamination</i> laminacja falista <i>wavy lamination</i> laminacja smużysta <i>flaser lamination</i> laminacja soczewkowa <i>lenticular lamination</i> pograży <i>load casts</i> spływy kohezyjne <i>debris flows</i> zmarszczki <i>ripple marks</i> HCS (warstwowania kopułowe) <i>hummocky cross stratification</i> warstwowania przekątne rynnowe <i>trough cross bedding</i> warstwowania przekątne tabularne <i>tabular cross bedding</i> rozmycia erozyjne małej skali (niskokątowe) <i>erosional scours (low-angle)</i> intraklasty ilcowe <i>claystone intraclasts</i> szczeliny syneresyjne <i>syneresis cracks</i> szczeliny z wysychania <i>dessication cracks</i>	zaburzenia tektoniczne <i>tectonical disturbances</i> przewarstwienia margli <i>marls intercalations</i> przewarstwienia dolomitów <i>dolomite intercalations</i> przewarstwienia anhydrytów <i>anhydrite intercalations</i> wapienie <i>limestones</i> Barwy osadu / Colour of sediment biała, żółta <i>white, yellow</i> szara i ciemnoszara <i>grey and dark grey</i> zielona i seledynowa <i>green and celadon</i> fiolotowobrunatna <i>purplish-brown</i> czerwonobrunatna <i>red-brown</i> ceglastoczerwona <i>brick red</i> brunatna <i>brown</i> brunatna z zielonymi plamami <i>brown with green dots</i> pstra <i>motley</i>
---	---	---

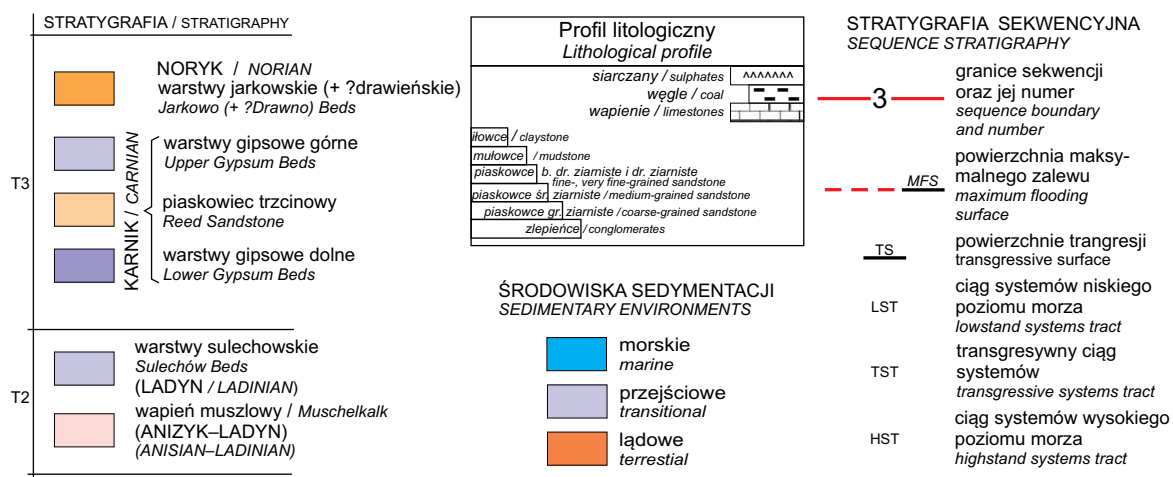


Fig. 38. Poziomy glebowe w utworach piaskowca trzcinowego górnego

A, B – głęb. 1491,5 m; **C** – 1516,7 m; **D** – 1509,0 m

Soil levels in the Upper Reed Sandstone deposits

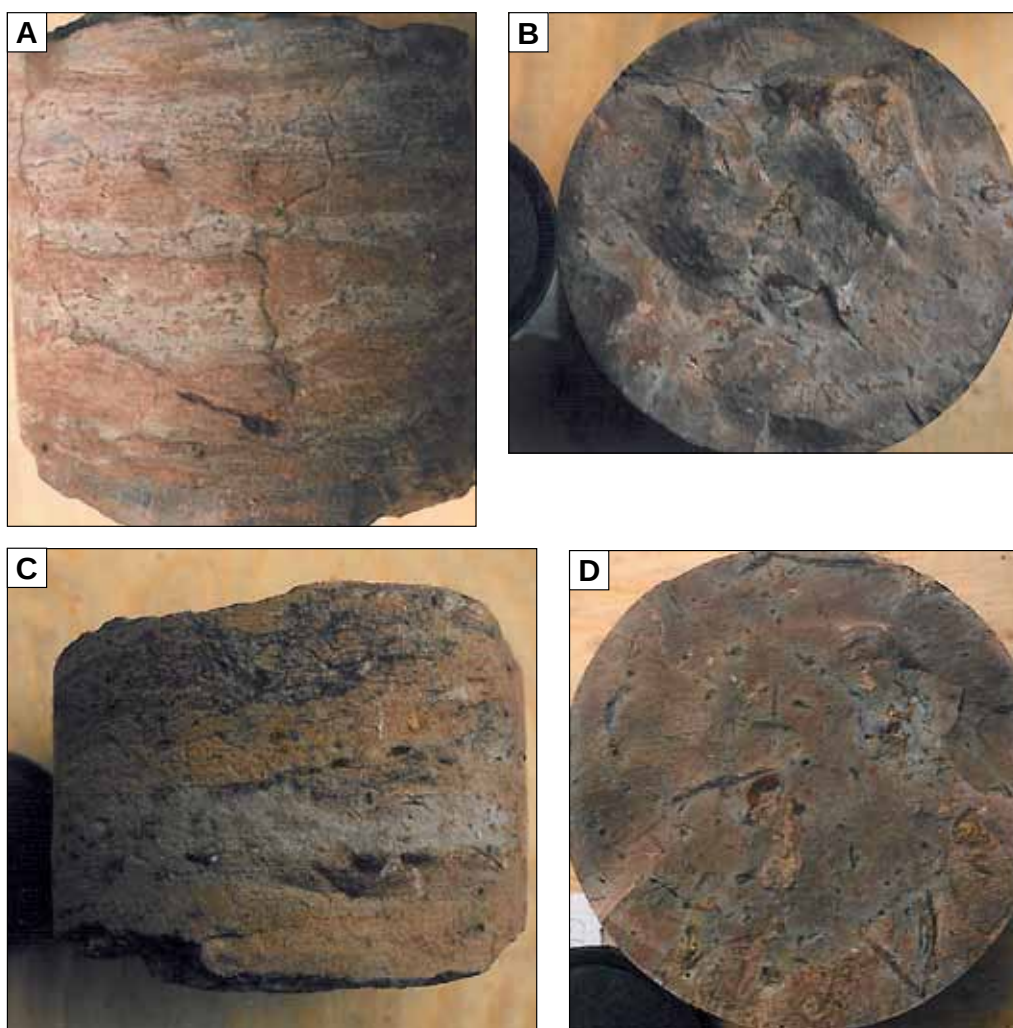
A, B – depth 1491.5 m; **C** – 1516.7 m; **D** – 1509.0 m

ziomu morza (LST) pierwszej sekwencji górnotriasowej. Dolna granica tej sekwencji została postawiona w miejscu pojawienia się utworów lądowych z poziomami glebowymi na osadach przybrzeża (poniżej głęb. 1670,0 m a powyżej 1675,0 m – brak zachowanego bezpośredniego kontaktu w rdzeniu).

Powierzchnię transgresji (TR) 1 sekwencji górnotriasowej odznacza na głębokości ok. 1636,0 m pojawienie się iłowców i mułowców o barwie zielonej, rzadziej szarej lub brunatno-szarej, masywnych lub o laminacji soczewkowej, z gniazdami i wkładkami anhydrytu. Obecne są w nich niezbyt liczne łuski ryb i małżoraczki [z danych literaturowych wynika, że są to prawdopodobnie brakiczne małżoraczki *Darwinula liassica* (Brodie) – O. Styk (1982)]. Utwory te reprezentują środowisko depozycji sebhya siarczanej i zostały wydzielone jako warstwy gipsowe dolne (głęb. 1545,0–1636,0 m; wg rdzenia 1545,2–?1636,0 m). Powierzchnia maksymalnego zalewu (MFS) została wyznaczona na głębokości 1611,0 m, w spągu kompleksu, zawierającego liczne wkładki anhydrytowe. Strop sekwencji znaczy powierzchnia erozyjna piaskowca trzcinowego (głęb. 1545,0 m).

Piaskowiec trzcinowy w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 (głęb. 1470,0–1545,0 m; wg rdzenia 1470,0–1545,2 m) jest dwudzielny. Dolny odcinek (głęb. wg rdzenia 1517,3–1545,2 m) tworzą szare i szaro-zielone piaskowce bezstrukturalne, przechodzące ku górze w piaskowce o warstwowaniu przekątnym rynnowym oraz równoległym, z miką oraz liczną uwęgloną sieczką roślinną. Jest to osad koryt rzecznych. Z tej części profilu (głęb. 1543,2 m oraz 1544,4 m) T. Marcinkiewicz (1978) oznaczyła megaspory *Narkisporites harrisi* (Reinhardt et Fricke) charakterystyczne dla piaskowca trzcinowego.

Ku górze utwory piaskowcowe są przykryte przez utwory drobnoziarniste górnego odcinka piaskowca trzcinowego (głęb. 1470,0–1517,3 m). Są to mułowce i mułowce ilaste barwy czekoladowobrunatnej, masywne lub rozsypujące się gruzłowo, rzadko o laminacji soczewkowej, z nieliczną spirytyzowaną sieczką roślinną oraz poziomami glebowymi na głęb. 1508,5–1516,8 m oraz 1491,3–1491,9 m (fig. 38A–D). Ich obecność wskazuje na lądowe pochodzenie tej części profilu, interpretowanej jako osad równi zalewowej. Utwory piaskowca trzcinowego znaczą niski poziom morza (LST) rozpoczynający 2 sekwencję górnotriasową.



Powierzchnia transgresji (TR) 2 sekwencji górnortriasowej wyznaczona została na głębokości 1470,0 m, w miejscu pojawienia się utworów ilastych z gruzłami anhydrytowymi. W praktyce nie jest to powierzchnia, lecz kompleks skalny o miąższości kilku metrów, w obrębie którego nastąpiło stopniowe wkraczanie zbiornika morskiego.

Powszechnie występujące gruzły i wprysnięcia gipsu i anhydrytu są charakterystycznym elementem warstw gipsowych górnych. Zostały one wydzielone na głębokości rdzeniowej 1349,7–1470,0 m. Tworzą je iłowce mułowcowe, wyżej iłowce bezstrukturalne, barwy brunatnoczerwonej, następnie czerwono-brunatnej, niekiedy ceglano-czerwonej z odcieniem fioletowym. Miejscami w iłowcu pojawiają się zielone plamy oraz pojedyncze wkładki dolomityczne barwy szarozielonej. W kilku miejscach stwierdzono obecność łusek ryb i małżoraczków.

Od głębokości 1389,0 m iłowiec staje się dolomityczny, często pękający ostrokrawędziście, a barwa skały zmienia

się na szaro-zieloną, następnie na ciemnoszarą i szarą. Miejscami jest widoczne warstwowanie równoległe i laminacja pozioma. W najwyższej części profilu częste są spływy kohezyjne. Na głęb. 1363,9–1366,8 m występują dwie warstwy anhydrytu o grubości 1,0 i 1,3 m, stanowiące tzw. anhydryt stropowy. Pojawiają się też nieliczne małżoraczki (prawdopodobnie są to *Darwinula liassica* (Brodie) – O. Styk (1982). Utwory środkowej i górnej części warstw gipsowych górnych zostały osadzone w środowisku sebhya brzegowej w części przystropowej przechodzące w osady lagunowe. Właśnie w obrębie utworów lagunowych, przypuszczalnie poniżej warstw anhydrytu stropowego, należy szukać powierzchni maksymalnego zalewu. Utwory, występujące powyżej tej powierzchni do stropu warstw gipsowych górnych, stanowią utwory wysokiego poziomu morza (HST) 2 sekwencji górnortriasowej (fig. 7).

Praca została wykonana w roku 2000 w ramach projektu badawczego KBN nr 9T12B02415.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA NORYKU I ?RETYKU

W otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 utwory noryku, o miąższości 211,5 m, zostały stwierdzone na głęb. 1138,5–1350,0 m (wg rdzenia 1138,6–1349,7 m). Wydzielono w nich dwa kompleksy reprezentowane przez warstwy jarkowskie (+ ?drawnieńskie) oraz warstwy zbąszyneckie. Najstarszy odcinek profilu z głęb. 1340,8–1349,7 m, był wydzielony przez Dadleza w dokumentacji wynikowej otworu jako warstwy drawnieńskie. Nadległą część profilu, do głęb. 1302,8 m, uznał on za warstwy jarkowskie. Kryteria tego podziału są jednak niejasne i w większości późniejszych profili warstwy drawnieńskie nie były zazwyczaj wydzielane (Dadlez, Franczyk, 1979). W tabeli stratygraficznej Polski wydanej pod redakcją Wagnera (2008) zrezygnowano zupełnie z tego wydzielania.

Warstwy jarkowskie mają w profilu miąższość 46,9 m (głęb. rdzeniowa 1302,8–1349,7 m). Charakteryzują się obecnością iłowców o barwie czerwono-fioletowej, szarowiśniowej i zielonej, mniej lub bardziej dolomitycznych. Stwierdzono w nich obecność żwirku dolomitycznego, rozproszonych ooidów oraz warstewki, przerosty i otoczaki dolomitu. W górnej części zidentyfikowano w nich małżoraczki *Darwinula liassica* (Brodie). W partii przystropowej jest obecna wkładka piaskowca drobnoziarnistego, szarego, wapnistego, ze szczątkami roślin.

Górny odcinek noryku jest reprezentowany przez warstwy zbąszyneckie o miąższości 164,2 m, występujące na

głęb. 1138,6–1302,8 m (wg rdzenia). Są to iłowce barwy pstrej, w kolorach czerwonym, fioletowym, zielonym i żółtym, rozsypujące się gruzłowo, często dolomityczne. W wielu miejscach na głęb. 1159,0–1302,8 m stwierdzono w nich obecność małżoraczków *Darwinula liassica* (Brodie) i *Darwinula globosa* (Duff), oraz zęby ryb. Miejscami występuje uwęglona sieczka roślinna oraz żwirek wapienny lub dolomityczny. Powyżej głęb. 1181,0 m jest to zlepieniec iłowy, złożony z toczeców iłów wiśniowych lub w barwach pstrych.

Na głęb. 1132,0–1138,5 m, w profilu geofizycznym stwierdzono utwory iłowcowo-mułowcowe. Obecnie w rdzeniu brak tej części profilu, natomiast z opisu archiwalnego wynika, że stwierdzono tu szary ił „glinkowaty” (?kaolinowy), bez widocznej laminacji, bezwapnisty, z nieliczną florą i nieoznaczalnymi otwornicami oraz mikrosporami *Aratisporites minimus* Schulz. Pieńkowski (ten tom) uznał te utwory za najniższy odcinek formacji zagajskiej. Wiek tych utworów jest niepewny – mogą one reprezentować zarówno retyk jak i najniższy hetang. Wg Pieńkowskiego (patrz szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny) zestromienie upadów w rdzeniu tuż poniżej tego interwału może świadczyć o istnieniu w jego obrębie strefy uskokowej. Zrzut tego uskoku powinien być niewielki, gdyż na profilu sejsmicznym strefa ta się nie uwidacznia.

JURA

Grzegorz PIĘKOWSKI

SEDYMENTACJA, STRATYGRAFIA SEKWENCYJNA, CHEMOSTRATYGRAFIA I MINERAŁY ILASTE W PROFILU JURY DOLNEJ

Pełnordzeniowy otwór Gorzów Wielkopolski IG 1 został odwiercony w późnych latach 50. XX wieku. Niektóre odcinki rdzenia są zachowane fragmentarycznie, innych brak, głównie z powodu słabego zdiagenezowania niektórych piaskowcowych interwałów (niekiedy reprezentowanych przez rozsypliwie piaskowce lub wręcz piaski) oraz niewłaściwego przechowywania rdzenia w latach 70. i 80. XX wieku. Z tego powodu, w miejscach obecnie słabo czytelnych lub pozbawionych rdzenia, posiłkowano się karotażem neutron-gamma oraz dawnym opisem archiwalnym dokonanym przez R. Dadleza w 1960 r. (Dadlez, 1964a) i ekspertyzą mikrofaunistyczną (Kopik, 1961). Podział biostratygraficzny profilu na podstawie megaspor został przeprowadzony przez T. Marcinkiewicza (1960, mat. niepubl.), i po pewnych zmianach opublikowany (Marcinkiewicz, 1971: tabela 5). Ostateczny stratygraficzny podział megasporowy został podsumowany przez Marcinkiewicza i in. (2014). Otwór Gorzów Wielkopolski IG 1 jest położony poza obszarem bruzdy śródpolskiej, w obrębie jednostki tektonicznej zwanej blokiem Gorzowa, w północnej części monokliny przedsudeckiej. Takie położenie paleotektoniczne wiązało się z mniejszym tempem subsydencji w porównaniu z obszarem bruzdy śródpolskiej, w efekcie czego miąższość utworów jury dolnej sięga tylko około 376 m (fig. 39¹). Zauważalna jest zwłaszcza mniejsza miąższość utworów hetangu (ok. 35 m), co stanowi znacznie mniejszą wartość w porównaniu z miąższością utworów tego samego wieku w obrębie bruzdy śródpolskiej. Miąższości innych pięter, choć też zmniejszone, nie przejawiają już tak wyraźnych redukcji. Cały profil, mimo mniejszej miąższości, dostarczył kompletnego profilu serii jury dolnej bez większych luk (fig. 39), co pozwoliło na wiarygodny podział i korelację stratygraficzno-sekwencyjną (Pieńkowski, 2004). Na [figurze 40](#) przedstawiono obraz 6 typowych palinofacji, których występowanie zamieszczono na [figurze 39](#). Podział stratygraficzno-sekwencyjny dobrze zachowanego i miąższego odcinka dolnego toarku (Pieńkowski, 2004) został później potwierdzony wysokorozdzielczymi badaniami chemostratygraficznymi (Hesselbo, Pieńkowski, 2011; fig. 41). Izotopowa krzywa węgla, skorelowana astrochronologicznie, pozwoliła na nieosiągalną wcześniej dokładność podziału chronostratygraficznego, w którym każda jednostka podziału (kolejny stopień wychylenia krzywej izotopowej) odpowiada pojedynczemu cyklowi orbitalnemu. Poprzednio korelowano te stopnie z tzw. krótkim cyklem ekscentryczności orbity Ziemi (100 000 lat), obecnie stopnie te przypisano

bardziej krótkoterminowym cyklowi kołowości orbity (30 000 do 34 000 lat; Boulila i in., 2014). Wykazano też, że każdy cykl chemostratygraficzny/orbitalny odpowiada progadacyjnej parasekwencji VIII a–f z wcześniejszego, lekko zmodyfikowanego podziału stratygraficzno-sekwencyjnego (Pieńkowski, 2004; Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Analizy izotopowe wraz z badaniami palinologicznymi (Marcinkiewicz, 1971, 1989; Pieńkowski, 2004; Pieńkowski, Waksmundzka, 2009) (fig. 41²), badaniami sedymentologicznymi i zmian położenia linii brzegowej/poziomu morza zapisanych w sukcesji kolejnych parasekwencji (Pieńkowski, 2004) oraz badaniami minerałów ilastych (Brański, 2012), pozwoliły na wyciągnięcie istotnych wniosków paleoklimatycznych dla odcinka dolnego toarku. Ten stosunkowo krótki odcinek czasu geologicznego (ok. 500 000 lat) był związany z gwałtownymi zmianami cyklu węglowego i globalnego klimatu, począwszy od pierwszego „inicjalnego” zaburzenia izotopowego na granicy pliensbach/toark, a następnie niezwykle silnego zaburzenia cyklu węglowego podczas tzw. toarciego oceanicznego wydarzenia anoksycznego (*Toarcian Oceanic Anoxic Event* = T-OAE). Zaburzenia w systemie oceanicznym doskonale korelują się z podobnymi zaburzeniami cyklu węglowego w systemie atmosferycznym (Hesselbo, Pieńkowski, 2011), co dowodzi, że mamy do czynienia z zaburzeniami klimatycznymi o globalnym wymiarze.

Sekwencja depozycyjna I

Utwory jury dolnej spoczywają na szarych mułowcach, prawdopodobnie wieku retyckiego (Gajewska, 1997).

Najniższe utwory jurajskie są reprezentowane przez szare piaskowce i mułowce, a ich dolnojurajski wiek (hetangdolny synemur) jest udokumentowany obecnością megaspor *Nathorstisporites hoplitis* (Marcinkiewicz, 1971; Marcinkiewicz i in., 2014). Te najniższe utwory sekwencji depozycyjnej I (parasekwencji Ia) są zaburzone lokalnym uskokiem tektonicznym, zlokalizowanym w strefie głębokości 1130,0–1137,0 m. W strefie tej brakuje znacznych odcinków rdzenia, dlatego dokładne położenie granicy trias–jura jest niepewne. Między 1125,2 i 1132,0 m przeważają szare, średnioziarniste piaskowce z warstwowaniem przekątnym rynnowym. Cały powyższy pakiet został zinterpretowany jako parasekwencja złożona z utworów facji rzecznych (najprawdopodobniej systemu depozycyjnego rzek meandrują-

¹ Figura 39 znajduje się w kieszeni na końcu książki.

² Figura 41 znajduje się w kieszeni na końcu książki.

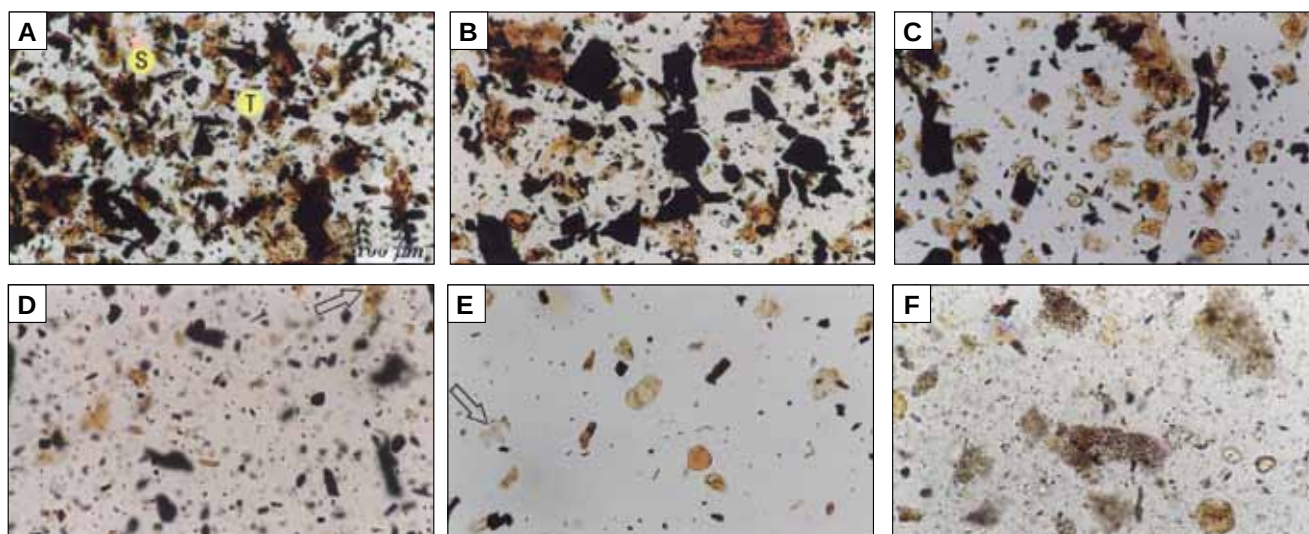


Fig. 40. Typowe palinofacje w utworach epikontynentalnej jury dolnej w Polsce (na podstawie Pieńkowski, Waksmundzka, 2009)

A – palinofacja równi rzecznej/środowiska jeziorno-bagiennego, bardzo liczny STOM (Strukturalna Materia Organiczna, przezroczysta i nieprzezroczysta, głównie drewno), bardzo liczne spory (w tym tetrazy – „T” i sporangia – „S”); **B** – palinofacja równi deltowej, liczny STOM (zarówno przezroczyste i nieprzezroczyste drewno) i AOMT (Amorficzna Materia Organiczna), względnie więcej nieprzezroczystej STOM i AOMT niż w palinofacji 1, dominacja spor; **C** – palinofacja lagun, liczna przezroczysta STOM (w próbce względnie liczna kutikula), mniej nieprzezroczystej STOM, liczne sporomorfy (w ilustrowanej próbce dominują ziarna dwuworkowych pyłków); **D** – palinofacja wysokoenergetycznego przybrzeża (plaża-płytkie przybrzeże), dominacja drobnych, rozproszonych okruszków nieprzezroczystego STOM (z licznym udziałem węgla drzewnego), palinomorfy mechanicznie uszkodzone lub zniszczone (strzałka – rozerwane ziarno dwuworkowego pyłku), próbka pochodzi z otworu Gorzów Wielkopolski IG 1, środkowy hetang, formacja skłobska, głęb. 1108,6 m; **E** – palinofacja odrzeża/otwartego brakicznego szelfu, bardzo nieliczna STOM (głównie małe nieprzezroczyste okruszki), nieliczne dwuworkowe ziarna pyłku dominują nad sporami, obecność cyst Dinoflagellata (strzałka – cysta zdeintegrowana) i akrytarch; **F** – palinofacja otwartego morza – morskiego szelfu o pełnym zasoleniu – dominacja gąbczastej, przezroczystej AOMA z nieostryimi zarysami, rzadkie ziarna dwuworkowych pyłków (często zdeintegrowanych lub porośniętych epibiontami – ziarno w pobliżu dolnej krawędzi fotografii), obecność cyst Dinoflagellata i akrytarch

Typical palynofacies of the epicontinental Lower Jurassic deposits in Poland (after Pieńkowski, Waksmundzka, 2009)

A – alluvial plain/lacustrine palynofacies – very abundant STOM (Structural Organic Matter – both translucent and opaque, mostly wood), very abundant spores (with tetrads – “T” and sporangia – “S”); **B** – delta plain palynofacies, abundant STOM (both translucent and opaque wood), and AOMT – Amorphous Organic Matter, relatively more abundant opaque STOM and AOMT than in palynofacies 1, dominance of spores; **C** – lagoon palynofacies, abundant translucent STOM (relatively numerous cuticle), less frequent opaque STOM, numerous sporomorphs (in this sample bisaccate pollen grains dominate); **D** – high-energy nearshore (shoreface-foreshore) palynofacies, dominance of fine, dispersed opaque STOM (with high occurrence of charcoal), palynomorphs are mechanically corroded or destroyed (arrow indicates disintegrated bisaccate pollen grain), the sample comes from Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole, depth 1108.6 m, Skłoby Fm., Middle Hettangian; **E** – offshore/open brackish shelf, very sparse STOM (mostly small opaque fragments), sparse bisaccate pollen grains which dominate over spores, occurrence of dinoflagellate cysts (arrowed – disintegrated cyst) and acritarchs; **F** – offshore fully marine shelf - dominance of spongy, translucent AOMA with diffused edges, rare bisaccate pollen grains either disintegrated or covered with epibiont growths (the pollen grain at the lower edge of the photo), occurrence of dinoflagellate cysts and acritarchs

cych). Szare mułowce w przedziale od 1122,0 do 1125,2 m z napławioną florą i kongrecjami sydereytowymi (także sferolitami sydereytowymi) reprezentują system depozycyjny jeziorno-bagienny, a utwory te odpowiadają prawdopodobnie parasekwencji Ib (Pieńkowski, 2004). Granica między utworami rzecznyymi parasekwencji Ia i jeziorno-bagiennymi parasekwencji Ib (głęb. 1125,2 m) reprezentuje prawdopodobnie kontynentalną powierzchnię korelatywną z powierzchnią transgresji w obrębie sekwencji depozycyjnej I. Wyżej leżące szare, średnioziarniste piaskowce z przekątnym warstwowaniem rynnowym (1118,5–1122,0 m) reprezentują powrót sedimentacji rzecznej (epizod progradacyjny). Najwyższą część tego odcinka mogą reprezentować fały równi deltowej, co wynika z danych palinofacjalnych.

Powierzchnia transgresji jest umiejscowiona na głęb. 1118,5 m. Powierzchnia ta wyznacza spąg zestawu parase-

kwencji I c–e (poszczególne parasekwencje są prawdopodobnie połączone w dość jednolitym pakiecie piaskowcowym w interwale 1112,0–1118,5 m). W tych dobrze wysortowanych, jasnoszarych piaskowcach, w dolnej i górnej części o spoiwie węglanowym, występują tabularne warstwowania przekątne, warstwowania poziome i kopułowe warstwowania przekątne. Pojawiają się też małe brakiczno-morskie. Piaskowce te reprezentują przybrzeżny system depozycyjny. Wyżej leżące mułowce, z wkładkami wapnistych piaskowców, reprezentują środowisko nieco głębsze, przejście przybrzeżnego i odrzeżnego systemu depozycyjnego (parasekwencja I f). Dinocysty, przypominające *Liasidium variabile* Drugg, zostały znalezione na głęb. 1112,0 m (P. Gedl, inf. ustna). Ta forma jest uważana za typową dla synemuru, zwłaszcza górnego (Poulsen, Riding, 2003). Jednak dinocystę tę znaleziono także w utworach wieku późny

hetang w południowozachodnich Niemczech (Brenner, 1986). Riding i Thomas (1992) potwierdzili, że na obszarze Europy kontynentalnej *Liasidium variable* Drugg może pojawiać się wcześniej niż w synemurze. Pojawienie się tej dinocysty w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 może być nawet jeszcze wcześniejsze niż to znane z Niemiec (górna granica hetanskiego zespołu miosporowego *Pinuspollenites* – *Trachysporites* przebiega 12 m powyżej wystąpienia *Liasidium variable*). Należy przyjąć, że zasięg tej palinomorfy jest szerszy niż przyjmowano do tej pory. Trzeba jednak wziąć pod uwagę, że pojedynczy okaz znaleziony w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 jest słabo zachowany (J. Riding, inf. ustna) i możliwe, że okaz ten reprezentuje gatunek pokrewny, prekursora *Liasidium variable* Drugg. Należy w tym kontekście dodać, że krótkotrwale połączenia basenu epikontynentalnego Polski z domeną Tetydy mogło prowadzić do migracji fauny i morskiego planktonu do basenów wschodniej i północno-zachodniej Europy, a także do pojawiania się nowych ewolucyjnie form, dotyczy to zwłaszcza dinocyst. Możliwe, że te hipotetyczne połączenia mogą tłumaczyć pojawianie się niektórych dinocyst wcześniej w polskim (Pieńkowski, 2004) i niemieckim (Brenner, 1986) basenie, niż w basenach brytyjskich i duńskich (Poulsen, Riding, 2003). Dotyczyłoby to zwłaszcza dinocyst związanych z maksymalnymi powierzchniami zalewów – tak jak ma to miejsce w przypadku *Liasidium variable* Drugg (fig. 39, głęb. 1112,0 m) czy pojawienia się *Mendicodinium* sp. (Gedl, inf. ustna) na głęb. 1044,0 m, w warstwach datowanych na wczesny synemur, także w pobliżu powierzchni maksymalnego zalewu sekwencji II. Niewykluczone, że dinocysty ewoluowały w marginalnych basenach polskim i niemieckim jako formy endemiczne, a następnie rozszerzały swój zasięg w kierunku basenów zachodnioeuropejskich. Domniemanie to pozostaje jednak hipotezą do czasu znalezienia większej ilości danych. Powierzchnia maksymalnego zalewu sekwencji I, korelowana ze środkowym hetangiem, przypada na parasekwencję I f (1111,0 m). Zgodnie z takim położeniem powierzchni korelatywnych, cała sukcesja między 1111,0 a 1132,0 m reprezentuje transgresyjny ciąg systemów sekwencji depozycyjnej I. Ponad powierzchnią maksymalnego zalewu palinofacje wskazują na stopniowe spływanie środowiska i postępującą izolację basenu sedimentacyjnego, prowadzącą do tworzenia się środowisk systemu depozycyjnego barierowo-lagunowego zwieńczonego mułowcem zawierającym poziom glebowy z korzeniami roślin oraz warstwą węgla. Ponad tym poziomem występują mieszane utwory systemów barierowo-lagunowego i równi deltowej z trzema powierzchniami zalewu związanymi z facjami zatokowymi z częstszymi skamieniałościami śladowymi, małżami brakiczno-morskimi, otwornicami aglutynującymi i akrytarchami. Interwał ten (1096,5–1111,0 m) reprezentuje zestaw parasekwencji I g–k (stan wysokiego poziomu morza sekwencji I). Próbką pobrana z głęb. 1102,6 m zawiera liczne miospory: *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp, *Concavisporites toralis* (Leschik) Nilsson, *Concavisporites divisorius* Kedves, *Simonsicsia*, *Dictyophyllidites mortoni* (de Jersey) Playford et Dettman (oznaczone przez M. Waks-

smundzką). Zespół ten wskazuje na hetang (zona miosporowa *Pinuspollenites*–*Trachysporites*).

Odcinek reprezentowany przez utwory kontynentalne (1118,5–1132,0 m) został zaliczony do formacji zagajskiej, utwory przybrzeżno-morskie i deltowe (1096,5–1118,5 m) zostały zaliczone do formacji skłobskiej. Wiek sekwencji I wyznacza zona megasporowa *Nathorstisporites hopliticus* Jung (hetang–dolny synemur; zona Ho, Marcinkiewicz i in., 2014). Charakterystyczny zespół miosporowy *Pinuspollenites* – *Trachysporites* pozwala zawęzić ten wiek do hetangu.

Sekwencja depozycyjna II

Powierzchnia erozyjna (1096,6 m) jest interpretowana jako granica sekwencji (jednocześnie dolna granica formacji ostrowieckiej). Erozja była najprawdopodobniej znacząca i usunęła znaczną część niżej leżących osadów najwyższej części sekwencji I. Bezpośrednio na powierzchni erozyjnej zalegają grubookruchowe osady – zlepionce złożone z okruchów kwarcu i mułowców oraz źle wysortowane, grubo- i średnioziarniste piaskowce, utworzone w środowisku rzeczonym (parasekwencja IIa).

Odcinek rdzenia między 1050,0 a 1096,6 m jest słabo zachowany, w związku z tym interpretacja sedimentologiczna bazuje głównie na półilościowej analizie palinofacjalnej wykonanej w próbkach z kilku zachowanych przeławiczeń mułowcowych (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski, Waksmundzka, 2009 – legenda do figury 39). Palinofacje wskazują generalnie na środowisko lagunowo-zatokowe. Piaskowce (słabo zachowane) mogą reprezentować zarówno facje przybrzeżno-barierowe, jak i deltowe. Lepiej zachowany fragment rdzenia w przedziale głęb. 1028,5–1056,0 m (heterolity faliste i soczewkowe z wkładkami piaskowców o spoiwie węglanowym reprezentujące tempestyty) pozwolił na zinterpretowanie tych utworów jako osady przybrzeżne, przejściowe między głębszym przybrzeżem i odrzeżem. Dość liczne skamieniałości śladowe są reprezentowane przez fodinichnia (ślady organizmów osadożernych) i domichnia (ślady zamieszkiwania organizmów zawieszonożernych). Palinofacje i znalezione palinomorfy (*Mendicodinium* sp. na głęb. 1044,0 m (Gedl, inf. ustna) oraz akritarchy) w pełni potwierdzają taką interpretację. Na głęb. 1043,5 m, w obrębie wkładki mułowcowej z morskim typem palinofacji (środowisko odrzeża) umieszczono powierzchnię maksymalnego zalewu sekwencji II.

Sekwencja depozycyjna III

Powierzchnia erozyjna na głębokości 1028,5 m jest identyfikowana z dolną granicą sekwencji III. Na powierzchni erozyjnej, do głębokości 1025,0 m, występuje średnioziarnisty, źle wysortowany piaskowiec genezy rzecznej, na co wskazuje ostry kontakt erozyjny w spągu i cechy litologiczne (brak zachowanych struktur sedimentacyjnych z powodu złego stanu rdzenia). Jest to jednocześnie parasekwencja IIIa.

Wkładka mułowcowa na głęb. 1023,0–1024,0 m wykazuje typowo morskie, odrębne palinofacie z dinocystami i akritarchami. Świadczy to o występowaniu powierzchni transgresji między 1024,0 a 1025,0 m.

Cały odcinek rdzenia między 987,5 a 1023,0 m jest źle zachowany i jego interpretacja paleośrodowiskowa jest głównie oparta na analizie palinofacjalnej w próbkach pobranych z zachowanych wkładek mułowcowych. Ogólnie wskazuje ona na środowisko odrębno-zatokowe (mułowce) rozdzielone piaskowcami o genezie przybrzeżno-barrierowej. Półka pobrana z głęb. 997,0 m ukazuje typowe facje otwartego odrębia – charakterystyczne ubóstwo palinomacerałów (w tym sporomorf), przewagę wśród tych ostatnich dwuworkowych ziaren pyłków, oraz obecność akritarch i dinocyst. Wkładka mułowcowa z której pobrano tę próbkę jest identyfikowana z powierzchnią maksymalnego zalewu.

Warstwy z przedziału 980,2–987,5 m reprezentują heterolity interpretowane jako utwory lagunowo-zatokowe. Kończą one sedimentację utworów sekwencji III. Cała sekwencja III jest zbudowana w znacznej części z facji przybrzeżnych. Została ona podzielona na trzy parasekwencje, jednak ze znakiem zapytania na skutek złego stanu zachowania rdzenia. Występowanie megaspor *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz wskazuje na przedział wiekowy późny synemur–pliensbach. Obie sekwencje II i III występują w obrębie formacji ostrowieckiej.

Sekwencja depozycyjna IV

Wyrażna powierzchnia erozyjna na głęb. 980,2 m z występującymi bezpośrednio nad nią klastami mułowcowymi, jest identyfikowana z granicą sekwencji. Nad granicą sekwencji występują przekątnie (rynnowo) warstwowane piaskowce i ciemnoszare mułowce z licznymi szczątkami flory, interpretowane jako osady równi deltowej i kanałów rozprowadzających (na co wskazują także palinofacie). Powierzchnia transgresji na głęb. 978,0 m (jest to jednocześnie dolna granica formacji gielniowskiej) jest związana z silnie zbioturbowanymi piaskowcami środowiska przybrzeżnego, rozpoczynającymi sukcesję facji przybrzeżnych na odcinku 969,0–978,0 m (parasekwencja IVb). Zarówno skamieniałości śladowe, jak i szczątki fauny morskiej są tutaj liczne, występuje też spoiwo szamoytowe/chlorytowe. Charakterystyczne są cykle sztormowe z erozyjnymi spągami i kopułowym warstwowaniem przekątnym. Parasekwencja IVb charakteryzuje się ostrą powierzchnią zalewu, bezpośrednio nad nią szybko pojawiają się heterolityczne facje otwartego zbiornika, wyżej występują facje piaszczyste przybrzeżne związane ze stopniową progradacją (tzw. parasekwencja typu 2 – Pieńkowski, 2004). Podobnie rozwinięta jest parasekwencja IVc. Mułowce w obrębie obu parasekwencji zawierają faunę morską, pochodzącą z nieco stresowego środowiska morskiego, najprawdopodobniej związanego z niewielkim spadkiem zasolenia, reprezentowana przez otwornice i małże. Towarzyszy jej plankton – akritarchy i dinocysty. Także palinofacie wska-

zuja na morski charakter osadów, aczkolwiek stosunkowo spora frekwencja spor wskazuje na bliskość brzegów. Powierzchnia maksymalnego zalewu sekwencji IV występuje na głęb. 965,0 m i jest związana ze zróżnicowanym, najbardziej morskim charakterem planktonu dinocyst (Gedl, inf. ustna). Górna część parasekwencji IVc (945,2–960,0 m) jest zinterpretowana jako stopniowo spływająca się ku górze, progradacyjna sukcesja osadowa, w której facje odrębia przechodzą w facje przejściowe odrębia-przybrzeżne, a następnie w coraz płytsze facje przybrzeżne. Rdzeń z najwyższej części parasekwencji IVc nie został zachowany, ale z opisu archiwalnego wynika, że ten przedział profilu był reprezentowany przez drobnoziarniste, dobrze wysortowane piaskowce.

Sekwencja depozycyjna V

Dolna granica sekwencji V przebiega w obrębie słabo zachowanego rdzenia, niemniej na obecność granicy sekwencji wskazuje pojawienie się znacznie bardziej gruboziarnistego osadu (średnio- i gruboziarniste piaskowce). Bezpośrednio nad tymi piaskowcami (943,0–948,0 m, parasekwencja Va) występują fragmenty szarych i różowo zabarwionych (związki żelaza) piaskowców z florą i konkrejcami żelazistymi, interpretowane jako utwory czoła delty.

Odcinek rdzenia między 914,2 i 940,8 m jest słabo zachowany. Fragmenty rdzenia z zachowanymi heterolitami dostarczyły danych palinofacjalnych, wskazujących na system depozycyjny odrębia. Powierzchnia maksymalnego zalewu sekwencji została zinterpretowana na podstawie ubogiej w palinomacerały palinofacji (głęb. 943,0–935,0 m). Pozwala to rozdzielić sekwencję V na TST (transgresyjny ciąg systemów) i HST (stan systemów wysokiego poziomu morza). Drobnoziarniste piaskowce przeważające w tym interwale reprezentują prawdopodobnie środowisko przybrzeża. Najwyższa część utworów parasekwencji V zawiera wkładki piaskowców średnioziarnistych, co wskazuje na spływanie basenu (progradację). Dwie do czterech parasekwencji mogą zostać wyróżnione na całym odcinku 914,2–940,8 m, ale zły stan rdzenia sprawia, że ich wydzielenie jest niepewne.

Sekwencja depozycyjna V zawiera się w zasięgu zespołu megasporowego *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz, 1971; Marcinkiewicz i in., 2014), co wskazuje na wiek późny synemur–pliensbach. Wraz z sekwencją depozycyjną IV zawiera się ona w obrębie formacji gielniowskiej, w przeważającej części o pochodzeniu morskim i przybrzeżnym.

Sekwencja depozycyjna VI

Utwory sekwencji depozycyjnej VI są stosunkowo cienkie. Ich sedimentację poprzedziła intensywna erozja. Powierzchnia erozyjna na głęb. 914,2 m, rozpoczynająca sekwencję jest bardzo wyraźna, przykrywa ją bruk korytowy złożony z dużych klastów mułowych, wyerodowanych

z podłoża. Podobnie jak to ma miejsce w innych regionach Polski, erozja ta wiązała się ze znaczącą przerwą w sedymentacji (brak depozycji i/lub erozja). Początek sedymentacji fluwialnej wiązał się z inicjalnym podniesieniem poziomu bazowego. Interwał zawarty między 903,5 a 914,2 m (parasekwencja VIa), zbudowany ze średnioziarnistych piaskowców, warstwowanych rynnowo, z sieczką roślinną i lokalnymi poziomami klastów mułowych, jest interpretowany jako inicjalne wypełnienia dolin rzecznych, o charakterze koryt meandrujących, być może przechodzących ku górze w koryta rozprzeczające równi deltowej. Dalsze podnoszenie bazy erozyjnej doprowadziło do transgresji morskiej, powierzchnia transgresji jest widoczna na głęb. 903,5 m. Powyżej tej powierzchni zmienia się litofacja – piaskowce są drobnoziarniste, lepiej wysortowane, dominują warstwowania poziome, pojawiają się skamieniałości śladowe (zarówno domichnia jak i fodinichnia). Biorąc pod uwagę te cechy, interwał między około 894,2 a 903,5 m (parasekwencja VIb) jest interpretowany jako facja przybrzeżna, przechodząca ku górze w heterolity genety zatokowo-lagunowej, zawierające liczne szczątki flory i skamieniałości śladowe (fodinichnia). Powierzchnię maksymalnego zalewu (897,2 m) umieszczono w obrębie tych heterolitów. Utwory sekwencji VI zawierają się wciąż w obrębie występowania zespołu megasporowego *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz, 1971; Marcinkiewicz i in., 2014), co wskazuje na wiek późny synemur–pliensbach. Wyrażna, ponadregionalna powierzchnia erozyjna w spągu sekwencji depozycyjnej VI stanowi jednocześnie dolną granicę formacji komorowskiej.

Sekwencja depozycyjna VII

Warstwy w interwale 879,0–895,5 m nie są zachowane w materiale rdzeniowym. W oparciu o karotaż i archiwalny opis (R. Dadlez, 1960 – mat. niepubl.), z pewnym prawdopodobieństwem granicę sekwencji można umieścić na głęb. około 894,0 m. Wyżejległe warstwy (860,0–879,0 m) są reprezentowane przez jednolite szare mułowce i heterolity z wkładkami sydereitycznymi, konkrecjami pirytowymi i skamieniałościami śladowymi (fodinichnia). Palinofacie wskazują na środowisko zatokowo-lagunowe, ku górze stopniowo ulegające spłyceniu i izolacji. Powierzchnia zalewu na głęb. 860,0 m rozpoczyna utwory parasekwencji VIIId, reprezentowane przez faliste heterolity i piaskowce. W ich obrębie występują skamieniałości śladowe (domichnia) *Diplocraterion parallelum* Torell, wykazujące zarówno protrazyjne, jak i retrazyjne kierunki przemieszczania się twórców śladów – nawet w obrębie tej samej struktury. Cechy te wskazują na szybkie zmiany tempa sedymentacji i niestabilne warunki z szybkim przechodzeniem od epizodów sedymentacji do epizodów erozji złożonych osadów. Niestabilny, zmienny charakter procesów osadotwórczych i inne cechy (regularna rytmiczność lamin piaszczystych i mułowych) może wskazywać na sedymentację w obrębie wybrzeża pływowego. Powierzchnia maksymalnego zalewu jest związana w tym przypadku z kopu-

łowo warstwowanymi piaskowcami, utworzonymi poniżej dolnej granicy odpływu, a heterolity z *Diplocraterion parallelum* Torell reprezentowałyby płytsze utwory równi pływowej. Obecność otwornic, akrytarch, dinocyst (P. Gedl, inf. ustna) i *Diplocraterion parallelum* Torell wskazuje na morskie zasolenie, palinofacie są charakterystyczne dla środowiska przybrzeżno-lagunowego. W sumie wymienione cechy są zgodne z interpretacją środowiska przybrzeżnego znajdującego się pod wpływem pływów astronomicznych.

Sekwencję depozycyjną VII charakteryzuje wzrost wpływów morskich ku górze, większość tej sekwencji to transgresywny ciąg systemów (dominują środowiska barierowo-lagunowe), ciąg systemów wysokiego stanu morza jest cienki (są to osady równi pływowej). Najwyższa część utworów parasekwencji została najprawdopodobniej usunięta przez erozję związaną z granicą następnej sekwencji. Sekwencja depozycyjna VII znajduje się wciąż w zasięgu zespołu megasporowego *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz, 1971; Marcinkiewicz i in., 2014) (późny synemur–pliensbach). Utwory te należą do stropowej części formacji komorowskiej.

Sekwencja depozycyjna VIII

Stale występowanie megaspor zespołu *Paxillitrites phyllicus* (Marcinkiewicz, 1971; Marcinkiewicz i in. 2014), zaliczyły utwory tej sekwencji do toarku. Utwory toarskie w basenie polskim tworzą wyraźnie wyodrębnioną powierzchniami nieciągłości (erozji) sukcesję osadową, utożsamianą właśnie z sekwencją VIII, w obrębie której wydzielono sześć parasekwencji VIIIf–f (Pieńkowski, 2004). Najstarsze osady sekwencji VIII (parasekwencja VIIIf) są zbudowane z utworów fluwialno-deltowych, zaliczonych zgodnie z zasadami litostratygrafii jeszcze do formacji komorowskiej. Granicę sekwencji (852,2 m) charakteryzuje ostry kontakt litologiczny. Mimo że rdzeń w przedziale 848,3–852,2 m jest słabo zachowany, daje się zauważyć obecność grubszych frakcji piaszczystych, a także korzeni roślin. Te cechy wskazują na wynurzenie (strefa napływowa, być może równia deltowa). Z osadami piaszczystymi parasekwencji VIIIf kontrastują wyżej ległe utwory reprezentowane przez charakterystyczne szarozielone mułowce i iłowce z podrzędnymi przeławieniami heterolitów, pyłowców i piaskowców, stanowiące formację ciechocińską. Powierzchnia transgresji na głęb. 843,3 m rozpoczyna sedymentację falistych heterolitów z domichnia *Diplocraterion parallelum* Torell i innymi skamieniałościami śladowymi kategorii fodinichnia (parasekwencja VIIIfb). Występujące dość licznie dinocysty, głównie z rodzaju *Nannoce-ratopsis* sp. (M. Hodbod, inf. ustna) wskazują na środowisko morskie, ale palinofacie wskazują wciąż na bliskość brzegu. Alternatywnie, tego typu kontrasty palinofacjalne (elementy morskie zmieszane z lądowymi) mogą też wskazywać na inwersję palinofacjalną związaną ze sztormami (Pieńkowski, Waksmundzka, 2009). Facje mułowcowe są w najniższej części koloru szarego (839,9–842,7 m), wyżej natomiast barwy zielonoszarej (817,0–837,2 m). Ta wyraź-

na zmianę barwy może wskazywać, że interwał 839,9–843,3 m należy do odrębnej parasekwencji niż wyżej leżące utwory mułowcowe. Potwierdzenie granicy odrębnych parasekwencji w interwale 837,2–839,9 m jest niełatwe, gdyż rdzeń na tym odcinku nie został zachowany. Porównanie jednak z archiwalnym opisem (Dadlez, 1960 n. publ.) wskazuje, że na tej głęb. zachowały się sferolity syderytowe, na ogół związane z paleoglebami. Mogłoby to zatem wskazywać na granicę parasekwencji. Nie została ona wskazana w pracy Pieńkowskiego (2004), ale została zaznaczona w późniejszym opracowaniu (Hesselbo, Pieńkowski 2011), na co wskazywały także fluktuacje izotopów węgla. W konsekwencji parasekwencja VIIIb miałyby znacznie mniejszą miąższość niż ta sama parasekwencja w utworze Mechowo IG 1, gdzie osiąga znaczną miąższość. Wskazywałoby to na znaczne różnice tempa subsydencji i sedimentacji między pomorskim odcinkiem bruzdy śródpolskiej a blokiem Gorzowa. Mułowce parasekwencji VIIIb i VIIIc zawierają typowe palinofacje otwartego zbiornika (odbrzeża) z otwornicami i dinocystami *Nannoceratopsis* sp., ale na odcinku 825,0–834,0 m zauważa się wymieszanie palinofacji, interpretowane jako sztormowa inwersja palinofacjalna (typ 2), zdefiniowana przez Pieńkowskiego i Waksmundzką (2009). Powierzchnia maksymalnego zalewu została zinterpretowana na głęb. 842,0 m, gdzie palinofacje wykazują najbardziej morski, dystalny charakter. Z drugiej strony, ciągła obecność lądowych palinomorf (miospor) wskazuje na bliskość strefy brzegowej. Obecność warstw syderytu i syderytu rozproszonego, wraz z zanikiem typowych heterolitów i zmarszczek falowych, wskazuje na względną izolację zbiornika. Charakterystyczny zielonoszary kolor osadów jest związany z zawartością chlorytu. Basen sedimentacyjny musiał być rozległy, ale o charakterze zatokowo-lagunowym, wykazując wiele podobieństw do współczesnego basenu laguny (zatoeki) Maracaibo (Hyne i in., 1979). Sukcesja zawarta w interwale 817,0–838,0 m reprezentuje parasekwencję VIII c, która kończy się poziomem paleogleby z korzeniami roślin. Facje piaszczyste, miejscami z cementem dolomitycznym, są w tym utworze cienne. Reprezentują one najprawdopodobniej początkowe bariery (mielizny). Poziomy paleogleb występują w mułowcach lub iłowcach o podobnym charakterze litologicznym do tych utworzonych w otwartym basenie. Wskazuje to generalnie na słabe procesy dynamiczne (falowe i prądowe) w basenie sedimentacyjnym. Strefa brzegowa takiego basenu miała więc charakter płaskiej mułowej równi brzegowej porośniętej roślinnością niskopienną. Stanowi to kolejną przesłankę przemawiającą za tym, że basen sedimentacyjny formacji ciechocińskiej i sekwencji VIII był rozległy, ale stosunkowo płytki.

Następne parasekwencje VIIIc, VIIIId, VIIIE i VIIIf reprezentują powtarzające się epizody zalewowo-progradacyjne, każda z nich kończy się wynurzeniem i powstaniem paleogleb. *Diplocraterion parallelum* Torell występujące w parasekwencji VIIIId (głęb. 778,5 m) wskazują na krótkotrwały wzrost wpływów morskich (zasolenia), podczas gdy pozostałe części profilu są typowe dla środowiska płytkiego zbiornika o charakterze lagunowym. W środkowej części

parasekwencji VIII c występuje kilka przeławień z mikropułowym warstwowaniem przekątnym interpretowanych jako tempestyty, co wskazuje na wyższą energię procesów osadotwórczych. Jednak dominującym systemem depozycyjnym w zestawie parasekwencji VIII c–e są środowiska lagun, delt oraz bagnistych równi brzegowych.

Utwory formacji ciechocińskiej i sekwencji VIII w utworze Gorzów Wielkopolski IG 1 mają bardziej mułowcowy charakter i zawierają znacznie mniej przeławień piaszczystych niż utwory tego samego wieku na Pomorzu Zachodnim czy w rejonie świętokrzyskim (Pieńkowski, 2004). Wskazuje to na regionalne zmiany w sedimentacji. Podobnie do profili pomorskich, dolnotoarcza część formacji ciechocińskiej jest od góry ścięta erozyjnie. Formacja ciechocińska odpowiada maksymalnemu zasięgowi sedimentacji dolnojurańskiej w basenie polskim, co Dadlez (1969) i Pieńkowski (2004) przypisywali wczesnotoarczej transgresji i podniesieniu bazy erozyjnej obserwowanej także w innych basenach Europy (Hallam, 2001). Warunki w polskim basenie sedimentacyjnym, również na terenie bloku Gorzowa, nie reprezentowały natomiast warunków pełnomorskich, wskazuje na to mniej liczna i mniej zróżnicowana fauna złożona z małżoraczków, otwornic (w dolnej części wyłącznie aglutynujących), rzadkich ślimaków, małży i zębów ryb (Kopik, 1962; Kopik, Marcinkiewicz, 1997). Zespół skamieniałości śladowych też jest stosunkowo ubogi i mało zróżnicowany, dominują proste formy fodinichnia takie jak *Planolites* (Pieńkowski, 2004; Leonowicz, 2009).

Sedimentacja sekwencji depozycyjnej VIII jest związana z jednym z najbardziej wyraźnych globalnych wydarzeń środowiskowych w okresie jurajskim i szerzej, w całym fanerozoiku (toarcie oceaniczne wydarzenie anoksyczne – T-OAE). Zaczęło się ono według najnowszych danych 182,8 mln lat temu i trwało 300 000–500 000 lat (Boulila i in., 2014). Profil Gorzowa Wielkopolskiego IG 1, wraz z sześcioma innymi profilami z basenu polskiego, dostarczył szerokich danych dotyczących zmian stosunków izotopowych węgla, analizowanych w roślinnej materii organicznej pochodzenia lądowego (Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Wyniki badań izotopowych w ponad 400 próbkach zostały wpisane w całościową korelację stratygraficzno-sekwencyjną wraz z wyinterpretowaną historią zmienności względnego poziomu morza, uzyskanie dzięki dokładnej analizie sedimentologicznej (Pieńkowski, 2004). Jednocześnie, korelacja chemostratygraficzna stanowiła pozytywny test prawidłowości interpretacji stratygraficzno-sekwencyjnej. Izotopy węgla były analizowane w wyreparowanych ręcznie pod binokulem homogenicznych próbkach złożonych z mikrookruszków drewna. Tak zanalizowane stosunki izotopowe oddają pierwotny skład izotopowy w organach roślinnych, a pośrednio także skład izotopowy węgla w ówczesnej atmosferze (Hasegawa, 1997; Jahren i in., 2008). Podobnie do innych równowiekowych warstw, profil Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 wykazuje wyraźne odchylenia w kierunku lekkich wartości izotopów węgla w dolnym toarku (fig. 41). Amplituda odchylenia wyrażona w wartościach $\delta^{13}C_{V-PDB}$ waha się od około ~4% do około ~7%. Taki charakter odchylenia do-

kładnie odpowiada dotychczas stwierdzonym odchyleniom w krzywych węglowych uzyskanych z materii organicznej w innych profilach reprezentujących T-OAE. Jedną z najbardziej charakterystycznych cech widocznych we wszystkich krzywych węglowych są wyraźne fluktuacje („stopniowość”) poszczególnych nasileń zawartości lekkiego izotopu węgla, prowadzące do kulminacji stężenia lekkiego izotopu. Takie stopniowane fluktuacje są bardzo dobrze udokumentowane z wielu pełnomorskich profili w Europie, zostały one potwierdzone w badaniach zarówno materii organicznej, jak i węglanów (Jenkyns i in., 2001; Kemp i in., 2005; Hermoso i in., 2009; Sabatino i in., 2009). Fluktuacje te mają postać quasi-sinusoidalnych odchylen krzywej węglowej, nie mogą być więc interpretowane jako artefakt związany z przerwami w sedymentacji. Każde odchylenie krzywej w kierunku lekkich wartości izotopowych jest interpretowane jako efekt gwałtownych, pulsacyjnych uwolnień do systemu oceaniczno-atmosferycznego związków bogatych w lekki izotop węgla. Pulsacyjny charakter uwolnień lekkiego izotopu wynikał z cykli orbitalnych Ziemi (Kemp i in., 2005; Wignall i in., 2006). W oparciu o analizę cykli orbitalnych opartych na wysokorozdzielczej analizie zmian podatności magnetycznej, Boulila i in. (2014) zinterpretowali wyraźne fluktuacje wyższej częstotliwości jako cykle kołowości orbity (co 30 000–34 000 lat). Według Kemp i in. (2005), dowody na astronomiczną genezę cykli są ważne również dlatego, że ich regularny charakter eliminuje inne przyczyny fluktuacji wzrostu zawartości lekkiego izotopu, takie jak np. emisje metanu związane z metamorficznymi aureolami gazowymi wokół intruzji magmy przenikających przez starsze utwory węglonośne podczas erupcji w obrębie wielkiej prowincji wulkanicznej Karoo-Ferrar (McElwain i in., 2005; Svensen i in., 2007). Dane izotopowe uzyskane z otworu Gorzów Wielkopolski G 1 i innych otworów w Polsce (Hesselbo i Pieńkowski, 2011) są szczególnie istotne w tym kontekście – pozwalają one na wykazanie, że charakterystyczny „stopniowany” kształt krzywej węglowej jest charakterystyczny nie tylko dla osadów morskich (gdzie mógłby reprezentować bliżej nieokreślone, lokalne wydarzenia oceanograficzne), ale także dla ówczesnego systemu atmosferycznego. Powtórzenie się zaburzeń o takiej samej charakterystyce i ilości fluktuacji w obu systemach jest statystycznie nieprawdopodobne. Cztery zarejestrowane zaburzenia cyklu węglowego w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 (fig. 41) odpowiadają ilości parasekwencji, wcześniej wyinterpretowanych niezależnymi metodami (Pieńkowski, 2004). Niewielka zmiana dotyczy wydzielenia dodatkowej parasekwencji (VIII b, w przedziale 839,9–843,3 m) właśnie w profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 (Hesselbo, Pieńkowski 2011), jak stwierdzono wyżej, ta niejednoznaczność była związana ze słabym stanem zachowania rdzenia na tym odcinku. W każdym przypadku fazy progradacji w parasekwencjach kończą się dominacją płytkich środowisk przybrzeżnych, barierowo-lagunowych lub deltowych, najczęściej z widocznymi poziomami paleogleb w stropie. W kilku przypadkach, ale nie we wszystkich, początki fluktuacji izotopowych w stronę wyższych zawartości izotopu lekkiego korelują się z po-

wierzchniami zalewu, rozpoczynającymi kolejną parasekwencję. Zgodność taka jest bardzo wyraźna w niższych parasekwencjach, w wyższych ulega zakłóceniom na skutek gwałtownych procesów wietrzenia i sedymentacji (w czasie maksymalnego rozwoju zaburzenia cyklu węglowego i klimatu cieplarnianego), co wymuszało znacznie szybszą progradację i szybką redukcję przestrzeni akomodacyjnej poprzez wypełnianie basenu sedymentacyjnego, a w efekcie osłabienie i opóźnienie efektów kolejnych zalewów morskich.

Profil Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 i inne profile dolnego toarku basenu polskiego są również szczególnie przydatne dla rekonstrukcji paleoklimatycznych przed, w trakcie i po T-OAE. Palinofacie z osadów późnego pliensbachu i wczesnego toarku wykazują wyraźny kontrast – pierwsze zawierają palinomorfy z dużą przewagą pyłków, natomiast drugie wykazują dominację spor, co zostało zinterpretowane jako kontrast klimatyczny między stosunkowo chłodnym i suchym późnym pliensbachem a bardzo wilgotnym i ciepłym wczesnym toarkiem (Pieńkowski, Waksmundzka, 2009). Dane z mięjszych profili Mechowo IG 1 i Gorzów Wielkopolski IG 1 (Marcinkiewicz, 1971, 1989; Hesselbo, Pieńkowski 2011; fig. 41) pokazują wyraźną pozytywną korelację między frekwencją megaspor a wzrostem zawartości lekkiego izotopu węgla. Wynika to z faktu, że megaspor były produkowane przez hydrofilne rośliny z grupy Lycopsidea (widłakowate) i Isoetaceae (porybliny). Dane te zdecydowanie wskazują na wyjątkowo ciepły i wilgotny klimat panujący w czasie negatywnych odchylen krzywej izotopowej węgla w kierunku wyższych zawartości lżejszego izotopu. Świadczy to także o znacznym wzroście stężenia CO₂ w ówczesnej atmosferze (Jenkyns, 2003). Dodatkowo, wskazówka zmian klimatycznych mogą być badania zawartości minerałów ilastych. W niekompletnym i nisko rozdzielczym zestawieniu danych dotyczących zawartości minerałów ilastych w dolnojurajskich utworach w Europie (Dera i in., 2009) została uwidoczniła przewaga kaolinitu nad illitem w utworach dolnego toarku, wskazująca na zależność od paleoszerokości geograficznej, co autorzy wiążą z ciepłym i wilgotnym pasem klimatycznym na północ od Tetydy (Dera i in., 2009; Dera, Donadieu, 2012). Stosunki zawartości minerałów ilastych w wyseparowanej frakcji <2μ w dolnym toarku w basenie polskim zostały zbadane przez Brańskiego (2012; fig. 41). Wskazują one na względnie wyższą zawartość kaolinitu (kosztem illitu) na odcinkach negatywnych odchylen krzywej izotopowej. Profil Gorzowa Wielkopolskiego IG 1 został również zbadany, choć dane stamtąd są niekompletne (brakuje wyższej części profilu – fig. 41). Zależność między zawartością illitu a stosunkiem izotopowym węgla zaznacza się w przypadku kilku negatywnych „pików”, chociaż nie jest to zależność bardzo wyraźna. Należy przy tym pamiętać, że zawartość kaolinitu może być też związana z tempem erozji i resedymencji na obszarach alimentacyjnych. Procesy te ulegały najprawdopodobniej nasileniu w czasie negatywnych zaburzeń cyklu węglowego (związanych z ekstremami temperatury i wilgotności), nie dając wystarczająco długiego czasu na kaolinizację zwierzelin.

Sekwencje depozycyjne IX i X

Nad erozyjną powierzchnią, stanowiącą granicę sekwencji IX (fig. 41 – 767,4 m), leżą piaszczyste osady formacji borucickiej. Granica sekwencji jest niewątpliwie związana z luką erozyjną, gdyż nie ma w Gorzowie Wielkopolskim IG 1 osadów reprezentujących wyższe parasekwencje sekwencji VIII dolnego toarku, znanych z profili Brody–Lubienia i Parkoszowice (Hesselbo, Pieńkowski 2011). Gruboziarniste, miejscami zlepioncowate facje, występujące między

765,5 a 767,2 m, reprezentują zamalgamowane utwory pochodzenia rzecznoego, należące zarówno do sekwencji IX jak i X toarku, a możliwie także (w najwyższej części) do spągowych utworów jury środkowej. Próbką z przeławiczenia mułowca na głębokości 761,3 m (fig. 39) zawiera palinofacie równi deltowej, co sugeruje możliwość rozdzielenia sekwencji IX i X nad tą wkładką. Tego typu sedimentacja przeważnie o rzecznoym, podrzędnie także deltowym charakterze, dominowała w polskim basenie w późnym toarku.

Marta WAKSMUNDZKA

ANALIZA PALINOLOGICZNA UTWORÓW JURY DOLNEJ

Analizę palinologiczną (pyłków i spor) w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 wykonano dla 64 próbek pobranych z utworów jury dolnej. Dla większości próbek możliwym było oznaczenie obserwowanych form do gatunku. W kilku przypadkach podano jedynie stosunek spor do ziaren pyłku. Przykłady poszczególnych palinofacji podano na figurze 40 (Pieńkowski, ten tom).

Próbka 1 – głęb. 747,9 m palinofacja „3” – środowisko bracko-lagunowe (spory 42%, ziarna pyłku 58%)

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Cookson)

Potonié

B. wellmanii (Couper) Krutzsch

?*Camazonosporites clivus* Williams et McKellar

Concavisporites toralis (Leschik) Nilsson

Concavisporites sp.

Contignisporites problematicus (Couper) Döring

Dictyophyllidites sp.

Intrapunctisporis hians Nilsson

Lycopodiumsporites austroclavatidites (Cookson)

Potonié

Lycopodiumsporites sp.

Sestrosporites pseudoalveolatus (Couper) Dettmann

Uvaesporites cf. *sanguilentiformis* (Sachanova et Iljina)

Lund

ziarna pyłku: *Applanopsis turbatus* (Balme) Dörnhofer

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson

Dinoflagellata – *Acanthomorpha* typ 1 wg Dybkjaer, 1991

Próbka 2 – głęb. 755,1 m, pojedyncze okazy; sekwencja IV palinofacja „2” równia deltowa

Próbka 3 – głęb. 761,1 m środowiska morskie, trend regresywny (spory 71%; ziarna pyłku 29%)

spory: *Cibotiumspora jurienensis* (Balme) Filatoff

Densoisporites velatus Weyland et Krieger

Dictyophyllidites mortoni (de Jersey) Playford

et Dettmann

Ischyosporites marburgensis de Jersey

cf. *Ischyosporites marburgensis* de Jersey

Lycopodiumsporites austroclavatidites (Cookson)

Potonié

Punctatisporites globosus (Leschik) Lund

Striatella jurassica Mädlar

ziarna pyłku: *Monoporos*

Corollina (Maljavkina) Cornet et Traverse

Próbka 4 – głęb. 770,0 m; parasekwencja III a, palinofacja „4” przybrzeże płytsze (spory 84%; ziarna pyłku 16%)

spory: *Concavisporites raetoliassicus* Filatoff

Contignisporites cooksonii (Balme) Dettmann

Contignisporites sp.

Densosporites sp.

Dictyophyllidites mortonii (de Jersey) Playford

et Dettmann

Duplexisporites problematicus (Filatoff pl. 13: 1–8) =

Contignisporites problematicus (Couper) Döring-

-Lund pl. 4: 2

Foveosporites multifoelatus Döring

Foraminisporis jurassicus Schulz

Ischyosporites sp.

Klukisporites variegates Couper

cf. *Murospora*

Striatella jurassica Mädlar

Callialasporites trilobatus Singh, Srivastava et Roy

ziarna pyłku: *Monoporos*.

Corollina torosu (Reissinger) Klaus

Disaccites sp.

Ovalipollis ovalis Krutzsch

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Próbka 5 – głęb. 770,7 m, palinofacja „4” przybrzeże płytsze (spory 100%; ziaren pyłku brak)

spory: *Deltoidospora* sp. – korozja mechaniczna

Striatella jurassica Mädlar

Próbka 6 – głęb. 774,6 m spory 100%; ziaren pyłku brak

Próbka 7 – głęb. 776,3 m ogólnie jasne spectrum, pojedyncze okazy

Próbka 8 – głęb. 782,3 m środowisko głębokiej wody

Próbka 9 – głęb. 788,8 m spectrum obejmuje tkanki, tetrad; palinofacja „2–3” (spory 98%, ziarna pyłku 2%) środowiska morskie trend transgresywny

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Cookson) Potonié

Baculatisporites wellmanii (Couper) Krutzsch

Cibotiumspora jurienensis (Balme) Filatoff

Contignisporites sp.

Deltoidospora toralis var. *media* (Nilsson) Lund

Foraminisporites jurassicus Schulz
Ischyosporites marburgensis de Jersey
Klukisporites neovariegatus Filatoff
Klukisporites variegates Couper
Leiotriletes masozoicus (Thiergart) Schulz
 cf. *Lycopodiacidites cerniidites* (Ross) Filatoff
Striatella jurassica Mädlér
Tripartites mesozoicus Rogalska
Uvaesporites sp.

ziarna pyłku: *Saccites* – *Monosaccites*
Monocolpatae
Callialasporites triletes Singh, Srivastava et Roy
Chasmatosporites apertus (Rogalska) Nilsson
Chasmatosporites hians Nilsson
Monoporoses

Corollina torosus (Reisinger) Klaus

Próbka 10 – głęb. 796,4 m; palinofacja „4” „3–2” (spory 90%; ziarna pyłku 10%) – przybrzeże płytsze ze względu na przewagę spor;

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Cookson) Potonié

Baculatisporites primarius (Wolf) Thomson et Pflug
Concavisporites rato-liassicus Achilles
Densosporites fissus (Reinhardt) Schulz
Foveosporites multifoelatus Döring
Ischyosporites sp. cf. *I. crateris*
Ischyosporites marburgensis de Jersey
Klukisporites variegates Couper
Murospora florida (Balme) Pocock
Striatella jurassica Mädlér
Striatella sp.

Todisporites major Couper
Uvaesporites reissingeri (Reinhardt) Lund

ziarna pyłku: *Monoporoses*
Corollina meyeriana (Klaus) Venkatachala, Kar et Raza

Próbka 11 – głęb. 800,7 m, palinofacja „5” (spory 80%; ziarna pyłku 20%) – liczne sporangia, tkanki, środowisko przybrzeża płytszego;

spory: *Apiculatisporites ovalis* (Nilsson) Norris
Baculatisporites wellmanii (Couper) Krutzsch
Conbaculatisporites mesozoicus Klaus
Concavisporites toralis (Leschik) Nilsson
Dictyophyllidites mortoni (de Jersey) Playford et Dettmann

Foveosporites multifoelatus Döring
Leptolepidites reissingeri (Reinhardt) Lund (wg Lund *Uvaesporites reissingeri* = *U. argentiiformis*)
Lycopodiumsporites sp.
Striatella jurassica Mädlér

Próbka 12 – głęb. 804,4 m, palinofacja „5” (spory 87%; ziarna pyłku 13%) – przybrzeże płytkie ze względu na przewagę spor;

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Couper) Krutzsch
Baculatisporites wellmanii (de Jersey) Playford et Dettmann
 cf. *Dictyophyllidites mortoni* (de Jersey) Playford

et Dettmann

Limboisporites lundblandii Nilsson
Platyptera trilingual (Hort) Schulz
Striatella jurassica Mädlér

ziarna pyłku: *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp

Próbka 13 – głęb. 806, 3 m, palinofacja „3–2” (spory 91%; ziarna pyłku 9%) – laguny przechodzące w zatoki

spory: *Apiculatisporites ovalis* (Nilsson) Norris
Apiculatisporites parvispinosus (Leschik) Schulz
Baculatisporites comaumensis (Cookson) Potonié
Cibotiumspora jurienensis (Balme) Filatoff
Concavisporites sp.

Dictyophyllidites mortoni (de Jersey) Playford et Dettmann

Dictyophyllidites sp.

Foraminisporis jurassicus Schulz

Klukisporites sp.

Osmundacidites wellmanii Couper

Retusotriletes mesozoicus Klaus

Striatella jurassica Mädlér

ziarna pyłku: *Pollenites* – *Disaccites*

Pinuspollenites globosaccus Filatoff

Monoporoses

Corollina torosus (Reisinger) Klaus emend.

Cornet et Traverse

Monocolpatae

Chasmatosporites elegans Nilsson

Próbka 14 – głęb. 809,7 m palinofacja „3” (spory 56%; ziarna pyłku 44%) – laguny i zatoki

spory: *Apiculatisporites ovalis* (Nilsson) Norris
Baculatisporites comaumensis (Cookson) Potonié
Concavisporites crassexinus Nilsson
Concavisporites toralis (Leschik) Nilsson
Deltoidospora sp.

Deltoidospora toralis (Leschik) Lund

Densosporites velatus Dettmann

Dictyophyllidites mortoni (de Jersey) Playford et Dettmann

Foveosporites sp.

Klukisporites variegates Couper

Klukisporites sp.

Retusotriletes mesozoicus Klaus

Próbka 15 – głęb. 814,7 m, palinofacja „2” (spory 83%; ziarna pyłku 13%) – b. dużo tkanek, facja lagun i zatok;

Próbka 16 – głęb. 817, 7 m „3–2” spory 77%; ziarna pyłku 13%, ogólnie piaski kanałowe, dominują „szczątki drewna”, laguny przechodzące w zatoki

spory: *Conbaculatisporites mesozoicus* Klaus
Densosporites velatus Weyland et Krieger
Foraminisporites jurassicus Schulz
Klukisporites neovariegatus Filatoff
Klukisporites sp.
Murospora sp.

Próbka 17 – głęb. 820,2 m, spectrum b. jasne, spectrum morskie, taksony pojedyncze skorodowane

Próbka 18 – głęb. 826,0 m; przewaga spor (spory 84%; ziarna pyłku 16%), obecność *Dinoflagellata*, inwersja szortmowa

Próbka 19 – głęb. 828,4 m, przewaga spor (spory 84%; ziarna pyłku 16%), obecność *Dinoflagellata*, inwersja sztormowa

spory: *Contignisporites* sp.

Deltoidospora crassexina (Nilsson) Lund

Deltoidospora toralis (Leschik) Lund

Densosporites cf. *cerebralis* (Mädler) Lund

cf. *Densosporites fissus* (Reinhardt) Schulz

Dictyophyllidites sp.

Duplexisporites sp.

Foraminisporis jurassicus Schulz

Klukisporites sp.

Leptolepidites reissingeri (Reinhardt) Lund

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Murospora florida (Balme) Pocock

Retusotrilites mesozoicus Klaus

Todisporites cinctus (Maljavkina) Orłowska-Zwolińska

Trachysporites asper Nilsson

Tripartites mesozoicus – *Platyptera trilingua* (Horst)

Schulz

Uvaesporites reissingeri (Reinhardt) Lund

ziarna pyłku: *Pollenites-Disaccites*

Chordasporites platysaccus Mädler

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Vitreisporites pallidus

Monoporos

Corollina torosus (Reissinger) Nilsson

Próbka 21 – głęb. 837,0 m, spectrum zupełnie jasne, pojedyncze taksony – otwarty zbiornik morski

spory: *Apiculatisporites* sp.

Cingulizonates rhaeticus (Reinhardt) Schulz

Deltoidospora crassexina (Nilsson) Lund

Densosporites fissus (Reinhardt) Schulz

Dictyophyllidites mortoni (de Jersey) Playford

et Dettmann

Ischyosporites variegates (Couper) Schulz

Leptolepidites reissingeri (Reinhardt) Lund

Neoraistrickia sp. A

Platyptera trilingua (Horst) Schulz

Uvaesporites argenteaeformis (Bolkhovitina) Schulz

Próbka 22 – głęb. 842,0 m, miospor brak – facja otwartego głębszego zbiornika – spectrum białe

Takson porównywalny: *Concavisporites toralis*

(Leschik) Nilsson

ziarna pyłku: *Qaqdreaquilina annelaeformis* Maljavkina

Próbka 23 – głęb. 846,8 m, przewaga ziarn pyłku (spory 36%; ziarna pyłku 64%); ogólnie bardzo silna korozja, okazy nie do oznaczenia, palinofacja „3” – brakiczno-lagunowe

spory: *Deltoidospora auritora* (Reinhardt) Lund

ziarna pyłku: *Parvisaccites enigmatu* Couper

Próbka 24 – głęb. 856,2 m, przewaga spor (spory 80%; ziarna pyłku 20%) palinofacja „4”, przybrzeże płytkie

spory: *Tripartites mesozoicus* Rogalska

ziarna pyłku: *Alisporites radialis* (Leschik) Lund

Próbka 25 – głęb. 867,0 m, palinofacja „3–2”, laguny przechodzące w zatoki

spory: *Apiculatisporites* sp.

Baculatisporites sp.

Deltoidospora auritora (Reinhardt) Lund wg Achillesa

Deltoidospora toralis (Leschik) Lund

Densosporites cf. *cerebralis* (Mädler) Lund

Densosporites fissus (Reinhardt) Schulz

Dictyophyllidites mortoni (de Jersey) Playford

et Dettmann

Leiotrilites mesozozicus (Thiergart) Schulz

Lycopodiacidites rhaeticus Schulz

Triancoraesporites ancorae (Reinhardt) Schulz

Uvaesporites reissingeri (Reinhardt) Lund

ziarna pyłku: *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp

cf. *Microcachryisporites doubingeri* Klaus – być może

ziarna redeponowane

Próbka 26 – głęb. 876,6 m, palinofacja „3” (spory 35%; ziarna pyłku 65%); ogólnie duża frekwencja spor i ziaren pyłku) – środowisko brakiczno-lagunowe;

spory: *Cingulizonates rhaeticus* (Reinhardt) Schulz

Concavisporites intrastratus (Nilsson) Arjang

Cyclogranisporites congestus Leschik

Densosporites fissus (Reinhardt) Schulz

Lycopodiacidites rhaeticus Schulz

cf. *Murospora* sp.

Nevisisporites sp.

Polycingulatisporites bicollateralis (Rogalska) Morbey

Retusotrilites mesozoicus Klaus

Tripartites mesozoicus Rogalska

Uvaesporites sp.

ziarna pyłku: *Qaqdreaquilina annelaeformis*

Maljavkina

Podocarpidites biformis Rouse

Próbka 27 – głęb. 929,7 m, ogólnie spectrum silnie zmienione, dużo SOM, przezroczyste tkanki, okazy o zmiennej morfologii; warunki płytkomorskie

spory: *Baculatisporites wellmanii* (Couper) Krutzsch

ziarna pyłku: *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp

Próbka 28 – głęb. 934,3 m przewaga SOM, palinofacja „5” – warunki płytkomorskie (offshore)

Próbka 29 – głęb. 941,5 m, palinofacja „3” (spory 17%; ziarna pyłku 83%) – przewaga ziaren pyłku – zatoki brakiczno-lagunowe

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Cookson)

Potonié

Baculatisporites wellmanii (Cookson) Krutzsch

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Lycopodiumsporites semimuris Danze-Corsin

et Laveine

Tripartites vetustus Schemel

Verrucosisporites sp.

ziarna pyłku: *Chordasporites platysaccus* Madler

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Próbka 30 – głęb. 953,6 m, parasekwencja III b – palinofacja „2” (spory 56%; ziarna pyłku 54%), liczne czarne SOM – środowisko międzypływowo-podpływowo;

Próbka 31 – głęb. 957,6 m, parasekwencja II a, palinofacja „3” (spory 52%; ziarna pyłku 48%) środowisko brakiczno-lagunowe

spory:

Baculatisporites comaumensis (Cookson) Potonié

Baculatisporites wellmanii (Couper) Krutzsch
Cingulizonates rhaeticus (Reinhardt) Schulz
Deltoidospora toralis Leschik var. *media* Nilsson
 cf. *Densosporites* sp.

Limbosporites lundblandii Nilsson

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Platyptera trilingua (Horst) Schulz

Tripartites mesozoicus Rogalska

ziarna pyłku: *Alisporites radialis* (Leschik) Lund

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp – silna korozja

Próbka 32 – głęb. 960,6 m, palinofacja „2” (spory 52%; ziarna pyłku 48%), przewaga czerni – zatoki, środowisko międzyżyłkowo-podżyłkowe

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Cookson)

Potonié

Baculatisporites wellmanii (Couper) Krutzsch

Murospora florida (Balme) Pocock

Platyptera sp.

Tripartites mesozoicus Rogalska

Próbka 33 – głęb. 963,4 m (spory 32%; ziarna pyłku 68%) – przybrzeże płytsze

Próbka 34 – głęb. 965,9 m (spory 32%; ziarna pyłku 68%) – środowisko międzyżyłkowo-podżyłkowe

Próbka 35 – głęb. 970,9 m (spory 34%; ziarna pyłku 66%) – środowisko międzyżyłkowo-podżyłkowe

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Cookson)

Potonié

Cingulizonathes marginatus (Mädler) Lund

cf. *Conbaculatisporites mesozoicus* Klaus

Deltoidospora toralis var. *media* (Nilsson) Lund

cf. *Densosporites* sp.

Leptolepidites reissingeri (Reinhardt) Lund

Lycopodiumsporites semimuris Danze-Corsin

et Laveine

Murospora florida (Balme) Pocock

ziarna pyłku: *Brachysaccus neomundanus* (Lund)

Mädler

Pinuspollenites globosaccus Filatoff

Pityosporites scaurus (Nilsson) Schulz

Ovalipollis sp.

Próbka 36 – głęb. 977,6 m, palinofacja „2”, środowisko brakiczno-lagunowe, ale ze względu na przewagę glonów deltowe

spory: cf. *Cingulizonathes* cf. *ineaqualis*

Concavisporites intrastratus (Nilsson) Arjang

Deltoidospora toralis (Leschik) Lund

Deltoidospora toralis var. *media* (Nilsson) Lund

Dictyophyllidites harrisii Couper

Leptolepidites major Couper

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Lycopodiumsporites gracilis Nilsson

Lycopodiumsporites sp.

ziarna pyłku: *Parvisaccites enigmatus* Couper

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Succinctisporites grandior Leschik

Próbka 37 – głęb. 984,3 m, palinofacja „2” (spory 38%; ziarna pyłku 62%), ogólnie materiał silnie skorodowany, przybrzeże płytsze

ziarna pyłku: *Pinaceae*–*Podocarpaceae*

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Pityosporites scaurus (Nilsson) Schulz

Próbka 38 – głęb. 987,5 m (spory 26%; ziarna pyłku 74%) przybrzeże płytsze;

spory: *Baculatisporites wellmanii* (Couper) Krutzsch

Deltoidospora toralis (Leschik) Lund

cf. *Densosporites*

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Lycopodiacidites austroclavatidites (Cookson) Potonié

Lycopodiumsporites semimuris Danze-Corsin

et Laveine

Tigrisporites scurrandus Norris

Trachysporites asper Nilsson

ziarna pyłku: *Alisporites* sp

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp (porównywal-

ny z *Pinuspollenites pinoides*)

cf. *Podocarpidites biformis* Achilles

Quadreaquilina anellaeformis Maljavkina

Schizosaccus keuperii Mädler

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson

Próbka 39 – głęb. 990,0 m, facja równi deltowej, mała frekwencja, przewaga SOM

Próbka 40 – głęb. 996,8 m, pojedyncze miospory, *Dinoflagellata*, brakiczne stabilne warunki morskie

Próbka 41 – głęb. 1003,7 m, (spory 25%, ziarna pyłku 75%), środowisko międzyżyłkowe

spory: *Deltoidospora toralis* var. *media* (Nilsson) Lund

Dictyophyllidites mortoni (de Jersey) Playford

et Dettmann

Leptolepidites major Couper

Lycopodiacidites rhaeticus Schulz

Lycopodiumsporites austroclavatidites (Cookson)

Potonié

Lycopodiumsporites semimuris Danze-Corsin

et Laveine

cf. *Retusotriletes mesozoicus* Klaus

? *Stereisporites cicatricosus* (Rogalska) Schulz

Zebrasporites interscriptus (Schulz) Schulz

ziarna pyłku: *Chordasporites platysaccus* Mädler

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Brenner

Próbka 42 – głęb. 1009,8 m

spory: *Lycopodiumsporites austroclavatidites*

(Cookson) Potonié

Lycopodiumsporites semimuris Danze-Corsin

et Laveine

ziarna pyłku: *Pinaceae* – *Podocarpaceae*

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson

Próbka 43 – głęb. 1023,5 m, woda głębsza (okazów brak, *Dinoflagellata*)

Próbka 44 – głęb. 1035,0 m (spory 15%; ziarna pyłku 85%) bardzo liczne spectrum, płytki zbiornik brakiczny

spory: *Apiculatispori ovalis* (Nilsson) Norris

Deltoidospora toralis (Leschik) Lund

cf. *Lycopodiacidites rhaeticus* Schulz

Lycopodiumsporites austroclavatidites (Cookson)

Potonié

ziarna pyłku: *Alisporites radialis* (Leschik) Lund

Chordasporites platysaccus Mädlar

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Pinuspollenites pinoides (Nilsson) Lund

Quadreaquilina annelaeformis Maljavkina

Próbka 45 – głęb. 1038,8 m (spory 21%; ziarna pyłku 79%)

– zatoka brakiczno-lagunowa

spory: *Cingulitoides infrapunctus* (Schulz) Morbey

Lycopodiacidites rhaeticus Schulz

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Murospora sp

Uvaesporites argenteaeformis (Bolkhovitina) Schulz

Uvaesporites cf. *sanguilentiformis*

ziarna pyłku: *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp

Pinuspollenites pinoides (Nilsson) Lund

Podocarpidites biformis Rouse

Quadreaquilina annelaeformis Maljavkina

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson

Próbka 47 – głęb. 1048,4 m (spory 41%; ziarna pyłku 59%)

spory: *Conbaculatisporites spinosus* (Mädlar) Lund

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Lycopodiumsporites austroclavatidites (Cookson)

Potonié

Lycopodiumsporites clavatoides (Couper) Tralau

Platyptera trilingual (Horst) Schulz

Zebrasporites interscriptus (Thiergart) Klaus

ziarna pyłku: *Alisporites robustus* Nilsson

Chordasporites platysaccus Madler

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Schismatosporites ovalis Nilsson

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson

Próbka 48 – głęb. 1055,5 m (spory 32%; ziarna pyłku 68%)

– zdominowany przez muł szelf dystalny

spory: *Lycopodiacidites rhaeticus* Schulz

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Zebrasporites interscriptus (Thiergart) Klaus

ziarna pyłku: *Pinaceae* – *Podocarpaceae*

Pinuspollenites minimus (Couper) Kemp

Sahnisporites sp.

Succinctisporites grandior Leschik

Próbka 49 – głęb. 1070,7 m, zdominowany przez muł szelf dystalny

spory: *Cingulizonates rhaeticus* (Reinhardt) Schulz

Concavisporites toralis (Leschik) Nilsson

Dictyophyllidites mortoni (de Jesrey) Playford

et Dettmann

Trachysporites asper Nilsson

Tripartites mesozoicus Rogalska

ziarna pyłku: *Alisporites radialis* (Leschik) Lund

Chordasporites platysaccus Madler

Podocarpidites cf. *P. ellipticus* Guy-Ohlson

Quadreaquilina annelaeformis Maljavkina

Próbka 50 – głęb. 1083,5 m (spory 52%; ziarna pyłku 48%)

– kanały rozprzodające – szelf dystalny

spory: *Carnisporites ornatus* Madler

Concavisporites toralis (Leschik) Nilsson

Deltoidospora toralis (Leschik) Lund

Murospora regularis Guy-Ohlson

ziarna pyłku: *Callialasporites minimus* (Tralau)

Guy-Ohlson

Succinctisporites sp. (zp T)

Próbka 51 – głęb. 1096,2 m (spory 88%; ziarna pyłku 12%)

– szelf dystalny

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Cookson)

Potonié

Conbaculatisporites mesozoicus Klaus

Concavisporites intrastratus (Nilsson) Arjang

Deltoidospora auritora (Reinhardt) Lund

Deltoidospora crassexina (Nilsson) Lund

Dictyophyllidites comaumensis (Cookson)

Lycopodiacidites rhaeticus Schulz

Polycingulatisporites bicollateralis (Rogalska) Morbey

Polycingulatisporites polymicroforatus (Orłowska-

Zwolińska) Lund

Trachysporites asper Nilsson

Zebrasporites interscriptus (Thiergart) Klaus

ziarna pyłku: *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson

Próbka 52 – głęb. 1099,0 m, bardzo mała frekwencja – warunki morskie

Próbka 53 – głęb. 1099,9 m, bardzo mała frekwencja – fragmenty czerni – warunki międzyplywowo-podplywowe równi

Próbka 54 – głęb. 1100,1 m, bardzo mała frekwencja – fragmenty czerni (STOM) – warunki międzyplywowo-podplywowe równi

Próbka 55 – głęb. 1102,6 m (spory 88%; ziarna pyłku 12%) – przybrzeże płytkie

spory: *Baculatisporites comaumensis* (Cookson)

Potonié

Conbaculatisporites baculatus Bharadway et Singh

Cosmosporites elegant Nilsson

Deltoidospora „scabratae”

Intrapunctisporites hians (Leschik) Lund

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Todisporites cinctus Orłowska-Zwolińska

Todisporites major Couper

Trachysporites fuscus Nilsson

ziarna pyłku: *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson

Próbka 56 – głęb. 1105,5 m, okazy pojedyncze (spory 78%; ziarna pyłku 22%) – osady międzyplywowo-podplywowe

spory: *Concavisporites* sp.

Próbka 57 – głęb. 1108,45 m, korozja, bardzo mała frekwencja, środowisko zatok brakiczno-lagunowych

Próbka 58 – głęb. 1109,9 m (spory 76%; ziarna pyłku 24%) – środowisko kanałów na równi

spory: *Cingulizonates rhaeticus* (Reinhardt) Schulz

Conbaculatisporites mesozoicus Klaus

Concavisporites toralis (Leschik) Nilsson

Concavisporites umbonatus (Bolchovitina) Arjang

Lophotriletes commissuralis (Kosanke) Potonié

et Kremp

Lycopodiacidites rugulatus (Couper) Schulz

Trachysporites asper Nilsson

Trachysporites cf. *sparsus* (Bharadwaj et Singh) Lund

ziarna pyłku: *Heliosaccus*

Próbka 59 – głęb. 1112,9 m (spory 73%; ziarna pyłku 23%)
– pojedyncze taksony – kanały, zatoki rozprzeczające

Próbka 60 – głęb. 1119,8 m spectrum liczne, ale miospor

brak – przybrzeże

Próbka 62 – głęb. 1130,5 m, materiał przezroczysty, brak miospor

Próbka 63 – głęb. 1133,5 m, materiał przezroczysty, brak miospor

Próbka 64 – głęb. 1137,3 m (spory 80%; ziarna pyłku 20%)
– środowisko lądowe.

Jolanta IWAŃCZUK

CHARAKTERYSTYKA MIKROPALEONTOLOGICZNA UTWORÓW JURY DOLNEJ

W otworze wiertniczym Gorzów Wielkopolski IG 1 osady jury dolnej obejmują interwał 757,77–1131,90 m (wg rdzenia). Na głęb. 1131,9–1138,6 m występują utwory ?he-tangu lub górnego retyku. Do badań mikropaleontologicznych pobrano liczne próbki zarówno z interwałów rdzenio-wanych, jak i nierdzeniowanych (próbki okruchowe). Ba-dany materiał w większości przypadku jest bardzo źle za-chowany, często przekrystalizowany i spirytyzowany, nato-miast próbki okruchowe są bardzo często zanieczyszczone fauną kredową. W niniejszej charakterystyce wykorzysta-no materiał zgromadzony w Archiwum Mikrofaunistycz-nym w postaci rezyduów oraz archiwalne orzeczenie z 1958 roku wykonane przez Kopika (1961).

Najstarsze omawiane utwory należą do formacji zagaj-skiej i skłobskiej i występują w interwale 1092,0–1138,6 m. W czterech próbkach (głęb. 1137,1 m, 1133,1–1136,1 m, 1131,0–1128,0 m, 1104,4 m) znaleziono mikrofaunę otwor-nicową, lecz ze względu na bardzo zły stan zachowania nie-możliwa była jej identyfikacja. W próbce z głęb. 1104,5 m znaleziono też zęby ryb rekinowatych *Hybodus*. W formacji ostrowieckiej, występującej od głębokości 1092,0 m do 980,0 m, nie znaleziono skorupki otwornicowych, nielicznie występują tylko igły gąbek. Jak wynika z opisu podob-nych utworów, występujących w obrzeżeniu Gór Święto-krzyskich, osady te są bardzo ubogie w mikrofaunę – z ob-szaru koneckiego w serii skłobskiej opisano otwornice z ro-dzaju *Haplophragmoides* oraz *Trochammina*. Również w wierceniach wykonanych na zachodnim Pomorzu (Jarko-wo, Melstowo) zespół otwornicowy tego interwału jest bar-dzo ubogi, zidentyfikowano tylko dwa gatunki: ?*Haplo-phragmoides* sp. oraz *Bathysiphon* sp. (Kopik, 1980).

Najbardziej zróżnicowany i liczny zespół otwornicowy występuje w utworach formacji gielniowskiej w interwale 914,5–980,0 m. Liczne taksony zostały zidentyfikowane w 9 próbkach. W dolnej części tej formacji (w interwale 969,0–967,0 m) w trzech próbkach oznaczono zespół zdomi-nowany przez formy z nadrodziny Nodosarioidea: *Dentalna* cf. *pseudocommunis* Franke, *Dentalna* sp., *Lenticulina* sp., *Lenticulina gottingensis* (Boronemann), *Marginulina prima* d'Orbigny, *Astaculus matutina* (d'Orbigny). Spotykane są również inne formy, takie jak: *Haplophragmoides* sp. div., *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus siliceus* (Terquem), *Conicospirulina* sp., *Rhabdammina* sp., *Trochammina cannin-gensis* Tappan. W badanym materiale znaleziono także mał-

żoraczki, młodociane formy ślimaków oraz liścionogi. Po-dobny zespół otwornicowy, z przewagą osobników z rodziny Nodosaridea, opisano z otworów Świnoujście 1 i Kamień Pomorski IG 1 (Kopik, 1980). Wiek osadów został określo-ny na najwcześniejszy dolny pliensbach.

W osadach nadległych, w interwale 958,5–966,3 m, wy-stępuje najbogatszy w całym otworze zespół otwornicowy. Zaobserwowano zdecydowanie mniejszy udział form z ro-dziny Nodosaridea, tylko nieidentyfikowalne *Dentaliny* i *Nodosarie*, natomiast stosunkowo licznie występują inne gatunki: *Glandulina* sp., *Ammodiscus siliceus* (Terquem), *Trochammina canningensis* Tappan, *Trochammina* ex gr *trifolium* (Egger), *Trochammina* sp., *Trochamminoides* sp., *Ja-culella liassica* Brand, *Eoguttulina liassica* ? (Strickland) liczne, *Paleopolymorphina* sp.?, *Bathysiphon* sp., *Crithioni-na* sp., *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Paleopolymorphia* sp., *Lituotuba* sp., *Haplophragmoides* sp., *Proteonina difflu-giformis* (Brogniar), *Ammodiscus siliceus* sp., *Recurvoides* sp. Ponadto stwierdzono liścionogi, licznie występują igły gą-bek. Zespół z przewagą form aglutynujących z takimi takso-nami, jak: *Ammodiscus siliceus* (Terquem), *Jaculella lias-sica* Brand, *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp. zaob-serwowano w utworach dolnego pliensbachu z Pomorza Zachodniego, w niecce szczecińskiej (otwory Choszczno IG 1, Drawno Geo 2) (Kopik, 1980), dlatego prawdopodobnie wiek tej części formacji gielniowskiej można określić na wczesny pliensbach.

W dwóch próbkach pobranych z głęb. 954,0–956,0 m obserwuje się w formacji gielniowskiej wyraźny spadek fre-kwencji mikrofauny zarówno pod względem ilościowym, jak i jakościowym. Występuje tam tylko *Trochammina* sp. oraz szczątki ryb.

W formacji komorowskiej (849,0–914,5 m) mikrofaunę stwierdzono tylko w stropowej partii formacji. Obecny jest tu *Ammodiscus siliceus* (Terquem), forma powszechnie występująca w polskiej jurze dolnej.

Formacja ciechocińska występuje od głęb. 767,0 do 849,0 m. W całym interwale mikrofauna otwornicowa jest spotykana sporadycznie, w spągu formacji znaleziono nie-identyfikowalne formy otwornic aglutynujących, a powyżej występują tylko pojedyncze taksony takie jak: *Ammodiscus siliceus* sp., *Trochammina* sp. oraz zęby ryb i igły gąbek.

W formacji borucickiej, na głęb. 757,0–767,0 m, mikro-fauna otwornicowej nie zidentyfikowano.

Anna MALISZEWSKA, Marta KUBERSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY DOLNEJ

Wprowadzenie

Prezentowane obecnie wyniki badań petrograficznych skał jury dolnej z otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 bazują głównie na analizie mikroskopowej 75 różnorodnych skał silikoklastycznych i węglanowych, na sitowej analizie granulometrycznej 42 próbek piaskowców i mułowców, na wynikach oznaczeń zawartości CaCO_3 i MgCO_3 w 84 próbkach skalnych i analizie minerałów ciężkich z 27 próbek (Teofilak, 1960). Dodatkowe badania skał ilastych metodą różnicowej analizy termicznej wykonali Ryka i Langier-Kuźniarowa, a cztery pełne analizy próbek skał ilastych i syderytowych (podobnie jak oznaczenia CaCO_3 i MgCO_3) przeprowadzono w Głównym Laboratorium Instytutu Geologicznego w latach sześćdziesiątych ubiegłego stulecia (Teofilak-Maliszewska, 1967). W 2006 roku badaniom petrograficznym poddano wybrane próbki skał syderytowych w ramach grantu MNiSW Nr 2 PO4D 008 27 „Petrologia jurajskich skał syderytowych na Niżu Polskim” (Maliszewska i in., 2007). Nowe badania obejmowały analizę mikroskopową odkrytych płytek cienkich z analizą barwnikową węglanów (Migaszewski, Narkiewicz, 1983), ponadto obserwacje skał w elektronowym mikroskopie skaningowym przeprowadzone przez zespół autorek grantu oraz analizę ilościową węglanów w mikrosondzie elektro- nowej z dyspersją energii (EDS) wykonaną przez L. Giro. Profil jury dolnej w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 jest reprezentowany głównie przez piaskowce, wśród których występują warstwy piasków, mułowców, iłowców oraz warstewki i konglomeraty syderytów (Dadlez, 1964a).

Charakterystyka petrograficzna skał

Piaskowce

Piaskowce jury dolnej są najczęściej skałami barwy szarej lub szarobrunatnej, drobno- lub średnioziarnistymi. Często są one kruche, porowate, z wyjątkiem zwięzłych warstw o spoiwie węglanowym. Pod mikroskopem wykazują strukturę psamitową lub aleurytowo-psamitową, teksturę bezładną lub kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem sieczki roślinnej. Udział poszczególnych frakcji ziarnowych w wybranych próbkach piaskowców przedstawiono w tabeli 5.

Są to niemal zawsze (z wyjątkiem formacji gielniowskiej) arenity kwarcowe, rzadziej – waki kwarcowe. Udział kwarcu w materiale detrytycznym wynosi co najmniej 80% obj., często nawet przekracza 90%. Ziarna kwarcu badane pod lupą dwuoczną są przejrzyste, błyszczące, o silnym połysku. Wielkość ziarn waha się zwykle w granicach

od 0,04 do 0,50 mm, najczęściej wynosi około 0,1–0,3 mm. Ziarna z drobnych frakcji są zawsze ostrokrawędziste, natomiast ziarna powyżej 0,3 mm średnicy są na ogół kanciaste lub półobtoczone. Większość ziarn reprezentuje kwarc monokrystaliczny o normalnym znikaniu światła, podrzędnie obserwuje się kwarc polikrystaliczny o znikaniu światła plamistym lub mozaikowym. Do tej grupy ziarn kwarcu, zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i in. (1972) zalicza się obecnie okruchy kwarcytów i rogowców, wymieniane w pracach Teofilak (1960) i Teofilak-Maliszewskiej (1967).

W materiale detrytycznym piaskowców występują nie-licznie ziarna skaleni: mikroklin z wyraźną strukturą kratkową, antypertyt mikroklinowy i kwaśne plagioklasy o zawartości od 28 do 35% An. Ziarna skaleni są zwykle ostrokrawędziste, niekiedy częściowo spelitizowane. Obok kwarcu i skaleni obserwowano blaszki muskowitu, brunatnego biotyту i zielonego chlorytu. Wyjątkowo duże blaszki biotyту dostrzeżono w piaskowcu mułowcowym z głębokości 1105,4 m (fig. 42A). W materiale detrytycznym występują także pojedyncze ziarna minerałów ciężkich oraz zwęglony detryt roślinny. Miejscami pojawiają się pojedyncze toczące zielonych i brunatnych iłów oraz szarych iłowców i mułowców (Dadlez, 1964a).

Spoivo opisywanych piaskowców najczęściej jest ilaste, reprezentowane przez drobne łuseczki kaolinitu i illitu – ma ono wtedy charakter stykowy (w arenitach) lub podstawowy (w wakach). Dostrzegano w nim również skupienia mikrokryształicznej krzemionki, wodorotlenków żelaza, materii organicznej i pirytu. Na ogół piaskowce zawierają nikły udział CaCO_3 i MgCO_3 , co wykazano w tabeli 6, lecz miejscami występują warstwy piaskowców o spoiwie porowym lub podstawowym, reprezentowanym przez minerały węglanowe. W profilach formacji zagajskiej i ostrowieckiej na głębokościach 1132,2 m (fig. 42B) i 1083,4 m stwierdzono piaskowce o grubokrystalicznym cemencie kalcytowym (26,0–34,0% wag. kalcytu, 1,2–2,0% dolomitu). W profilu formacji skłobskiej na głębokościach 1111,4 i 1111,8 m dostrzeżono piaskowce o średniokrystalicznym cemencie dolomitowym (fig. 42C; fig. 43). W próbce z głębokości 1111,4 m występują drobne, mikrytowe okruchy skalne (fig. 44). Analiza EDS w trzech osobnikach węglanowych w spoiwie piaskowca i w okruchu wykazała, że reprezentują one Fe-dolomit o zawartości CaCO_3 – 53,05–56,94% mol, MgCO_3 – 29,20–38,49%, FeCO_3 – 4,25–16,39% i MnCO_3 – 0,53–1,80% (tab. 7). Próbką piaskowca z głębokości 1111,8 m zawiera 30,7% wag. dolomitu i 6,8% kalcytu.

W piaskowcach formacji skłobskiej na głębokości 1115,1 m występuje warstewka dolomitu mikrytowego o wielkości kryształów w granicach 1–10 μm (fig. 45). Analiza EDS wykazała w mikrycie zawartość CaCO_3 – 52,95% mol., MgCO_3 – 46,18% i FeCO_3 – 0,87% (tab. 7). Badany osobnik mikrytu ma skład chemiczny dolomitu słabo żelazi-

Tabela 5

Uziarnienie piaskowców jury dolnej [mm]
Granulation of the Lower Jurassic sandstones [mm]

Formacja (wiek)	Nr próbki	Głębokość [m]	Zawartość frakcji [% wag.]						
			>0,5	0,5–0,4	0,4–0,3	0,3–0,2	0,2–0,1	0,1–0,06	<0,06
Borucicka (toark górny)	24a	755,9	3,1	14,1	26,7	31,7	14,5	1,3	8,6
	25	756,0	0,2	1,8	13,2	53,4	22,2	1,3	7,9
	25a	756,3	27,6	5,5	16,4	27,3	10,5	0,9	11,8
	26	757,4	1,7	0,4	4,3	25,3	21,4	5,1	41,8
	89	759,5	0,9	0,4	0,5	12,5	73,0	4,5	8,2
	88	760,6	0,6	0,2	0,6	9,2	69,8	4,2	15,4
	87	760,7	–	0,1	0,3	26,6	64,7	4,3	4,0
	86	764,5	0,8	0,5	3,6	48,3	42,0	1,1	3,7
Komorowska (pliensbach górny)	55	898,8	0,1	0,3	1,1	13,2	79,4	3,7	2,2
	54	903,9	0,8	1,1	6,5	38,5	36,7	9,1	7,3
	53	909,3	9,8	6,9	29,8	28,9	18,2	0,8	5,6
Gielniowska (pliensbach dolny)	52	915,1	1,0	2,8	14,0	51,1	17,4	0,5	13,2
	51	921,6	12,1	0,9	2,4	47,1	27,4	0,6	9,5
	50	924,7	0,3	1,3	9,6	35,0	35,4	2,8	15,6
	49	931,3	4,8	0,6	3,4	22,2	25,0	8,1	35,9
	48	940,9	–	–	0,2	6,8	83,2	7,6	2,2
	46	956,9	–	0,1	0,2	0,8	10,3	70,0	18,6
	44	960,5	0,1	0,2	0,4	1,6	7,1	55,3	35,3
	34a	937,5	3,5	–	7,5	26,2	15,9	1,7	45,1
	34	976,3	2,2	1,9	6,9	27,5	42,7	4,8	14,0
	33	778,8	0,1	0,2	0,4	1,9	31,0	34,4	32,0
Ostrowiecka (synemur)	32a	981,0	11,3	9,2	19,5	43,2	14,0	0,6	2,2
	30	991,3	–	0,1	0,2	1,6	38,6	40,4	19,1
	29	1003,5	0,1	0,2	0,4	1,9	31,0	34,4	32,0
	28a	1029,2	0,2	0,3	2,6	60,2	32,0	1,5	3,2
	26	1042,1	0,2	0,4	0,8	2,5	14,3	53,8	28,0
	25	1043,6	0,1	0,4	0,6	1,8	13,9	79,6	3,6
	23	1048,7	0,1	0,2	0,7	8,8	38,2	34,2	17,8
	21a	1065,5	0,1	1,0	10,0	55,1	28,4	2,9	2,5
	21	1075,6	6,1	15,2	50,1	17,5	7,1	1,0	3,0
	19a	1095,0	2,1	8,2	43,6	25,0	11,0	1,1	3,0
	19	1096,5	–	0,1	0,4	1,2	9,2	77,3	11,8
Skłobska (hetang środkowy i górny)	18a	1102,0	10,1	1,6	13,9	34,8	29,3	2,1	8,2
	12	1111,0	0,9	0,5	0,9	2,6	16,4	56,2	22,5
	10	1112,5	1,2	0,9	2,1	5,9	57,3	22,9	9,7
	7	1115,0	6,4	4,4	77,0	8,0	47,7	11,8	14,7
Zagajska (hetang dolny)	5	1119,8	0,2	0,4	0,9	5,8	71,7	10,7	10,3
	4	1120,3	0,6	0,3	0,6	3,9	61,8	17,6	15,2
	3	1121,2	0,2	0,2	0,8	9,9	71,6	7,3	10,0
	2	1123,5	0,5	0,2	0,6	5,9	69,5	13,0	10,3
	1	1132,4	48,2	19,6	11,5	7,2	4,4	0,6	8,5

stego, nie zawierającego manganu. Minerale ilaste towarzyszące dolomitowi są tu reprezentowane przez illit.

W piaskowcach formacji skłobskiej, na głębokości 1106,1 m, oraz formacji ostrowieckiej, na głębokościach 1096,2 i 1036,2 m, stwierdzono obecność sferolitów syderytowych typu konkretyjnego i cementacyjnego. Sferolity wykazują strukturę promienistą, ich centra są ciemne, obrzeża jasnobrunatne, brzegi postrzępione. Miejscami są one ułożone w warstewki. Wśród piaskowców for-

macji zagajskiej występuje cienka warstewka węgla, przeławiconą iłowcem węglistym.

W dużej grupie piaskowców jury dolnej wyróżniają się piaskowce formacji gielniowskiej. Są to skały szarobrunatne, szarozółte lub szarozielone, drobno-, średnio- lub nierówno uziarnione, o teksturze bezładnej. Zawierają one warstewki mułowców, iłowców i syderytów ilastych oraz konkrety i przerosty syderytowe (fig. 46, 47). Są to niemal zawsze piaskowce kwarcowe, w których ziarna skaleni są

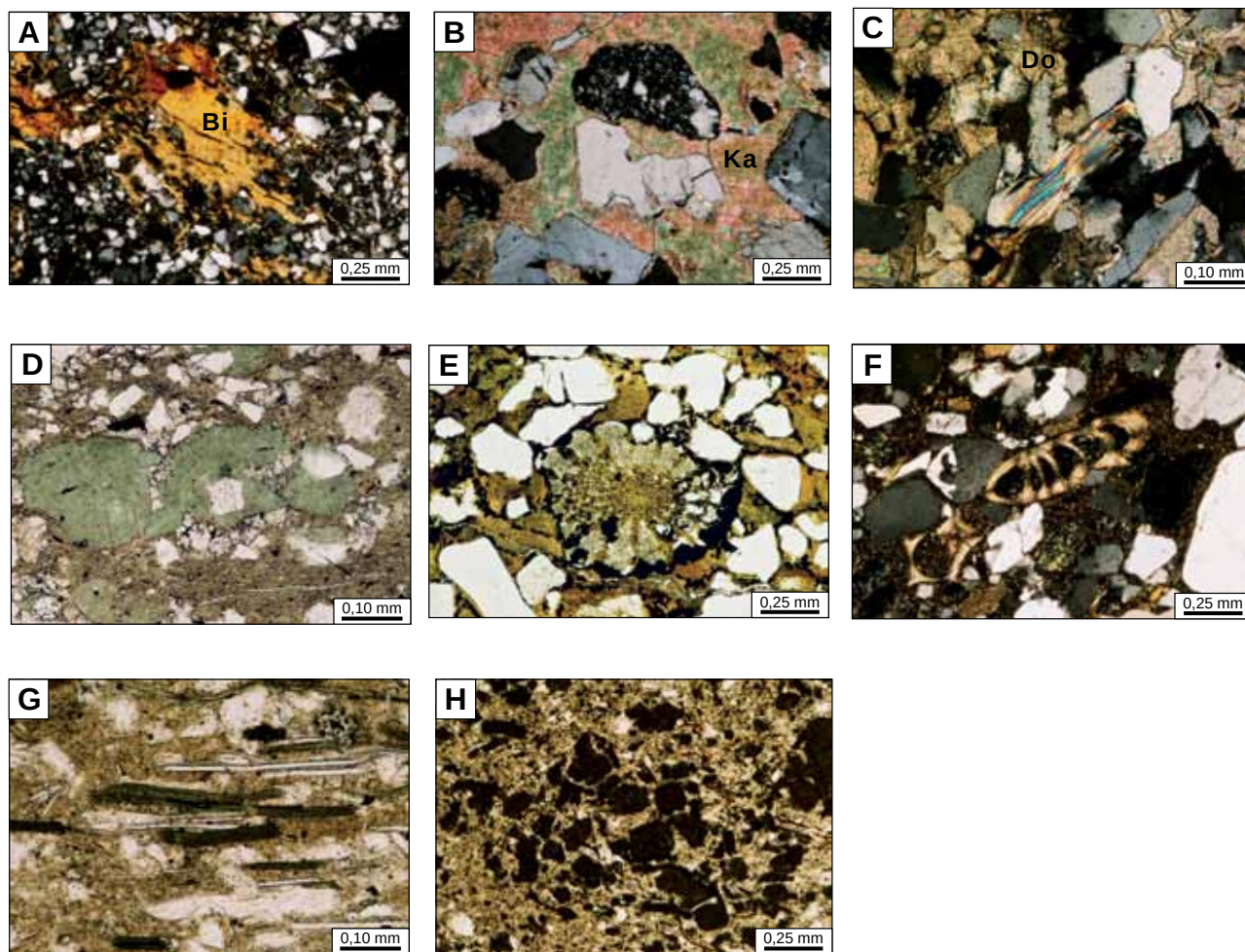


Fig. 42. Utwory jury dolnej

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – fragment piaskowca mułowcowego z dużymi blaszkami biotytu (Bi); formacja skłobska, głęb. 1105,4 m; nikole skrzyżowane; **B** – gruboziarnisty arenit kwarcowy z podstawowym spoiwem kalcytowym (Ka); formacja zagajska, głęb. 1132,2 m; nikole skrzyżowane; **C** – drobnoziarnisty arenit kwarcowy z podstawowym spoiwem dolomitowym (Do); formacja skłobska, głęb. 1111,8 m; nikole skrzyżowane; **D** – toczące zielonych skał szamozytowych (berthierynowych?) w piaskowcu ilasto-syderytowym; formacja gielniowska, głęb. 970,5 m, bez analizatora; **E** – fragment średnioziarnistego piaskowca szamozytowo-syderytowego; w centrum widoczny przekrój przez kolec jeżowca, złożony z kalcytu, szamozytu i piryty; formacja gielniowska, głęb. 967,0 m; bez analizatora; **F** – kalcytowa skorupka otwornicy w piaskowcu syderytowym, pustki w skorupce są wypełnione szamozytem; formacja gielniowska, głęb. 968,0 m; nikole skrzyżowane; **G** – mułowiec ilasto-syderytowy z licznymi blaszkami muskowitu i biotytu; formacja ciechocińska, głęb. 774,5 m; bez analizatora; **H** – fragment iłowca z licznymi okruchami brunatnych syderytów; formacja ciechocińska, głęb. 804,5 m; bez analizatora

Lower Jurassic deposits

Photographs taken in optical microscope. **A** – fragment of silty sandstone with great flakes of biotite (Bi); Skłoby Formation, depth 1105.4 m; crossed nicols; **B** – coarse grained quartz arenite with basal calcite cement (Ka); Zagaje Formation, depth 1132.2 m; crossed nicols; **C** – fine grained quartz arenite with basal dolomite cement (Do); Skłoby Formation, depth 1111.8 m; crossed nicols; **D** – clay balls of green chamoisitc rocks (berthierine?) in clayey – sideritic sandstones; Gielniów Formation, depth 970.5 m, without analyser; **E** – fragment of medium grained, chamoisitc – sideritic sandstone; section of echinoid spike composed of calcite, chamoisite and pyrite in centre is visible; Gielniów Formation, depth 967.0 m; without analyser; **F** – calcitic shell of foraminifer in sideritic sandstone, voids in shell are filled with chamoisite; Gielniów Formation, depth 968.0 m; crossed nicols; **G** – clayey-sideritic siltstone with numerous flakes of muscovite and biotite; Ciechocinek Formation, depth 774.5 m; without analyser; **H** – fragment of claystone with numerous clasts of brown siderites; Ciechocinek Formation, depth 804.5 m; without analyser

Tabela 6
Udział węglanów CaCO_3 i MgCO_3 w silikoklastycznych
skalach jury dolnej [% wag.]

Content of carbonates CaCO_3 and MgCO_3
in the Lower Jurassic silicoclastic rocks [wt. %]

Formacja (wiek)	Nr próbki	Głębokość [m]	CaCO_3	MgCO_3
Borucicka (toark górny)	89	759,5	3,2	1,0
	87	760,7	2,4	0,7
	85	769,0	2,0	2,0
Ciechocińska (toark dolny)	84	771,2	2,4	1,7
	83	774,5	2,8	1,5
	82	775,5	4,0	3,4
	81	777,2	3,3	4,4
	80	778,6	8,6	5,5
	79	785,4	3,8	4,2
	78	788,6	1,0	2,4
	77	793,6	1,0	2,2
	76	794,3	1,0	1,1
	75	795,2	1,2	3,0
	74	799,2	3,4	4,7
	73	801,4	1,2	3,6
	72	804,5	1,2	3,0
	71	808,5	1,4	2,4
	70	809,5	1,2	2,5
	69	812,6	0,8	3,0
	68	814,0	1,6	2,4
	67	815,0	0,8	1,3
	66	818,3	1,4	2,8
	65	822,0	1,2	3,0
	64	826,0	1,2	2,9
	63	831,3	1,0	3,2
	62	835,1	1,2	1,9
Komorowska (plienbach górny)	61	837,2	6,5	2,2
	60	841,2	1,1	1,9
	59	847,7	1,0	2,4
	58	855,9	1,0	1,0
	57	865,8	0,9	1,9
Gielniowska- (plienbach dolny)	56	878,2	0,8	1,9
	55	898,8	1,2	0,3
	54	903,9	2,0	0,3
	53	909,3	1,8	0,1
	52	915,1	1,8	0,4
	51	921,6	1,0	0,4
	50	924,7	1,0	0,4
	49	931,3	1,5	0,3
	48	940,9	0,4	0,1
	47	942,4	0,4	0,1
	46	956,9	0,8	0,8
	45	960,1	10,7	4,4
	44	960,5	0,6	0,5
	43	961,5	0,5	1,4
	42	965,2	1,2	0,3
	41	965,3	7,2	5,8
	40	967,0	0,8	1,0
	39	968,0	5,6	5,4
	38	970,0	20,4	10,7
	37	970,8	5,6	5,3
Ostrowiecka (synemur)	36	971,4	10,4	7,5
	35	972,8	17,6	12,3
	34	976,3	0,8	0,3
	33	978,8	0,8	0,3
	32	984,3	0,6	1,3
	31	986,8	0,6	1,3
	30	991,0	0,6	0,2
	29	1003,5	0,6	0,2
	28	1029,2	0,8	0,7
	27	1036,2	0,6	0,2
	26	1042,1	0,6	0,2
	25	1043,6	0,8	0,4
Skłobska (hetang środkowy i górny)	24	1047,8	0,6	0,3
	23	1048,7	0,8	0,2
	22	1054,3	0,6	0,2
	21	1075,6	1,3	0,2
	20	1083,4	20,7	0,9
	19	1096,5	0,6	0,2
	18	1103,6	0,8	1,4
	16	1105,4	2,0	1,2
	15	1106,1	9,2	4,5
	14	1108,4	4,6	3,7
Zagajska (hetang dolny)	13	1109,6	5,8	4,3
	12	1111,0	2,8	2,5
	11	1111,8	23,5	14,0
	10	1112,5	1,7	1,1
	9	1112,8	5,4	4,5
	8	1113,5	5,0	2,2
	7	1115,0	5,4	2,9
	5	1119,8	0,3	0,4
	3	1121,2	0,5	0,3
	2	1123,5	0,4	0,2
	1	1132,4	35,0	0,3

nieliczne, częściej natomiast pojawiają się blaszki łyszczyków. Miejscami w materiale detrytycznym obserwuje się drobne okruchy syderytów i skał szamoytowych (fig. 42D). Niekiedy z uwagi na większy udział wymienionych okruchów, piaskowce określono jako sublityczne. Po wszecnie występują tu również drobne szczątki fauny, wśród których wyróżniono muszle małżów, skorupki otwornic i okruchy szkarłupni (fig. 42E, F). Bioklasty są zbudowane z kalcytu (barwiącego się różowo w płynie Evamy'ego), miejscami częściowo zastąpionego syderople-

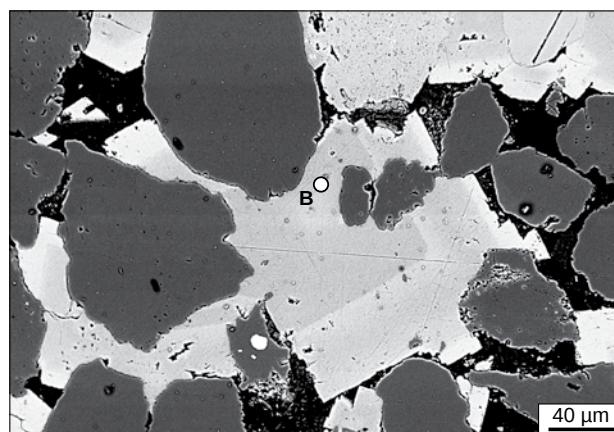


Fig. 43. Fragment piaskowca o cemencie dolomitowym

Obraz BSE z mikroskopu elektronowego; B – punkt analizy (Fe-dolomit, tab. 7). Formacja skłobska, głęb. 1111,4 m

Fragment of sandstone with dolomite cement

Backscattered elektron image; B – analysis point (Fe-dolomit, Tab. 7). Skłoby Formation, depth 1111.4 m

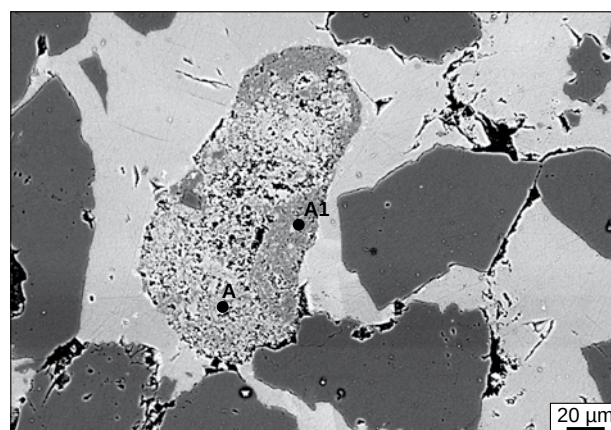


Fig. 44. Okruch dolomicrytu w piaskowcu dolomitowym

Obraz BSE z mikroskopu elektronowego; A, A1 – punkty analizy (Fe-dolomit, tab. 7). Formacja skłobska, głęb. 1111,4 m

Clast of dolomicrite in dolomititic sandstone

Backscattered elektron image; A, A1 – analyse points (Fe-dolomite, Tab. 7). Skłoby Formation, depth 1111.4 m

system, ankerytem lub szamozytem. Występują tu również zwęglone szczątki roślinne.

Spoiwo opisywanych piaskowców złożone jest z zielonego minerału ilastego, zwyczajowo określonego jako szamozyt. Niewykluczone jednak, że jest to berthieryn, który stwierdzono rentgenograficznie powyżej, w piaskowcach jury środkowej. Pospolitymi składnikami spoiwa są drobne romboedry syderoplesytu, miejscami także ankerytu (tab. 7). Romboedry syderoplesytu odznaczają się oscylacyjną budową pasową, zaznaczoną zmianami zawartości żelaza i magnezu (fig. 48). Skład cząsteczkowy syderoplesytu, zbadany w mikroobszarach waha się w następujących granicach: FeCO_3 – 72,88–77,90% mol., MgCO_3 – 12,42–14,36%, CaCO_3 – 7,51–14,70%, MnCO_3 – 0,00–0,23%. W tle szamozytowo-węglanowym występuje również illit, a miejscami widoczne są drobne skupienia pirytu.

W piaskowcach formacji gielniowskiej, z głębokości 970,8 m i 967,0 m dostrzeżono dość liczne, kuliste i elipsoidalne pseudoooidy szamozytowe o najczęstszej średnicy 0,2–0,4 mm, miejscami dochodzącej do 0,9 mm. W ich centrach tkwią niekiedy ziarna kwarcu, bioklasty lub okruszki skał szamozytowych. Szamozyt przy brzegach pseudoooidów całkowicie bywa zastąpiony przez syderoplesyt oraz ankeryt lub Fe-dolomit (fig. 49).

Piaskowce formacji ciechocińskiej i borucickiej, występujące powyżej skał formacji gielniowskiej, to drobno- i średnioziarniste arenity lub waki kwarcowe. Udział kwarcu obejmuje co najmniej 90% obj. szkieletu ziarnowego. Ziarna skaleni (mikroklinu i kwaśnych plagioklazów) występują nielicznie, częściej dostrzega się blaszki muskowitu i biotyty. Miejscami pojawiają się drobne okruszki syderytów ilastych i skał szamozytowych. Spoiwo piaskowców jest ilaste, złożone z illitu i kaolinitu, często zawiera drobne romboedry syderoplesytu i skupienia ziemistego pirytu.



Fig. 45. Dolomit mikrytowy

Obraz BSE z mikroskopu elektronowego; B – punkt analizy (dolomit, tab. 7); Formacja skłobska, głęb. 1115,1 m

Micritic dolomite

Backscattered elektron image; B – analysis point (dolomite, Tab. 7). Skłoby Formation, depth 1115.1 m

Tabela 7

Skład chemiczny (EDS) węglanów [% wag., % mol.]

Chemical composition (EDS) of carbonates [wt. %, mol %]

Głębokość [m]	Typ skały	Obiekt analizy	Punkt analizy	Fe [% wag.]	Mg [% wag.]	Ca [% wag.]	Mn [% wag.]	Si [% wag.]	O [% wag.]	C [% wag.]	Suma [% wag.]	FeCO_3 [% mol.]	MgCO_3 [% mol.]	CaCO_3 [% mol.]	MnCO_3 [% mol.]
963,9	pc sy	spar, Sdp	A	37,65	4,11	3,01	0,11	0,00	43,56	10,83	99,26	77,90	14,36	7,51	0,23
963,9	pc sy	spar, Ak	B	8,54	6,89	22,64	0,00	0,00	49,09	12,41	99,58	17,98	24,51	57,51	0,00
970,8	pc sy	spar, ooid, Fe-Do	A	6,30	7,84	23,70	0,44	0,00	49,56	12,39	100,22	12,97	27,27	58,85	0,91
970,8	pc sy	spar, Sdp	B	35,31	3,56	5,90	0,00	0,00	43,85	10,90	99,51	72,88	12,42	14,70	0,00
1111,4	pc do	mikrospar, Fe-Do	A	5,65	8,13	22,41	0,75	0,00	50,30	12,83	100,07	12,06	29,20	56,94	1,80
1111,4	pc do	mikrospar, Fe-Do	A1	2,24	11,24	22,54	0,72	0,00	51,70	12,93	101,38	4,25	38,49	55,77	1,49
1111,4	pc do	spar, Fe-Do	B	7,80	8,60	21,17	0,22	0,00	49,20	12,31	99,29	16,39	30,03	53,05	0,53
1115,1	do	mikryt, Do	B	0,38	12,88	20,81	0,00	0,97	52,63	13,00	100,68	0,87	46,18	52,90	0,00

Alk – ankeryt; Do – dolomit; Fe-Do – dolomit żelazisty; Sdp – syderoplesyt; pc do – piaskowiec dolomityczny; pc sy – piaskowiec syderytowy; do – dolomit

Próbki z głęb. 1115,1 i 1111,4 m – formacja skłobska; próbki z głęb. 970,8 i 963,9 m – formacja gielniowska

Alk – ankeryt; Do – dolomite; Fe-Do – ferrous dolomite; Sdp – sideroplesite; pc do – dolomitic sandstone; pc sy – syderitic sandstone; do – dolomite

Samples from depth 1115.1 i 1111.4 m – Skłoby Formation; samples from depth 970.8 i 963.9 m – Gielniów Formation.

Fig. 46. Fragment piaskowca o spoiwie ilasto-syderoplesytowym

Obraz BSE z mikroskopu elektronowego; Q – kwarc, Kfs – skaień potasowy, białe romboedry – syderoplesyt; formacja gielniowska, głęb. 963,9 m

Fragment of sandstone with clayey-sideroplesitic cement

Backscattered elektron image; Q – quartz, Kfs – K-feldspar, white rhombhedrons–sideroplesite; Gielniów Formation, depth 963.9 m

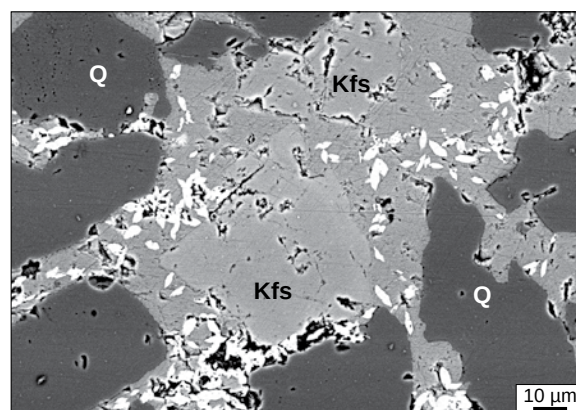


Fig. 47. Fragment warstewki syderytowej w piaskowcu z fig. 46

Obraz BSE z mikroskopu elektronowego; Q – kwarc, A – punkt analizy (syderoplesyt, [tab. 3](#)), Kl – kaolinit w ziarnie skaenia, Zr – cyrkon; formacja gielniowska, głęb. 963,9 m

Fragment of sideritic lamina in sandstone from [Fig. 46](#).

Backscattered elektron image; Q – quartz, A – analysis point (sideroplesite, [tab. 3](#)), Kl – kaolinite in feldspar grain, Zr – zircon; Gielniów Formation, depth 963.9 m

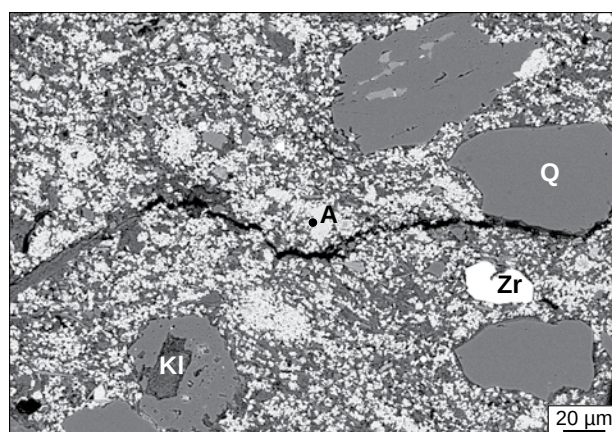


Fig. 48. Kryształy syderoplesytu z oscylacyjną budową pasową w piaskowcu

Obraz BSE z mikroskopu elektronowego; formacja gielniowska, głęb. 970,8 m

Sideroplesite cristals with oscillating belt texture in sandstone

Backscattered elektron image; Gielniów Formation, depth 970.8 m

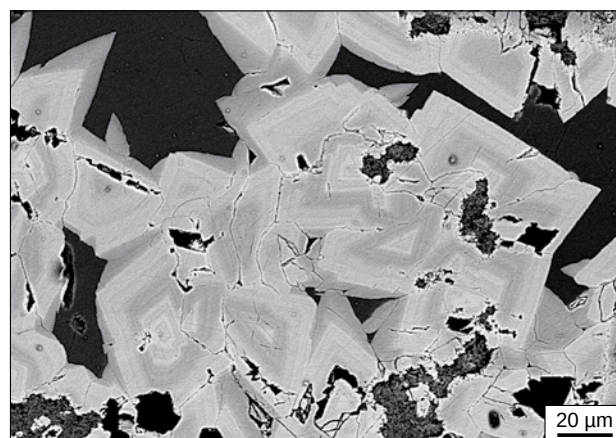
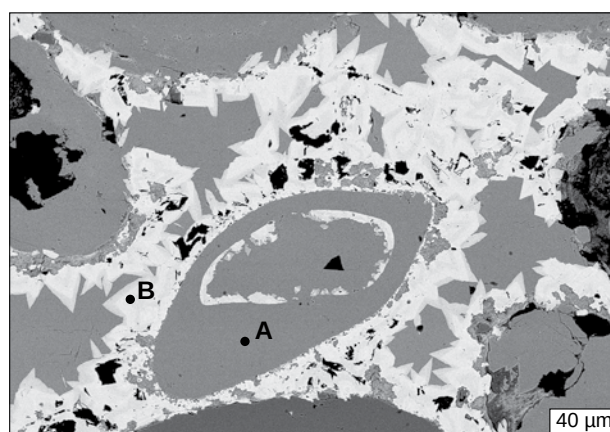


Fig. 49. Fragment piaskowca syderytoplesytowego z pseudoooidem pierwotnie szamozytowym

Obraz BSE z mikroskopu elektronowego; A, B – punkty analiz (Fe-dolomit i syderoplesyt, [tab. 7](#)); formacja gielniowska, głęb. 970,8 m

Fragment of sideroplesitic sandstone with primary chamoisitc pseudoooid

Backscattered elektron image; A, B – analyse points (Fe-dolomite and sideroplesite, [Tab. 7](#)); Gielniów Formation, depth 970.8 m



Na **figurze 50** w celach porównawczych przedstawiono skład chemiczny badanych w EDS minerałów węglanowych z wybranych próbek skał jury dolnej i środkowej otworu Gorzów Wielkopolski IG 1.

W trzech próbkach piaskowców syderytowych formacji gielniowskiej (głęb. 972,0 m, 968,4 m, 963,9 m) oznaczono skład izotopowy węgla i tlenu w spoiwie syderoplesytowym. Oznaczenia wykonał prof. S. Hałas w Instytucie Fizyki na Uniwersytecie im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB są zbliżone, wahają się w granicach od $-6,51$ do $-9,03$ ‰PDB (Maliszewska i in., 2007). Wydaje się, że analizowane syderoplesyty krystalizowały głównie w strefie mikrobiologicznej metanogenezy, w której źródłem CO_2 była bakteryjna fermentacja składników organicznych (Irvin i in., 1977; Morad, 1998). Wartości $\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB wahają się w niewielkim przedziale od $-2,62$ do $-3,70$ ‰PDB, co stanowi wartości $27,04$ – $28,15$ ‰SMOW. Wyniki oznaczeń nie są jednoznaczne. Przypuszczalnie wody porowe, z których krystalizowały syderoplesyty miały charakter wód mieszanych, zasolonych i częściowo słodkich. Jeśli przyjąć wartość $\delta^{18}\text{O}$ ‰SMOW wody porowej $+1\%$ (Carothers i in., 1988), krystalizacja

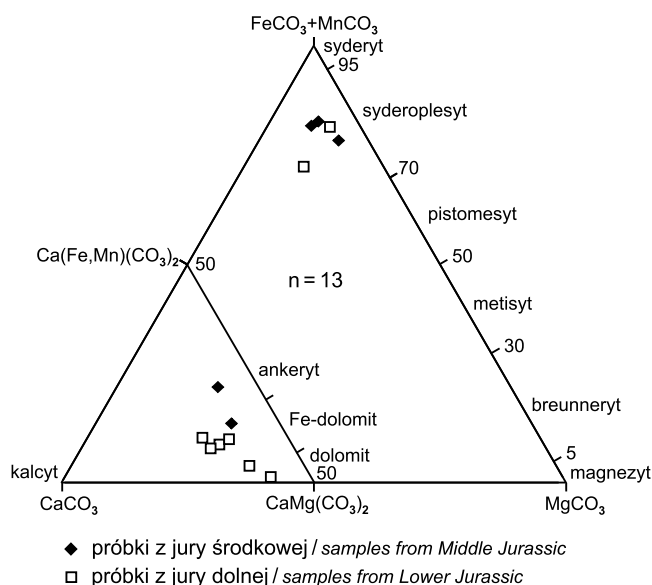


Fig. 50. Minerale węglanowe w skałach jury dolnej i środkowej w diagramie $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$ wg Bolewskiego (1982)

n – liczba analiz

Carbonate minerals in the Lower and Middle Jurassic rocks in $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$ diagram according to Bolewski (1982)

n – analysis count

syderoplesytów mogła mieć miejsce w temperaturach bliskich 1000°C .

Z frakcji $0,06$ – $0,20$ mm 29 próbek piaskowców i mułowców piaszczystych wyodrębniono w bromoformie ich frakcję ciężką. Stwierdzono w niej ziarna minerałów nieprzezroczystych (magnetyt i ilmenit) w ilości $57,0$ – $86,3\%$ obj., autogeniczny piryt w ilości 0 – $90,1\%$ obj. oraz ziarna minerałów przezroczystych od $2,7$ do $50,1\%$. Udział poszczególnych minerałów przezroczystych, po przeliczeniu na 100% , zawarto w **tabeli 8**.

Cyrkon ($12,9$ – $77,6\%$ obj.) występuje powszechnie, w postaci bezbarwnych lub żółtawych słupków, wykształconych euhedralnie, często lekko obtoczonych; najczęściej ziarna jego występują we frakcji $0,06$ – $0,10$ mm.

Turmalin ($1,9$ – $29,6\%$) występuje w postaci słabo obtoczonych słupków, wykazujących pleochroizm w barwach oliwkowych lub brunatnych. Słupki te są zwykle dużo większe od ziarn cyrkonu (średnio $0,14$ mm).

Rutyl ($0,0$ – $18,1\%$) obserwowano najczęściej w postaci wydłużonych słupków o zabarwieniu bursztynowym lub czerwobrunatnym.

Granaty ($0,0$ – $48,2\%$) występują wyłącznie w postaci ostrokrawędzistych fragmentów większych ziarn; bywają bezbarwne i różowe.

Staurolit ($0,0$ – $32,2\%$) zawsze jest wykształcony anhedralnie, słabo obtoczony. Cechuje go wyraźny pleochroizm w barwach żółtawych.

Dysten ($0,0$ – $14,7\%$) pojawia się w postaci płaskich, wydłużonych tabliczek o wyraźnej dwukierunkowej łupliwości.

Apatyt ($0,0$ – $16,8\%$) obserwowano w postaci krótkich słupków z obtoczonymi krawędziami.

Tytanit ($0,0$ – $8,5\%$) zanotowano tylko w próbce z głęb. $1065,5$ m (formacja ostrowiecka).

Sylimanit ($0,0$ – $1,7\%$) zaobserwowano tylko w jednej próbce z głęb. $915,1$ m w postaci odmiany fibrolitowej (formacja gielniowska).

Mułowce

Skały te współwystępują z piaskowcami, tworząc wśród nich warstewki lub laminy. Są one szare, żółtawe, białawe (Dadlez, 1964a). Odznaczają się nierównoziarnistą strukturą pelitowo-aleurytową, teksturą bezładną lub kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem blaszek łyszczyków (**fig. 42G**). Są to mułowce kwarcowe o najczęstszej średnicy ziarn $0,03$ – $0,05$ mm, ziarna skaleni obserwowano sporadycznie. Występują tu drobne, zwęglone fragmenty roślinne, miejscami skupienia materii organicznej i pirytu. Spoiwo o charakterze podstawowym, rzadziej – stykowym, tworzy pelit ilasty, zawierający niekiedy drobne romboedry minerałów węglanowych.

Tabela 8

Zawartość przezroczystych minerałów ciężkich w piaskowcach i mułowcach jury dolnej [% obj.]

Content of transparent heavy minerals in the Lower Jurassic sandstones and siltstones [vol. %]

Formacja (wiek)	Nr próbki	Głębokość [m]	Cyrkon	Turmalin	Rutyl	Granat	Staurolit	Dysten	Apatyt	Tytanit	Sylimanit
Borucicka (toark górny)	24a	755,9	30,4	19,6	18,1	19,6	7,4	3,4	1,5	–	–
	26	757,4	57,7	14,4	–	13,5	5,3	9,1	–	–	–
	88	760,6	50,1	3,2	2,3	32,0	3,2	3,2	6,0	–	–
	87	760,7	37,2	18,3	1,0	30,1	5,4	4,5	3,5	–	–
	86	764,5	38,2	1,9	13,2	36,3	1,9	6,6	1,9	–	–
Komorowska (toark dolny)	55	898,8	37,6	18,3	1,5	26,0	10,6	1,5	4,5	–	–
	54	903,9	52,6	13,5	–	20,9	4,3	–	8,7	–	–
	53	909,3	40,8	15,5	–	25,2	7,4	–	11,1	–	–
Gielniowska (pliensbach dolny)	52	915,1	41,9	17,4	3,4	21,3	10,9	3,4	–	–	1,7
	51	921,6	34,0	6,2	–	48,2	5,4	2,8	3,4	–	–
	48	940,9	45,8	20,5	–	13,3	4,4	11,6	4,4	–	–
	46	956,9	40,0	26,0	–	19,0	9,0	–	6,0	–	–
	34a	973,5	43,0	18,2	3,1	31,0	–	–	4,7	–	–
Ostrowiecka (synemur)	32a	981,0	30,6	29,6	–	24,5	9,2	–	6,1	–	–
	30	991,3	39,6	26,6	–	25,2	4,3	–	4,3	–	–
	29	1003,5	26,2	25,6	4,0	23,1	5,5	–	15,6	–	–
	28a	1029,2	61,5	4,3	1,3	23,0	7,6	–	2,3	–	–
	25	1043,6	72,0	8,7	–	5,6	5,3	–	8,4	–	–
	21a	1065,5	53,3	14,0	–	11,2	2,5	–	16,5	8,5	–
	21	1075,6	77,6	22,4	–	–	–	–	–	–	–
	19a	1095,0	12,9	3,9	–	13,1	3,5	3,9	11,5	–	–
Skłobska (hetang środkowy i górny)	18a	1102,0	61,3	12,6	–	21,8	–	–	4,3	–	–
	12	1111,0	53,4	5,2	–	32,2	32,2	1,2	16,8	–	–
	10	1112,5	53,4	4,0	1,6	31,0	2,3	–	7,7	–	–
	7	1115,0	56,4	4,2	3,2	29,8	0,7	–	5,7	–	–
Zagajska (hetang dolny)	5	1119,8	50,0	8,9	–	33,6	4,1	1,7	1,7	–	–
	4	1120,8	49,0	12,3	–	25,5	6,8	–	6,4	–	–
	3	1121,2	50,2	20,9	1,8	17,8	2,2	–	8,0	–	–
	1	1132,2	30,6	23,5	–	23,2	8,0	14,7	–	–	–

Iłowce

Iłowce, miejscami określane przez Dadleza (1964a) jako iłołupki, to skały szare lub brunatne, zwięzłe. Często zawierają drobne wkładki mułowcowe lub przerosty syderytowe. Iłowce wykazują strukturę pelitową lub aleurytowo-pelitową, teksturę równoległą. Głównymi składnikami są tu minerały ilaste – illit i kaolinit, a w formacji gielniowskiej także szamozyt. Skład mineralny iłowców został określony na podstawie badań w płytkach cienkich oraz na podstawie wyników termicznej analizy różnicowej wykonanej przez Rykę z 10 wybranych próbek. Interpretacja efektów analiz termicznych została opisana przez Teofilak-Maliszewską (1967). Iłowce zawierają zwykle ziarna kwar-

cu z frakcji aleurytowej i psamitowej, liczne blaszki muskowitu, biotytu i chlorytu oraz zwięzłą sieczkę roślinną. Miejscami występują w nich mikrokonkrecje oraz drobne romboedry syderoplesytu, skupienia wodorotlenków żelaza, a także piryt. Iłowce z formacji ciechocińskiej, dominujące nad piaskowcami i mułowcami, często odznaczają się zabarwieniem szarozielonym. Dadlez (1964a) dostrzegł w nich esterie i liczne łuski ryb.

W iłowcach z głębokości 804,5 m stwierdzono liczne, ostrokrawędziste okruchy brunatnych syderytów ilastych (fig. 42H).

Dwie próbki iłowców z formacji ciechocińskiej poddano pełnej analizie chemicznej; wyniki analizy przedstawiono w tabeli 9.

Tabela 9

Syderyty

Wyniki pełnej analizy chemicznej skal ilastych z formacji ciechocińskiej [% wag.]

Results of total chemical analysis of clay rocks from the Ciechocinek Formation [wt. %]

Składnik	Głębokość [m]	
	785,4	837,2
SiO ₂	55,34	53,22
Al ₂ O ₃	18,32	20,10
TiO ₂	0,93	1,03
Fe ₂ O ₃	3,23	3,65
FeO	2,30	2,04
CaO	1,26	1,75
MgO	2,40	1,40
MnO	0,06	0,04
K ₂ O	3,31	3,25
Na ₂ O	2,43	2,20
CO ₂	0,80	0,30
S	0,10	0,24
P ₂ O ₅	0,21	0,22
Strata prażenia *	10,52	11,48
H ₂ O ⁻	3,28	4,03
Suma (bez H ₂ O ⁻)	100,30	100,38

* Strata prażenia obejmuje CO₂, S, H₂O⁻ i materię organiczną
Heating loss include CO₂, S, H₂O⁻ and organic matter

Skały syderytowe w profilu jury dolnej występują w obrębie formacji zagajskiej, skłobskiej, ostrowieckiej, gielniowskiej i ciechocińskiej, najczęściej w postaci warstewek o niewielkiej miąższości 5–10 cm. Najliczniej pojawiają się wśród skal formacji gielniowskiej, gdzie wg Dadleza (1964a, warstwy łobeskie) jedna z warstw syderytowych osiągnęła miąższość 40 cm (głęb. 971,1–971,5 m). Skały syderytowe najczęściej są reprezentowane przez ciemno-brunatne syderyty ilaste o niewielkim udziale ziarn kwarcu, w formacji gielniowskiej obserwowano również syderyty ilasto-piaszczyste. Badane próbki syderytów wykazały zawartość 75–80% obj. syderoplesytu, 8–20% pelitu ilastego, 2–12% ziarn kwarcu, 1–2% pirytu, 1–2% węglistych szczątków roślinnych, ponadto śladowe udziały ziarn skaleni, łyszczków i bioklastów (poniżej 1%). Z uwagi na wykształcenie głównego składnika – syderoplesytu, najczęściej w postaci bardzo drobnokrystalicznej oraz obecność minerałów ilastych w postaci pelitu, wymienione udziały należy uważać za procenty szacunkowe. Badania zawartości żelaza w syderytach, oznaczanego jako sumaryczny udział Fe₂O₃ wykazały jego wartości w granicach 26,5–46,3% wag.

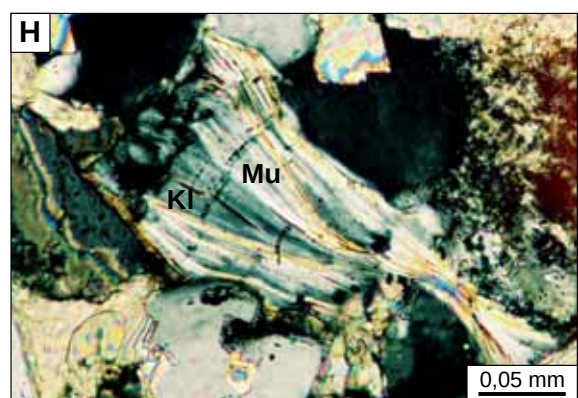
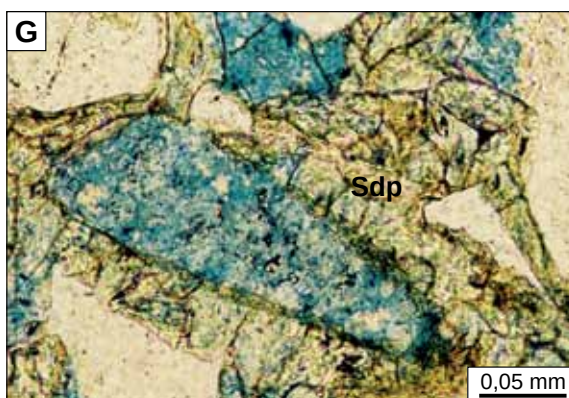
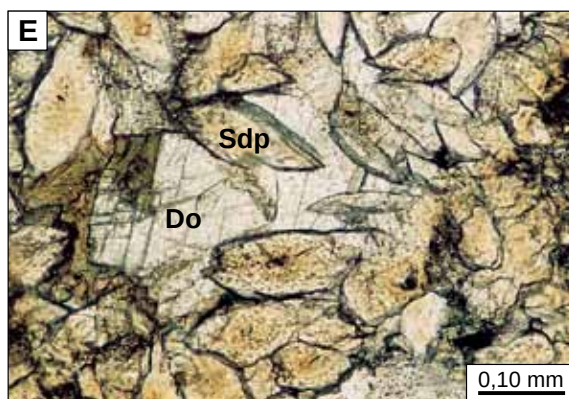
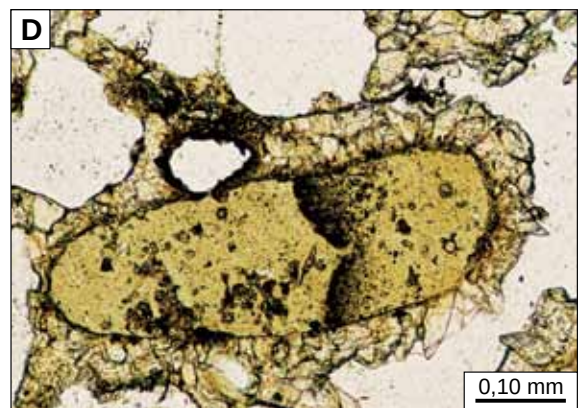
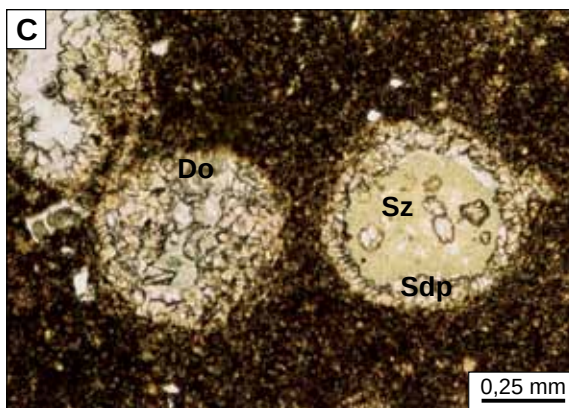
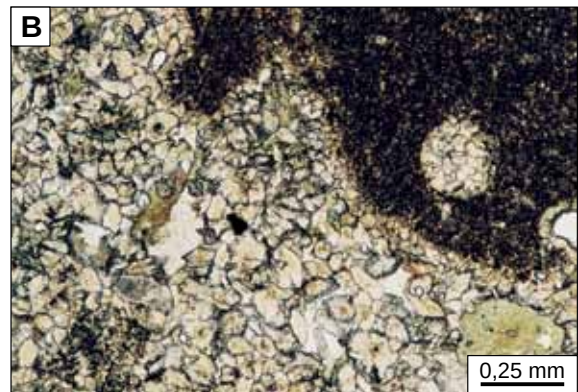
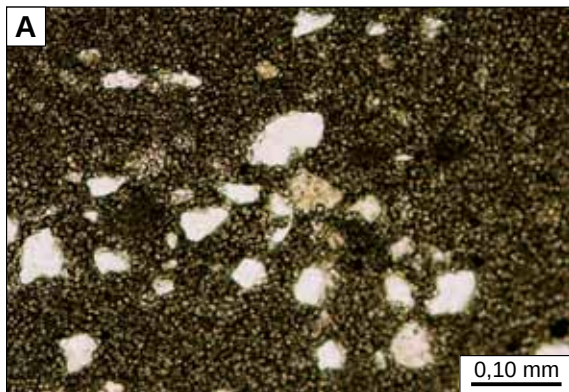
Na figurze 51A zamieszczono typowy obraz mikroskopowy syderytu ilastego o niewielkiej zawartości ziarn kwarcu. Na tej samej figurze (51B) przedstawiono fragment nierównoziarnistej skały syderytowej, której ciemną część tworzy głównie mikryt syderoplesytowy, a część jasną – dobrze wykrystalizowany spar syderoplesytowy, którego romboedry dochodzą nawet do 0,1 mm długości. Kolejna fotografia (fig. 51C) przedstawia fragment tej samej próbki syderytu (z głębokości 971,4 m), gdzie w brunatnym tle mikrytowym widoczne są pseudoooidy, złożone pierwotnie z szamozytu lub berthierynu, w różnym stopniu zastąpionego przez syderoplesyt. Część szamozytu została zastąp-

Fig. 51. Zdjęcia utworów jury dolnej wykonane w mikroskopie optycznym

A – obraz mikroskopowy syderytu ilastego; formacja skłobska, głęb. 1109,6 m; bez analizatora; **B** – fragment skały syderytowej, złożonej w części z brunatnego syderytu ilastego (okruch) i z jasnego, drobno- i średniokrystalicznego cementu syderoplesytowego; formacja gielniowska, głęb. 971,4 m; bez analizatora; **C** – pseudoooidy szamozytowo (Sz)-syderoplesytowe (Sdp) z Fe-dolomitą (Do) w syderycie ilastym; formacja gielniowska, głęb. 971,4 m; bez analizatora; **D** – toczenie skały szamozytowej w piaskowcu obrastany syderoplesytem; formacja gielniowska, głęb. 969,9 m; bez analizatora; **E** – grubokrystaliczny cement syderoplesytowy (Sdp) w syderycie, współwystępujący z Fe-dolomitą (Do); formacja gielniowska, głęb. 971,4 m; bez analizatora; **F** – fragment muszli małża wypełniony szamozytem (Sz) i syderoplesytem (Sdp) w piaskowcu syderoplesytowym; formacja gielniowska, głęb. 963,9 m; bez analizatora; **G** – syderoplesytowy (Sdp) i ankerytowy (Ak) cement piaskowca, widoczny niebieski, ankerytowy fragment muszli; płytka cienka barwiona roztworem Evamy'ego; formacja gielniowska, głęb. 963,9 m; bez analizatora; **H** – blaszka muskowitu (Mu), częściowo przeobrażona w kaolinit (KI) w piaskowcu; formacja skłobska, głęb. 1111,4 m; nikole skrzyżowane

Photographs of the Lower Jurassic deposits taken in optical microscope

A – microscopic image of clayey siderite; Skłoby Formation, depth 1109.6 m; without analyser; **B** – fragment of sideritic rock, partly composed of brown clayey siderite (clast) and of bright, fine- and medium crystalline sideroplesitic cement; Gielniów Formation, depth 971.4 m; without analyser; **C** – chamoisitic (Sz)-sideroplesitic (Sdp) pseudooliths with Fe-dolomite (Do) in clayey siderite; Gielniów Formation, depth 971.4 m; without analyser; **D** – clay ball of chamoisite rock in sandstone overgrowing with sideroplesite; Gielniów Formation, depth 969.9 m; without analyser; **E** – coarse crystalline sideroplesitic (Sdp) cement in siderite, coexisting with Fe-dolomite (Do); Gielniów Formation, depth 971.4 m; without analyser; **F** – Shell fragment of bivalve filled with chamoisite (Sz) and sideroplesite (Sdp) in sideroplesitic sandstone; Gielniów Formation, depth 963.9 m; without analyser; **G** – sideroplesitic (Sdp) and ankeritic (Ak) cement in sandstone, blue ankeritic fragment of shell is visible; thin plate stained with Evamy solution; Gielniów Formation, depth 963.9 m; without analyser; **H** – muscovite flake (Mu), partly transformed in kaolinite (KI) in sandstone; Skłoby Formation, depth 1111.4 m; crossed nicols



piona przez Fe-dolomit. W innym pseudoooidzie z tej samej próbki stwierdzono ankeryt.

Spośród wszystkich wymienionych skał syderytowych wyróżnia się próbka z głęb. 971,4 m, której fragmentaryczne obrazy mikroskopowe pokazano na [figurze 51B, C i E](#). Reprezentuje ona skałę złożoną z naprzemianległych lamin syderytu ilastego i syderytu piaszczystego oraz z laminarnie ułożonych pseudoooidów szamoytowo-syderoplesytowych. Na [figurze 52](#) w obrazie płytki cienkiej widoczne jest zaburzenie struktury laminarnej przez stosunkowo duże, ostrokrawędziste intraklasty syderytów ilastych i ziarna żwiru kwarcowego.

W [tabeli 10](#) zamieszczono wyniki pełnej analizy chemicznej dwóch próbek syderytów z formacji gielniowskiej (głęb. 971,4 i 965,3 m). Termiczna analiza różnicowa tych samych próbek syderytów wykonana przez Langier-Kuźniarową na derywatografie typu Paulik, Paulik, Erdey wykazała obecność trzech efektów egzotermicznych w temperaturze 350°C (materia organiczna), 420 i 630°C (syderyt) oraz dwóch efektów endotermicznych w temperaturze 540–560°C (syderyt) i 820°C (kalcyt). Strata wagowa w próbkach podczas analizy wyniosła 27,7% (Teofilak-Maliszewska, 1967). Jest to efekt niemal identycznej zawartości CO₂ (28,1–28,8% wag., [tab. 10](#)) w obu próbkach syderytów.

Zlepienie

Cienkie warstewki zlepieńców opisał Dadlez (1964a) w profilu formacji borucickiej. Występują one w łupkach ilastych na głębokości 767,3–767,4 i 766,8–767,2 m, przy czym miąższość warstewek wynosi od kilku milimetrów do 10 cm. Zlepienie są złożone z toczących iłów zielonych

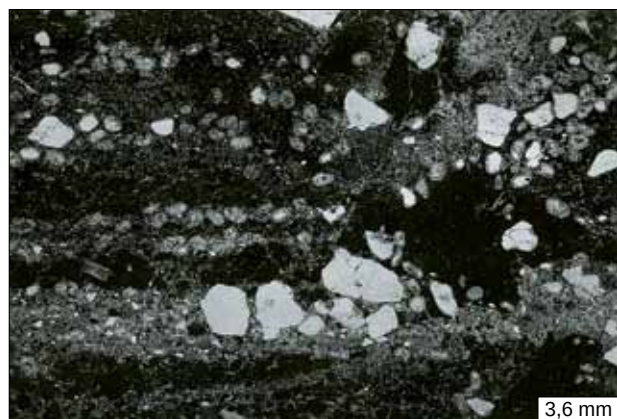


Fig. 52. Mikrofotografia płytki cienkiej próbki syderytu o strukturze laminarnej, zaburzonej przez udział ostrokrawędzistych intraklastów syderytów ilastych i ziarn żwiru kwarcowego. Formacja gielniowska, głęb. 971,4 m, bez analizatora

Thin section microphotograph of siderite sample with laminar texture, perturbed by angular clayey siderite intraclasts and grains of quartz gravel. Gielniów Formation, depth 971.4 m, without analyser

Tabela 10

Wyniki pełnej analizy chemicznej skał syderytowych z formacji gielniowskiej [% wag.]

Results of total chemical analysis of siderite rocks from Gielniów Formation [wt. %]

Składnik	Głębokość [m]	
	965,3	971,4
SiO ₂	14,54	15,32
Al ₂ O ₃	3,99	3,84
TiO ₂	0,34	0,29
Fe ₂ O ₃	2,40	2,74
FeO	37,59	35,28
CaO	3,60	4,97
MgO	3,78	4,79
MnO	0,23	0,17
K ₂ O	0,58	0,53
Na ₂ O	0,48	0,54
CO ₂	28,80	28,10
S	0,23	0,05
P ₂ O ₅	0,67	0,43
Strata prażenia *	32,27	31,41
H ₂ O	0,72	0,40
Suma (bez H ₂ O ⁻)	100,47	100,31

* Strata prażenia obejmuje CO₂, S, H₂O⁻ i materię organiczną

Heating loss include CO₂, S, H₂O⁻ and organic matter

i szarych oraz z otoczków brunatnych syderytów ilastych. W spoiwie występują drobnej i średniej wielkości ziarna piasku oraz minerały ilaste.

Podsumowanie

1. Skały jury dolnej w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 to głównie silikoklastyczne utwory lądowe, zawierające dość liczne warstwy świadczące o ingresjach morskich. Ich wiek i warunki sedimentacji (środowiska rzeczne, jeziorne, deltowe, bagienne, płytkomorskie) były wielokrotnie rozpatrywane na tle rozwoju utworów jury dolnej w Polsce północno-zachodniej i dyskutowane (m.in. Dadlez, 1964a, 1964b, 1969; Dadlez, Kopik, 1973; Deczkowski, Franczyk, 1988; Deczkowski, 1997; Pieńkowski 1984, 1991b, 1997, 2004). Materiał detrytyczny piaszczystych występujących w profilu jury dolnej najliczniej (z wyjątkiem formacji ciechocińskiej), jest reprezentowany głównie przez ziarna kwarcu. Najczęściej są one drobne, ostrokrawędziste, rzadziej – półobtoczone. Piaszczystki zwykle odznaczają się dobrym wysortowaniem detrytu, najrzadziej pojawiają się wkładki piaszczystych gruboziarnistych z zianami żwiru. Kwarc monokrystaliczny znacznie przeważa nad polikrystalicznym. Ziarna skaleni, reprezentowane przez mikroklin i kwaśne plagioklasy, są nie liczne, podobnie jak blaszki łuszczyków. Piaszczystki zakwalifikowano jako arenity i waki kwarcowe. Skład

mineralny ich szkieletu ziarnowego wskazuje na jego pochodzenie z resedymencji starszych od jury dolnej kwarcowych skał osadowych. Obserwowane w niektórych fragmentach rdzenia formacji gielniowskiej piaskowce sublityczne zawierające okruchy zielonych skał ilastych i brunatnych syderytów (intraklastów) są dowodem rozmywania intraformacyjnego skał jury dolnej, prawdopodobnie pliensbachu dolnego. Ziarna przezroczystych minerałów ciężkich, obecne w piaskowcach i mułowcach, pochodzą ze skał metamorficznych, być może z obszaru bloku przedsudeckiego. Zapewne były one wielokrotnie resedymetowane.

2. W piaskowcach często występują warstewki mułowców i iłowców, co sugeruje zmiany w ich warunkach sedymentacji. W spokojnym środowisku depozycji materiału detrytycznego, tworzenie się warstw o charakterze drobnouziarnionych heterolitów o niezaburzonej strukturze, bywało zakłócanie osadzaniem gruboziarnistych piaskowców ze żwirem (tempestytów?). Na [figurze 52](#) zaprezentowano mikrofotografię syderytu o warstwowaniu laminarnym zaburzonym przez udział żwiru, w tym – ostrokrawędzistych intraklastów syderytowych. Niewykluczone, że osad ten utworzył się w warunkach sztormowych.
3. Większość piaskowców odznacza się wyraźną międzyziarnową porowatością, co wynika ze słabego związania materiału detrytycznego nielicznym spoiwem ilastym i skąpą zawartością krzemionki. Porowatość wtórną, międzykrystaliczną dostrzegano tylko w obrębie agregatów minerałów ilastych, na przykład kaolinitu. Najbardziej zwarte są piaskowce o spoiwie węglanowym. Obecność spoiwa kalcytowego i dolomitowego w piaskowcach formacji skłobskiej ([fig. 42B, C](#)) była uważana za jeden z sygnałów morskich warunków sedymentacji (Dadlez, 1969; Pieńkowski, 1997).
4. Charakterystyczną cechą osadów jury dolnej jest obecność warstewek, przerostów i konkrecji syderytowych, zwłaszcza w formacji gielniowskiej. Piaskowce tej formacji zawierają często cementy złożone z syderoplesytu, niekiedy też z ankerytu lub dolomitu żelazistego. Wi-

doczne są tu dwie generacje syderoplesytu: starsza, to syderoplesyt mikrytowy, obecny w syderytach ilastych, młodsza, to syderoplesyt drobno- i średniokrystaliczny (spar), tworzący cementy piaskowców, obserwowany również w syderytach ilastych. Węglanom żelaza z formacji gielniowskiej często towarzyszy zielony minerał ilasty, zwyczajowo zwany szamozytem (berthieryn?). W niektórych warstwach piaskowców i syderytów formacji gielniowskiej występują pseudoooidy szamozytowe, wypełnione sparem syderoplesytu oraz ankerytu lub/i Fe-dolomitu. Obecność syderoplesytu i szamozytu, którym często towarzyszy pirit wskazuje na krystalizację ich w warunkach redukcyjnych.

5. Opisane osady były poddane procesom diagenetycznym, z których najwcześniej działała kompaktacja mechaniczna. Jest ona zaznaczona wygięciem niektórych lamin ilastych i blaszek łyszczyków, ponadto tworzeniem się międzyziarnowych kontaktów punktowych i prostych. Równie wcześnie rozpoczęły się procesy cementacyjne, wyrażone krystalizacją minerałów węglanowych (kalcytu, dolomitu, wczesnego syderoplesytu). Powodowały one korodowanie ziarn detrytycznych, co wykazano na [figurze 42B, C](#). We wczesnym pliensbach utworzył się szamozyt w postaci ooidów, wypełnień przestrzeni porowych w piaskowcach i cienkich warstewkach. Warstewki te tuż po depozycji ulegały łatwo rozmywaniu, stając się źródłem zielonych toczeców, uznanych za intraklasty ([fig. 42D, 51D](#)). Wydaje się, że krystalizacja tzw. „późnego” syderoplesytu w postaci spar ([fig. 51E](#)) rozwijała się na etapie diagenety pośrodkowej. Wtedy również miały miejsce procesy zastępowania, z których dostrzeżono: zastępowanie szamozytu w ooidach przez węglany Fe, Ca i Mg ([fig. 51C](#)), zastępowanie kalcytu w bioklastach przez szamozyt, syderoplesyt lub/i ankeryt oraz pirit ([fig. 51F, G](#)). Do procesów mezodiagenetycznych można także zaliczyć przeobrażanie niektórych faz mineralnych, na przykład skaleni i muskowitu w kaolinit ([fig. 47, 51H](#)) oraz kompaktację chemiczną wyrażoną miejscami rozpuszczaniem ziarn detrytycznych pod ciśnieniem.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA I SEDYMENTOLOGICZNA JURY ŚRODKOWEJ

Otwór wiertniczy Gorzów Wielkopolski IG 1 został zlokalizowany na południowo-zachodnim skraju obecnego zasięgu basenu jury środkowej na Niżu Polskim (Dayczak-Calikowska, 1979). Jura środkowa w tym otworze została stwierdzona na głęb. 721,0–757,0 m; wg rdzenia 723,55–755,77 m. Obserwowana miąższość, wynosząca 36,0 m (wg rdzenia 32,22 m), wskazuje na znaczną redukcję profilu w porównaniu z centralną częścią basenu (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998). Szczegółowe badania stratygraficzne wykazały obecność utworów bajosu i dolnego batonu. Bezpośrednio w podłożu jury

środkowej występują niewielkiej miąższości utwory formacji borucickiej (jura dolna, toark górny). Obserwowana luka stratygraficzna obejmuje przypuszczalnie wyższy odcinek górnego toarku, aalen oraz niższą część dolnego bajosu. W przypadku najwyższej jury dolnej jest to luka erozyjna, natomiast brak utworów aalenu i najniższego bajosu jest najprawdopodobniej wynikiem braku sedymentacji na obszarze bloku Gorzowa w tym czasie. Utwory jury środkowej są przykryte bezpośrednio przez utwory najwyższej kredy dolnej (alb). Luka stratygraficzna obejmująca więk-

szą część batonu, kelowej, całą jurę górną oraz prawie całą kredę dolną, jest związana z erozją przedgórnokredową.

Profil jury środkowej szczegółowo został opisany przez Dayczak-Calikowską i Znoskę (1966). W swojej pracy podają oni pełny inwentarz faunistyczny stwierdzony w profilu oraz dyskutują szczegółowo profil stratygraficzny jury środkowej w otworze. Opublikowany wówczas profil jest w zasadniczych zarysach aktualny do dziś. Obecnie publikowany profil został uzupełniony o elementy sedimentologiczne i obserwacje skamieniałości śladowych a także interpretację środowiska sedimentacji (fig. 53).

Profil środkowojurajski rozpoczyna 25 cm miąższości poziom zlepieńca, zbudowany ze żwirków kwarcowych, otoczków piaskowców i mułowców oraz licznych fragmentów fauny małżowej cienko- i gruboskorupowej, a także amonitowej *Dorsetensia* sp. Jest on świadectwem transgresji morza wczesnego bajosu na obszar bloku Gorzowa. Powyżej występuje piaskowiec szamozytowy różnoziarnisty o miąższości 56 cm, początkowo ze żwirkiem kwarcowym, wyżej nieco bardziej drobnoziarnisty. Również w tych utworach stwierdzono fragmenty amonitów *Dorsetensia* sp. oraz belemnity, liczne małże, ślimaki i serpule. Według Dayczak-Calikowskiej i Znoski (op. cit.) stwierdzono tu również drobne osobniki amonitów z rodzaju *Wit-*

chelia. Wymienione rodzaje amonitów jednoznacznie wskazują na **dolny bajos**. Dayczak-Calikowska i Znosko uznali za najbardziej prawdopodobne, że stwierdzono tu poziom *humphriesianum*, co uzasadniają dużym nagromadzeniem tych form, brakiem rodzaju *Sonninia*, charakterystycznego dla niższych poziomów bajosu dolnego oraz obecnością powierzchni erozyjnej w stropie, sugerującej brak najwyższego podpoziomu bajosu dolnego (*blagdeni*). Według

B.A. Matyji (inf. ustna) obecność obu wymienionych rodzajów oznacza, że występuje tu zarówno poziom *humphriesianum* jak i *laeviscula*, przy braku poziomu *sauzei* (wg Kopika, 1998) (= *propinquans* wg. Cariou, Hantzpergue, 1997). Mała miąższość obu poziomów oraz obecność luki stratygraficznej pomiędzy nimi dokumentuje obecność zjawiska kondensacji.

Powyżej występuje 40 cm piaskowca gruboziarnistego, ze żwirkiem kwarcowym, z przerostami syderytu, a w części najniższej zlepieńcowatego, z klastami iłowca i toczkami piaskowca. Piaskowiec ten jest przepelnięty fauną amonitów i gruboskorupowych małży. Stwierdzono tu obecność amonitów: *Parkinsonia* sp. (ex gr. *radiata* – *subarrietis*), *Subgarantiana* cf. *pompeckij* Wetz i *Subgarantiana* sp., których współwystępowanie wskazuje na podpoziom

Objaśnienia do figury 53

Explanations to Figure 53

Litologia Lithology

-  piaskowiec
sandstone
-  piaskowiec mułowcowy
argillaceous sandstone
-  mułowiec piaszczysty
sandy mudstone
-  heterolit
heterolith
-  mułowiec
mudstone
-  mułowiec iłowcowy
clayey mudstone
-  iłowiec
claystone
-  łupki
shale

Charakter granic

-  granica ostra
sharp boundary
-  powierzchnia erozyjna
erosional surface
-  przejście stopniowe
gradual boundary

Spoiwo/ Cement

- wap-i wapnisto-ilaste
calcareous-clayey
- wap wapniste
calcareous

Profil sedimentologiczny Sedimentological profile

-  brak struktur
lack of structures
-  warstwowanie soczewkowe (soczewki nielaminowane)
lenticular bedding (lenses without lamination)
-  laminacja soczewkowa
lenticular lamination

Flora/ Flora

-  uwęglone fragmenty roślin
carbonaceous flora
-  spirytywane fragmenty roślin
pyritized flora
-  spirytywana sieczka roślinna
pyritized flora detritus

Stopień bioturbacji/ Bioturbation degree

-  brak
lack
-  słaby
weak
-  średni
middle
-  silny
strong
-  całkowicie zbioturbowany
completely bioturbated

Barwa osadu/ Colour

-  czarna
black
-  c. sz. ciemnoszara
dark grey
-  j. sz. jasnoszara
light grey
-  sz. ziel. szarozielona
green-grey
-  brązowa
brown

Dodatkowe elementy litologiczne Additional lithology

-  muskowit
muscovite
-  klasty ilaste
clay clasts
-  żwirek kwarcowy
quartz chad
-  konkretje syderytowe
siderite concretions
-  wkładki syderytowe
siderite intercalations
-  muszlowce
coquina
-  kaolinit
kaolinite
-  szamozyt
chamosite

Skamieniałości śladowe Trace fossils

-  Chondrites isp.
-  Planolites isp.

Fauna/ Fauna

-  amonity
ammonites
-  belemnity
belemnites
-  małże
bivalvia
-  ramienionogi
brachiopods
-  serpule
serpule
-  otwornice
foraminifera

acris bajosu górnego (Dayczak-Calikowska, Znosko, *op. cit.*). Według Cariou, Hantzpergue (1997) jest to najniższy podpoziom poziomu *parkinsoni*, wg Kopika (1998) jest to poziom bajosu górnego, natomiast wg Callomona (2003) jest to najwyższy podpoziom poziomu *garantiana*. Podobny profil litologiczny z fauną poziomu *acris* stwierdzono w kilku okolicznych otworach (Dayczak-Calikowska, 1972, 1978, 1979). Obecność tego poziomu tuż ponad utworami dolnego bajosu wskazuje na lukę stratygraficzną obejmującą dwa najniższe poziomy bajosu górnego (*subfurcatum* i *garantiana*) oraz, jak wspomniano powyżej, przypuszczalnie najwyższy podpoziom bajosu dolnego (*blagdeni*).

W profilu, podobnie jak na większości obszaru bloku Gorzowa i południowej części niecki szczecińskiej, nie stwierdzono utworów reprezentujących najwyższy bajos górny – podpoziomów *densicosta* i *bomfordi* poziomu *parkinsoni* (Dayczak-Calikowska, 1972, 1979).

Zachowane utwory bajosu dolnego jak i górnego zostały osadzone w środowisku płytkiego morza, powyżej podstawy falowania – w strefie przybrzeża (*shoreface*). Obecność szamoytu (lub bertierynu) w spoiwie piaskowców, sugeruje bliskość ujścia rzek dostarczających znaczne ilości żelaza z ładu.

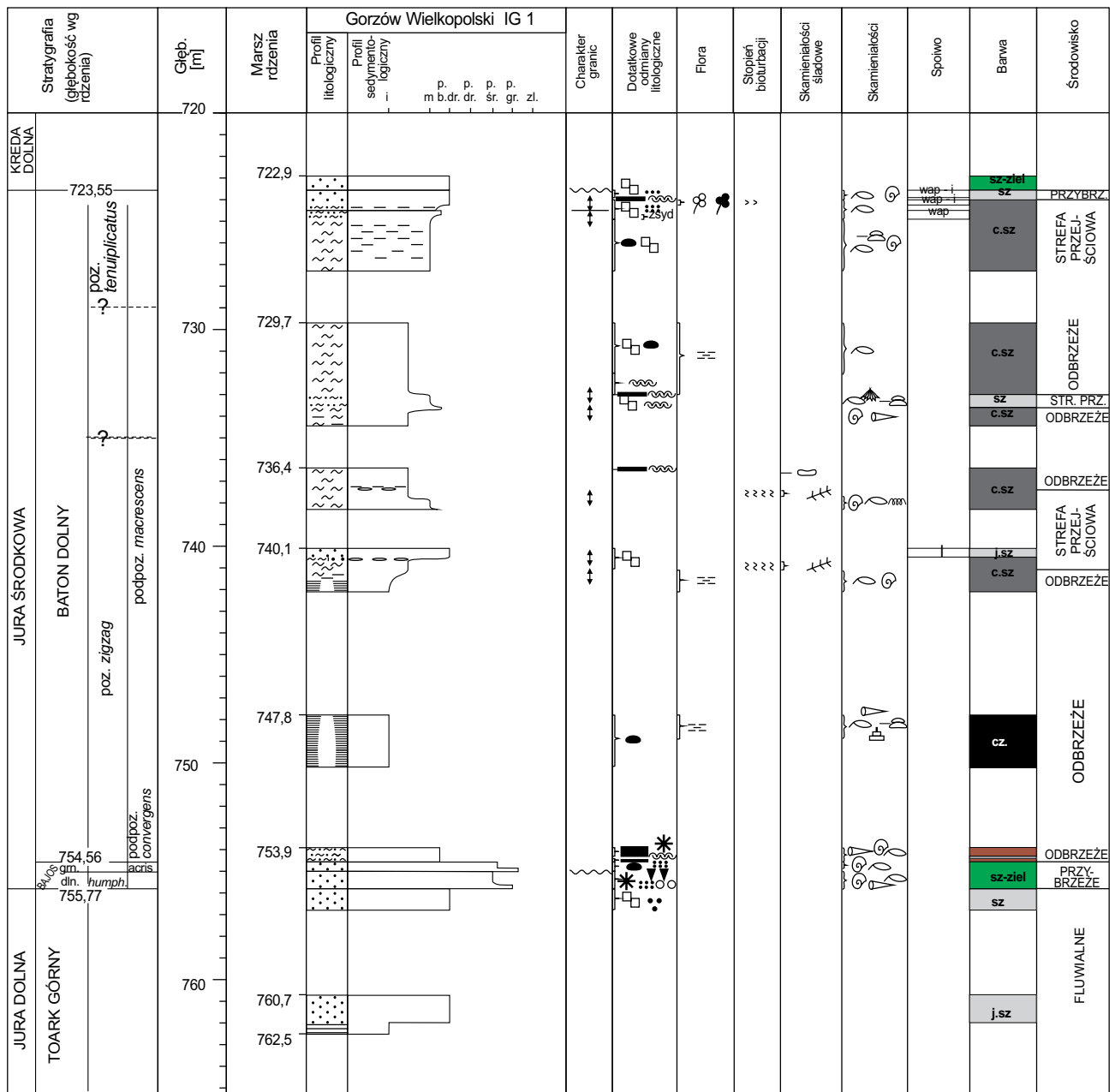


Fig. 53. Profil sedymentologiczny utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Gorzów Wielkopolski IG 1

Sedimentological profile of the Middle Jurassic deposits in the Gorzów Wielkopolski IG borehole

Znaczną część profilu jury środkowej reprezentują utwory dolnego batonu, stwierdzone na głębokości 721,0–755,0 m (wg rdzenia 723,55–754,56 m). Rozpoczyna go syderyt piaszczysty (66 cm), szamozytowy, z licznymi fragmentami amonitów z rodzaju *Parkinsonia*, belemnitów i małży, miejscami muszłowcowy. Poziom piaskowców chlorytowych z muszłowcami często rozpoczyna sedimentację batonu na obszarze niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa a Dayczak-Calikowska (1979) wiąże go z podpoziomem *convergens* poziomu *zigzag*, na który przypada początek transgresji dolnego batonu na tym obszarze.

Powyżej głęb. 751,0 m pojawia się kompleks iłowcowo-mułowcowy, który tworzą początkowo łupki ilaste, wyżej przechodzące w iłowce mułowcowe, mułowce ilaste i mułowce. Szczegółowa analiza profilu, pomimo że był on w pełni rdzeniowany, jest utrudniona z powodu słabego uzysku rdzenia (fig. 53). Z zachowanych fragmentów rdzenia wynika, że są to skały ciemnoszare, wapniste, z licznymi konglomeratami syderytowymi i muskowitem, coraz liczniejszym ku górze. W profilu występuje obfity detrytus fauny i spirytyzowana sieczka roślinna; bardzo liczne są otwornice bentoniczne. Na głęb. 736,0–739,0 m (wg rdzenia 737,4–741,1 m) i 731,0–732,5 m (wg rdzenia 733,0–734,45 m) obecne są wkładki mułowców piaszczystych z bioturbacjami *Chondrites targioni* Brogniart (dolna) i poziomem muszłowca (górna), przechodzących w części środkowej w piaskowce. Dolne przejścia od utworów iłowcowych do grubiej ziarnistych są stopniowe (fig. 53), górne znacznie bardziej ostre. Kompleks iłowcowo-mułowcowy powstał poniżej sztormowej podstawy falowania, w strefie odbrzeża (*offshore*). Obecność dwóch wkładek mułowcowo-piaskowcowych opisanych powyżej wskazuje na okresowe nieznaczne spływanie zbiornika, a sedimentacja od-

bywała się w strefie przejściowej pomiędzy normalną i sztormową podstawą falowania. Z opisanego odcinka profilu, uzyskano faunę amonitową: *Parkinsonia ferruginea* Oppel – *compressa* Quenstedt (głęb. 737,7–738,3 m), *Parkinsonia compressa* Quenstedt (głęb. 733,6–734,45 m), *Parkinsonia* sp., *Oppelia* sp. Datuje ona kompleks mułowcowy na podpoziom *macrescens* poziomu *zigzag* batonu dolnego. Podobny profil stratygraficzny batonu dolnego, zawierający również te same gatunki amonitów z rodzaju *Parkinsonia* stwierdzono w pobliskim otworze wiertniczym Środa IG 2 (Dayczak-Calikowska, 1982).

W przystropowym odcinku jury środkowej (na głęb. 723,55–724,27 m wg rdzenia) następuje stopniowe przejście od mułowców przez mułowce piaszczyste, do piaskowców drobno- i średnioziarnistych, z licznym muskowitem i obfitym detrytusem fauny. Miejscami występują w nim wkładki ze żwirkiem kwarcowym i zsyderytizowanych muszłowców, a na głęb. 724,02–724,27 m piaskowiec jest silnie zbioturbowany. W omawianym odcinku profilu następuje przejście od środowiska odbrzeża przez strefę przejściową pomiędzy sztormową a normalną podstawą falowania do strefy przybrzeża. Z piaskowcowo-mułowcowego odcinka profilu oznaczono amonity: *Asphinctites* cf. *tenuiplicatus* (Brauns) [wg Dayczak-Calikowska, Znosko, 1966 = *Perisphinctes* sp. (cf. *tenuiplicatus* Brauns – cf. *gaertneri* Westerman – głęb. 723,25–723,37 m), *Perisphinctes* sp., *Oppelia* sp. Stwierdzona fauna wskazuje na najwyższy poziom dolnego batonu (*tenuiplicatus*) (Matyja, Wierzbowski, 2000).

Bajoski i wczesnobatoński wiek badanych utworów potwierdza również bardzo liczna mikrofauna otwornicowa (patrz: Smoleń, ten tom).

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Osady środkowojurajskie w otworze wiertniczym Gorzów Wielkopolski IG 1 leżą bezpośrednio na utworach torarku jury dolnej, a przykryte są osadami dolnej kredy. Powyższe osady mieszczą się w interwale głębokości rdzeniowej od 723,55 do 755,77 m (geofizycznej 721,0–757,0 m).

W pracy wykorzystano i poddano rewizji wcześniejsze, archiwalne ekspertyzy mikropaleontologiczne dotyczące otworu wiertniczego Gorzów Wielkopolski IG 1 wykonane przez W. Bielecką i J. Kopika (mat.niepubl). Opracowanie zostało uzupełnione o dodatkowe analizy mikropaleontologiczne próbek znajdujących się w archiwum mikropaleontologicznym PIG-PIB, które nie zostały do tej pory opracowane. Łącznie analizie mikropaleontologicznej poddano 16 próbek, pobranych w większości z partii rdzeniowanej profilu.

Wyniki analizy mikropaleontologicznej utworów jury środkowej w profilu otworu wiertniczego Gorzów Wielkopolski IG 1 dokumentują obecność utworów bajosu górnego oraz batonu dolnego.

Utwory młodszego bajosu (górny) zostały udokumentowane na podstawie mikrofauny w najniższej części profilu. W próbce pobranej z osadów piaskowców szarozielonych i szarych na głębokości 756,9 m³ odnotowano występowanie nielicznych otwornic. Są wśród nich takie gatunki jak: *Epistomina nuda* Terquem, *Epistomina costifera* Terquem, *Reinholdella crebra alta* Pazdro i *Reinholdella* cf. *media* (Kaptarenko). Na bajos górny wskazują przede wszystkim

³ Głębokość pobrania próbki (756,9 m) została podana wg opisu zachowanego na celce w archiwum mikropaleontologicznym PIG-PIB. Analiza materiału rdzeniowego wskazuje, że skała z której uzyskano mikrofaunę, przypuszczalnie pochodziła z rdzenia powyżej głęb. 755,77 m, czyli z odcinka obejmującego warstwę zlepieńca lub piaskowca szamozytowego. Prawdopodobnie różnica w głębokości między współczesnym opisem rdzenia a głębokością wskazaną dla pobranej próbki może wynikać z innego sposobu opisywania rdzenia i głębokości pobranych próbek obecnie. W latach 50. i na początku 60. XX w. (zob. Uwagi wstępne...str. 18). Może być ona również wynikiem jakiegoś błędu popełnionego podczas ponad 50-letniego okresu przechowywania próbki.

dwa ostatnie wymienione powyżej gatunki, cytowane jako charakterystyczne dla tego podpiętra na Niżu Polskim (Pazdro, 1969; Bielecka i in., 1980).

W próbkach z wyższej części profilu, obejmującej interwał głęb. od 753,9 do 723,85 m, wyniki analizy mikropaleontologicznej potwierdzają obecność osadów batonu dolnego. Powyższe osady zawierają dolnobatońskie amonity oraz obfitują w liczne makroszczątki jak fragmenty skorupek małży, belemnity, ślimaki czy łódkonogi. Zespoły mikrofauny, jakie znajdują się w tej części profilu są podobne pod względem składu gatunkowego, natomiast wykazują zmienność pod względem ilości osobników w zależności od charakteru osadu, w jakim się znajdują. Potwierdza to fakt zależności mikrofauny od facji, a tym samym od środowiska jej bytowania.

Powyżej utworów bajosu leżą ciemnoszare osady łupków ilastych i mułowców piaszczystych, zawierające wkładki pirytu i syderytu oraz liczne pokruszone fragmenty makrofauny. W tej partii profilu, na głębokości od 753,9 m do 742,1 m (próbki z głębokości: 753,9 m; 751,4 m; 749,0 m; 748,5 m; 748,2 m i 747,8 m; 745,5 m i 742,1 m) stwierdzono obecność licznych zespołów mikrofauny złożonych z otwornic i małżoraczków. Występuje tu duża ilość gatunków otwornic bentonicznych o skorupkach wapiennych oraz zlepieńcowatych. W dolnej części wyżej wymienionych osadów (próbka 753,9 m) zanotowano najliczniejsze w całym badanym profilu zespoły otwornic zlepieńcowatych. Są wśród nich takie taksony jak: *Haplophragmoides complanatus* Mjatluk (fig. 54C), *Trochammina canningensis* Tappan (fig. 54B), *Recurvoides trochaminiforme* Høglund (fig. 54I), *Reophax fusiformis* Williamson (fig. 54J), *Reophax sverica* Franke (fig. 54D), *Verneuilioides cf. favus* (Bartenstein) (fig. 54K) i *Ammobaculites fontinensis* (Terquem). Wyżej wymieniony zespół gatunków otwornic zlepieńcowatych jest charakterystyczny dla utworów granicznych bajosu i batonu na Niżu Polskim (Bielecka i inni, 1980). Wśród otwornic wapiennych, obecnych w partii profilu, na głębokości od 742,1 do 753,9 m, najliczniejsze są ophthalmidia reprezentowane przez takie gatunki jak: *Ophthalmidium terquemi* Pazdro (fig. 55C) i *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro (fig. 55K) oraz taksony z rodzaju *Epistomina* jak: *Epistomina regularis* Terquem (fig. 54E,F) czy *Epistomina nuda* Terquem (fig. 54H). Wymienione wyżej gatunki są powszechnie znane w całym batonie, jednak masowe występowanie taksonu *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro charakteryzuje osady przejściowe bajosu i batonu (Kopik, 1998). W tej części profilu stwierdzono także obecność innych gatunków otwornic popularnie występujących w całym batonie takich jak: *Palaeomiliolina czestochowiensis* (Pazdro) Terquem, *Lenticulina subalata* (Reuss), *Lenticulina mamillaris* (Terquem), *Lenticulina quenstedti* (Gümbel), *Planularia gr. eugenii* (Terquem), *Planularia stilla* (Terquem), *Citharina cf. macilenta* (Terquem) (fig. 54M), *Palmula semiinvoluta* (Terquem) (fig. 54A), *Reinholdella* sp., *Trocholina cf. conica* (Schlumberger), *Astacolum volubilis* Dain (fig. 55I) oraz *Dentalina cf. fusiformis* Schwager, *Dentalina cf. gumbeli* Schwager (fig.

54G) i *Spirillina* sp. (fig. 55H). W powyższych zespołach mikrofauny zanotowano także obecność małżoraczków batońskich: *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszcyk, *Eucytherura rectodorsalis* Błaszcyk i *Pleurocythere impar* Triebel (fig. 54L).

W pozostałej części badanego profilu, powyżej przedziału głęb. 723,85–742,0 m, występują naprzemianległe mułowce piaszczyste i ilaste, przechodzące w najwyższych partiach profilu w piaszkowce syderyticzne z licznym detrytusem fauny. W dolnej części tej partii osadów, w próbkach pochodzących z mułowców piaszczystych na głębokości 739,1 i 736,0 m, mikrofauna nie jest zbyt liczna. Dominują tu głównie drobne epistominy: *Epistomina regularis* Terquem i *Epistomina nuda* Terquem. Pojedynczo występują: *Lenticulina mamillaris* (Terquem), *Lenticulina quenstedti* (Gümbel), *Planularia gr. eugenii* (Terquem), *Astacolum volubilis* Dain, *Palaeomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro oraz *Reinholdella* sp. Odnotowano także obecność pojedynczych okazów małżoraczków z gatunku *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszcyk.

Bardzo liczne zespoły mikrofauny, zarówno pod względem ilości występujących w nich taksonów, jak i osobników, stwierdzono w próbkach pochodzących z osadów mułowców ilastych z przewarstwieniami muszlowców znajdujących się w interwale głęb. od 733,6 do 729,7 m (próbki na głęb.: 733,6 m; 731,8 m; 729,7 m). Występują tu wcześniej wymieniane gatunki otwornic: *Lenticulina mamillaris* (Terquem) (fig. 55A), *Palaeomiliolina czestochowiensis* (Pazdro) (fig. 55J), *Lenticulina subalata* (Reuss) (fig. 55B), *Lenticulina quenstedti* (Gümbel) (fig. 55G), *Planularia gr. eugenii* (Terquem), *Planularia stilla* (Terquem) (fig. 55D), *Epistomina regularis* Terquem, *Epistomina nuda* Terquem, *Astacolum volubilis* Dain, *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, *Trocholina conica* (Schlumberger), *Nodosaria* sp. oraz inne, które są odnotowane po raz pierwszy w profilu, takie jak: *Lenticulina hoplites* (Wiśniowski), *Planularia argonauta* (Kopik), *Reinholdella crebra* Pazdro (fig. 55E, F) oraz planktoniczna forma *Globuligerina bathoniana* (Pazdro). Oprócz otwornic, liczniej niż w poprzednich próbkach, występują małżoraczki, a wśród nich takie gatunki, jak: *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszcyk (fig. 55L) i *Fuhrbergiella (Praefuhrbergiella) lurida* Błaszcyk (fig. 55M).

W górnej części badanego profilu, w próbkach z głębokości 726,4 m; 725,0 m i 723,85 m występują znacznie uboższe, zarówno pod względem liczby gatunków, jak i osobników, zespoły otwornic. Jest to niewątpliwie związane ze zmianą charakteru osadu, który staje się coraz bardziej piaszczysty. Występują tu w niewielkiej ilości gatunki znane z niższej części profilu: *Epistomina regularis* Terquem, *Epistomina nuda* Terquem, *Planularia gr. eugenii* (Terquem), *Trocholina cf. conica* (Schlumberger) oraz inne, należące do rodzajów: *Lenticulina*, *Astacolum*, *Epistomina* czy *Reinholdella*. Oprócz otwornic są obecne także pojedyncze okazy małżoraczków z gatunku *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszcyk oraz liczny detrytus pokruszonej makrofauny, głównie małży.

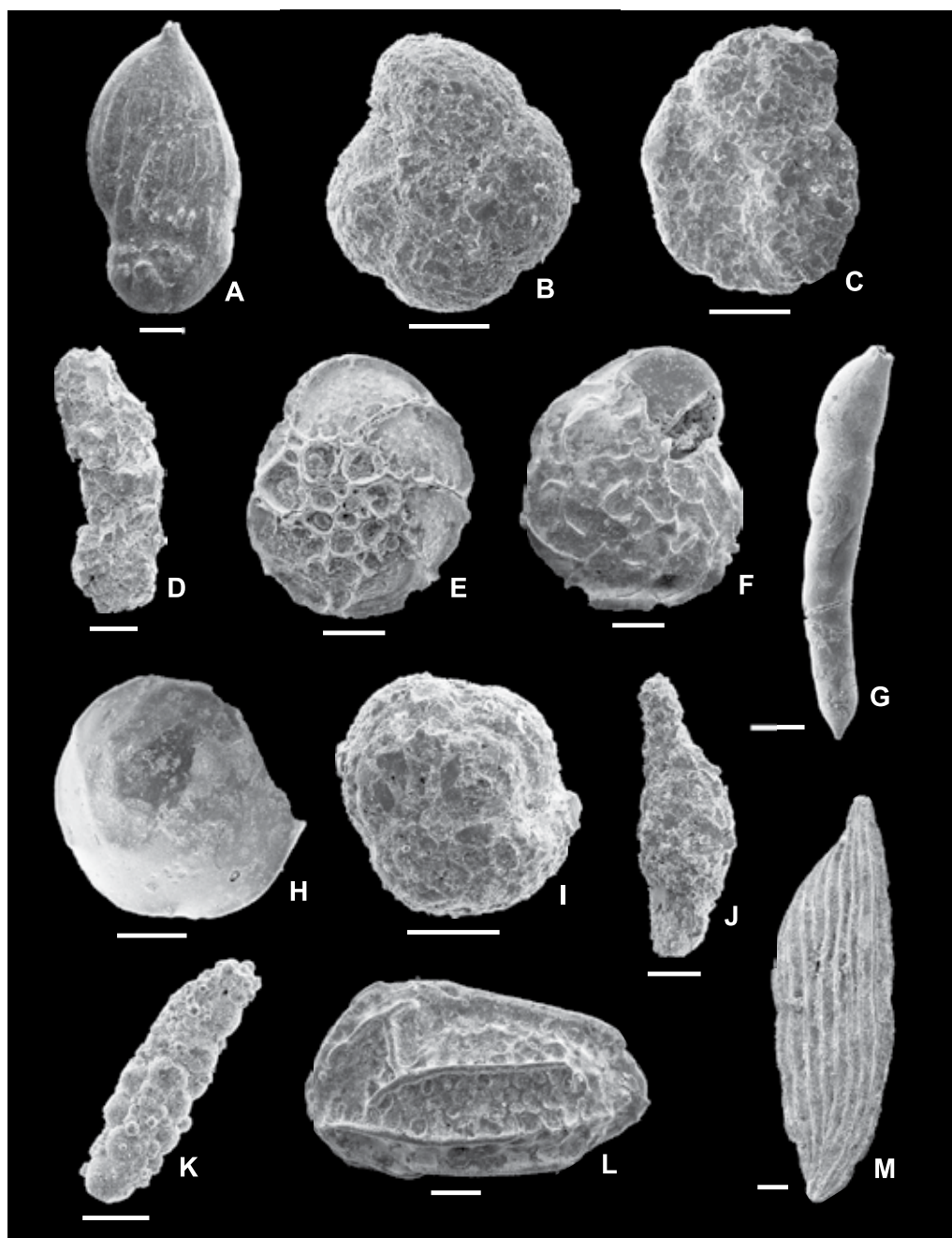


Fig. 54. Otwornice z jury środkowej z profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1

A – *Palmula semiinvoluta* (Terquem), głęb. 753,9 m; baton dolny; **B** – *Trochammina canningensis* Tappan, głęb. 753,9 m; baton dolny; **C** – *Haplophragmoides complanatus* Mjatluk, głęb. 753,9 m; baton dolny; **D** – *Reophax suevica* Franke, głęb. 753,9 m; baton dolny; **E** – *Epistomina regularis* Terquem (strona grzbietowa), głęb. 753,9 m; baton dolny; **F** – *Epistomina regularis* Terquem (strona brzuszna), głęb. 753,9 m; baton dolny; **G** – *Dentalina* cf. *gumbeli* Schwager, głęb. 745,5 m; baton dolny; **H** – *Epistomina nuda* Terquem, głęb. 751,4 m; baton dolny; **I** – *Recurvovoides trochamminiforme* Høglund, głęb. 753,9 m; baton dolny; **J** – *Reophax fusiformis* Williamson, głęb. 753,9 m; baton dolny; **K** – *Verneuilinoides* cf. *favus* (Bartenstein), głęb. 753,9 m; baton dolny; **L** – *Pleurocythere impar* Triebel, głęb. 753,9 m; baton dolny; **M** – *Citharina* cf. *macilenta* (Terquem), głęb. 749,0 m; baton dolny. Skala liniowa – 100 µm

Foraminifera from the Middle Jurassic in the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole section

A – *Palmula semiinvoluta* (Terquem), depth 753.9 m; Lower Bathonian; **B** – *Trochammina canningensis* Tappan, depth 753.9 m; Lower Bathonian; **C** – *Haplophragmoides complanatus* Mjatluk, depth 753.9 m; Lower Bathonian; **D** – *Reophax suevica* Franke, depth 753.9 m; Lower Bathonian; **E** – *Epistomina regularis* Terquem (dorsal side), depth 753.9 m; **F** – *Epistomina regularis* Terquem (ventral side), depth 753.9 m; Lower Bathonian; **G** – *Dentalina* cf. *gumbeli* Schwager, depth 745.5 m; Lower Bathonian; **H** – *Epistomina nuda* Terquem, depth 751.4 m; Lower Bathonian; **I** – *Recurvovoides trochamminiforme* Høglund, depth 753.9 m; Lower Bathonian; **J** – *Reophax fusiformis* Williamson, depth 753.9 m; Lower Bathonian; **K** – *Verneuilinoides* cf. *favus* (Bartenstein), depth 753.9 m; Lower Bathonian; **L** – *Pleurocythere impar* Triebel, depth 753.9 m; Lower Bathonian; **M** – *Citharina* cf. *macilenta* (Terquem), depth 749.0 m; Lower Bathonian. Line scale – 100 µm

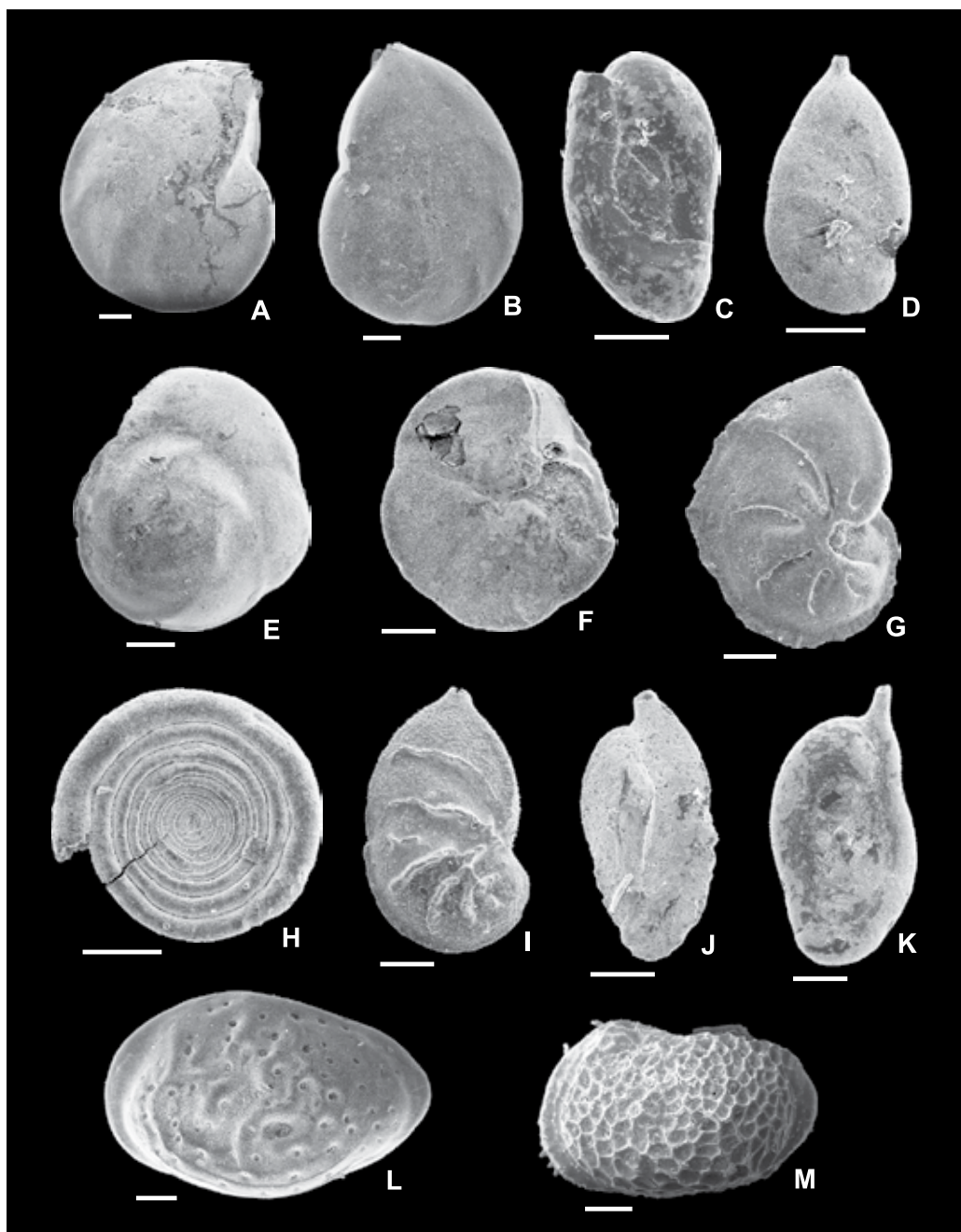


Fig. 55. Otwornice z jury środkowej z profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1

A – *Lenticulina mamillaris* (Terquem), głęb. 733,6 m; baton dolny; **B** – *Lenticulina subalata* (Reuss), głęb. 733,6 m; baton dolny; **C** – *Ophthalmidium terquemi* Pazdro, głęb. 742,1 m; baton dolny; **D** – *Planularia stilla* (Terquem), głęb. 733,6 m; baton dolny; **E** – *Reinholdella crebra* Pazdro (strona grzbietowa), głęb. 733,6 m; baton dolny; **F** – *Reinholdella crebra* Pazdro (strona brzuszna), głęb. 733,6 m; baton dolny; **G** – *Lenticulina quenstedti* (Gümbel), głęb. 733,6 m; baton dolny; **H** – *Spirillina* sp., głęb. 742,1 m; baton dolny; **I** – *Astaculus volubilis* Dain, głęb. 742,1 m; baton dolny; **J** – *Palaeomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), głęb. 733,6 m; baton dolny; **K** – *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, głęb. 742,1 m; baton dolny; **L** – *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszyk, głęb. 733,6 m; baton dolny; **M** – *Fuhrbergiella* (*Praefuhrbergiella*) *lurida* Błaszyk, głęb. 733,6 m; baton dolny. Skala liniowa – 100 μ m

Foraminifera from the Middle Jurassic in the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole section

A – *Lenticulina mamillaris* (Terquem), depth 733.6 m; Lower Bathonian; **B** – *Lenticulina subalata* (Reuss), depth 733.6 m; Lower Bathonian; **C** – *Ophthalmidium terquemi* Pazdro, depth 742.1 m; Lower Bathonian; **D** – *Planularia stilla* (Terquem), depth 733.6 m; Lower Bathonian; **E** – *Reinholdella crebra* Pazdro (dorsal side), depth 733.6 m; Lower Bathonian; **F** – *Reinholdella crebra* Pazdro (ventral side), depth 733.6 m; Lower Bathonian; **G** – *Lenticulina quenstedti* (Gümbel), depth 733.6 m; Lower Bathonian; **H** – *Spirillina* sp., depth 742.1 m; Lower Bathonian; **I** – *Astaculus volubilis* Dain, depth 742.1 m; Lower Bathonian; **J** – *Palaeomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), depth 733.6 m; Lower Bathonian; **K** – *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, depth 742.1 m; Lower Bathonian; **L** – *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszyk, depth 733.6 m; Lower Bathonian; **M** – *Fuhrbergiella* (*Praefuhrbergiella*) *lurida* Błaszyk, depth 733.6 m; Lower Bathonian. Line scale – 100 μ m

Anna MALISZEWSKA, Marta KUBERSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Wprowadzenie

Przedstawiane wyniki badań petrograficznych skał jury środkowej z otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 są głównie na podstawie analizy mikroskopowej 27 płytek cienkich piaskowców, mułowców oraz skał ilastych i syderytowych. Z 9 próbek piaskowców wykonano sitową analizę uziarnienia, w ośmiu próbkach zbadano wyseparowaną w bromoformie frakcję ciężką (Teofilak, 1960). Obecnie dołączono wyniki nowych badań skał syderytowych, wykonanych dla grantu MNiSW Nr 2 PO4D 008 27 „Petrologia jurajskich skał syderytowych na Niżu Polskim” (Maliszewska i in., 2007). Polegały one na analizie odkrytych płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym i elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM), na analizie barwnikowej węglanów (Migaszewski, Narkiewicz, 1983) oraz na ilościowej analizie chemicznej minerałów węglanowych w mikrosondzie elektronowej z dyspersją energii (EDS). Badania w mikrosondzie wykonał L. Giro. Autorki korzystały z opracowanego przez Znoskę (1964) profilu litologiczno-stratygraficznego, ostatnio powtórnie badanego i nieco zmodyfikowanego przez Feldman-Olszewską (ten tom).

Najstarszy osad jury środkowej to zlepieniec podstawowy bajosu dolnego. Wyżej, do głębokości 754,56 m, występują szare i szarzielone piaskowce zaliczane obecnie do bajosu dolnego i górnego. Pozostała część profilu, to piaskowce i mułowce z wkładkami skał ilastych i syderytowych, reprezentujące baton dolny. Główną cechą skał silioklastycznych jest ich niejednorodność wskutek wielokrotnego przerastania się z syderytami.

Charakterystyka petrograficzna skał

Zlepieniec

Zlepieniec podstawowy bajosu o miąższości 10 cm został opisany przez Znoskę (1964). Jest to skała o strukturze pelitowo-psefitowej, złożona z otczaków piaskowców

i mułowców, żwiru kwarcowego oraz ułamków fauny. Spoiwo stanowi pelit ilasty impregnowany syderytem.

Piaskowce

Piaskowce to zwykłe skały drobno- i średnioziarniste, odznaczające się uziarnieniem różnym lub bardzo różnym. Występują one głównie w utworach bajosu. Są to skały kwarcowe o spoiwie ilastym lub ilasto-węglanowym. Głównymi składnikami piaskowców są ostrokrawędziste ziarna kwarcu o najczęstszej średnicy w granicach 0,06–0,20 mm, rzadziej w granicach 0,20–0,30 mm (tab. 11). Obtoczenie ziarn zwykle wzrasta wraz z ich rozmiarami. Występują tu głównie ziarna kwarcu monokrystalicznego o normalnym lub smużystym zanikaniu światła. Ziaren polikrystalicznych, o mozaikowym zanikaniu światła, oraz ziaren, przypominających kwarcyty lub łupki krystaliczne, jest znacznie mniej. W materiale detrytycznym piaskowców obserwowano nieliczne ziarna mikroklinu i kwaśnych plagioklazów oraz blaszki muskowitu. Często dostrzegano drobne bioklasty, wśród których wyróżniono fragmenty skorup małżów, ślimaków (fig. 56A) i otwornic oraz ułamki szkarłupni i belemnitów. Bioklasty są zbudowane z kalcytu, barwiącego się różowo w płynie Evamy’ego, miejscami obserwowano bioklasty złożone z brunatnych fosforanów. W piaskowcu z głębokości 731,0 m dostrzeżono ułamki igieł gąbek, wypełnione chalcedonem. Niekiedy nagromadzenia bioklastów są tak duże, że przypominają skały muszlowcowe, znane z jury środkowej Kujaw. W piaskowcach obserwowano również drobne intraklasty skał szamozytowych (berthierynowych?), jak pokazano na figurze 56B. W piaskowcu bajosu z głębokości 755,6 m, występują także kuliste i elipsoidalne ooidy żelaziste o średnicy 0,1–0,9 mm i wyraźnej budowie współśrodkowej (fig. 56C, D). W ich jądrach tkwią zwykle drobne bioklasty, ziarna kwarcu, okruchy skał szamozytowych lub syderytowych, bywają także i puste. Koncentryczne laminki w korteksie ooidów złożone są z żółtawo-brunatnego szamozytu (lub berthierynu) i ciemno brunatnych wodorotlenków żelaza; miejscami uległy one pirytyzacji lub dolomityzacji (fig. 56D).

Tabela 11

Uziarnienie piaskowców jury środkowej [mm]

Granulation of the Middle Jurassic sandstones [mm]

Wiek	Nr próbki	Głębokość [m]	Zawartość frakcji [% wag.]						
			>0,5	0,5–0,4	0,4–0,3	0,3–0,2	0,2–0,1	0,1–0,06	<0,06
Baton dolny	2	724,3	6,4	0,1	0,1	12,5	52,4	20,5	8,0
	3	725,2	0,2	0,2	0,5	8,6	64,1	10,8	5,6
	4	726,0	4,1	0,1	0,1	6,7	46,2	24,5	18,3
	16	740,8	–	–	–	0,2	6,4	88,1	5,3
Bajos górny	24	754,6	0,6	1,7	12,6	39,3	25,2	3,0	17,6

Spoiwo opisywanych piaskowców bywa bardzo zróżnicowane, ilaste lub/i węglanowe. W mikroskopie polaryzacyjnym dostrzega się jasny pelit ilasty o żywych barwach interferencyjnych (zapewne illit) oraz skrytokrystaliczny minerał o zabarwieniu zielonawym lub żółtawo-brunatnym, zwyczajowo określany jako szamozyt. Dwie próbki skał piaszczysto-ilasto-syderytowych, bogatych w wymieniony minerał (głęb. 754,0 m; 754,6 m), poddano analizie rentgenowskiej. Analizę tę wykonała Narkiewicz (2006) na dyfraktometrze X'Pert PW 3020 firmy Philips.

Badania całych próbek wykazały obecność syderytu, kwarcu, kalcytu, pirytu oraz minerałów ilastych. Badania frakcji ilastej, wyseparowanej metodą sedimentacyjną, wykazały obecność berthierynu (1M), kaolinitu (1 Md) i syderytu (fig. 57), w próbce z głębokości 754,0 m – także illitu (2 M1). Berthieryn to bogaty w żelazo glinokrzemian warstwowy o strukturze serpentynu 1:1 (Brindley, 1961; Brindley i in., 1968). Jego skład chemiczny często bywa identyczny ze składem bogatego w żelazo leptochlorytu, określanego jako szamozyt. Należy wspomnieć, że w sześciu próbkach skał syderytowych z jury środkowej na Niżu Polskim bogatych w minerał szamozytopodobny, Narkiewicz (2006) stwierdziła obecność berthierynu, natomiast w żadnej nie dostrzegła refleksów charakterystycznych dla szamozytu.

Najczęstszym składnikiem spoiwa węglanowego w opisywanych piaskowcach jest syderoplesyt. Występuje on w postaci bardzo drobnych jasnobrunatnych romboedrów długości 0,01–0,02 mm (mikryt), niekiedy nieco większych, dochodzących do 0,06 mm długości (mikrospary i spar), jak na figurze 58. W piaskowcu bajosu z głębokości 755,6 m spoiwo węglanowe jest reprezentowane przez drobnokrystaliczny Fe-dolomit (fig. 56C, D). W próbce piaskowca z głębokości 755,4 m, określonego makroskopowo jako syderytowy, stwierdzono spoiwo złożone z Fe-dolomitu, z którym współwystępuje ankeryt (fig. 59, tab. 12). Pospolitymi składnikami spoiwa piaskowców są: wodorotlenki żelaza i piryt.

Frakcja ciężka opisywanych piaskowców zawiera głównie ziarna minerałów nieprzezroczystych (magnetyt, ilmenit, piryt, łącznie 73,0–95,7% obj.), ponadto ziarna minerałów przezroczystych (4,3–27,0% obj.).

Skład minerałów przezroczystych po przeliczeniu ich zawartości na 100% prezentuje tabela 13. Są to następujące minerały:

- Cyrkon (30,4–46,6% obj.) występuje w postaci częściowo obtoczonych, bezbarwnych słupków, niekiedy zakończonych podwójną piramidą.
- Turmalin (12,0–27,9%) obserwowano w postaci słabo obtoczonych słupków o pleochroizmie w barwach oliwkowych lub brunatnych.
- Rutyl (5,0–13,1%) reprezentują wydłużone słupki barwy żółtawej lub czerwobrunatnej.
- Granaty (7,0–27,0%) obserwowano w postaci ostrokrawędzistych ziarn bezbarwnych lub różowych.
- Staurolit (4,6–11,2%) obserwowano w postaci anhedralnych ziarn o słabym obtoczeniu.

Dysten (0,0–12,8%) występuje w postaci nieobtoczonych tabliczek z dwukierunkową łupliwością.

Apatyt (0,0–1,1%) występuje w postaci krótkich, słabo obtoczonych słupków.

Wszystkie wymienione minerały należą do grupy odpornych na transport, przy czym granaty są najmniej odporne na wietrzenie chemiczne (Turnau-Morawska, 1955).

Mułowce

Mułowce to skały szare, często piaszczysto-ilaste i syderytowe. Głównym składnikiem jest kwarc w postaci ostrokrawędzistych ziarn o najczęstszej średnicy 0,04 mm. Ziarna skaleni obserwowano rzadko, częściej natomiast dostrzegano drobne blaszki muskowitu. Wśród licznych bioklastów występują głównie fragmenty skorup małżów, rzadziej – otwornic i ślimaków (fig. 56E). Spoiwo mułowców bywa stykowe, porowe lub podstawowe, złożone z jasnych łuseczek hydromik i zielonawego szamozytu (berthierynu?), występują w nim rozproszone romboedry syderoplesytu lub ich większe skupienia. Obecne są również wodorotlenki żelaza i piryt. Miejscami w mułowcach obserwowano drobne toczące skały szamozytowych.

Skały ilaste

Skały ilaste, określane w profilu Znoski (1964) jako łupki i iłolupki, to skały ciemnoszare o strukturze aleurytowo-pelitowej, teksturze kierunkowej, zaznaczonej równoległym ułożeniem blaszek łyszczyków. Tworzą one cienkie wkładki, laminy lub nieregularne przerosty wśród piaskowców i mułowców. W pelitycznej, żółtawo-zielonawej masie podstawowej, złożonej głównie z szamozytu lub berthierynu, tkwią drobne, ostrokrawędziste ziarna kwarcu, blaszki muskowitu i biotytu, romboedry syderoplesytu oraz skupienia wodorotlenków żelaza i pirytu. Miejscami dostrzegano jasnobrunatne spastolity, dochodzące do 0,4 mm długości oraz toczące ilaste. W piaskowcu bardzo drobnoziarnistym z głębokości 727,2 m dostrzeżono liczne laminy iłowcowe, zbudowane głównie z illitu (fig. 56F).

Syderyty

Warstewki i przerosty syderytowe występują wśród piaskowców i mułowców. Są to skały brunatne, bardzo drobno krystaliczne i drobnoziarniste. Występują tu głównie syderyty ilasto-piaszczyste i ilasto-mułowcowe. Miejscami obserwuje się przerosty o składzie syderytów ilastych, nie zawierające ziarn kwarcu (fig. 56G). Probki skał syderytowych z głębokości 728,0 m, 747,9 m, 754,4 m wykazały zawartość 51–77% obj. syderoplesytu, 10–20% minerałów ilastych, 3–15% kwarcu, 0–15% bioklastów, 0–15% intraklastów iłowcowych, około 1% łyszczyków, pirytu i ooidów szamozytowych. Wśród bioklastów dostrzeżono fragmenty skorup małżów, otwornic (fig. 56H), ślimaków, ułamki szkarłupni, belemnitów i rurek serpul. Bioklasty są zbudowane z kalcytu, sporadycznie zastąpionego szamozytem lub fosforanami.

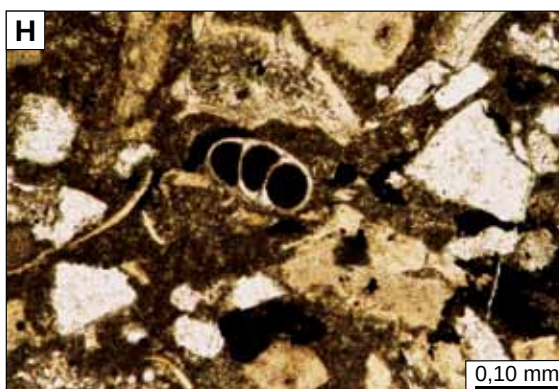
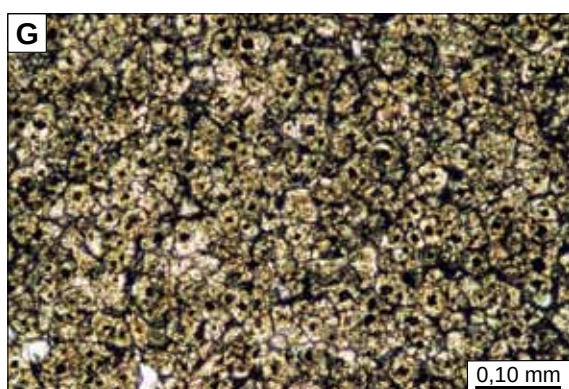
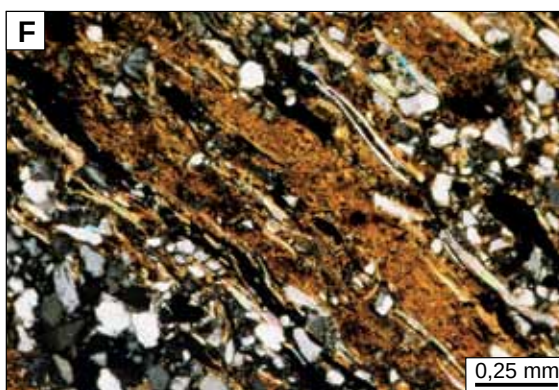
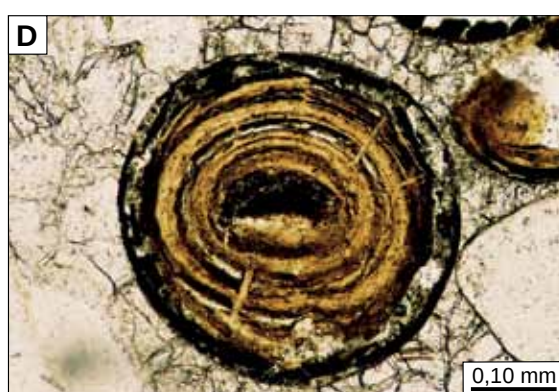
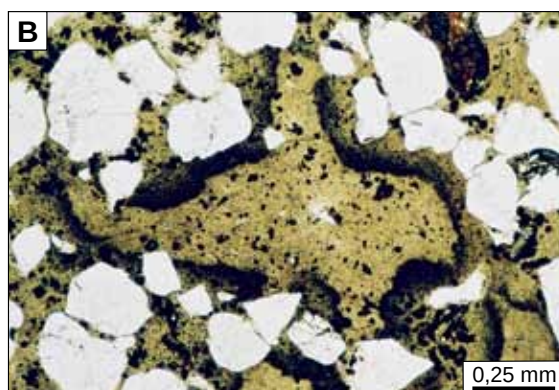
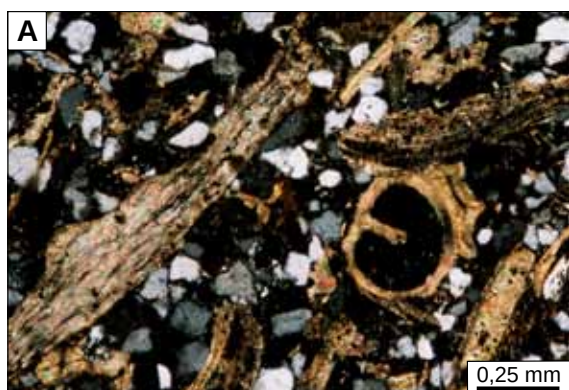


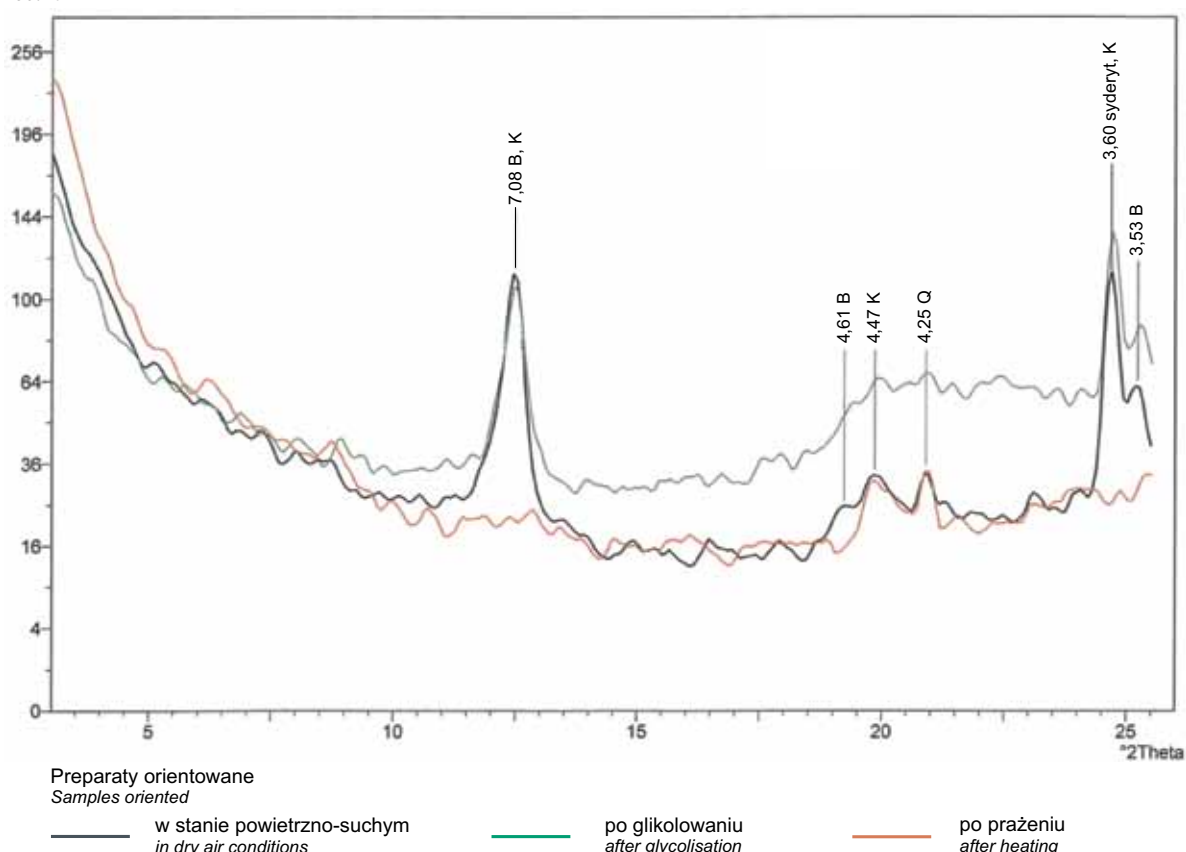
Fig. 56. Utwory jury środkowej

Zdjęcia wykonane w mikroskopie optycznym. **A** – bardzo drobnoziarnisty piaskowiec syderytowy z bioklastami, baton dolny, głęb. 731,0 m, nikole skrzyżowane; **B** – intraklast skały szamozytowej w piaskowcu szamozytowym, baton dolny, głęb. 754,0 m, bez analizatora; **C** – fragment piaskowca dolomitycznego; widoczne ooidy żelaziste oraz ułamek muszli wypełniony kalcytem i wodorotlenkami Fe, bajos górny, głęb. 755,6 m, bez analizatora; **D** – ooid żelazisty w piaskowcu z fig. C, widoczne jasne powłoki korteksu złożone z szamozytu i brunatne, złożone z wodorotlenków żelaza. Do-Fe-dolomit, bez analizatora; **E** – mułowiec szamozytowo-syderytowy z licznymi bioklastami; w centrum fotografii skorupka ślimaka, baton dolny, głęb. 736,5 m, nikole skrzyżowane; **F** – fragment laminy ilowca illitowego w piaskowcu, baton dolny, głęb. 727,2 m, nikole skrzyżowane; **G** – obraz mikroskopowy syderytu ilastego, przerastającego piaskowiec, baton dolny, głęb. 724,5 m, bez analizatora; **H** – fragment syderytu ilasto-piaszczystego bogatego w bioklasty, komory w skorupce otwornicy wypełnione są pirytem, baton dolny, głęb. 754,4 m, bez analizatora

Middle Jurassic deposits

Photographs taken in optical microscope. **A** – very fine-grained, sideritic sandstone with bioclasts, Lower Bathonian, depth 731.0 m, crossed nicols; **B** – intraclast of chamoisite rock in chamoisitic sandstone, Lower Bathonian, depth 754.0 m, without analyser; **C** – fragment of dolomitic sandstone; ferrous oolites and clast of shell filled with calcite and ferrous hydroxides, Upper Bajocian, depth 755.6 m, without analyser; **D** – ferrous oolite in sandstone from fig. C. Light cortex coats composed of chamoisite and brown one, composed of ferrous hydroxides are visible, without analyser; **E** – chamoisitic – sideritic siltstone with numerous bioclasts; in centrum of photomicrograph shell of gastropod is visible, Lower Bathonian, depth 736.5 m, crossed nicols; **F** – fragment of illitic clay lamina in sandstone, Lower Bathonian, depth 727.2 m, crossed nicols; **G** – microscopic image of clayey siderite interlaying sandstone, Lower Bathonian, depth 724.5 m, without analyser; **H** – fragment of clayey-sandy siderite, especially rich in bioclasts. Chambers in foraminifer shell are filled with pyrite. Lower Bathonian, depth 754.4 m, without analyser

Liczba zliczeń
Count

**Fig. 57. Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej z próbki piaskowca ilasto-syderytowego (preparat orientowany)**

B – berthieryn, K – kaolinit, Q – kwarc. Bajos górny, głęb. 754,6 m

XRD of clay fraction from clayey-sideritic sandstone sample

B – berthierine, K – kaolinite, Q – quartz. Upper Bajocian, depth 754.6 m

Tabela 12

Skład chemiczny (EDS) węglanów [% wag., % mol.]

Chemical composition (EDS) of carbonates [wt. %, mol %]

Głębokość [m]	Typ skały	Obiekt analizy	Punkt analizy	Fe [% wag.]	Mg [% wag.]	Ca [% wag.]	Mn [% wag.]	O [% wag.]	C [% wag.]	Suma [% wag.]	FeCO ₃ [% mol.]	MgCO ₃ [% mol.]	CaCO ₃ [% mol.]	MnCO ₃ [% mol.]
724,5	pc sy	spar, Sdp	A	37,68	2,97	4,17	0,16	43,46	10,89	99,33	78,85	10,34	10,47	0,34
725,2	pc sy	spar, Sdp	A	37,91	2,59	4,24	0,50	43,83	11,05	100,11	78,97	9,19	10,78	1,06
725,2	pc sy	spar, Sdp	B	35,29	4,79	3,80	0,36	44,72	11,20	100,16	73,23	16,62	9,49	0,75
755,4	pc sy	spar, Ak	A	10,48	5,70	22,19	1,10	47,94	12,01	99,42	22,10	19,97	55,59	2,34
755,4	pc sy	spar, Fe-Do	B	7,50	7,86	22,65	0,24	49,17	12,29	99,71	15,56	27,32	56,59	0,53

Ak – ankeryt; Fe-Do – dolomit żelazisty; Sdp – syderoplesyt; pc sy – piaskowiec syderytowy

Ak – ankerite; Fe-Do – ferrous dolomite; Sdp – sideroplesite; pc sy – sideritic sandstone

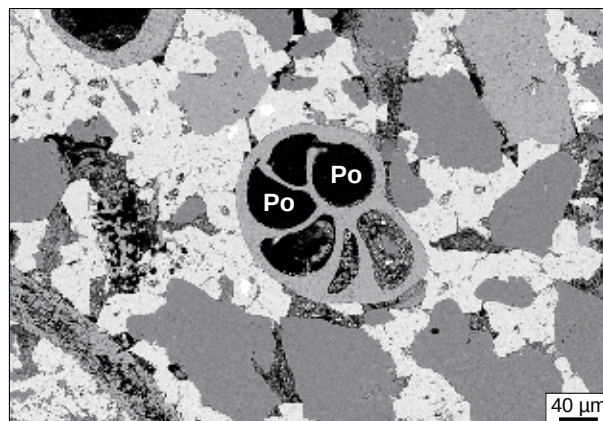


Fig. 58. Fragment piaskowca o spoiwie syderoplesytowym

W centrum widoczna kalcytowa skorupka otwornicy. Po – puste pory; obraz BSE z mikroskopu elektronowego, baton dolny, głęb. 724,5 m

Fragment of sandstone with sideroplesitic cement

In photomicrograph centre calcitic shell of foraminifer is visible, Po – void; backscattered elektron image, Lower Bathonian, depth 724.5 m

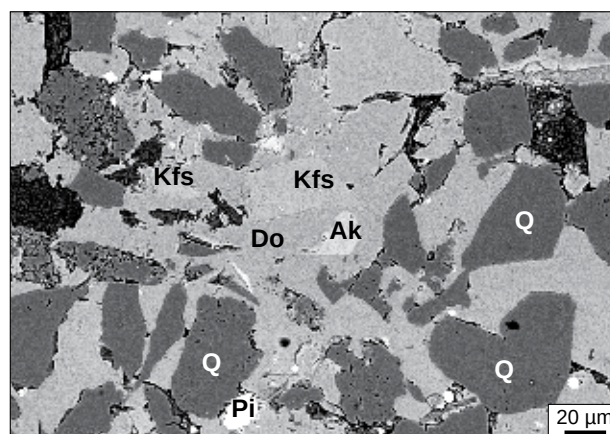


Fig. 59. Fragment piaskowca o spoiwie dolomitowym

Ak – ankeryt, Do – Fe-dolomit, Kfs – skałen potasowy, Pi – piryt, Q – kwarc; obraz BSE z mikroskopu elektronowego, bajos górny, głęb. 755,4 m

Fragment of sandstone with dolomitic cement

Ak – ankerite, Do – Fe-dolomite, Kfs – potassium feldspar, Pi – pyrite, Q – quartz; backscattered elektron image, Upper Bajocian, depth 755.4 m

Fig. 60. Fragment skupienia romboedrów syderoplesytu w piaskowcu w obrazach BSE z mikroskopu elektronowego

Mapy rozmieszczenia pierwiastków: magnezu, wapnia, manganu i żelaza w kryształach syderoplesytu. Baton dolny, głęb. 725,2 m

Fragment of aggregate of siderite rhombohedrons in sandstone. Backscattered electron image

Maps of elements distribution: magnesium, calcium, iron and manganese in sideroplesite crystals. Lower Bathonian, depth 725.2 m

Tabela 13

Zawartość przezroczystych minerałów ciężkich w piaskowcach jury środkowej [% obj.]

Content of transparent heavy minerals in the Middle Jurassic sandstones [vol. %]

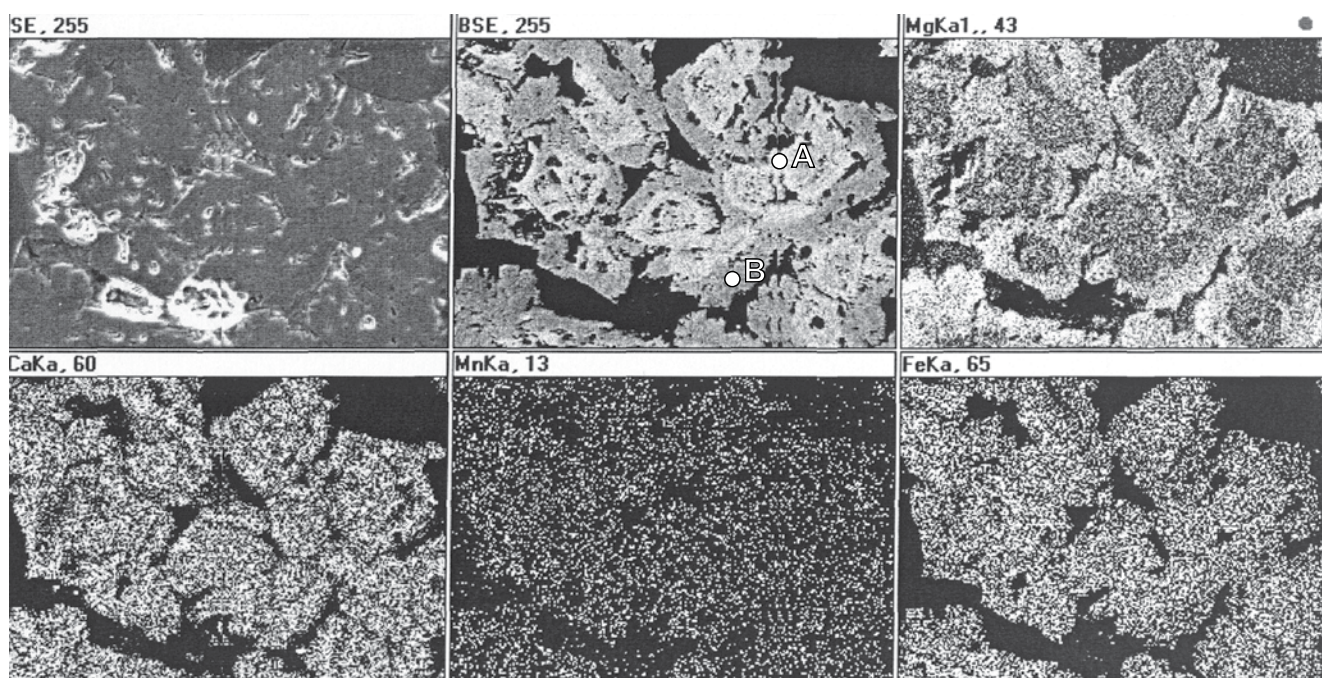
Wiek	Nr próbki	Głębokość [m]	Cyrkon	Turmalin	Rutyl	Granat	Staurolit	Dysten	Apatyt
Baton dolny	2	724,3	45,5	15,5	5,0	14,0	9,5	10,5	–
	3	725,2	36,5	12,0	10,0	23,5	10,0	8,0	–
	4	726,0	33,5	24,8	5,5	27,0	6,1	1,0	–
	16	740,8	37,2	17,1	8,9	12,8	11,2	12,8	–
	18	742,0	46,6	27,9	13,9	7,0	4,6	–	–
Bajos górny	24	754,6	37,1	15,4	13,1	18,1	7,6	7,6	1,1

Syderoplesyt występuje w postaci skrytokrystalicznych osobników o długości poniżej 0,01 mm oraz w postaci romboedrów wielkości mikrytu i mikrosparu, rzadziej – sparų (fig. 58). Na figurze 60 przedstawiono obraz BSE z mikroskopu elektronowego, obejmujący fragment skupienia syderoplesytowego w piaskowcu. Widoczne są tu drobne romboedry o budowie pasowej, zaznaczonej na obrazie BSE różnymi odcieniami szarości. Na figurze 61 załączono dwa histogramy składu chemicznego syderoplesytów, badanych w mikrosondzie elektronowej. Obszar jaśniejszy romboedru (pkt. A) jest nieco bogatszy w żelazo, a uboższy w magnez niż obszar ciemniejszy (pkt. B). Wyniki składu chemicznego minerałów węglanowych zamieszczono w tabeli 12, a także w diagramie klasyfikacyjnym (Charakterystyka petrograficzna osadów jury dolnej, fig. 50, ten tom).

Na figurze 62 przedstawiono obraz mikroskopowy syderytu ilasto-mułowcowego z głębokości 755,2 m, spoczywającego na warstewce syderytowo-piaszczystej z dużymi toczącami iłowców szamozytowych.

Wnioski

1. Skały jury środkowej w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1, to morskie osady silikoklastyczne z warstewkami i przerostami syderytów. W profilu bajosu to głównie piaskowce różnoziarniste, natomiast w profilu batonu dolnego występują piaskowce drobnoziarniste i mułowce z warstewkami skał ilastych. Osady te zawierają liczne bioklasty, wśród których najwięcej jest muszli małżów. Miejscami nagromadzenia szczątków fauny są tak duże, że przypominają one muszłowce.
2. Charakterystyczną cechą opisywanych skał są liczne ślady bioturbacji, obecność soczewek żwirku kwarcowego wśród osadów drobnoziarnistych. Toczenie zielonych i brunatnych iłowców, złożonych głównie z szamozytu lub berthierynu, zostały uznane za intraklasty.
3. Materiał detrytyczny piaskowców jest złożony głównie z kwarcu. Ziarna kwarcu z różnych frakcji, obserwowane



ne przy analizie granulometrycznej pod lupą dwuoczną, zwracają uwagę znacznie większą przejrzystością i wygładzeniem powierzchni w stosunku do ziaren z piaskowców jury dolnej. Jest to zapewne związane z lepszym ich przemyciem przez wody morskie. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców wskazuje na jego pochodzenie z resedymencji starszych od jury środkowej kwarcowych skał osadowych. Ziarna minerałów ciężkich (z wyjątkiem autigenicznego piryty), pierwotnie pochodzące ze skał metamorficznych, były również wielokrotnie resedymetowane.

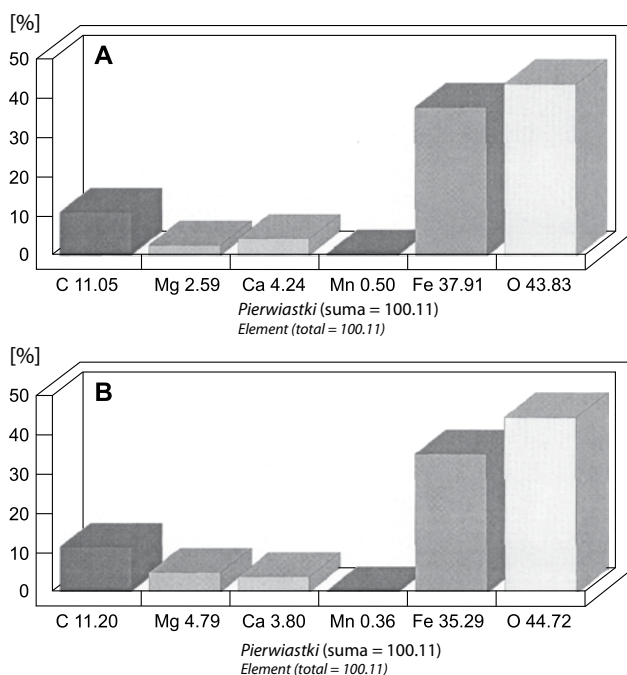
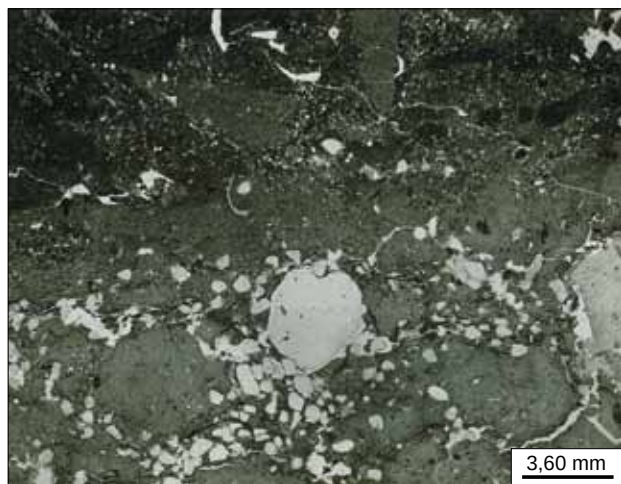


Fig. 61. Wyniki analizy ilościowej EDS syderoplesytu w punktach A i B, zaznaczonych na figurze 60

Results of quantitative EDS analysis of sideroplesite in points A and B, marked on Figure 60



- Piaskowce są na ogół skałami kruchymi i porowatymi. W płytkach cienkich miejscami są widoczne pierwotne pory międzyziarnowe oraz wtórne pory śródziarnowe, na przykład w obrębie bioklastów (jak na figurze 58) lub ooidów. Najmniejszą porowatość wykazują piaskowce bogate w cementy węglanowe (fig. 56C; fig. 59).
- Osady jury środkowej zawierają warstewki i przerosty syderytów ilasto-piaszczystych oraz spoiwa syderytowe. Minerale z szeregu izomorficznego syderyt-magnezyt są reprezentowane przez syderoplesyt, zawierający 73,23–78,85%mol FeCO_3 , 9,19–16,62% MgCO_3 , 9,49–10,78% CaCO_3 oraz 0,34–1,06% MnCO_3 (tab. 12). W syderytach ilasto-piaszczystych występuje głównie starsza generacja syderoplesytu, wykształcona jako mikryt. W przerostach syderytowych i spoiwach piaskowców występuje często syderoplesyt młodszej generacji w postaci mikrosparu i spar (fig. 58). Romboedry syderoplesytu odznaczają się przeważnie budową pasową, wyrażoną przez zmieniający się udział FeCO_3 i MgCO_3 w naprzemianległych pasach. Dowodzi to delikatnych fluktuacji w dostarczeniu żelaza i magnezu do zbiornika sedymentacji. W skałach jury środkowej jest bardzo często obecny zielonawy lub żółtawo-brunatny, izotropowy minerał określany zwyczajowo jako szamozyt (leptochloryt). Badania rentgenowskie próbek najbogatszych w opisywany minerał nie wykazały obecności chlorytu, lecz zidentyfikowały berthieryn, glinokrzemian o strukturze serpentynu. Nadzwyczaj mała liczba próbek, w których oznaczono berthieryn (łącznie sześć z profilów jury na Niżu Polskim) nie upoważnia do całkowitego odrzucenia nazwy „szamozyt”. Leptochloryty mogą być obecne w innych, nie analizowanych w XRD próbkach skalnych, mogą też współwystępować z berthierynem. Berthieryn bywa uważany za prekursora szamozytu (Longstaffe, Ayalon, 1987; Hornibrook, Longstaffe, 1996). Współwystępowanie w osadach jury środkowej szamozytu/berthierynu, syderoplesytu i piryty wskazuje na ich tworzenie się w warunkach redukcyjnych (Postma, 1982).
- W opisanych osadach miały miejsce procesy diagenetyczne, wśród których za najwcześniejszy należy uznać działanie organizmów. Do równie wczesnych procesów należała kompaktacja mechaniczna, powodująca zagęszczenie szkieletu ziarnowego osadów i wygięcie lub spłaszczenie niektórych plastycznych składników. Dowodzi tego między innymi obecność spastolitów szamozytowych w osadach oraz spłaszczenie ooidów żelazistych, pierwotnie kulistych. Wcześniej również rozpo-

Fig. 62. Obraz mikroskopowy syderytu ilasto-mułowcowego i ilasto-piaszczystego

Widoczne toczące ilowców szamozytowych, bajos górny, głęb. 755,2 m, bez analizatora

Mikroscopic image of clayey-silty and clayey-sandy siderite

Clay balls of chamoisitic claystones are visible, Upper Bajocian, depth 755.2 m, without analyser

częły się procesy cementacyjne, zaznaczone krystalizacją syderoplesytu, a miejscami Fe-dolomitu i ankerytu. Powszechnie krystalizowały minerały ilaste, określone jako szamozyt lub berthieryn, natomiast łuseczki innego minerału – illitu są uważane za materiał allogeiczny. Wydaje się, że krystalizacja syderoplesytu

„młodszego” w postaci sparui należała już do procesów mezodiagenetycznych, w warunkach narastającego po-grzebania osadów. Miało też wtedy miejsce zastępowanie kalcytu w bioklastach przez fosforany lub szamozyt, szamozytu lub berthierynu w ooidach przez wodoro-tlenki żelaza oraz pirytyzacja osadów.

KREDA

Maria JASKOWIAK-SCHOENECHOWA, Krzysztof LESZCZYŃSKI

PROFIL KREDY W OTWORZE GORZÓW WIELKOPOLSKI IG 1 – TYPOWY PRZYKŁAD ROZWOJU PÓŹNOKREDOWEJ SEKWENCJI WĘGLANOWEJ NA OBSZARZE BŁOKU GORZOWA

Utwory kredy, przewiercone w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1, występują według miary geofizycznej na głębokości od 177,5 do 721,0 (od 177,5 do 723,55 m wg rdzenia) i reprezentowane są przez piętra począwszy od albu ?środkowego po kampan. Kreda dolna obejmuje najprawdopodobniej wyłącznie alb środkowy i górny i ma miąższość 13,5 m (według rdzenia 11,55 m). Kreda górna (cenoman–kampan) została nawiercona na głęb. 177,5–707,5 m (712,0 m wg rdzenia). Ze względu na mały upad warstw w kierunku NE, można przyjąć, że długość przewierconego odcinka równa jest miąższości serii i wynosi 530,0 m (534,5 m – wartość wg rdzenia). Na obszarze bloku Gorzowa skały kredy górnej zalegają niemalże poziomo, stąd bardzo małe upady warstw. Strukturalna powierzchnia spągowa kredy (fig. 63) jest tu mało zróżnicowana w porównaniu z obszarem niecki szczecińskiej rozciągającej się ku NE, a najbliższe niewielkie synkliny znajdują się w rejonie otworów Gorzów Wielkopolski 2 (na wschód od otworu Gorzów Wielkopolski IG 1) i w rejonie otworów Baczyna i Marwice (na południowy zachód).

Kreda górna składa się z osadów wyłącznie węglanowych, głównie wapiennych, podrzędnie marglistych, lub kredy piaszczystej. Sedymentacja tych węglanowych utworów rozpoczęła się już w późnym albie, i dlatego podpiętro to, różniące się litologicznie od klastycznych osadów pozostałej części kredy dolnej, można rozpatrywać łącznie z kredą górną jako jeden megacykl sedymentacyjny. Miąższość serii kredy węglanowej wynosi zatem 537,8 m wg rdzenia. Utwory te występują na głębokości od 177,5 m do 715,3 m.

Stratygrafię kredy górnej (łącznie z albem górnym) oparto głównie na bogatej i stosunkowo dobrze zachowanej makro i mikrofaunie oraz w znacznej mierze na kryteriach litologicznych.

Zaznaczyć należy, że podany profil kredy górnej jest profilem zbiorczym, zestawionym z dwu wierceń: w górnej części z wiercenia kontrolnego zakończonego na głęb. 501,5 m i w pełni rdzeniowanego, a w dolnej części z wiercenia oporowego rdzeniowanego w 20% do głęb. 490,7 m, a od głęb. 490,7 m aż do spągu kredy i niżej do końca otworu rdzeniowanego w 100%. Otwory te są położone od siebie w odległości około 200 m, a różnice obydwu profilów, na

odpowiadających sobie odcinkach, ograniczają się jedynie do różnej głębokości występowania czertów i krzemieni.

Kreda dolna

Kredę dolną reprezentują skały zaliczone do albu środkowego i górnego.

Alb środkowy wydzielono na podstawie regionalnych korelacji międzyotworowych jako utwory piaszczyste po-



-  obecny zasięg utworów kredy
present-day extent of Cretaceous deposits
-  izoliny spągu kredy w tys. m p.p.m.
base Cretaceous contour lines in thousand metres b.s.l.
-  obszar bez utworów kredy
area without Cretaceous rocks

Fig. 63. Mapa strukturalna spągu kredy

Base Cretaceous contour lines

zbawione fosforytów, występujące poniżej skał albu górnego, zawierających liczne konkrecje fosforytowe. Alb środkowy (formacja mogileńska, ogniwo kruszwickie) występuje na głębokości 714,0–721,0 m i ma miąższość 7,0 m (według rdzenia 717,5–723,55 m; miąższość 6,05 m). Odcinek ten budują piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, bardzo drobnoziarniste z przewagą frakcji 0,1–0,2 mm, o spoiwie ilastym, szare i ciemnoszare, w górnej części z zielonym odcieniem, słabo zwięzłe, kruche, zbioturbowane, z licznymi nieregularnymi przemazami czarnej substancji ilastej, z nielicznym muskowitem, bezwapniste. Nie stwierdzono w tym odcinku obecności mikrofauny. Utwory te były deponowane w strefie przybrzeża płytkiego szelfu silikoklastycznego.

Alb górny występuje na głębokości 707,5–714,0 m (712,0–717,5 m według rdzenia).

Bezwapienne, bardzo drobnoziarniste piaskowce kwarcowo-glaukonitowe albu środkowego przechodzą ku górze w piaskowce tej samej frakcji, margliste, ale z fosforytami, zawierające około 3–8% CaCO_3 i około 1% P_2O_5 rozproszonego w spoiwie. W stropie kompleksu piaskowce drobnoziarniste przechodzą w różnoziarniste o źle wyselekcjonowanym ziarnie. Jest to najprawdopodobniej skutek gwałtowniejszej działalności prądów, związany przypuszczalnie z dalszym rozszerzaniem się transgresji morskiej. Miąższość tego piaskowca wynosi 1,9 m (według rdzenia). Utwory te były deponowane w strefie przybrzeża powyżej podstawy falowania.

Jedyną skamieniałością znaną w piaskowcach marglistych jest *Neohibolites* sp. (715,9 m), który w zestawieniu z fauną występującą w wyższych, marglistych osadach albu górnego, a więc z licznymi aucellinami i *Neohibolites minimus* Miller, pozwala na zaliczenie tych piaszczysto-marglistych osadów do albu górnego.

Silikoklastyczne utwory albu górnego przechodzą dość gwałtownie, lecz z zachowaniem ciągłości sedimentacyjnej, w skały węglanowe. W dolnej części występują margle (o miąższości 30 cm) piaszczyste z glaukonitem i licznymi konkrecjami fosforytów. Jest to charakterystyczne wykształcenie dla całego pozaplatformowego obszaru Polski. Zawartość dobrze obtoczonych ziarn glaukonitu i kwarcu zmniejsza się ku górze. Jednocześnie zmniejsza się ich średnica.

Zawartość węgla wapnia ku górze dość jednostajnie wzrasta od 18,5 do 61,0%. Można przyjąć, że opisywany odcinek profilu tworzył się już w strefie przejściowej do odbrzeża, bezpośrednio poniżej normalnej podstawy falowania w płytkim, otwartym morzu szelfowym. Najniższa jego część (715,3–715,6 m) charakteryzująca się gwałtownym spadkiem ilości ziarn kwarcu i równie gwałtownym wzrostem węglanowości, powstała w warunkach zerwania kontaktu między osadem a strefą falowania i reprezentuje już strefę odbrzeża.

Najwyższą część albu górnego stanowią margle pozbawione ziarn kwarcu, deponowane z dala od brzegu i znacznie poniżej podstawy falowania.

Wiek górnialbski omawianych osadów określono na podstawie makrofauny *Aucellina gryphaeoides* Sowerby i *Neohibolites minimus* Miller. Mikrofaunistycznie albu górnego nie udało się jednoznacznie wyznaczyć z powodu bra-

ku form przewodnich. Jedynie otwornica *Dorothia gradata* (Berthelin) charakterystyczna dla cenomanu, dolnym swym zasięgiem wskazuje na granicę między albem i cenomanem.

Łączna miąższość utworów albu górnego wynosi według próbek rdzeniowych 5,5 m, według pomiarów geofizycznych – 6,5 m.

Kreda górna

Utwory przewiercone w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 na głębokości od 177,5 m do 712,0 m (707,5 m, według pomiarów geofizycznych) reprezentują kredę górną, od cenomanu po wyższy kampan. Długość przewierconego odcinka tej serii wynosi według próbek rdzeniowych 534,5 m (według pomiarów geofizycznych – 530,0 m).

Kreda górna składa się z osadów wyłącznie węglanowych, głównie wapiennych, podrzędnie marglistych, lub kredy piszącej. Sedimentacja tych utworów rozpoczęła się już w albie późnym.

Stratygrafię utworów górnokredowych (łącznie z albem górnym) oparto głównie na bogatej i stosunkowo dobrze zachowanej makrofaunie oznaczonej przez Cieślińskiego (1959), mikrofaunie oznaczonej przez E. Gawor-Biedową oraz częściowo na kryteriach litologicznych.

Profil litologiczny osadów sporządzono na podstawie makroskopowego opisu rdzeni wiertniczych, badań residuum otrzymanego w wyniku trawienia skały w 10% kwasie solnym oraz badań skały świeżej pod binokulem. Wykorzystano także wyniki analiz chemicznych 179 próbek głównie na zawartość CaCO_3 i MgCO_3 , podrzędnie SiO_2 , Al_2O_3 i P_2O_5 , oraz wyniki obserwacji 158 płytek cienkich, których opisy podano w profilu litologiczno-stratygraficznym.

Cenoman

Utwory cenomanu występują na głębokości 660,0–707,5 m (661,0–712,0 m według rdzenia). Mamy tu do czynienia z kontynuacją osadów węglanowych albu górnego. Węglany cenomanu są pozbawione ziarn piaszczystych i glaukonitu. W części dolnej to margle pelityczne i organogeniczne z fauną *Inoceramus*, szare z odcieniem oliwkowym, o miąższości około 12 m. Przechodzą one stopniowo ku górze w szare wapienie margliste, organogeniczne, z otwornicami i fauną inoceramową, o miąższości około 9 m, a wyżej w jasnoszare wapienie organogeniczne z otwornicami. Najwyższą stropową część cenomanu (miąższość – 7 m) tworzy wapień pelityczny biały ze stylolitami. Sekwencja litologiczna od dołu jest zatem następująca: margiel pelityczny (warstwa 1) → margiel organogeniczny (2) → wapień marglisty organogeniczny (3) → wapień organogeniczny (4) → wapień marglisty organogeniczny (5) → wapień organogeniczny (6) → wapień pelityczny (7). Odcinek ten obejmuje cykle depozycyjne K3-II i K3-III (Leszczyński, 1997, 2010, 2012) (Tabela 14). Być może granicę między nimi odzwierciedla depozycja środkowego wapienia marglistego organogenicznego (warstwa 5).

Tabela 14

Stratygrafia i cykliczność depozycji w kredzie górnej (z albem górnym)
 Stratigraphy and depositional cyclicity in the Upper Cretaceous (including Upper Albian)

Chronostratygrafia						Cykliczność wg Leszczyńskiego (1997)
Podział standardowy (Birkelund i in., 1984; Rawson i in., 1995)				Błasziewicz (1997)		
Paleogen	dan					Pc-I
Kreda	górna	mastrycht	górný	mastrycht	górný	K4-V
			dolny		dolny	K4-IV
		kampan	górný	kampan	górný	K4-III
			dolny		dolny	
		santon	górný	santon	górný	K4-II
			środkowy		dolny	
			dolny			
		koniak	górný	koniak	dolny	K4-I
			środkowy			
			dolny			
		turon	górný	turon	dolny	K3-IV
			środkowy			
			dolny			
		cenoman	górný	cenoman	górný	K3-III
			środkowy		środkowy	
			dolny		dolny	K3-II
	dolna	alb	górný	alb	górný	K3-I

Stopniowa zmiana w litologii wyraża się wzrostem węglanowości od około 6% w spągu do około 95% CaCO₃ w stropie piętra cenomańskiego. Do charakterystycznych cech teksturalnych, pojawiających się w wyższej części cenomanu w wapieniach jasnoszarych (o zawartości węglanu wapnia ponad 90%), należą smugi, przemazy, nieregularne faliste laminy i cieniutkie warstewki (do 5 cm miąższości) marglu ciemnoszarego (o zawartości około 60% CaCO₃) nieobecne poniżej w wapieniach marglistych i marglach. Zjawisko to, interpretowane przez Jaskowiak-Schoeneichową (1981) jako rozpuszczanie synsedymencyjne, jest powszechne i charakterystyczne dla utworów cenomanu oraz turonu dolnego na całym prawie Niżu Polskim. Wynikałoby z tego, że w tym okresie na dużym obszarze musiały panować podobne warunki sedymencyjne. Cały ten kom-

pleks osadów o konsekwentnie wzrastającej węglanowości jest dalszym ciągiem trwającego od albu procesu pogłębiania i ekspansji morza późnej kredy.

Można przypuszczać, że sedymentacja wapieni jasnoszarych i białych odbywała się już na znacznej głębokości. O dużej odległości linii brzegowej zbiornika od miejsca sedymentacji świadczyć może całkowity brak w osadzie ziarn kwarcu i glaukonitu.

Makrofaunistycznie cenoman charakteryzują licznie występujące inoceramy, wśród których dominuje *Inoceramus crippi* Mantel. Mikrofaunistycznie według E. Gawor-Biedowej wyznacza go zespół przewodnich otwornic, takich jak: *Dorothia gradata* (Berthelin), *Rotalipora appenninica* (Renz), *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) i *G. baltica* (Brotzen). Granica między cenomanem a turonem we-

dług makrofauny mieści się w przedziale 661,0–678,6 m. Wyznaczono ją wstępnie w stropie odcinka 661,0–665,0 m tj. na głębokości 661,0 m według rdzenia (660,0 m – wg pomiarów geofizycznych) pomiędzy wapieniami pelitycznymi a wapieniami organodetrytycznymi.

Turon – koniak (część niższa)

W standardowym podziale stratygraficznym kredy górnej, wydzielony przez Błaszkiwicz (1997) turon odpowiada turonowi i niższej części koniakowi w podziale standardowym (Birkelund i in., 1984; Rawson i in., 1995), natomiast koniak (wg Błaszkiwicz, 1997) jest korelowany z wyższą częścią koniakowi (tabela 14). W niniejszym opracowaniu zastosowano podział standardowy, jednak dane mikro- i makrofaunistyczne nie pozwalają na precyzyjne wyznaczenie granicy turon /koniak.

Interwał turon–koniak (część niższa) występuje na głębokości 562,0–660,0 m (562,0–661,0 m według rdzenia) i jest wykształcony w sposób typowy dla monokliny przedsudeckiej (blok Gorzowa). Są to wapienie i wapienie margliste, podrzędnie margle, o charakterystycznej strukturze sedimentacyjnej, przejawiającej się w postaci licznych falistych powierzchni podkreślonych ciemniejszym materiałem ilasto-marglistym.

Osady tego interwału wyraźnie wyodrębniają się w profilu górnokredowym na krzywych profilowania geofizycznego, dzięki czemu są łatwe do wyróżnienia w otworach niedzeniowanych. Charakteryzuje je znaczne wychylenie ujemne na krzywej PS oraz wysokie wartości na krzywej oporności właściwej (PO). Obie krzywe są w znacznym stopniu zróżnicowane, co należałoby tłumaczyć różną zwięzłością skał wapiennych oraz obecnością wapieni marglistych i margli.

W utworach interwału zaliczonego do turonu, S. Cieśliński oznaczył ważne stratygraficznie inoceramami, przede wszystkim *Inoceramus lamarcki* Parkinson i *Inoceramus labiatus* Schlotheim.

Najniższa warstwa zaliczona do turonu, o miąższości 1,5 m (według rdzenia), to utwory wapieni „gruzłowych” o charakterystycznej pseudozlepieńcowatej strukturze. Są to wapienie kremowe z odcieniem różowym, zwięzłe, twarde, tkwiące w postaci nieregularnych fragmentów (wielkości 1–6 cm), niekiedy spękanych, w wapieniu marglistym o kolorze czekoladowym. Charakterystyczne jest, że utwory te nie zawierają zupełnie kwarcu i glaukonitu. Seria ta zawiera natomiast wyjątkowo liczne (widoczne w szlifach) otwornice i włókna inoceramów, których obecność w znacznym stopniu wpływa na zawartość węglanu wapnia w skale, toteż sięga ona 95,5%. Powierzchnia graniczna między wapieniami pelitycznymi zaliczonymi do cenomanu, a wyżej leżącą warstwą wapieni „gruzłowych” jest powierzchnią omisyjną, reprezentującą fazę maksymalnego obniżenia się względnego poziomu morza (regresji) w punkcie zwrotnym pomiędzy cyklami K3-III i K3-IV (Leszczyński, 1997, 2010, 2012). Tej powierzchni czasowo odpowiadają ciemne iłowce deponowane na granicy cenoman/turon w głębszych, centralnych strefach basenu,

będące odpowiednikami czarnych iłowców oceanicznego zdarzenia anoksycznego OAE2 (Oceanic Anoxic Event 2). Warstwa wapieni „gruzłowych” może być interpretowana jako sukcesja skondensowana, deponowana w czasie kolejnego wezbrania transgresyjnego.

Powyżej (658,7–659,5 m; 0,75 m rdzenia) występuje wapienie organodetrytyczne z przerostami wapienia marglistego barwy czekoladowej, a następnie ponownie wapienie o strukturze pseudozlepieńcowatej, kremowe (656,3–658,7 m; 2,25 m rdzenia). Interwał z głębokości 656,3–661,0 m (wg rdzenia) jest korelowany z poziomem *Inoceramus labiatus*. Poziom ten w omawianym wierceniu jest dobrze udokumentowany kilkoma okazami przedstawicieli tego gatunku. Poza nim napotkano tylko nieliczne formy o szerokim zasięgu występowania z rodzaju *Ostrea*. Mikrofauna reprezentowana przez 6 gatunków, jak wynika z oznaczeń E. Gawor-Biedowej, jest charakterystyczna dla poziomu tzw. turonu alfa.

Na głębokości 652,4–656,3 m występuje kompleks wapieni „gruzłowych” o podobnych cechach sedimentacyjnych jak niżej leżące. Są to wapienie organogeniczne jasnoszare z fauną *Inoceramus*, tkwiące w wapieniach marglistych organogenicznych, zawierających liczne otwornice. Strop tego kompleksu stanowi twarde dno dokumentujące obniżenie względnego poziomu morza, okresowe podniesienie dna zbiornika ponad podstawę falowania i prawdopodobnie zahamowanie sedimentacji, co jest korelowane z granicą pomiędzy cyklami K3-IV i K4-I. Omówione osady cechuje nadal wysoka zawartość CaCO_3 , przekraczająca 92%, oraz całkowity brak kwarcu i glaukonitu. Ze spągowej części tych osadów pochodzi okaz *Inoceramus lamarcki* Parkinson, co wskazuje na występowanie tego poziomu.

Kolejny kompleks (głębokość 649,0–652,4 m) tworzą wapienie margliste pelityczne, szare, lekko plamiste (ślady działalności organizmów w osadzie). W utworach tych zaznacza się nieznaczny wzrost ilości substancji ilastej, czemu towarzyszy spadek zawartości węglanu wapnia. Pojawiają się też po raz pierwszy w profilu kredy górnej ziarna kwarcu i glaukonitu.

W stropie tego kompleksu znaleziono okaz *Inoceramus annulatus* Goldfus. Występująca tu mikrofauna jest uboga i reprezentowana wyłącznie przez pojedynczy okaz *Gavelinella berthelini* (Keller) o szerokim zasięgu stratygraficznym.

Powyżej głęb. 643,0–649,0 m występuje kompleks margli szarych z pojedynczymi przewarstwieniami wapieni marglistych jasnoszarych. Osady te nie posiadają makrofaunistycznej dokumentacji.

Ponad marglami znów pojawiają się wapienie z dominującymi wapieniami organogenicznymi z otwornicami, występujące na przemian z wapieniami marglistymi głównie pelitycznymi. Zawartość węglanu wapnia w tych utworach waha się od 76 do 90%. W górnej części obserwuje się przeładowanie wapieni marglistych silnie skrzemionkowanych, w których zawartość węglanu wapnia wynosi od 48 do 72%, a krzemionki około 20%. Obok partii skrzemionkowanych, omawiana seria zawiera miejscami poziomy krzemieni najliczniej występujące na głęb. 569,0–576,0

m. Oprócz krzemieni występują tu także, po raz pierwszy, liczne w profilu ślady żerowania organizmów w postaci plam, niekiedy krzaczkastych kanalików wypełnionych szarym materiałem, zawierającym czasem rozproszony piryty. Rodzaj osadu jest ten sam jak w otoczeniu, lecz o ciemniejszym zabarwieniu. Utrzymują się tu jeszcze nieregularne smugi i laminy margliste zaobserwowane już w cenomanie.

Seria wapieni i wapieni marglistych, oprócz substancji ilastych, zawiera także w niewielkich ilościach kwarc i glaukonit. Obecność tych dwóch ostatnich minerałów można wiązać ewentualnie z przybliżeniem się południowego brzegu zbiornika.

Fauna, która występuje w tych utworach, jest dość liczna, ale źle zachowana, określona głównie rodzajowo. Stwierdzono tu z głowonogów: *Hamites* sp. i *Scaphites* sp., z brachiopodów: *Rhynchonella* sp., z małżów: dość liczne *Inoceramus* sp. Jedynie w środkowej części serii stwierdzono dobrze zachowaną faunę *Inoceramus inconstans* Woods. Nie ma danych, które pozwoliłyby na postawienie granicy pomiędzy turonem a koniakiem. Biorąc pod uwagę dane z innych wierceń, np. z otworu Choszczno IG 1, przyjąć można, że w omawianym otworze jest również reprezentowana niższa część koniak.

Granice pomiędzy niższą częścią koniak a jego częścią wyższą (= koniak *sensu* Błaskiewicz 1997) postawiono w miejscu wyraźnej zmiany litologicznej wapień organogenicznych/wapień marglistych.

Koniak – część wyższa

Część wyższa koniak występuje na głębokości 534,0–562,0 m. Interwał ten jest wykształcony w postaci wapieni marglistych, głównie pelitycznych, rzadziej organogenicznych, zawierających liczne otwornice, jasnoszarych, z pojedynczymi cienkimi przewarstwieniami margli szaro-seledynowych. Zawartość CaCO_3 wynosi w wapieniach od 79 do 82%, w marglach – od 64 do 66%. Wapień marglisty z tego interwału różni się od niżej występujących w profilu górnej kredy niemal zupełnym brakiem kwarcu i znacznie zmniejszoną ilością glaukonitu.

Drobne smugowania i cienkie laminy margliste są znacznie rzadsze niż poprzednio, a ślady żerowania organizmów w osadzie pojawiają się dopiero przy stropie koniak.

Paleontologicznie koniak jest najsłabiej udokumentowany. Formą pozwalającą zaliczyć te utwory do koniak jest znaleziony na głęb. 560,3 m *Inoceramus* cf. *involutus* Sowerby.

Santon

Utwory santonu stwierdzono na głębokości 404,0–534,0 m.

Na podstawie występującej w osadach fauny inoceramowej można było orientacyjnie podzielić santon na część niższą (odpowiadającą santonowi dolnemu) i wyższą (santon górny). Miąższość santonu wynosi 130,0 m, przy czym na część niższą przypada 66,5 m, a na część wyższą – 63,5 m.

Santon dolny (467,5–534,0 m) reprezentuje monotonna seria wapieni marglistych zawierających 69–88% CaCO_3 , jedynie w spągu z 3 m wkładką czystych wapieni.

Znaczna część skał tego interwału wykazuje strukturę pelityczną, podrzędną organogeniczną z fauną inoceramową i otwornicową. Ich barwa jest jasnoszara z odcieniem seledynowym, rzadziej szara. Często skały te są plamiste (ślady działalności życiowej organizmów), mniej lub bardziej wyraźnie poziomo smugowane i laminowane materiałem marglisto-ilastym, z nieznacznym udziałem rozproszonego piryty i glaukonitu. Ziarn kwarcu całkowicie brak. Szczątki organiczne, zarówno otwornice, jak i włókna inoceramów są częściowo skrzemionkowane, część otwornic jest spirytyzowana.

Makrofauna w utworach santonu dolnego jest liczna, ale z form przewodnich oznaczonych gatunkowo napotkano tylko *Inoceramus cardissoides* Goldfus i *I. cf. pachti* Arkhangelsky. Występują tu natomiast często, oznaczone jedynie rodzajowo, szczątki małżów (*Inoceramus* sp., *Ostrea* sp.), brachiopodów (*Rhynchonella* sp.), amonitów (*Baculites* sp.) oraz fragmenty jeżowców i gąbek.

Równocześnie z wymienioną fauną występują liczne otwornice, charakterystyczne według E. Gawor-Biedowej dla niższej części santonu. Należy tu jednak podkreślić, że podobny zespół otwornic, stwierdzony w innych otworach a zawierający zwykle w swym składzie *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), która w omawianym otworze zanika prawdopodobnie wcześniej, wyznacza dawniej używane piętro emszer, który jest odpowiednikiem makrofaunistycznie wydzielanego koniak i santonu dolnego.

Granice między santonem dolnym i górnym w omawianym wierceniu wyznaczono na podstawie makrofauny w połowie interwału między najwyższym znalezionym na głębokości 468,0 m inoceramem dolnosantońskim, a najniższym napotkanym inoceramem górnosantońskim na głębokości 466,9 m (por. Błaskiewicz, 1997). Mikrofauna sugeruje natomiast jej położenie niższe o około 30 m, na głęb. 494,0–501,5 m, powyżej zasięgu *Globotruncana lapparenti angusticarinata* Gandolfi (zanikającej w niższej części mikrofaunistycznie wyznaczonego santonu), a poniżej występowania *Globotruncana arca* (Suchman), rozpoczynającej swój zasięg w wyższym santonie.

Santon górny (404,0–467,5 m) jest bardziej litologicznie urozmaicony. W najniższej części buduje go, przechodząca z santonu niższego, seria wapieni marglistych zawierająca kilka wkładek marglu. W środkowej i wyższej części składają się nań wapienie z rzadka przeławicane marglem lub wapieniem marglistym. Obydwa typy wapieni wykazują strukturę zmienną: pelityczną lub organogeniczną z fauną inoceramów. Są to skały drobnoziarniste, o przełamie szorstkim, twarde, barwy białej lub jasnoszarej, słabo smugowane i z rzadka plamiste, miejscami ze stylolitami. Zawartość CaCO_3 w „czystych” wapieniach nie przekracza 94%, a w wapieniach marglistych waha się od 68 do 87%. W przeławiceniach w marglu występują drobnitkie ziarna kwarcu, glaukonitu i piryty. Zawartość węglanu wapnia w marglach jest dość wysoka: od 68 do 72%.

Seria ta zawiera bogato reprezentowaną mikro- i makrofaunę, niewątpliwie wskazującą na górnosantonński wiek tych utworów. Pojawiają się tutaj nowe gatunki otwornic jak *Globotruncana arca* (Cushman) i *Globotruncana fornica* Plummer. Wśród przewodnich dla wyższego santonu inoceramów zidentyfikowano następujące gatunki: *Inoceramus lingua* Goldfus, *I. patootensis* Loriol, *I. lobatus* Goldfus (charakterystyczny dla santonu niższego, ale mogący przechodzić do wyższego santonu), a z belemnitów: *Gonoteuthis* cf. *granulatus* (Blain). Stwierdzono tu także liczne nieoznaczone gatunkowo inne inoceramy, rynchonelle, ostrygi, jeżowce i gąbki.

Granica między santonem a kampanem wobec niedostatecznej ilości oznaczonych makroszczątków w najniższym kampanie, jest wyznaczona na podstawie mikrofauny. Postawiono ją w miejscu (Gawor-Biedowa, ten tom) pojawienia się kampano-mastrychckich otwornic *Cibicides involuta* Reuss i *Bolivinoidea decorata* (Jones).

Kampan

Kampan występuje na głębokości 177,5–404,0 m. Osady tego piętra osiągają znaczną miąższość 226,5 m, mimo że są częściowo w stropie zdenudowane. Zawierają jednak mniej przewodniej makrofauny niż piętra niższe. Przybliżonego podziału na część niższą (odpowiadającą kampanowi dolnemu) i wyższą (kampan górny) dokonano wyłącznie na podstawie mikrofauny.

Kampan dolny (283,0–404,0 m) rozpoczyna się wapieniem białym i jasnoszarym przeławiconym z rzadka wapieniem marglistym i marglem (głębokość 352,5–404,0 m). Seria ta przechodzi z santonu, a jej jedyną nową cechą w stosunku do opisywanej w santonie, poza tym, że są to prawie wyłącznie wapienie pelityczne, jest obecność czerstów i krzemieni.

Wyżej (głębokość 283,0–352,5 m) występuje wapień marglisty pelityczny, jasnoszary, słabo plamisty, z rzadka przewarstwiany marglem i z jedną grubszą ławicą wapienia na głębokości 299,2–304,2 m. W dolnej części występują szarooliwkowe nieregularne, faliste smugi i laminy marglisto-ilaste, zanikające bezpowrotnie powyżej głęb. 331,5 m. W górnej części omówiona seria jest partiami silnie skrzemionkowana, co ma wpływ na zmniejszenie się zawartości węglanu wapnia, którego ilość waha się od 49,5 do 79,5%, a krzemionki od 15% do 23,2%. Zawartość węglanu wapnia w marglach jest dość wysoka i wynosi od 67,8% do 75%, w wapieniach marglistych – od około 80% do 90%, a w „czystych” wapieniach nie przekracza 95%.

W profilu (zwłaszcza w górnej części kampanu dolnego) miejscami występują drobnitkie ziarna kwarcu, glaukonitu, piryty a nawet muskowitu, wskazujące na słabe wpływy łądu sudeckiego.

Miąższość kampanu dolnego wynosi 121,0 m.

Kampan dolny (177,5–283,0 m). Obserwowane w wyższej części kampanu niższego jasnoszare wapienie margliste, pelityczne, występują również w najniższej, 8-metrowej części kampanu górnego. Wyżej była deponowana wyłącznie kreda piszcząca (głębokość 177,5–275,0 m).

Warunki sedimentacji, w jakich tworzyła się kreda piszcząca, nie były jednolite, o czym świadczy jej skład mineralny. W dolnej części (głębokość 226,1–275,0 m) jest to kreda piszcząca marglista z pewną domieszką materiału ilastego. Występują tu jeszcze drobne ziarna kwarcu, glaukonitu i piryty, z częstotliwością podobną jak w kampanie niższym. Ku górze minerały te zupełnie zanikają. Węglan wapnia stanowi tu 85–90% skały. W górnej części (głębokość 177,5–226,1 m) powstała kreda piszcząca o bardzo wysokiej zawartości węglanu wapnia, nie zawierająca kwarcu i glaukonitu, a domieszka materiału ilastego jest znikoma. Ilość węglanu wapnia przekracza tu miejscami 97%.

Kreda piszcząca pod mikroskopem wykazuje strukturę aleurytową, teksturę bezkierunkową. W jasnoszarej nieprzezroczystej, słabo reagującej na światło spolaryzowane masie skalnej występują nieliczne otwornice. Skała jest dość silnie porowata.

Utwory kampanu zawierają znacznie mniej oznaczalnych makroszczątków niż santon. Poza oznaczonymi tylko rodzajowo małżami jak: *Inoceramus* sp., *Ostrea* sp., *Spondylus* sp., amonitami *Baculites* sp., robakami *Serpula* sp. oraz gąbkami głównie z grupy *Ventriculites*, w kampanie niższym znaleziono *Inoceramus balticus* Boehm mogący występować w całym kampanie, a nawet w dolnym mastrychcie. Kampan wyższy reprezentuje tylko forma *Belemnitella mucronata senior* Nowak. Granicę między kampanem dolnym a górnym wyznaczono mikrofaunistycznie poniżej występowania otwornicy *Gavelinella monterelensis* (Marie).

Granica między kampanem a paleogenem jest denudacyjna. Na zdenudowanej powierzchni wyższego kampanu leżą osady oligocenu. W profilu jest stwierdzona zresztą tylko niższa część wyższego kampanu, na co wskazuje obecność tuż pod paleogenem fauny *Belemnitella mucronata senior* Nowak oraz brak mikrofauny właściwej dla górnej części wyższego kampanu.

Uwagi paleogeograficzne i sedimentologiczne

Postępująca w kredzie transgresja morska powiązana z podnoszącym się względnym poziomem morza doprowadziła na tym obszarze do sedimentacji węglanowej serii w nieco głębszym zbiorniku morskim w strefie odrzeża, poniżej podstawy falowania, i z dala od linii brzegowej. Pewne przesłanki sedimentologiczne jednak, jak np. twarde dno, świadczą także o występujących krótkotrwałych, okresowych ruchach podnoszących dna morskiego. Kulminacją całego późnokredowego megacyklu sedimentacyjnego była depozycja kredy piszczącej w młodszym kampanie, świadcząca o spokojnych warunkach sedimentacji na tym obszarze. Ten okres koreluje się z wysokim stanem względnego poziomu morza na krzywej Hancocka (1989). Depozycja utworów węglanowych z pewnością trwała jeszcze w najmłodszym kampanie i mastrychcie, jednak procesy erozyjne i denudacyjne, działające w paleogenie, usunęły tę część profilu kredowego.

Cechy strukturalne skał kredy. Dla całego profilu górnej kredy charakterystyczny jest niewielki udział materiału klastycznego w stosunku do materiału organogenicznego i chemicznego. Wapienie, wapienie margliste i margle, rzadko i z reguły w niewielkich ilościach, zawierają ziarna kwarcu i glaukonitu, które zresztą zawsze sobie towarzyszą. Można stąd wnosić, że glaukonit jest pochodzenia allochtonicznego i podobnie jak kwarc został przyniesiony przez prądy z odległych stref basenu sedymentacyjnego. Piryty pochodzenia organicznego występuje dość często. Ciekawe jest jednak to, że jego ilość wyraźnie wzrasta w strefach wzbogaconych w kwarc i glaukonit.

Krzemionka oznaczona chemicznie stopniowo zmniejsza swą ilość ku górze profilu. Spadek ilości krzemionki nie jest jednak zupełnie jednostajny. Najmniej (3–5%) zawiera jej kreda piszcząca biała, więcej (5–10%) kreda piszcząca marglista, tyle samo (ok. 8–10%) wapień, około 12–15% – wapień marglisty i 15–20% – margiel. Poza tym, niezależnie od charakteru litologicznego skały, ilość krzemionki gwałtownie wzrasta do około 23% w odcinkach zawierających krzemienie i czerty.

Zawartość węgla wapnia wzrasta ku górze profilu. Zależy ona jednak głównie od litologii skały. Margle w profilu kredy zawierają od około 55 do 75% CaCO_3 , wapienie margliste 75–90%, wapienie 90–95%, kreda piszcząca marglista od 85 do 90%, a kreda piszcząca biała 90–97% CaCO_3 . Nadmienić należy, że zmiana zawartości węgla wapnia odbywa się w sposób ciągły, nie skokowy. Na przykład margle, występujące jako wkładki, zawierają znacznie więcej CaCO_3 , gdy występują pośród wapieni, zaś znacznie mniej, gdy występują pośród wapieni marglistych.

Spośród szczątków organicznych igły gąbek występują tylko w kilku miejscach. Czasem w poziomach zawierających krzemienie, ale także bez wyraźnego związku z krzemieniami lub strefami skrzemionkowanymi.

Otwornice najliczniej występują w niższej części profilu, od cenomanu po koniak włącznie. Ich średnia zawartość wynosi około 35% masy skały. W santonie i w kampanie stanowią natomiast mniej niż 10% masy skały. To gwałtowne załamanie się ilościowe nie stoi w żadnym związku z litologią skały, jej teksturą, czy też składem mineralnym; dokonuje się nagle na przelomie koniak i santonu w monotonnej serii wapienia marglistego. W bardzo niewielkich ilościach otwornice występują w marglach i kredzie piszczącej. Najobficiej są spotykane w wapieniach marglistych. W tych ostatnich zresztą ilość otwornic gwałtownie spada w strefach zawierających krzemienie lub skrzemionkowanych. Otwornice i włókna inoceramów na ogół wykluczają się wzajemnie. Tam, gdzie zmniejsza się ilość otwornic – zwiększa się ilość włókien inoceramów i odwrotnie.

Cechy teksturalne skał kredy. W dolnej części profilu w wapieniach i wapieniach marglistych występują charakterystyczne smugi i laminy margliste, faliste, nieregularne w przebiegu. Szczególnie duże ich zagęszczenie występuje na przelomie cenomanu i turonu oraz w turonie i koniak. W wapieniach, oprócz smug i lamin, występują także stylolity. Górna część profilu, złożona z kredy piszczącej i częściowo wapienia marglistego, nie posiada żadnych makroskopowo dostrzegalnych cech strukturalnych. Barwa skał w przeważającej części jest jasnoszara lub szara, i czasem seledynowa lub kremowa, w przypadku kredy piszczącej – biała.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW ALBU GÓRNEGO I KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

W pełni rdzeniowane i prawidłowo opróbowane (co 3 m) skały z otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 były już wielokrotnie badane w połowie XX wieku. W 1959 roku autorka obecnego opracowania ustaliła ich stratygrafię mikropaleontologiczną w korelacji z makrofauną, opracowaną przez doc. Stefana Cieślińskiego. Stratygrafię ustalono na podstawie zbadanych 156 próbek skalnych bogatych w liczne otwornice, prowadzące zarówno planktoniczny, jak i bentoniczny tryb życia (fig. 64⁴). Wśród tych ostatnich zanotowano liczne taksony otwornic o skorupkach wapiennych i zlepieńcowatych. Szczegółowe paleontologiczne opracowanie otwornic z osadów albu, cenomanu i dolnego turonu omawianego otworu było przedmiotem pracy doktorskiej obecnej autorki (Gawor-Biedowa, 1972). Mikrobiostratygrafię osadów wymienionego wyżej wieku z monokliny przedsudeckiej w porównaniu z obszarami sąsiadującymi przedstawiła Gawor-Biedowa (1982).

Alb górny

Utwory albu górnego w profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 zawierają najbogatszy zespół otwornic ze wszystkich zbadanych dotychczas utworów tego wieku z monokliny przedsudeckiej (Gawor-Biedowa, 1982). Są to próbki z głębokości 715,6 i 713,6 m (fig. 64). W tych samych warstwach z głębokości 712,6–715,6 m S. Cieśliński znalazł liczne okazy gatunku *Aucellina gryphaeoides* Sowerby i *Neohibolites minimus* Miller, wskazujące na alb górny.

W bogatych biocenozach ze skał albu przeważają przedstawiciele rodziny Vaginulinidae Reuss, 1860, wskazując na wyraźne związki tych faun z otwornicami dolnej kredy. Pojawiają się gatunki nowych rodzajów, w tym rodzaju *Gavelinella*, Brotzen, 1942, dające liczne formy przewodnie w okresie górnokredowym. Niektóre z nich, jak *Gavelinella spinosa* (Plotnikowa), osiąga w omawianych

⁴ Figura 64 znajduje się w kieszeni na końcu książki.

osadach optimum rozwoju. Stwierdzono tu również nowe gatunki nieznane dotychczas. Są to: *Verneulinoides gorzowiensis* Gawor-Biedowa i *Anomalina gorzowiensis* Gawor-Biedowa. *Verneulinoides gorzowiensis* Gawor-Biedowa ma szerszy zasięg stratygraficzny i paleogeograficzny, gdyż występuje również w osadach cenomanu na obszarze obniżenia bałtyckiego (np. otwór Grudziądz IG 1 – Gawor-Biedowa, 2011). W omawianym otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 występuje on również w osadach cenomanu, nie przekraczając jednak górnej jego granicy. W osadach górnego albu stwierdzono również gatunki opisane z górnolubelskich skał niecki łódzkiej, tj. *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa i *Lingulogavelinella arachnoidea* (Gawor-Biedowa, 1972). Występują one w skałach albu i cenomanu niemal na całym obszarze Niżu Polskiego (Gawor-Biedowa, 2007a, b, 2008a, b, 2012a, b), i nie tylko, gdyż *Lingulogavelinella arachnoidea* został znaleziony w osadach cenomanu w otworze Bolesławiec N 24 (Gawor-Biedowa, 1991a), w synklinorium północnosudeckim. *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa była obserwowana w cenomanie na obszarze wału kujawskiego, obniżenia bałtyckiego i na wyniesieniu podlasko-lubelskim w otworze Białopole IG 1 (Gawor-Biedowa, Witwicka, 2012). Stwierdzona w omawianym profilu tylko w osadach górnego albu *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa, na wymienionych wyżej obszarach występuje niekiedy również w najniższych warstwach dolnego turonu (np. wyniesienie podlasko-lubelskie – otwór Białopole IG 1).

Na pograniczu albu górnego i cenomanu następuje zażębianie się gatunków otwornic obu tych pięter. Podobne zjawisko obserwował S. Cieśliński w zespołach makrofauny. Dzięki opracowywaniu niemal wszystkich taksonów z osadów pogranicza tych pięter następuje coraz to dokładniejsze wyznaczenie tej granicy.

Cenoman

Gatunki przewodnie dla cenomanu, tj. *Dorothia gradata* (Barthelin), *Pseudotextulariella cretosa* (Cushman), *Textularia foeda* Reuss, jak również ciepłolubne *Schackoina cenomana* (Schacko), *Schackoina bicornis* Reichel i *Schackoina molimiensis* Reichel stwierdzono już na głębokości 711,6 m. Natomiast gatunek również przewodni dla cenomanu – *Rotalipora appenninica* (Renz) znaleziono w osadach na głębokości 706,0 m. *Rotalipora appenninica* tworzy w cenomanie poziom otwornicowy z dwoma podpoziomami – *Gavelinella varsoviensis* i *Cibicides gorbenkoi* (fig. 64). Odpowiadają one makrofaunistycznym poziomom z *Mantelliceras mantelli* i *Acanthoceras rhotomagense*. Zaznaczający się w górnej części osadów cenomanu poziom rozkwitu gatunków rodzaju *Rotalipora* odpowiada makrofaunistycznemu poziomowi – *Callycoceras naviculare* (głęb. 655,0 m). Dwa nowe gatunki z otwornic zlepieńcowatych tj.: *Arenobulimina polonica* Gawor-Biedowa i *Arenobulimina varsoviensis* Gawor-

-Biedowa pochodzą z osadów poziomu *Gavelinella varsoviensis*. *Arenobulimina polonica* Gawor-Biedowa został również znaleziony w osadach cenomanu otworu Wykroty N 14, w centralnej części synklinorium północnosudeckiego (Gawor-Biedowa, 1991b).

Turon

W profilu skał z omawianego otworu wyróżniono dwa podpiętra turonu: turon dolny i górny.

Turon dolny

Z początkiem turonu dolnego rozpoczyna się nowy i krótkotrwały okres rozwoju otwornic. Pojawia się wiele nowych gatunków charakterystycznych tylko dla tego podpiętra, wyróżnionego w tym profilu na głębokości 653,0–661,0 m. Są to zarówno otwornice planktoniczne, jak i bentoniczne. Z planktonicznych występują tu: *Dicarinella imbricata* (Mornod), *Dicarinella renzi* (Gandolfi), *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova, *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan. Do otwornic bentonicznych, występujących tylko w osadach dolnego turonu, należą: *Gaudryina angustata* Akimez i *Gaudryina compressa* Akimez. W osadach turonu dolnego występuje poziom otwornicowy – *Helvetoglobotruncana helvetica* z podpoziomem *Praeglobotruncana oraviensis*, odpowiadającym makrofaunistycznym poziomom z *Inoceramus labiatus* i *Inoceramus lamarcki*. Z niewielkich gatunków przechodzących do osadów turonu dolnego z warstw cenomanu należy wymienić: *Praebulimina minima* (Tappan), *Hedbergella simplicissima* (Magne et Sigal), *Cibicides gorbenkoi* Akimez, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) i jedyny gatunek z rodzaju charakterystycznego dla albu i cenomanu, tj. *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen). Długowiecznym gatunkiem w tym zespole, występującym w całej kredzie górnej, jest *Valvulineria lenticula* (Reuss).

Turon górny

Z końcem turonu dolnego następuje niemal całkowita zmiana w taksonomicznym składzie otwornic. Rozpoczyna się nowy etap ich rozwoju ewolucyjnego. Dotyczy to wszystkich grup otwornic. Pojawiają się nowe rodzaje, których gatunki o krótkich zasięgach stratygraficznych są cennymi gatunkami przewodnimi. Jednym z nich jest rodzaj *Stensioeina* Brotzen. Jego pojawienie się wyznacza początek turonu górnego. W przypadku omawianego profilu pierwsze okazy gatunku tego rodzaju, tj. *Stensioeina praexsculpta* (Keller) stwierdzono w osadach z głębokości 651,0 m. Uznano je za najstarsze warstwy tego podpiętra. Następuje tu również nowy etap w rozwoju otwornic planktonicznych okilowanych i nie tylko. Z nowo powstałego ro-

dzaju *Marginotruncana*, w osadach turonu górnego omawianego profilu występują: *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Marginotruncana bulloides* (Vöglér), *Marginotruncana marginata* (Reuss), a z innych *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny). Należy zaznaczyć, że granicę między dolnym a górnym turonem w omawianym otworze wyznaczają również *Gavelinella berthelini* (Keller), *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny), *Gavelinella moniliformis* (Reuss), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny). W osadach turonu górnego omawianego profilu zaznacza się poziom otwornicowy z *Gavelinella moniliformis*, odpowiadający makrofaunistycznym poziomom z *Inoceramus costellatus* i *Inoceramus schloenbachi*. Górną granicę turonu wyznacza koniec zasięgu występowania *Gavelinella berthelini* (Keller) i początek występowania *Stensioeina exsculpta* (Reuss). Przebiega ona w tym profilu na głębokości 565,0–569,0 m.

Koniak

Skały koniaku zawierają znacznie bogatszy od skał turonu skład biocenoz, zarówno pod względem rodzajów, gatunków, jak i osobników reprezentujących gatunki. Już w pierwszej próbce, pochodzącej z osadów koniaku (głębokość 565,0 m), bo zawierającej *Stensioeina exsculpta* (Reuss) i *Gavelinella thalmanni* (Brotzen), obok równocześnie występującej *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), znajdują się licznie pojawiające się gatunki z rodzaju *Marginotruncana*, *Heterohelix*. Stwierdzono tu też *Stensioeina polonica* Witwicka, *Neoflabellina rugosa* d'Orbigny, nowy rodzaj *Globotruncana* (Cushman, 1927) z przedstawicielem *Globotruncana rugosa* (Marie) i inne (fig. 64). W najmłodszych osadach koniaku (głęb. 540,0 m) zanotowano przybysza z morza Tetydy – *Goesella rugosa* (Hanzliková). Podpoziom *Stensioeina praeexsculpta* obejmuje dolną (koniacką) część poziomu z *Gavelinella thalmanni*. Wraz z podpoziomem santonu dolnego o tej samej nazwie, odpowiada makrofaunistycznemu poziomowi *Inoceramus involutus*.

Santon

Jako santonie określono te osady, w których nie występuje już *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), a nie stwierdzono w nich jeszcze obecności *Cibicidoides involutus* (Reuss), gatunku przewodniego dla kampanu i mastrychtu. Znajdują się one w omawianym profilu na głęb. 406,0–536,0 m. Zawierają bardzo bogate biocenozy, złożone ze wszystkich grup otwornic. Kończą tu zasięgi występowania liczne gatunki rodzaju *Marginotruncana*, jak *Marginotruncana coronata* (Bolli) i *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi). Po ich wymarciu, w połowie santonu, pojawiały się kosmopolityczne gatunki *Globotrunca-*

na arca (Cushman), *Rosita fornicata* (Plummer) oraz *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer). Rodzajem dającym w wyższych piętrach górnej kredy liczne gatunki przewodnie jest powstały w santonie rodzaj *Bolivinoides* Cushman, z gatunkiem *Bolivinoides strigillatus* (Chapman). W santonie skalach tego otworu występują ciepłolubne gatunki, świadczące o migracji faun z obszaru Tetydy do morza monokliny przedsudeckiej. Należą do nich *Planoglobulina acervulinoides* (Egger) i *Pseudotextulari elegans* (Rzehek).

Na połączenie ułatwiające migrację faun „między morzami górnokredowymi bruzdy północnoeuropejskiej, a Tetydą w czasie od cenomanu do santonu” zwrócili uwagę już w latach 50. Pożaryski i Witwicka (1956). Wśród licznych dowodów z późniejszego okresu badań znalazł się i ten występujący w opracowywanych osadach. W warstwach z głębokości 501,5 m stwierdzono gatunek *Sliteria varsoviensis* Gawor-Biedowa, opisany z mastrychtu Wyżyny Lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992). Występuje on pod innym zaszerogowaniem taksonomicznym w mastrychcie Meksyku i USA, jak również na obszarze Tetydy. Pod obecną nazwą został uznany przez Widmarka i Speijera (1997) za jeden z wyznaczników głębokości morza Tetydy. Mamy więc jeszcze jeden dowód na wpływy morza Tetydy na omawiany obszar.

W santonie, w omawianych osadach, wydzielono dwa podpiętra – santon dolny i górny. W santonie dolnym występuje podpoziom *Gavelinella thalmanni* poziomu o tej nazwie, odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi *Inoceramus cardissoides*. W santonie górnym wyróżniono poziom z *Bolivinoides strigillatus* odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi *Inoceramus patotensis* (fig. 64).

Kampan

W omawianym profilu analizowane próbki pochodzą jedynie z dolnego kampanu. Na kampański wiek skał z głębokości 177,4–402,0 m wskazuje współwystępowanie gatunków *Cibicidoides involutus* (Reuss), *Bolivinoides decoratus* (Jones), niewystępujących w osadach santonu, z *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) ginących z końcem kampanu. Wiek ten potwierdza cały bogaty inwentarz mikrofaunistyczny zanotowany w próbkach z wymienionego odcinka profilu (fig. 64). W osadach tych można wyróżnić dwa poziomy mikrofaunistyczne: poziom z *Bolivinoides decoratus* odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi z *Gonioteuthis granulatus* i poziom z *Gavelinella monterelensis* odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi z *Gonioteuthis quadrata*. Brak w osadach badanej części profilu gatunków rodzaju *Bolivina* jak *Bolivina incrassata* Reuss, *Bolivina dacurrens* (Ehrenberg) oraz *Gavelinella beccariliiformis* (White), *Bolivinoides miliaris* Hiltermann et Koch, *Globotruncana contusa* (Cushman) pozwalają przypuszczać, że osady z podanej wyżej głęboko-

kości należą jedynie do kampanu dolnego. Należy również zaznaczyć, że w warstwach z głębokości 392,0 m stwierdzono *Varsoviella pazdroae* Gawor-Biedowa opisany z Wyżyny Lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992), gdzie występuje w utworach kampanu i mastrychtu. W omawianym profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 znajduje się w pozycji stratygraficznej jak na obszarze pochodzenia. Niezgodność z występowaniem na Wyżynie Lubelskiej wykazują nato-

miast *Dorothia irregularis* (Marsson) i *Spiroplactamina navarroana* Cushman, które w omawianym otworze występują w osadach kampanu, a nie w mastrychcie.

Niemal we wszystkich próbkach zbadanych z osadów omawianego profilu stwierdzono również liczne małżoraczki oraz szczątki mszywiolów w osadach santonu i kampanu. Występowania tej mikrofauny nie zaznaczono na [figurze 64](#).

Aleksandra KOZŁOWSKA, Maria HARAPIŃSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW KREDY DOLNEJ

Wprowadzenie

Analizę petrograficzną osadów kredy dolnej (712,00–723,55 m – wg rdzenia) w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 przeprowadzono na 9 próbkach. Sześć próbek reprezentuje alb środkowy (piaskowce, margle i wapienie) a trzy alb górny (margle). Przeprowadzono standardowe badania płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym. Dodatkowo wykorzystano wyniki analiz petrograficznych Harapińskiej (1959). Autorka ta wykonała badania płytek cienkich, analizę granulometryczną oraz analizę minerałów ciężkich.

Charakterystyka petrograficzna

Alb środkowy (wg rdzenia 717,5–723,55 m)

W spągu profilu występują osady piaszczyste o miąższości około 6 m, które w stropie i środkowej jego części są wykształcone jako piaskowiec kwarcowo-glaukonitowy. Z dolnego odcinka (około 5 m) piaskowców Harapińska (1959) wykonała analizę minerałów ciężkich dla pięciu próbek. Najbogatsza w minerały ciężkie była frakcja 0,2–0,1 mm. Skład procentowy minerałów ciężkich w analizowanych próbkach piaskowców, obliczony metodą planimetryczną, przedstawiono w [tabeli 15](#).

Z zestawienia tabelarycznego wynika, że dominującym minerałem ciężkim jest ilmenit. Pozostałe minerały utrzymują się mniej więcej w równowadze, jedynie glaukonit w jednej próbce przekracza 4%, podczas gdy w pozostałych stanowi poniżej 1%.

Alb górny (wg rdzenia 712,0–717,5 m)

Powyżej analizowanych piaskowców występują piaskowce z glaukonitem, reprezentowane przez próbki z głęb. 715,9 i 715,7 m. Jest to waka kwarcowa (Pettijohn i in., 1972), nierównoziarnista, o strukturze psamitowej i teksturze bezładnej ([fig. 65A](#)). Materiał detrytyczny przeważnie jest słabo wysortowany, słabo- i półobtoczony. Upakowanie ziarn w piaskowcach jest na ogół luźne. Głównym składnikiem mineralnym jego szkieletu ziarnowego jest

kwarc, który przeciętnie stanowi około 40% obj. skały. Kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym. Do kwarcu polikrystalicznego zaliczono również okruchy rogowców, czertów i chalcedonitów. Wielkości ziarn kwarcu mieszczą się w dwóch przedziałach od 1,60 do 0,56 mm i 0,3–0,1 mm. Sporadycznie spotyka się ziarna o średnicy do 2,4 mm. Niejednokrotnie ziarna kwarcu są popękane a szczeliny spękań są wypełnione glaukonitem. Skalenie reprezentujące głównie skalenie potasowe (m.in. mikroklin) występują w ilości około 3%. Ziarna skaleni były poddane działaniu procesów rozpuszczania. Miejscami pustki wewnątrz ziarn skaleni wypełnione są glaukonitem. Z łuszczyków obserwowano głównie muskowit, w ilościach śladowych. Z minerałów ciężkich dostrzeżono cyrkon. Powszechnie, w ilości około 30%, występuje glaukonit o barwie trawiasziozielonej, w większości o ziarnach dobrze obtoczonych i budowie agregatowej.

Tabela 15

Wyniki analizy planimetrycznej składu minerałów ciężkich w wybranych piaskowcach kredy dolnej [%]

Results of planimetric analyses of heavy minerals in the selected Lower Cretaceous sandstones [in %]

Minerały	Głębokość [m]				
	722,40	721,40	720,40	919,40	718,40
Ilmenit	77,81	68,95	74,00	73,33	69,31
Turmalin	1,85	2,05	2,60	2,05	2,28
Cyrkon	5,92	9,48	6,00	5,13	7,50
Granaty	7,02	11,28	9,40	10,51	6,36
Rutyl	1,62	3,34	2,80	3,84	5,23
Staurolit	3,88	2,34	2,40	3,34	2,72
Piryty	0,82	1,02	1,20	0,52	1,36
Magnetyt	0,81	1,03	1,60	1,02	0,68
Glaukonit	0,27	0,51	0,00	0,26	4,56

W niektórych ziarnach glaukonitu, w ich częściach zewnętrznych, obserwujemy efekty rekrytalizacji. Wielkość jego ziarn waha się w granicach od 0,40 do 0,15 mm. Miejscami glaukonit został spłaszczony prawdopodobnie na skutek kompaktacji mechanicznej. Spłaszczony glaukonit obserwujemy w obrębie matriksu oraz na kontakcie z ziarnami kwarcu. Ponadto obserwowano fosforany, miejscami tworzące dość duże skupienia dochodzące do kilku milimetrów średnicy. Materiał detrytyczny jest spojony matriksem pelitowo-aleurytowym. Tworzą go minerały ilaste

i wodorotlenki żelaza oraz mulek kwarcowy. Miejscami występuje cement porowy zbudowany z pirytu, a w próbie z głęb. 715,7 m dodatkowo z kalcytu.

Powyżej, w przedziale głęb. 714,5–715,7 m, na opisanych piaskowcach zalegają margle glaukonitowe, o strukturze psamitowej i teksturze bezkierunkowej (fig. 65B). Są one reprezentowane przez próbki z głęb. 715,5 i 715,2 m. Skała ta zawiera około 20% kwarcu o ziarnach półobtoczonych o wielkości średnicy ziarn od 1,05 do 0,1 mm. Zauważono również okruchy skał krzemionkowych – rogowców.

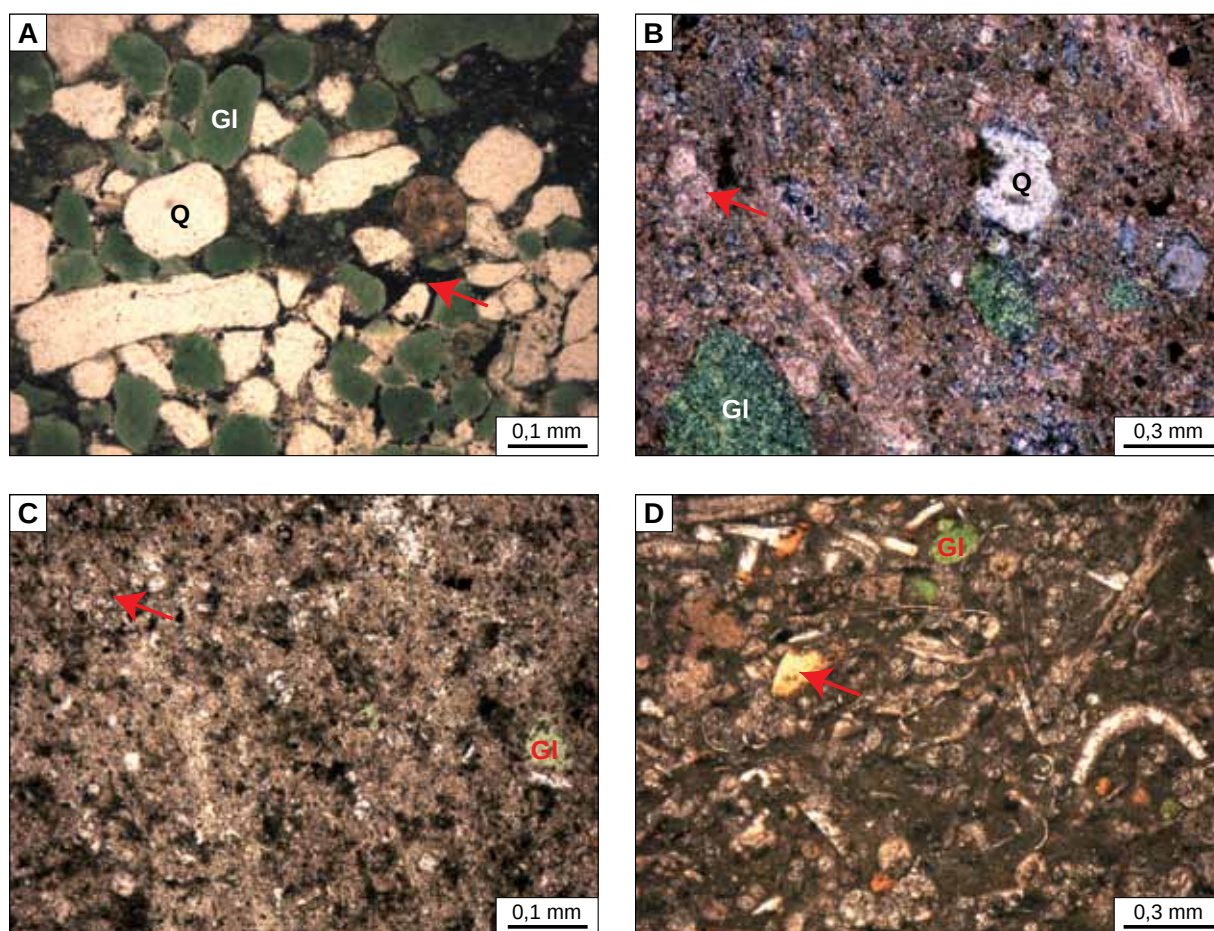


Fig. 65. Skały kredy dolnej

Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym. **A** – piaskowiec kwarcowo-glaukonitowy spojony matriksem pelitowo-aleurytowym oraz cementem pirytowym (strzałka); ziarna kwarcu (Q), glaukonit (Gl); głęb. 715,9 m, bez analizatora; **B** – margiel glaukonitowy; ziarna kwarcu (Q), glaukonit (Gl), fragmenty otwornic (strzałka) oraz małży; głęb. 715,5 m, nikole skrzyżowane; **C** – margiel z niewielką zawartością glaukonitu (Gl); fragmenty otwornic (strzałka); głęb. 714,4 m, bez analizatora; **D** – wapień organogeniczny z fragmentami skorup małżów oraz otwornic; okruchy fosforanów (strzałka) oraz glaukonit (Gl); głęb. 713,7 m, bez analizatora

The Lower Cretaceous rocks

Photographs taken in polarizing microscope. **A** – quartz-glauconite sandstone with pelite-aleurite matriks and pyrite cement (arrow); quartz (Q), glauconite (Gl); depth 715.9 m, without analyser; **B** – glauconite marl; quartz (Q), glauconite (Gl), fragments of foraminifera (arrow) and bivalves; depth 715.9 m, crossed nicols; **C** – marl with a low content of glauconite (Gl); fragments of foraminifera (arrow); depth 714.4 m, without analyzer; **D** – organogenic limestone with fragments of bivalves and foraminifera; fragments of phosphates (arrow) and glauconite (Gl); depth 713.7 m, without analyzer

W niewielkiej ilości są obecne skalenie potasowe (mikroklin) oraz śladowo muskowit. Ponadto (w ilościach po około 1%) występują okruchy fosforanów oraz fragmenty bioklastów: otwornic i małży. Powszechnie, w ilości około 20%, występuje glaukonit barwy trawiastozielonej o dobrze obtoczonych ziarnach agregatowych, o wielkości w przedziale 0,4–0,1 mm. W niektórych ziarnach obserwujemy efekty rekrytalizacji w ich partiach zewnętrznych. Spoiwo skały, stanowiące około 60% całości składu, jest ilasto-węglanowe. W nieznacznej ilości występuje pirit. Margle glaukonitowe różnią się zmiennością w ilościowym składzie mineralnym. W spągu tej serii margle zawierają więcej kwarcu i glaukonitu, natomiast ku stropowi zmniejsza się zawartość tych minerałów.

Wyżej w profilu, na głęb. 713,9–715,3 m występuje margiel o strukturze pelitycznej i teksturze bezkierunkowej (fig. 65C). Reprezentuje go próbka z głęb. 714,4 m. Tło skalne stanowi substancja ilasto-węglanowa, w której tkwią niewielkie ilości ziarn kwarcu frakcji aleurytowej (około 0,2 mm). Widoczne są bardzo drobne okruchy fauny, głównie otwornic. Glaukonit w postaci zielonych ziarn, o wielkości osiągającej średnicę 0,08 mm, występuje nielicznie.

W górnej części profilu albu górnego stwierdzono około 30 cm warstwę wapienia organogenicznego, o teksturze bezkierunkowej (próbka z głęb. 713,7 m; fig. 65D). Reprezentuje on wakston marglisty małżowo-otwornicowy (Jaworowski, 1987). Głównym składnikiem, stanowiącym około 60% skały, są szczątki skorup małżów i włókna inoceramów oraz otwornice. Okruchy fauny są zbudowane z węglanów oraz z substancji fosforanowej słabo pleochroicznej (od jasnożółtej do brunatnożółtej) i anizotropowej. Podrzednie występują słabo obtoczone ziarna kwarcu oraz dobrze obtoczony, zielony glaukonit. Wielkość średnicy obu tych składników jest zbliżona i wynosi około 0,08 mm. Spoiwo wapieni jest wapienno-ilaste.

Powyżej wapieni, od głęb. 713,6 m, występują margle analogiczne do margli leżących pod nimi.

Margle występują do głęb. 709,3 m i są reprezentowane przez dwie próbki z głęb. 711,8 i 709,4 m. Charakteryzują się nieznaczną zawartością fragmentów bioklastów: otwornic i małżów, oraz brakiem kwarcu i glaukonitu.

Powyżej, margle te przechodzą w margle inoceramowe z dużą ilością (około 20%) włókien inoceramów, reprezentowane przez próbkę z głęb. 707,5 m. Oprócz szczątków fauny w bardzo małej ilości występuje kwarc o średnicy do 0,04 mm.

Podsumowanie

Piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, rozpoczynające sedymentację kredy dolnej, należy uznać za osady transgresyjne, przybrzeżne. Drobnodziarnistość osadu świadczy, że transgresja była raczej powolna i postępowała na teren speneplenizowany. Następnie sedymentacja przebiegała w zbiorniku głębszym co zaznacza się osadami marglistymi.

Z analizy minerałów ciężkich można wnioskować o źródle materiału detrytycznego. Wyjątkowo dobre obtoczenie minerałów ciężkich takich jak: ilmenit, turmalin, cyrkon, rutyl i magnetyt wskazują na to, że pochodzą one prawdopodobnie z wtórnego źródła. Natomiast ich zdecydowana przewaga nad pozostałymi minerałami ciężkimi może wskazywać, że głównym źródłem materiału terygenicznego były skały osadowe. Obecność granatów i staurolitu, różniących się od reszty minerałów gorszym stopniem obtoczenia, może świadczyć również o erozji (w mniejszym stopniu) łupków krystalicznych pochodzenia osadowego, w których występuje staurolit, często w paragenezie z granatem.

PALEOGEN

Jacek KASIŃSKI

PALEOGEN W OKOLICACH GORZÓW WIELKOPOLSKIEGO

Utwory paleogenu nawiercone w otworze Gorzów Wielkopolski I należą w całości do formacji rupelskiej (iły septariowe), znajdującej kontynuację na rozległych obszarach Europy Zachodniej. Według współczesnych poglądów (Piwocki i in., 2004) omawiane utwory reprezentują niemal kompletny profil oligocenu dolnego, choć w okresie prac nad otworem Gorzów Wielkopolski IG 1, były uznawane głównie za środkowooligocenne (Woźny, 1959, 1961). Niewielka miąższość osadów oligocenu dolnego (30,3 m), typowa dla przeważającej części Niżu Polskiego, jest

w tym przypadku raczej wynikiem miernego tempa depozycji a nie erozji śródformacyjnej.

Transgresja postępująca od zachodu w najniższym rupelu rozwijała się w kilku fazach. Zespół mikrofauny zimnolubnej (Buchardt, 1978; Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1978, 1988) świadczy o połączeniu omawianego obszaru z basenem Europy Zachodniej i oddzieleniu od basenów ukraińskiego i białoruskiego strefą płycizn i wysp. Regresję morską na Niżu Polskim wyznacza poziom piasków kwarcowych z glaukonitem, które powstały na pograniczu rupelu i szatu lub w dolnym szacie. Przez

pozostałą część szatu na omawianym obszarze panowały warunki lądowe.

W otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 osady reprezentujące omawiany odcinek profilu są dość jednorodne i budowane z utworów drobnoklastycznych o zmiennej frakcji (mułków i ilów). Jedynie w spągu formacji, w interwale 177,2–177,5 m, występuje transgresywna warstwa mułku piaszczystego z domieszką ziarn żwiru i żwiru kwarcowego i kwarcytowego (tzw. „fasolka oligoceńska”). Morską genezę osadu potwierdza inwentarz makrofauny i istotna domieszka glaukonitu.

Badania biostratygraficzne (Woźny, 1959, 1965) pozwoliły na wyróżnienie w profilu trzech ogniw stratygraficznych, które z pewnym przybliżeniem można korelować z utworami formacji mosińskiej dolnej, czempińskiej i mosińskiej górnej (Ciuk, 1974), rozwiniętych w bardziej proksymalnej części basenu sedimentacyjnego:

- interwał 172,4–177,5 m zawiera makrofaunę charakterystyczną dla zbiornika morskiego pełnozasolonego, a jego

cechy litologiczne wskazują, że był to zbiornik względnie głęboki; może on stanowić ekwiwalent sedimentacyjny morskich utworów formacji mosińskiej dolnej;

- interwał 162,4–172,4 m zawiera makrofaunę charakterystyczną dla zbiornika o wodach słabiej utlenionych zbiornika o niższym zasoleniu i może stanowić ekwiwalent sedimentacyjny formacji czempińskiej; nie obserwuje się tu jednak objawów spłylenia morza, tak charakterystycznych dla występujących dalej ku południowemu wschodowi brakicznych utworów tej formacji;
- interwał 147,2–164,2 m w niższej części zawiera makrofaunę charakterystyczną dla wód słabo natlenionych, którą to zmianę można wiązać z pogłębieniem się zbiornika. Występująca w części wyższej makrofauna (odmienna jednak niż w poziomie drugim), wskazuje na postępujące spłylenie zbiornika. Cały interwał stanowi ekwiwalent sedimentacyjny morskich utworów formacji mosińskiej górnej.

Barbara SŁODKOWSKA, Irena GRABOWSKA

WYNIKI BADAŃ PALINOLOGICZNYCH UTWORÓW PALEOGENU

Wprowadzenie

Otwór wiertniczy Gorzów Wielkopolski IG 1 został odwiercony w latach pięćdziesiątych XX wieku. Do badań palinologicznych zostały wówczas pobrane próbki z osadów typowanych na trzeciorzęd. Irena Romanowicz w 1958 roku podjęła pierwszą próbę datowania tych osadów metodą analizy pyłkowej. Opracowała próbki z osadów ilowcowo-mułkowcowych z odcinka profilu 150,2 m do 168,2 m. Podczas tej analizy pozytywne wyniki dały jedynie dwie próbki z głębokości 161,5 i 168,2 m. Następnie w roku 1961 prace kontynuowała Irena Grabowska badając szczegółowo 26 próbek z profilu wiercenia na odcinku 147,3 do 175,6 m. Obecnie wyniki wymienionych wyżej badań zostały poddane rewizji, zarówno pod względem oznaczeń taksonomicznych, jak i przynależności stratygraficznej. Należy przy tym wziąć pod uwagę olbrzymi postęp wiedzy, jaki nastąpił w badaniach palinologicznych na przestrzeni przeszło pięćdziesięciu lat dzielących nas od odwiercenia i przeprowadzenia analiz. Dotyczy to zarówno metodyki przygotowania próbek do badań, generacji sprzętu optycznego – jego rozdzielczości, jak i rozwoju palinologii, zwłaszcza prężnie rozwijających się badań systematycznych (Stuchlik i in., 2001, 2002, 2009, 2014) i palinostratygraficznych (Ziemińska-Tworzydło, 1974; Grabowska, 1974, 1983; Grabowska, Ważyńska, 1997; Słodkowska, 2004).

Uwagi metodyczne

Autorki, opracowując archiwalny materiał, nie dysponowały preparatami mikroskopowymi ani próbkami pobranymi z wiercenia, które można by analizować według współczesnych standardów maceracji, oznaczeń i interpretacji. Gdyby takie badania zostały przeprowadzone współcześnie, rozdzielczość badań palinologicznych byłaby zapewne znacznie większa i wyniki bardziej szczegółowe. Pamiętając zatem o ograniczeniach materiału wyjściowego, z jakim przyszło nam pracować, naszym zadaniem było obecnie dokonanie kwerendy i rewizji istniejącego materiału.

Procedury wydobycia palinomorów z osadów i przygotowania próbek do badań palinologicznych przeprowadzonych przez Romanowicz (1958) polegały na maceracji osadów przy użyciu wrzącego 5% roztworu KOH celem usunięcia związków humusowych. Nie uzyskano jednak zadowalających wyników, zastosowano więc macerację gęstościową metodą flotacji, przy użyciu jodku kadmu i jodku potasu, oddzielając lżejszą frakcję organiczną od cięższej mineralnej. Rezultaty tej maceracji były również słabe, ponieważ sporomorfy uzyskano jedynie w dwóch próbkach z dziewięciu poddanych obróbce laboratoryjnej. W roku 1961 Grabowska osiągnęła lepsze rezultaty po włączeniu do procedury maceracji metodę acetolizy usuwającej celulozę z frakcji organicznej. Dzięki tak przeprowadzonej obróbce laboratoryjnej, we wszystkich badanych próbkach

uzyskano wystarczającą ilość palinomorf do przeprowadzenia pełnej analizy palinologicznej.

Grabowska (1961) w swoim opracowaniu omówiła łączne rezultaty analiz Romanowicz (1958) oraz własne wyniki badań. Zestawiła w tabeli wszystkie oznaczone wówczas taksony spor, pyłku i fitoplanktonu oraz przedstawiła te dane w formie diagramu. Frekwencja palinomorf była wysoka, ale okazy były porożrywane i pogniecione. Procentowy udział spor i ziarn pyłku obliczano, przyjmując za podstawę (100%) sumę wszystkich sporomorf oznaczonych w preparacie. Na ogół liczone po około 200 okazów możliwych do oznaczenia, a następnie przeglądano cały preparat w celu odnotowania pozostałych, niewliczonych wcześniej do analizy taksonów i oznaczono je symbolem „+” w zestawieniu procentowym. Obecność fitoplanktonu w spektrach notowano bez liczenia procentowego jego udziału i oznaczano go również symbolem „+” (tab. 16).

Obecnie wszystkie te oznaczenia, zwłaszcza sporomorf, zostały zrewidowane pod kątem przynależności systematycznej i o ile to możliwe – botanicznej, według czterech tomów Atlasu spor i ziarn pyłku (Stuchlik i in., 2001, 2002, 2009, 2014). Fitoplankton w owym czasie był bardzo słabo rozpoznawany, zatem przy braku możliwości obejrzenia preparatów palinologicznych obecnie, nie przeprowadzono bardziej szczegółowych datowań fitoplanktonowych.

Z prac prowadzonych w 1961 roku zachowały się liczne zdjęcia ziarn pyłku i spor, które po dokonaniu współczesnej rewizji taksonomicznej, zostały zestawione w formie pięciu tablic fotograficznych (Fig. 66–70). Sporządzono listę wszystkich oznaczonych i zrewidowanych obecnie taksonów palinomorf, wraz z ich botaniczną przynależnością (zał. 1). Zestawiono również palinomorfy wyróżnione we wszystkich próbkach z odcinka profilu 147,3 do 175,6 m; łącznie oznaczono 130 taksonów spor, ziarn pyłku i fitoplanktonu (tab. 16).

Rezultaty

Omawiany odcinek profilu reprezentują łyły, mułowce szare i brązowe z wtrąceniami piasków i żwirków, z niewielką zawartością miki.

Zespoły palinomorf, uzyskane ze wszystkich próbek z tych osadów, wykazują duże wzajemne podobieństwo dlatego zostaną omówione łącznie.

Główną cechą tych zespołów jest dominacja ziarn pyłku roślin nagonasiennych z wysokim udziałem gatunków: *Inaperturopollenites concedipites* (Wodehouse) Krutzsch, *I. dubius* (Potonié et Venitz 1934) Thomson et Pflug i *Cunninghamiaepollenites lignitus* Nagy z rodziny Taxodiaceae dochodzących łącznie do ok. 70% zespołów. Znacznie mniejszy jest udział przedstawicieli rodziny Pinaceae maksymalnie do ok. 15%. Tak znaczna dominacja pyłku nagonasiennych wpływa na mniejsze znaczenie pyłku roślin okrytonasiennych, wśród których w poszczególnych próbkach większe procentowe wartości odnotowały: *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves do 17%, *Cupuliferoipollenites pusillus* (Potonié) Potonié do 17%, *Quercoidites micro-*

henrici (Potonié) Potonié do 7%, *Monocolpopollenites tranquillus* (Potonié) Thomson et Pflug do 6%, *Tricolporopollenites villensis* (Thomson) Thomson et Pflug do 6%, *T. indeterminatus* (Romanowicz) Ziemińska-Tworzydło do 4% i *T. liblarensis* Kovar-Eder, Johanna średnio do 4% z maksimum w jednej próbce 17%. Pozostałe taksony osiągnęły mniejsze wartości procentowe lub pojedynczo pojawiały się w zespołach, pomimo tego należy podkreślić duże bogactwo taksonomiczne całego spektrum.

Interpretacja stratygraficzna i środowiskowa

Przystępując do badań palinologicznych w 1961 roku, znany był już wiek analizowanych osadów datowanych biostratygraficznie na podstawie makro- i mikrofauny (Gortyńska, 1962; Wolańska, 1962; Woźny, 1962), na oligocen dolny–rupel, wówczas zaliczany do środkowego oligocenu. Głównym zadaniem badawczym było zatem dokonanie charakterystyki palinologicznej osadów o precyzyjnie określonym wieku z wiercenia Gorzów Wielkopolski IG 1 (Grabowska, 1965). Stworzony został wzorcowy profil rupelu z tego regionu Polski, obowiązujący do czasu opracowania stratotypowych otworów Szczecin IG 1 (Grabowska 1966, 1968, 1973, 1974, 1983) i Goleniów IG 2 (Grabowska 1981, 1983).

W otworze wiertniczym Gorzów Wielkopolski IG 1 najważniejszą cechą spektrum pyłkowego jest dominacja ziarn pyłku roślin nagonasiennych powyżej 80%, z wyjątkowo wysokim udziałem pyłku należącego do rodziny Cupressaceae (cyprysowate) oraz do rodziny Taxodiaceae (cypryśnikowate), do której należą *Taxodium*, *Cunninghamia*, *Glyptostrobus*. Wśród ziarn pyłku okrytonasiennych obserwuje się duże różnicowanie taksonomiczne, pomimo niezbyt licznej ich zawartości w spektrum sporomorf. Istotne jest jednak występowanie pyłku *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves i *Cupuliferoipollenites pusillus* (Potonié) Potonié, których większa zawartość (dochodząca w niektórych próbkach do 17%) jest wskaźnikowa dla dolnego oligocenu. Na niższą część oligocenu wskazuje także obecność: *Dicolporopollis middendorffii*, *Monocolpopollenites tranquillus* (Potonié) Thomson et Pflug, *Quercoidites microhenrici* (Potonié) Potonié, *Tricolporopollenites villensis* (Thomson) Thomson et Pflug, *T. indeterminatus* (Romanowicz) Ziemińska-Tworzydło, *T. liblarensis* Kovar-Eder, Johanna, *T. undulatus* Pflug, *Zelkovaepollenites potonieii* Nagy i. in. Ponadto w zespole sporomorf oznaczono taksony redeponowane ze starszych osadów, z kredy spory *Cibotiumspora* sp., *Gleichenidites* sp., pyłek nagonasiennych z rzędu Cycadales i przedtrzciorzędowych Pinales oraz przedstawicieli pyłku roślin okrytonasiennych z wymarłej (kreda–eocen) polifiletycznej grupy Normapolles m.in. *Pompeckioidaepollenites subhercynicus*, *Trudopollis* sp. Dodatkowo w zespole był odnotowany morski fitoplankton, jednak w owym czasie nie prowadzono jeszcze jego szczegółowych oznaczeń, wyróżniono przedstawicieli dwóch rodzajów *Deflandrea* sp. i *Wetzeliella* sp., które są licznie spotykane w zespołach paleogeńskich.

Tabela 16

Palinomorfy oznaczone z profilu otworu wiertniczego Gorzów Wielkopolski IG 1

Palinomorfs from the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole

Takson	147,3 1	149,2 2	151,8 4	152,8 5	155,3 6	157 8	160,2 11	163 13	166 15	167,2 17	167,5 18	167,75 19	168,2 21	170,5 22	171,6 23	172,5 24	174,3 25	175,6 26
Spory																		
<i>Baculatisporites primarius</i>	+	+	1,5		1,5	+		+	3,5	+	+	1,5	+	+	+	+	+	1,5
<i>Canarozosporites heskemensis</i>								+								+	+	+
<i>Cicatricosisporites</i> sp.			+			+	4	+							+	+		
<i>Corrugatisporites solidus</i>			+								+							
<i>Corrugatisporites</i> sp.	+	+	2	1,5	+	1,5					+					+		+
<i>Extrapunctatosporis</i>				+												+		
<i>Hamulatisporites helenensis</i>	+					+				+								
<i>Laevigatosporites nitidus</i>		+	+		+			+										
<i>Laevigatosporites haardtii</i>	+	+		1,5	1,5	2,5	2	3,5	1,5	1,5	+	+	2,5	+	2	2	+	2
<i>Laevigatosporites major</i>			+			2	2			+								
<i>Leiotriletes adriennis</i>									2	+								
<i>Leiotriletes minor</i>			+				+											
<i>Leiotriletes neddenioides</i>	+	+			+	1,5		5	2	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Neogenisporis crassicus</i>			+	+														
<i>Neogenisporis neogenicus</i>		+		+				+				+				+		
<i>Retriletes pseudoclavatus</i>	+	+			+			3	+			+	+	+	+	+	+	+
<i>Selagosporis</i> sp.			+												+			
<i>Stereisporites granulatus</i>				+	+													
<i>Stereisporites leipischensis</i>			+	+			+	+					+	+		+	+	
<i>Stereisporites</i> sp.		+			+	+												
<i>Stereisporites stereoides</i>								+			+		+	+	+	+	+	+
<i>Triplanosporites sinuosus</i>			+	+						+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Verrucatosporites favius</i>	+	+	+	+	+	+			+					+				
<i>Verrucatosporites histiopteroides</i>					+							+						
Nagasnienne																		
<i>Abiespollenites absolutus</i>		+				+				1,5			+		+			
<i>Abietinepollenites microalatus</i>	+	2	+	3,5	+	+		2,5	+	2,5	1,5	+	2,5	+	2	2	2	+
<i>Cathayapollis potoniiei</i>	1		3					3			2				1			
<i>Cedripites miocaenicus</i>		+				+			+									
<i>Cunninghamiapollenites lignitus</i>	7	10	7	7	8	5	5	9	9	8	5	8	8	8	10	3	10	7
<i>Inaperturopollenites concedipites</i>	35	35	39	31	38	30	13	38	43	45	56	50	38	41	45	41	40	43
<i>Inaperturopollenites dubius</i>	20	14	9	7	17	7	8	10	11	18	11	13	10	12	12	10	14	10
<i>Laricispollenites</i> sp.	3	+	+	+				2,5	+	7,5	+	3	5	5	4	5	5	4
<i>Monocolpopollenites</i> cf. <i>Ginkgo</i>				3	+						+	+	+	+				
<i>Piceapollenites alatus</i>	4,5	4	2,5	3,5	+	2		4	3,5	+	+	+	3	+	3,5	2	3,5	+
<i>Piceapollenites tobolicus</i>	+	3		5				4			+	+	+	3		2		1
<i>Pinuspollenites</i> sp.	7	7	6	6	5	7	3	6	2,5	5	3,5	4	9	+	6	6	5	6,5
<i>Pinuspollenites cedrisacciformis</i>			1		+				1				2					
<i>Podocarpidites eocaenicus</i>				+		1										+		
<i>Podocarpidites</i> sp.								+						+		+		

Tabela 16 cd.

	1	2	4	5	6	8	11	13	15	17	18	19	21	22	23	24	25	26
<i>Sciadopitypollenites crassus</i>	+												+	+	+	+	+	+
<i>Sciadopitypollenites verticillatiformis</i>		+	+	+	+	+	+	2,5	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Sequoiapollenites gracilis</i>			1			2							1	+				
<i>Sequoiapollenites largus</i>		2			1	+				+								
<i>Sequoiapollenites major</i>	+			+					+				+			1	2	
<i>Sequoiapollenites polyformosus</i>							4		4	+		+				+		
<i>Sequoiapollenites rugulus</i>		1								+	+							1
<i>Zonalapollenites spectabilis</i>			+		+			+		+		+	+		+	+	+	+
Okrytonasienne																		
<i>Alnipollenites verus</i>	+	+		+	1,5	+		2	1,5		+	2,5	1,5	3	1,5	1	2	+
<i>Araliaceopollenites cf. amplius</i>	+		+	+	+			+	2	4	+	1,5	+	+	+			
<i>Arecipites parareolatus</i>	+	+	2,5	+		3	2	5,5	2		+	2,5	+	3	+	+	+	
<i>Betulaepollenites microexcelsus</i>														+				
<i>Brosipollis salebosus</i>														+		+		
<i>Carpinipites carpinoides</i>				+	+	+	+		+	+		+	2		+	+	+	+
<i>Caryapollenites simplex</i>	+				+			+	+	+	+	+		+	+	+	+	+
<i>Caryapollenites sp.</i>					+		+					+						
<i>Chenopodipollis neogenius</i>		+			+	+		+					+	+	+			
<i>Chenopodipollis stellatus</i>	+			+														
<i>Cornaceapollis sp.</i>											+					+		
<i>Corsiniipollenites oculinoctis</i>																+		
<i>Corylopsipollenites microreticulatus</i>							+											
<i>Cupuliferoipollenites pusillus</i>	2	+	+	1,5	+	7	17	1,5	+	+	2,5	+	+	4	+	+	+	+
<i>Cyrtillaceapollenites bruhlenis</i>			3,5	+	+						1,5		+	+	+	+	+	+
<i>Cyrtillaceapollenites exactus</i>				+			4					+	+	+				
<i>Dicoporopollis middendorffii</i>																+		+
<i>Ericipites baculatus</i>							+											
<i>Ericipites callidus</i>					+						+	+	+					+
<i>Ericipites ericius</i>		+	+		+				+	+	+	+	+	+	1,5	+	+	+
<i>Faguspollenites verus</i>								+										
<i>Fususpollenites fusus</i>	5	10	6,5	11,5	15,5	17,5	9	+	4,5	+	9	6	4	7	6,5	8	7,5	15,5
<i>Fususpollenites residuus</i>																+		
<i>Ilexpollenites iliaceus</i>				+							+	+			+	+	+	1,5
<i>Ilexpollenites margaritatus</i>	+		+	+	1,5	+			+	+				+		+	+	
<i>Ilexpollenites propinquus</i>								+					+					
<i>Intratropipollenites insculptus.</i>			+		+	+	+			+				+	+	+	+	+
<i>Intratropipollenites instructus</i>	+		+				+											
<i>Intratropipollenites sp. sp.</i>									+			+						
<i>Momipites punctatus</i>	+	2	2	+	+	2	2	+	+	+	+	4	4	+	+	2	1,5	1,5
<i>Momipites quietus</i>														+			+	+
<i>Monocolpopollenites tranquillus</i>	6,5	2,5	3	1,5	+	+		3,5	4,5	3,5		+	+			+	+	
<i>Multiporopollenites maculosus</i>																		+
<i>Myricipites coryphaeus</i>	+	2	+		+			2	1,5	+	+	+	+	+		8	+	1,5
<i>Myricipites sp.</i>		+								+		+						
<i>Nyssapollenites accessorius</i>	+			+	+	+		+	+	+	+	+	+			+		
<i>Nyssapollenites pseudocruciatus</i>										+	+	+		+				

Tabela 16 cd.

[illegible]

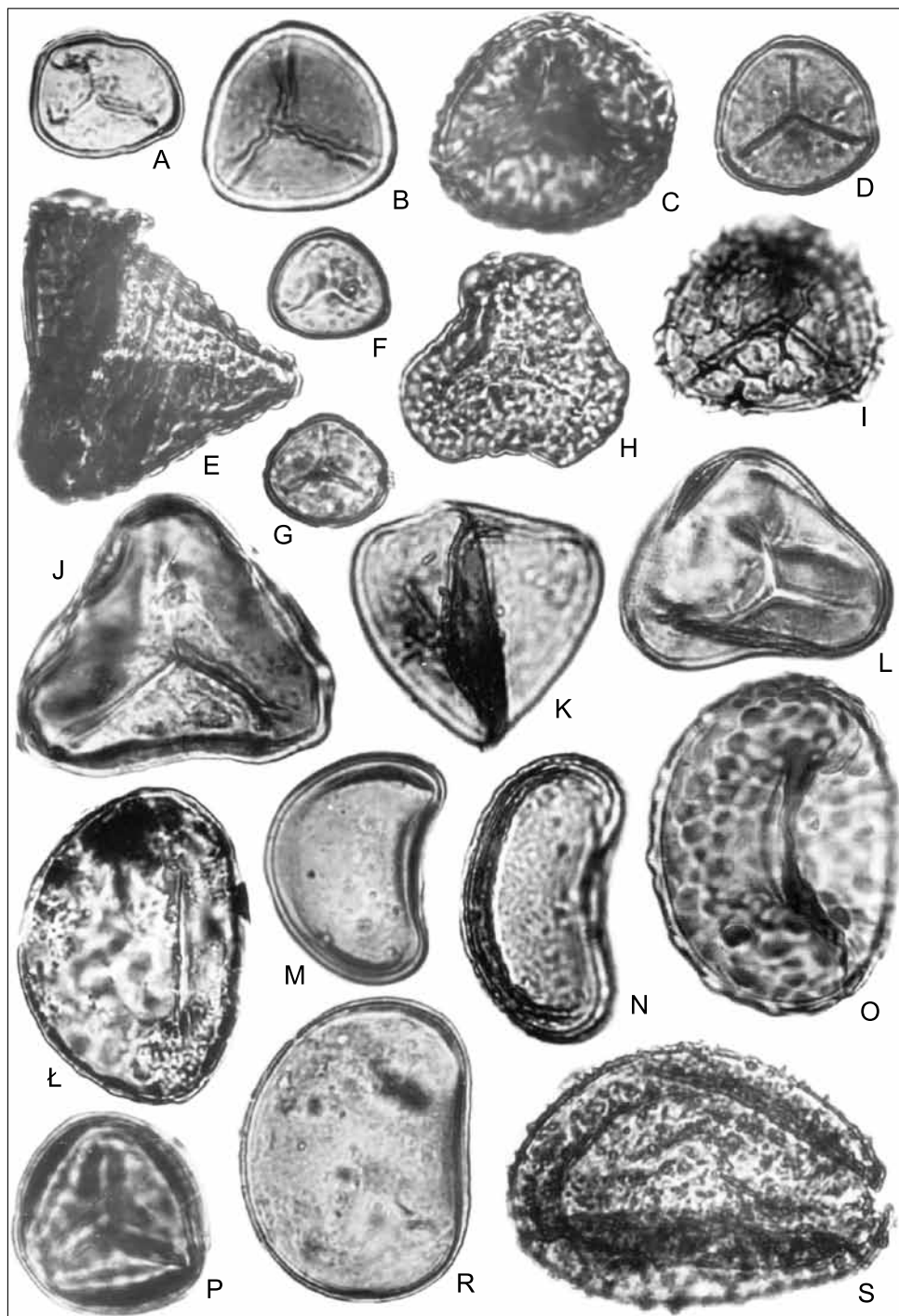


Fig. 66. Zdjęcia mikroskopowe spor paleogeńskich

Microscopic photographs of the Paleogene spores

A – *Stereisporites leipischensis* (Krutzsch) Grabowska (Sphagnaceae); B – *Stereisporites* sp. (Sphagnaceae); C – *Hamulatisporites helenensis* (Krutzsch) Srivastava (Lycopodiaceae); D – *Stereisporites stereoides* (Potonié et Venitz) Thomson et Pflug (Sphagnaceae); E – *Cicatricosisporites* cf. *dorogensis* Potonié et Gelletich (Schizaeaceae); F, G – *Stereigranisporis granulus* (Krutzsch et Sontag) Kedves (Sphagnaceae); H – *Selagosporis* sp. (Lycopodiaceae); I – *Retitriletes pseudoclavatus* Krutzsch (Lycopodiaceae); J – *Neogenisporis crassicus* Krutzsch (Gleicheniaceae); K – *Triplanosporites sinuosus* Krutzsch (różne rodziny, m.in. Lygodiaceae,); L – *Leiotriletes minor* (Krutzsch) Ziemiańska-Tworzydło (Lygodiaceae?); Ł – *Verrucatosporites histiopteroides* Krutzsch (Dennstaedtiaceae); M – *Laevigatosporites nitidus* (Mamczar) Krutzsch (różne rodziny, m.in. Dryopteridaceae, Polypodiaceae, Pteridaceae); N – *Extrapunctatosporis* sp.; O – *Verrucatosporites favus* (Potonié) Thomson et Pflug (Dennstaedtiaceae); P – *Camaronosporites heskemensis* (Pflanzl) Krutzsch (Lycopodiaceae); R – *Laevigatosporites major* Cookson (różne rodziny, m.in. Dryopteridaceae, Polypodiaceae, Pteridaceae); S – *Baculatisporites primarius* subsp. *oligocaenicus* Krutzsch (Osmundaceae); × 1000

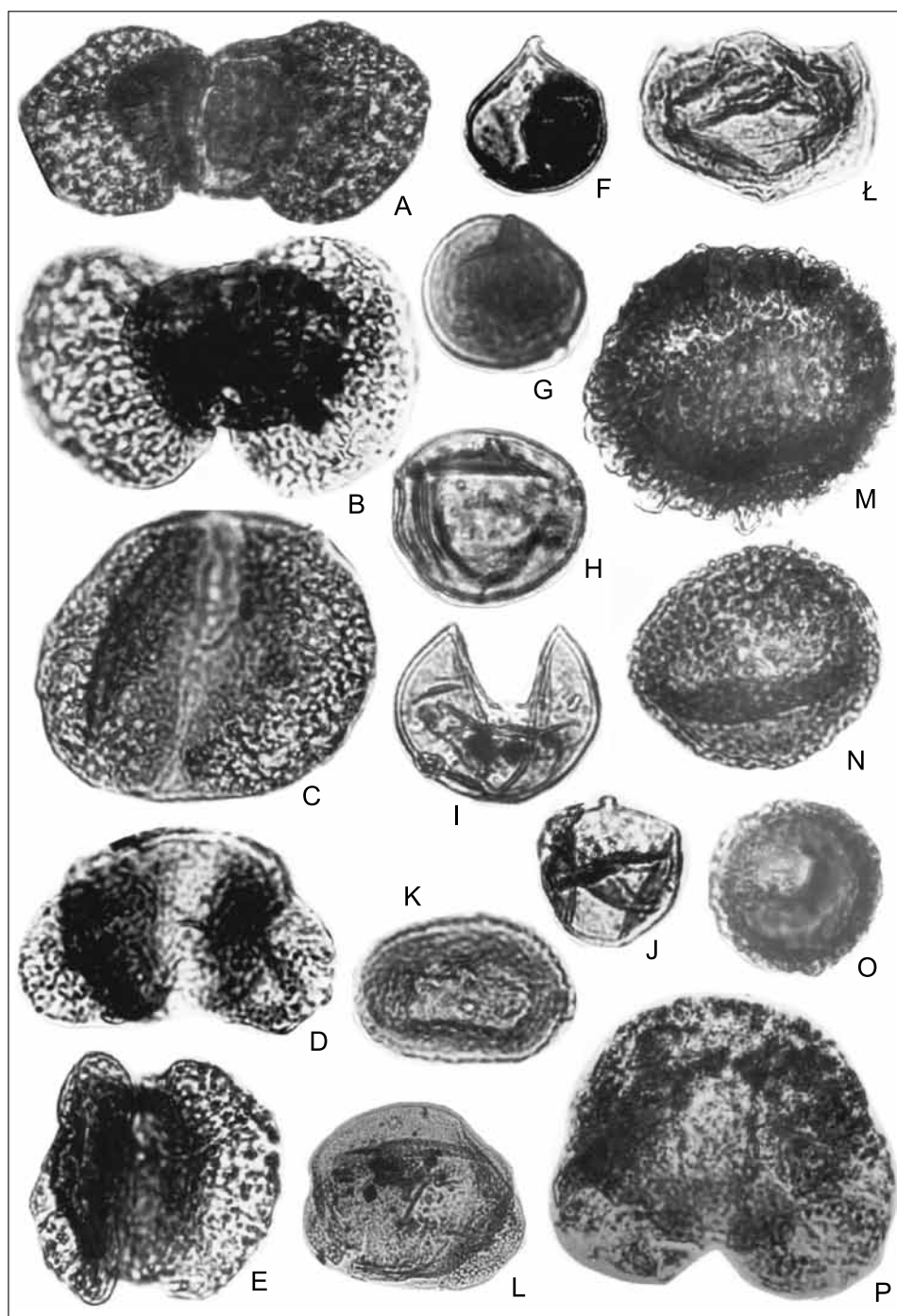


Fig. 67. Zdjęcia mikroskopowe pyłków nagonasiennych

Microscopic photographs of the Paleogene pollen of gymnosperms

A – *Podocarpidites* sp. (Podocarpaceae); **B** – *Podocarpidites eocaenicus* Krutzsch (Podocarpaceae); **C** – *Cathayapollis potonieii* (Sivak) Ziemiańska-Tworzydło (Pinaceae); **D** – *Pinuspollenites cedrisacciformis* (Krutzsch) Ważyńska et Grabowska (Pinaceae); **E** – *Pinuspollenites* sp. (Pinaceae); **F** – *Sequoiapollenites polyformosus* Thiergart (Taxodiaceae); **G** – *Sequoiapollenites largus* (Kremp) Manum (Taxodiaceae); **H, I** – *Sequoiapollenites major* Krutzsch (Taxodiaceae); **J** – *Sequoiapollenites gracilis* Krutzsch (Taxodiaceae); **K** – *Sequoiapollenites rugulus* Krutzsch (Taxodiaceae); **L** – *Piceapollis tobolicus* (Panova) Krutzsch; x 500 (Pinaceae); **L** – *Cunninghamiapollenites lignitus* Nagy (Taxodiaceae); **M** – *Zonalapollenites spectabilis* (Doktorowicz-Hrebnička) Ziemiańska-Tworzydło (Pinaceae – *Tsuga*); **N** – *Sciadopityspollenites verticillatiformis* (Zauer) Krutzsch (Sciadopityaceae); **O** – *Sciadopityspollenites crassus* Krutzsch (Sciadopityaceae); **P** – *Cedripites miocaenicus* Krutzsch (Pinaceae); x 1000

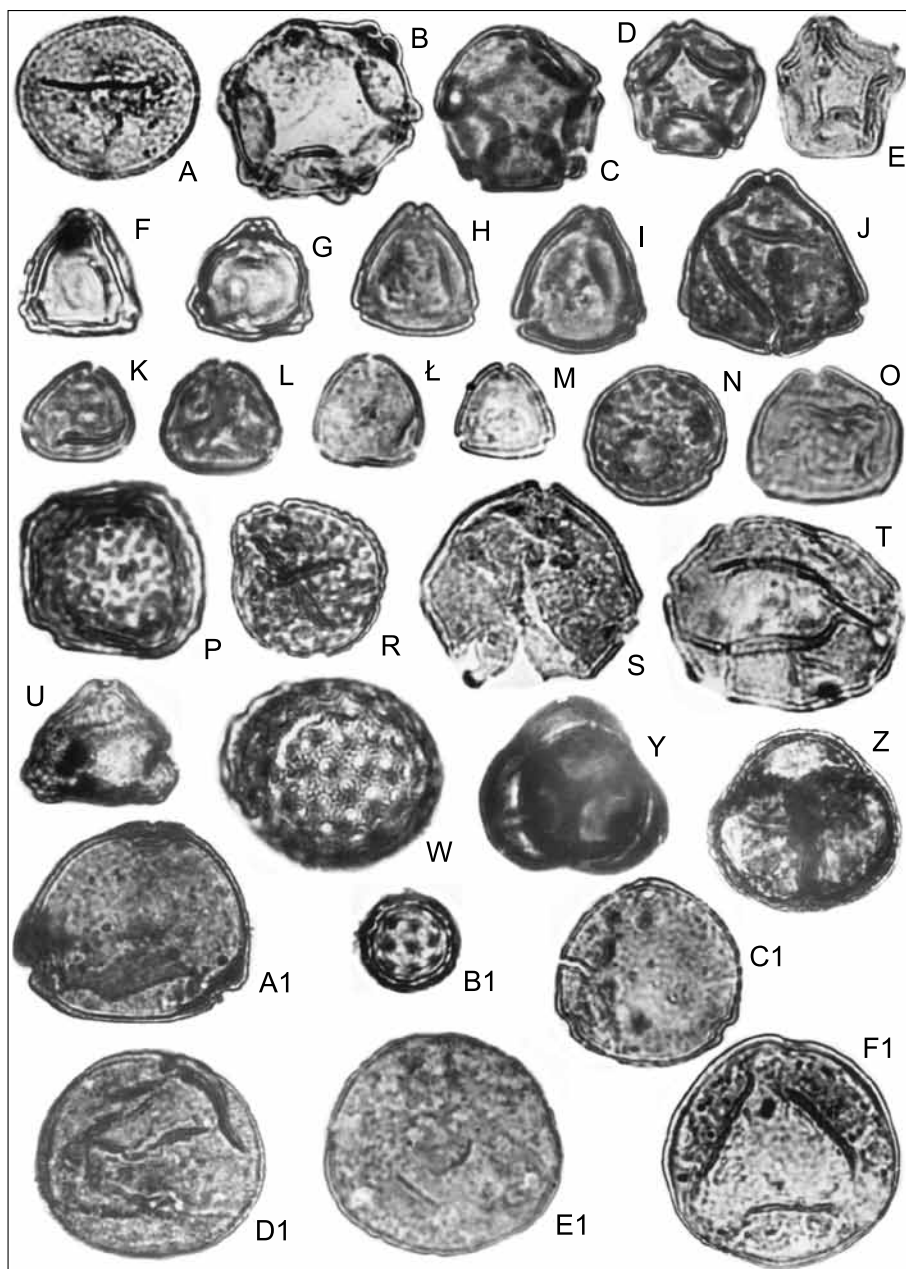


Fig. 68. Zdjęcia mikroskopowe pyłków okrytonasiennych

Microscopic photographs of the Paleogene angiosperm pollen

A – *Sparganiaceapollenites magnoides* Krutzsch (Sparganiaceae); **B** – *Alnipollenites verus* (Potonié) Potonié (Betulaceae); **C** – *Betulaepollenites microexcelsus* (Potonié) Potonié (Betulaceae); **D** – *Trivestibulopollenites betuloides* Pflug (Betulaceae – *Betula*); **E, F** – *Myricipites* sp. (Myricaceae); **G** – *Triatriopollenites rurensis* Pflug et Thomson (Myricaceae – *Myrica*); **H** – *Platycaryapollenites* sp. (Juglandaceae); **I** – *Platycaryapollenites lunatus* (Kedves) Kohlman-Adamska et Ziemińska; **J** – *Tworzydło* (Juglandaceae); **K** – *Momipites gracilis* (Potonié) Kohlman-Adamska et Ziemińska-Tworzydło (Juglandaceae – *Engelhardtia*); **L** – *Momipites quietus* (Potonié) Nichols (Juglandaceae – *Engelhardtia*); **Ł** – *Tripoporopollenites megagrani-fer* (Potonié) Thomson et Pflug (Betulaceae?); **M** – *Myricipites coryphaeus* (Potonié) Potonié (Myricaceae); **N** – *Zelkovaepollenites potonieii* Nagy (Ulmaceae); **O** – *Ulmipollenites stillatus* Nagy (Ulmaceae); **P** – *Carpinipites carpinoides* (Pflug) Nagy (Betulaceae); **R** – *Polyatriopollenites stellatus* (Potonié) Pflug (Juglandaceae – *Pterocarya*); **S** – *Brosipollis salebrosus* (Pflug) Krutzsch (?); **T** – *Chenopodipollis neogenicus* (Nagy) Nagy (Chenopodiaceae); **U** – *Ericipites callidus* (Potonié) Krutzsch (Ericaceae); **W** – *Ericipites baculatus* Nagy (Ericaceae); **Y** – *Tripoporopollenites robustus* Pflug; **Z** – *Chenopodipollis stellatus* (Mamczar) Krutzsch (Chenopodiaceae); **A1** – *Tripoporopollenites undulatus* Pflug (Ulmaceae?); **B1** – *Multiporopollenites maculosus* (Potonié) Thomson et Pflug (Juglandaceae); **C1** – *Caryapollenites* sp. (Juglandaceae); **D1** – *Caryapollenites simplex* (Potonié) Raatz (Juglandaceae); × 1000

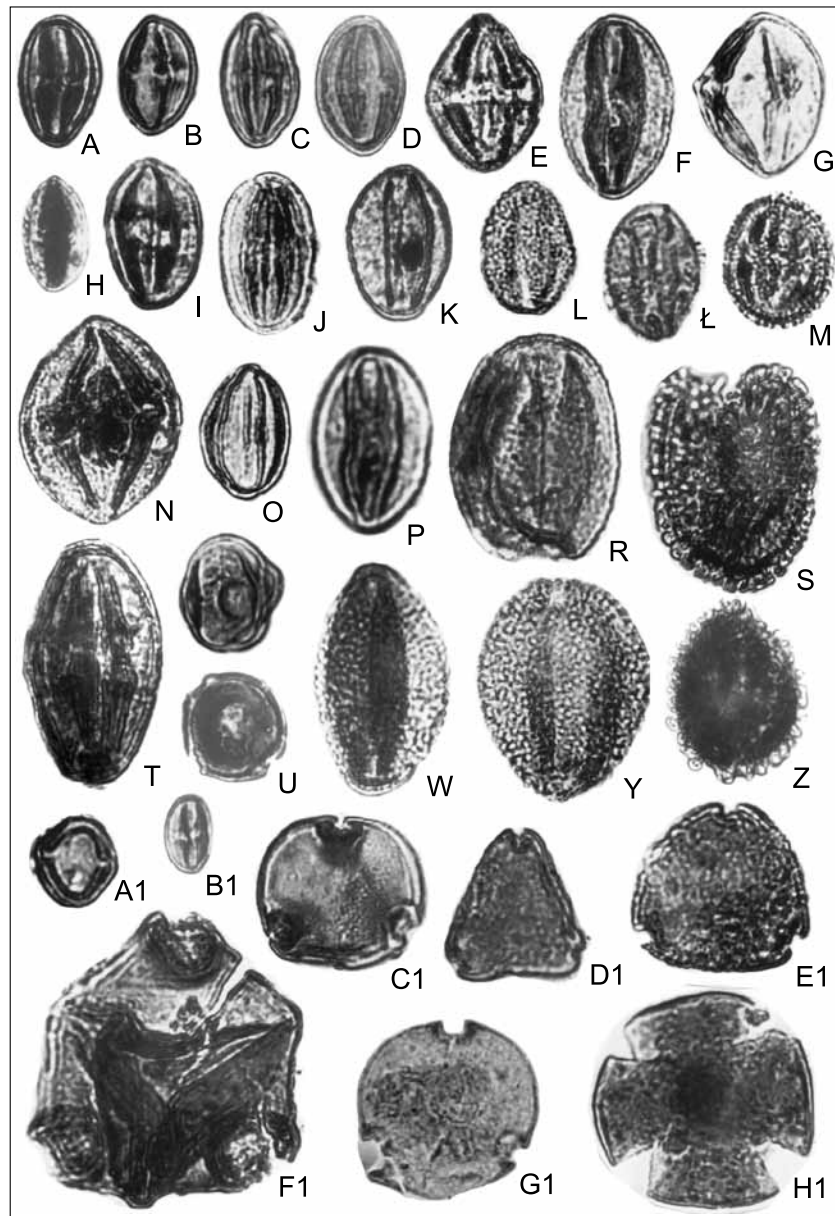


Fig. 69. Zdjęcia mikroskopowe pyłków okrytonasiennych

Microscopic photographs of the Paleogene angiosperm pollen

A, B – *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves; **C, D** – *Fususpollenites residuus* (Doktorowicz-Hrebicka) Kohlman-Adamska et Ziemińska-Tworzydło (Fagaceae – Trigonobalanus); **E** – *Tricolporopollenites dolium* (Potonié) Pflug et Thomson (Fagaceae?); **F** – *Tricolporopollenites leonensis* Kohlman-Adamska et Ziemińska-Tworzydło (Styracaceae? Fagaceae?); **G** – *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Potonié) Thomson et Pflug (Styracaceae? Fagaceae?); **H, I** – *Tricolporopollenites villensis* (Thomson) Thomson et Pflug (Fagaceae?); **J** – *Quercopollenites* sp. (Fagaceae); **K** – *Quercopollenites granulatus* Nagy (Fagaceae); **L** – *Corylopsispollenites microreticulatus* E. Worobiec (Hamamelidaceae); **Ł** – *Tricolporopollenites spinus* Krutzsch (?); **M** – *Ilexpollenites propinquus* (Potonié) Potonié (Aquifoliaceae); **N** – *Cornaceaepollis* sp. (Cornaceae); **O** – *Quercopollenites asper* (Pflug et Thomson) Kohlman-Adamska et Ziemińska-Tworzydło (Fagaceae); **P** – *Quercoidites henrici* (Potonié) Potonié, Thomson et Thiergart (Fagaceae); **R** – *Quercopollenites* sp. (Fagaceae); **S** – *Ilexpollenites iliacus* (Potonié) Potonié (Aquifoliaceae); **T** – *Arliaceoipollenites* cf. *amplus* Śliadowska (Araliaceae); **U** – *Symplocospollenites rotundus* (Potonié) Potonié (Symplocaceae); **W** – *Tricolporopollenites staresedloensis* Krutzsch et Pacltova (Hamamelidaceae); **Y** – *Tricolporopollenites indeterminatus* (Romanowicz) Ziemińska-Tworzydło (Hamamelidaceae); **Z** – *Ilexpollenites margaritatus* (Potonié) Thiergart (Aquifoliaceae); **A1** – *Diclorporopollis middendorffii* (Potonié) Krutzsch (?); **B1** – *Cupuliferoipollenites pusillus* (Potonié) Potonié (Fagaceae); **C1** – *Intratrilporopollenites* sp. (Malvaceae – Tilioideae); **D1** – *Symplocoipollenites vestibulum* (Potonié) Potonié (Symplocaceae); **E1** – *Symplocoipollenites* sp. (Symplocaceae); **F1** – *Corsinipollenites oculusnoctis* (Thiergart) Nakoman (Onagraceae – *Circaea*, *Epilobium*); **G1** – *Intratrilporopollenites insculptus* Mai (Malvaceae – Tilioideae); **H1** – *Tetracolporopollenites* sp. (Sapotaceae); × 1000

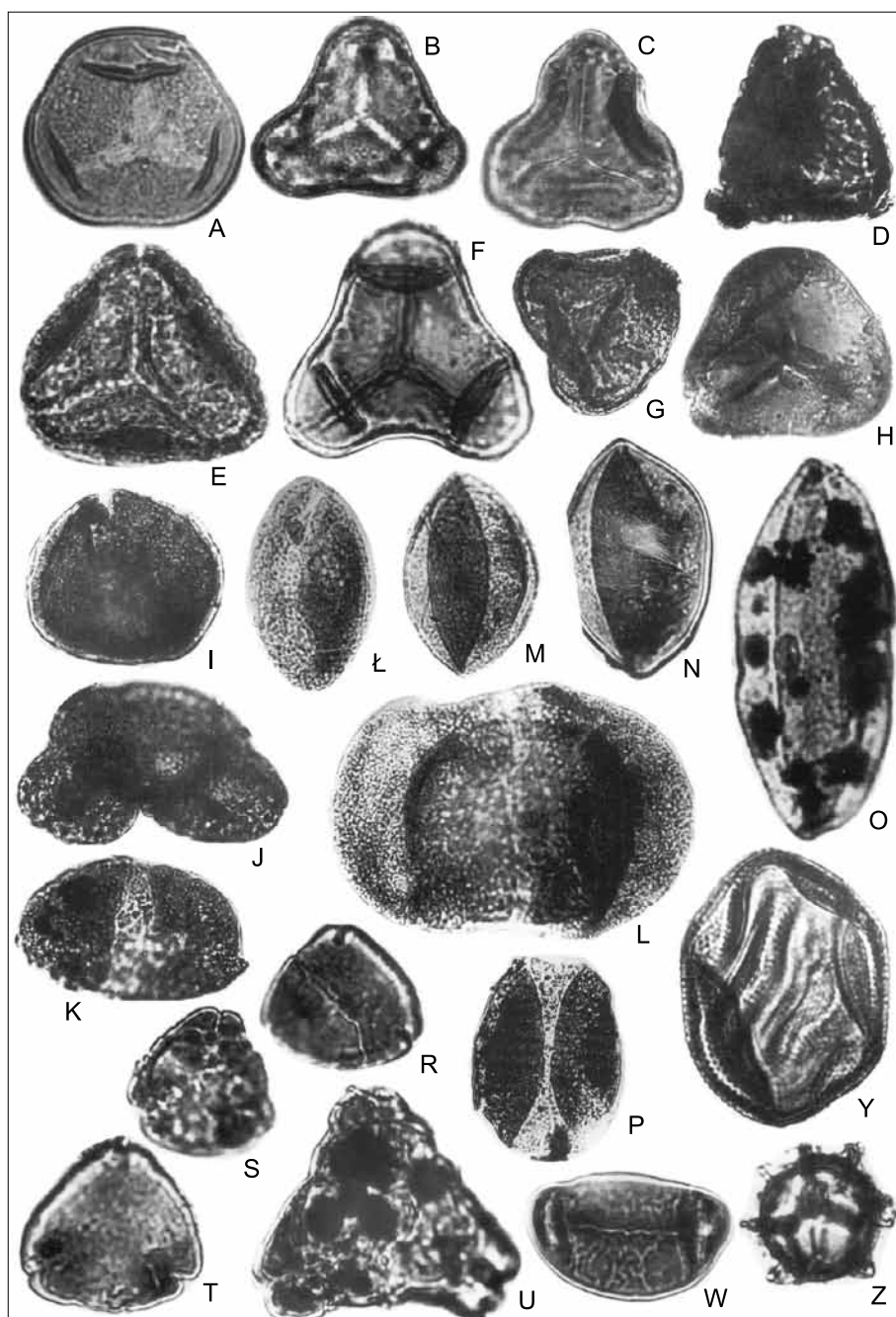


Fig. 70. Zdjęcia mikroskopowe sporomorf redeponowanych i fitoplanktonu

Microscopic photographs of the redeposited sporomorphs and phytoplankton

SPOROMORFY REDEPONOWANE

A-H – spory (fig. D, G, H – $\times 500$); **I-L** – pyłek nagonasiennych – Pinales ($\times 500$); **L-P** – pyłek nagonasiennych – Cycadales (fig. L-N, P – $\times 500$, 16 – $\times 1000$); **R-U** – pyłek okrytonasiennych – Normapolles ($\times 1000$); **W** – Varia ($\times 1000$)

FITOPLANKTON

Y – *Crassosphaera* sp. ($\times 1000$); **Z** – *Cymatiosphaera* sp. ($\times 1000$)

Całość przedstawionego zespołu, oznaczonego z osadów ilasto-mułkowych na głębokości 147,3 do 175,6 m, mieści się w przedziale wiekowym odpowiadającym oligocenowi dolnemu–rupelowi, tym samym oznaczenie wiekowe nie odbiega od datowań z 1961 roku. Zmieniło się tylko usytuowanie rupelu, który obecnie odpowiada oligocenowi dolnemu.

Podobne, choć nie identyczne zespoły, występowały w ważnych stratygraficznie profilach Szczecin IG 1 i Goleniów IG 2 (Grabowska, 1966, 1968, 1973, 1974, 1981, 1983) – (tab. 17). W bezpośrednim sąsiedztwie omawianego otworu w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego, bardzo zbliżony zespół palinomorf opisała Ważyńska (1981) z profilu Komorów 85/58. Na głębokości 204,3–204,8 m stwierdziła spektrum z bardzo wysokim udziałem pyłku z rodzin Cupressaceae i Taxodiaceae do 71%, oraz z dość liczny i dobrze zachowanym fitoplanktonem, wśród którego oznaczyła: *Chiropteridium lobosporosum* Gocht, *Membranophoridium aspinatum* Gerlach, *Cordosphaeridium inodes* (Klumpp) Eisenack, *Deflandrea phosphoritica* Eisenack, *Homotryblum tenuispinosum*, *Wetzeliiella symmetrica* Weiler i. in. Dolnooligoceniński zespół palinomorf został opisany także na południe od Gorzowa w okolicach Międzyrzecza w wierceniu Rusinów 2/SB na głębokości 288,5–290,85 m (Ważyńska, 1985). W szarobrazowym mułku ilastym występował nieco inny zespół palinomorf z mniejszą ilością pyłku z rodziny Cupressaceae do ok. 20%, bogatym i zróżnicowanym zespołem pyłku okrytonasiennych z liczny *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves, *Monocolpopollenites tranquillus* (Potonié) Thomson et Pflug i. in, a także przewodnimi dolnooligocenijskimi gatunkami: *Aglaoeidia cyclops* Erdtman, *Boehlensipollis hohli* Krutzsch i *Cupanieidites eucalyptoides* Cookson et K.M. Pike. Obraz uzupełniał liczny i wskaźnikowy morski fitoplankton: *Chiropteridium lobosporosum* Gocht, *Homotryblum tenuispinosum*, *Wetzeliiella symmetrica* Weiler. Również Grabowska

(1985) opisała na głębokości 211,6–213,0 m zbliżony zespół z wiercenia 38/91 w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego. Dolnooligocenijski wiek zespołu potwierdza dominujący udział *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves oraz obecność wskaźnikowych gatunków pyłku *Boehlensipollis hohli* Krutzsch i *Cupanieidites eucalyptoides* Krutzsch a wśród fitoplanktonu – *Chiropteridium lobosporosum* Gocht.

Przytoczone przykłady datowanych palinologicznie profili na podstawie spor, ziarn pyłku i fitoplanktonu świadczą o dość szerokim zasięgu utworów oligocenu na tym obszarze.

Podsumowanie

Analizując zespół pyłkowy z wiercenia Gorzów Wielkopolski IG 1 pod kątem dominujących w dolnym oligocenie zbiorowisk roślinnych, wyraźnie zaznacza się panowanie lasów bagiennych z *Taxodium*, *Cunninghamia*, *Glyptostrobus* i Nyssaceae. Wokół tego zbiornika rosły rośliny ciepłolubne, głównie z rodzin: Fagaceae, Fabaceae, Hamamelidaceae, Sapotaceae, Symplocaceae, Juglandaceae, Vitaceae, Arecaeae i innych. Obecność morskiego fitoplanktonu, wskazuje, że zbiornik bagieny miał charakter paraliczny, ze stale zaznaczającymi się wpływami morskimi. Klimat ówczesny rekonstruowany na podstawie składu roślinności można określić jako bardzo ciepły do subtropikalnego.

Rewizja i reinterpretacja wyników badań palinologicznych odcinka profilu z głębokości 147,3–175,6 m potwierdziła wiek zespołów palinomorf mieszczący się obecnie w oligocenie dolnym–rupelu. Litostratygraficznie mieści się jeszcze w obrębie morskiej formacji rupelskiej, w jej wschodniej części, ale znaczny udział pyłku nadbrzeżnych bagnisk wskazuje na sąsiedztwo równowiekowej, brakicznej formacji czempińskiej.

Tabela 17

Palinomorfy wyróżnione w utworach oligocenu dolnego w otworze wiertniczym Szczecin IG 1 i Goleniów IG 2

The Lower Oligocene palinomorphs from the Szczecin IG 1 and Goleniów IG 2 boreholes

Otwór wiertniczy Autor, Rok	Głębokość wyróżnionych zespołów [m]	Litologia	Ważniejsze palinomorfy	Wiek
Szczecin IG 1 Grabowska, 1966, 1968, 1973, 1974, 1983	180–190 m	il	nagonasiennne: <i>Pinuspollenites</i> , <i>Inaperturopollenites dubius</i> , okrytonasiennne: <i>Fususpollenites fusus</i> , <i>Cupuliferoipollenites pusillus</i> , <i>Tricolporopollenites liblarensis</i> , <i>Quercoidites microhenrici</i> , <i>Cupanieidites eucalyptoides</i> , <i>Boehlensipollis hohli</i> ; fitoplankton: <i>Wetzeliiella</i> , <i>symmetrica</i> , <i>Deflandrea phosphoritica</i> , <i>Rhombodinium draco</i>	Oligocen dolny
Goleniów IG 2 Grabowska, 1981, 1983	174,0–185,5	łupek ilasty, iłowiec	nagonasiennne: <i>Pinuspollenites</i> , <i>Inaperturopollenites</i> , <i>Sequoiapollenites</i> ; okrytonasiennne: <i>Fususpollenites fusus</i> , <i>Quercoidites microhenrici</i> , <i>Cupuliferoipollenites pusillus</i> , <i>C. oviformis</i> , <i>Boehlensipollis hohli</i> , <i>Cupanieidites eucalyptoides</i> ; fitoplankton: <i>Deflandrea phosphoritica</i> , <i>Chiropteridium lobosporosum</i> , <i>Wetzeliiella symmetrica</i> , <i>Spiniferites ramosus</i> , <i>Eanodocysta pectiniformis</i> , <i>Pentadinium laticinctum</i> , <i>Lingulodinium machaerophorum</i> , <i>Glaphyrocysta pastielsi</i>	Oligocen dolny

Załącznik

Lista zrewidowanych taksonów palinomorf oznaczonych z profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1

Współczesna nazwa taksonomiczna (Rodzina)

(Nazwa w opracowaniu archiwalnym)

SPORY

Baculatisporites primarius subfsp. *oligocaenicus* (Osmundaceae) (*Baculatisporites primarius*)
Camarozonosporites heskemensis (Lycopodiaceae)
Cicatricosisporites cf. *dorogensis* (Schizaeaceae)
Corrugatisporites solidus (m.in. Lygodiaceae) (*Trilites solidus*)
Corrugatisporites sp. (m.in. Lygodiaceae)
Extrapunctatosporis sp.
Hamulatisporites helenensis (*Camarozonosporites helenensis*)
Laevigatosporites haardti (m.in. Dryopteridaceae, Polypodiaceae, Pteridaceae)
Laevigatosporites major (m.in. Dryopteridaceae, Polypodiaceae, Pteridaceae) (*L. discordatus*)
Laevigatosporites nitidus (m.in. Dryopteridaceae, Polypodiaceae, Pteridaceae)
Leiotriletes adriennis (Lygodiaceae?) (*Punctatisporites adriennis*)
Leiotriletes minor (Lygodiaceae?)
Leiotriletes neddenioides (Lygodiaceae?) (*Laevigatisporites neddeni*)
Neogenisporis crassicus (Gleicheniaceae)
Neogenisporis neogenicus (Gleicheniaceae)
Retitriletes pseudoclavatus (Lycopodiaceae)
Selagosporis sp. (Lycopodiaceae)
Stereigranisporis granulus (Sphagnaceae)
Stereisporites leipischensis (Sphagnaceae)
Stereisporites sp. (Sphagnaceae) (*Undulatisporites* sp.)
Stereisporites stereoides (Sphagnaceae)
Triplanosporites sinuosus (m.in. Lygodiaceae)
Verrucatosporites favus (Dennstaedtiaceae) (*Verrucatosporites alienus*)
Verrucatosporites histiopteroides (Dennstaedtiaceae)

PYLEK NAGONASIENNYCH

Abietinaepollenites microalatus (Pinaceae) (*Pityosporites microalatus*)
Abiespollenites absolutus (Pinaceae)

(*Pityosporites absolutus*)
Cathayapollis potoniei (Pinaceae)
Cedripites miocaenicus (Pinaceae)
Cunninghamiaepollenites lignitus (Taxodiaceae) (*Inaperturopollenites* cf. *Cunninghamia*)
Inaperturopollenites concedipites (Taxodiaceae) (*Inaperturopollenites hiatus*)
Inaperturopollenites dubius (Taxodiaceae)
Laricispollenites sp. (Pinaceae) (*Inaperturopollenites magnus*)
Monogolpopollenites cf. *Ginkgo* (Ginkgoaceae)
Piceaepollenites alatus (Pinaceae) (*Pityosporites alatus*)
Piceapollis tobolicus (Pinaceae)
Pinuspollenites sp. (Pinaceae)
Pinuspollenites cedrisacciformis (Pinaceae) (*Pityosporites* cf. *Dacrydium*)
Podocarpidites eocaenicus (Podocarpaceae)
Podocarpidites sp. (Podocarpaceae) (*Pityosporites podocarpoides*)
Sciadopityspollenites crassus (Sciadopityaceae) (*Inaperturopollenites emmaensis*)
Sciadopityspollenites verticillatiformis (Sciadopityaceae) (*Monocolpopollenites serratus*)
Sequoiapollenites gracilis (Taxodiaceae)
Sequoiapollenites largus (Taxodiaceae)
Sequoiapollenites major (Taxodiaceae)
Sequoiapollenites polyformosus (Taxodiaceae) (*Inaperturopollenites polyformosus*)
Sequoiapollenites rugulus (Taxodiaceae)
Zonalapollenites spectabilis (Pinaceae) (*Zonalapollenites* sp.)

PYLEK OKRYTONASIENNYCH

Alnipollenites verus (Betulaceae) (*Polyvestibulopollenites verus*)
Arecipites parareolatus (Arecaceae) (*Monocolpopollenites parareolatus*)
Arliaceoipollenites cf. *amplus* (Araliaceae) (*Tricolporopollenites edmundi*)
Betulaepollenites microexcelsus (Betulaceae)
Brosipollis salebrosus (?) (*Trivestibulopollenites salebrosus*)
Carpinipites carpinoides (Betulaceae) (*Polyporopollenites carpinoides*)
Caryapollenites simplex (Juglandaceae) (*Subtriporopollenites simplex*)
Caryapollenites sp. (Juglandaceae)
Chenopodipollis neogenicus (Chenopodiaceae) (*Multiporopollenites* cf. *Chenopodiaceae*)
Chenopodipollis stellatus (Chenopodiaceae) (*Multiporopollenites* cf. *Chenopodiaceae*)

- Cornaceaepollis* sp. (Cornaceae)
- Corsinipollenites oculusnoctis* (Onagraceae)
(*Trivestibulopollenites oculus noctis*)
- Corylopsispollenites microreticulatus* (Hamamelidaceae)
- Cupuliferoipollenites pusillus* (Fagaceae)
(*Tricolporopollenites cingulum* subsp. *pusillus*)
- Cyrillaceaepollenites brühlensis* (Cyrillaceae, Clethraceae)
(*Tricolporopollenites megaexactus* subsp. *brühlensis*)
- Cyrillaceaepollenites exactus* (Cyrillaceae, Clethraceae)
(*Tricolporopollenites megaexactus* subsp. *brühlensis*)
- Dicolporopollis middendorffii* (?)
- Ericipites baculatus* (Ericaceae) (*Tetradopollenites callidus*)
- Ericipites callidus* (Ericaceae) (*Tetradopollenites callidus*)
- Ericipites ericius* (Ericaceae) (*Tetradopollenites ericius*)
- Faguspollenites verus* (Fagaceae) (*Tricolporopollenites pseudocruciatus*)
- Fususpollenites fusus* (Fagaceae) (*Tricolporopollenites cingulum* subsp. *fuscus*)
- Fususpollenites residuus* (Fagaceae)
- Ilexpollenites iliacus* (Aquifoliaceae) (*Tricolporopollenites iliacus*)
- Ilexpollenites margaritatus* (Aquifoliaceae)
(*Tricolporopollenites margaritatus*)
- Ilexpollenites propinquus* (Aquifoliaceae)
- Intratropopollenites insculptus* (Malvaceae – Tilioidae)
- Intratropopollenites instrucus* (Malvaceae – Tilioidae)
- Intratropopollenites* sp. (Malvaceae – Tilioidae)
- Momipites punctatus* (Juglandaceae – Engelhardtia)
(*Triatriopollenites coryphaeus*)
- Momipites quietus* (Juglandaceae – Engelhardtia)
(*Triatriopollenites quietus*)
- Monocolpopollenites tranquillus* (Arecaceae)
- Multiporopollenites maculosus* (Juglandaceae)
- Myricipites coryphaeus* (Myricaceae) (*Triatriopollenites coryphaeus*)
- Myricipites* sp.sp. (Myricaceae) (*Triatriopollenites* cf. Myricaceae)
- Nyssapollenites accessorius* (Nyssaceae)
- Nyssapollenites pseudocruciatus* (Nyssaceae)
(*Tricolporopollenites pseudocruciatus*)
- Oleoidearumpollenites* sp. (Oleaceae)
- Parthenopollenites marcodurensis* (Vitaceae)
(*Tricolporopollenites marcodurensis*)
- Platycaryapollenites lunatus* (Juglandaceae)
(*Triatriopollenites* cf. *myricoides*)
- Platycaryapollenites* sp. (Juglandaceae)
- Polyatriopollenites stellatus* (Juglandaceae – Pterocarya)
(*Polyporopollenites stellatus*)
- Quercoidites henrici* (Fagaceae) (*Tricolpopollenites henrici*)
- Quercoidites microhenrici* (Fagaceae) (*Tricolpopollenites microhenrici*)
- Quercopollenites asper* (Fagaceae) (*Tricolpopollenites asper*)
- Quercopollenites granulatus* (Fagaceae)
- Quercopollenites* sp. (Fagaceae)
- Sparganiaceaepollenites magnoides* (Sparganiaceae)
(*Monoporopollenites sparganioides*)
- Symplocoipollenites* sp. (Symplocaceae) (*Porocolpopollenites* cf. *Symplocos*)
- Symplocoipollenites vestibulum* (Symplocaceae) (*Porocolpopollenites vestibulum*)
- Symplocospollenites rotundus* (Symplocaceae) (*Porocolpopollenites rotundus*)
- Tetracolporopollenites* sp. (Sapotaceae)
- Triatriopollenites rurensis* (Myricaceae – Myrica)
- Tricolporopollenites dolium* (Fagaceae?)
- Tricolporopollenites indeterminatus* (Hamamelidaceae)
(*Tricolpopollenites indeterminatus*)
- Tricolporopollenites leonensis* (Styracaceae? Fagaceae?)
- Tricolporopollenites liblarensis* (Fabaceae) (*Tricolpopollenites liblarensis* subsp. *liblarensis*)
- Tricolporopollenites pseudocingulum* (Styracaceae? Fagaceae?)
- Tricolporopollenites retiformis* (Salicaceae ?) (*Tricolpopollenites retiformis*)
- Tricolporopollenites spinus* (?)
- Tricolporopollenites staresedloensis* (Hamamelidaceae)
- Tricolporopollenites villensis* (Fagaceae?)
- Tripoporopollenites coryloides* (Betulaceae)
- Tripoporopollenites megagranifer* (Betulaceae?)
- Tripoporopollenites robustus* (Betulaceae?)
- Tripoporopollenites undulatus* (Ulmaceae?)
- Trivestibulopollenites betuloides* (Betulaceae – Betula)
- Ulmipollenites stillatus* (Ulmaceae) (*Polyporopollenites undulosus*)
- Ulmipollenites undulosus* (Ulmaceae) (*Polyporopollenites undulosus*)
- Zelkovaepollenites potonieii* (Ulmaceae) (*Polyporopollenites validus*)
- FITOPLANKTON
- Crassosphaera* sp.
- Cymatiosphaera* sp.
- Deflandrea* sp. (Dinoflagellatae)
- Wetzelilla* sp. (Dinoflagellatae)

SPOROMORFY REDEPONOWANE

Spory

Cibotiumspora sp. (Dicksoniaceae)*Gleichenidites* sp. (Gleicheniaceae)

Pyłek nagonasiennych

Cycadales, Pinales

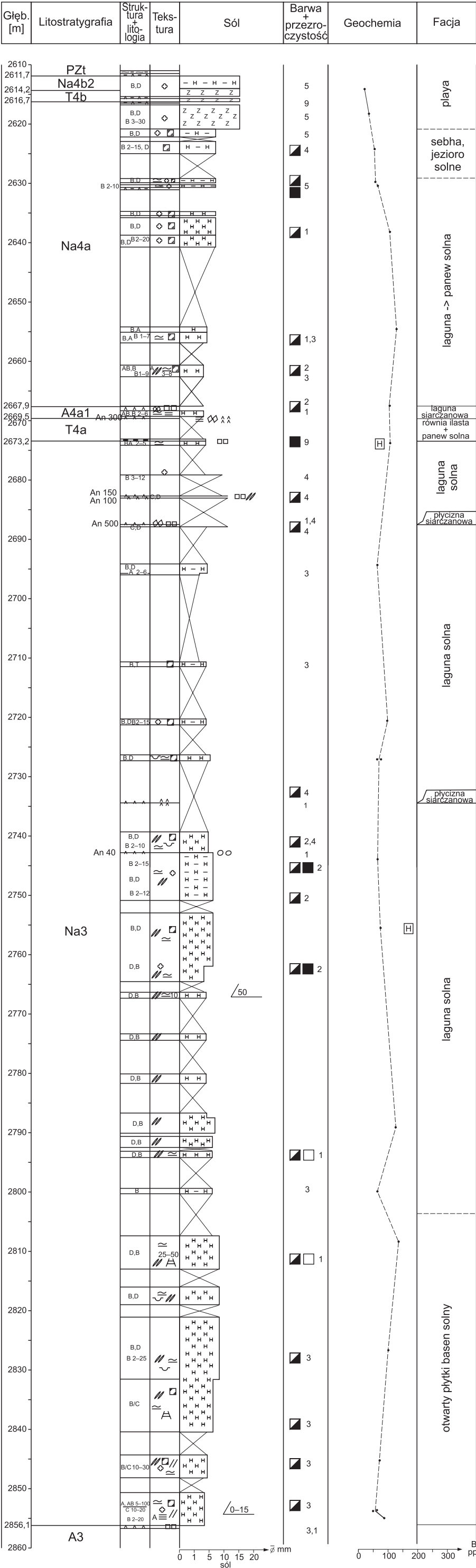
Pyłek okrytonasiennych

Pompeckioideaepollenites subhercynicus, *Trudopollis*
(grupa Normapolles)**Anna FELDMAN-OLSZEWSKA****CZWARTORZĘD**

Profil czwartorzędu w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 został opracowany na podstawie pełnordzeniowego wiercenia kontrolnego, odwierconego jako pilot w niewielkiej odległości od otworu głębokiego. Ma on 147,2 m miąższości. W dolnych 65,1 m stwierdzono dwa poziomy gliny zwałowej szarej i ciemnoszarej, piaszczystej, z domieszką żwirów i otoczków wapiennych w spągu, a wyżej również żwirów skał krystalicznych i miki. Pomędzy tymi poziomami występuje 1,5 m miąższości mułek warwowy barwy szarej, wapnisty.

Powyżej na głęb. 73,0–82,1 i 44,5–68,0 m są obecne dwa poziomy ilów warwowych, wapnistych, rozdzielonych 5 m warstwą szarego, niewarstwowanego mułowca.

Górny odcinek profilu budują piaski różnoziarniste, niekiedy ze żwirkiem, wyżej drobno- i bardzo drobnoziarniste. Barwa piasków jest zmienna, od jasnoszarej, przez żółtoszarą, szarozółtą do brązowej.



OBJAŚNIENIA DO FIGUR 5–6
CAPTIONS FOR FIGURES 5–6

◻◻

rozproszone mikroagregaty anhydrytu
dispersed anhydrite microaggregates

◻◻

okruchy iłowców
claystone flakes

◻

guzły anhydrytu
anhydrite nodules

100–200
20

smugi i laminy anhydrytu (mianownik: wymiary w mm,
licznik: odstęp między laminami w mm)
anhydrite flames and laminae (denominator: size in mm;
numerator: interlamina distance in mm)

◻◻

pseudomorfozy po kryształach gipsu
gypsum pseudomorphs

◻◻

automorficzne kryształy halitu
authomorphic halite crystals

25–50

rozkawałkowane warstwy soli typu C; grubość w mm
fragmented salt of C-type, thickness in mm

— —

iłowiec claystone

~ ~

mulowiec siltstone

^ ^ ^

anhydryt
anhydrite

^ — ^

anhydryt z domieszką substancji ilastej
anhydrite with clay admixture

— || — ^ — ||
|| — ^ — ||

anhydryt z domieszką dolomitu i substancji ilastej
anhydrite with clay and dolomite admixture

^ H ^
^ H ^

anhydryt poprzerastany solą
anhydrite with salt

H H
H H

halityt
rock salt

H —
— H

sól kamienna zailona
clayey halite (rock salt)

Z Z
Z

zuber
zuber

~

rozmycia (ługowanie)
solutions

◻

kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej
zonal halite crystals

~

plastyczne zaburzenia lamin / warstw siarczanowych
soft deformations of sulphate laminae / layers

≡

laminacja równoległa
parallel lamination

≈

laminacja faliasta
wavy lamination

A //

tektonicznie zmienione kryształy halitu w danym typie soli
tectonically transformed halite crystals of the defined structural salt type

//

zespoły spękań
fractures

◻

brak rdzenia
lack of core

60–70

nachylenie warstw / spękań (kąt w stopniach)
layer / fracture plane (inclination in angels)

Przezroczystość soli / Salt transparency

◻

sól przezroczysta
transparent

◻

sól półprzezroczysta
semitransparent

◻

sól nieprzezroczysta
non-transparent

◻◻

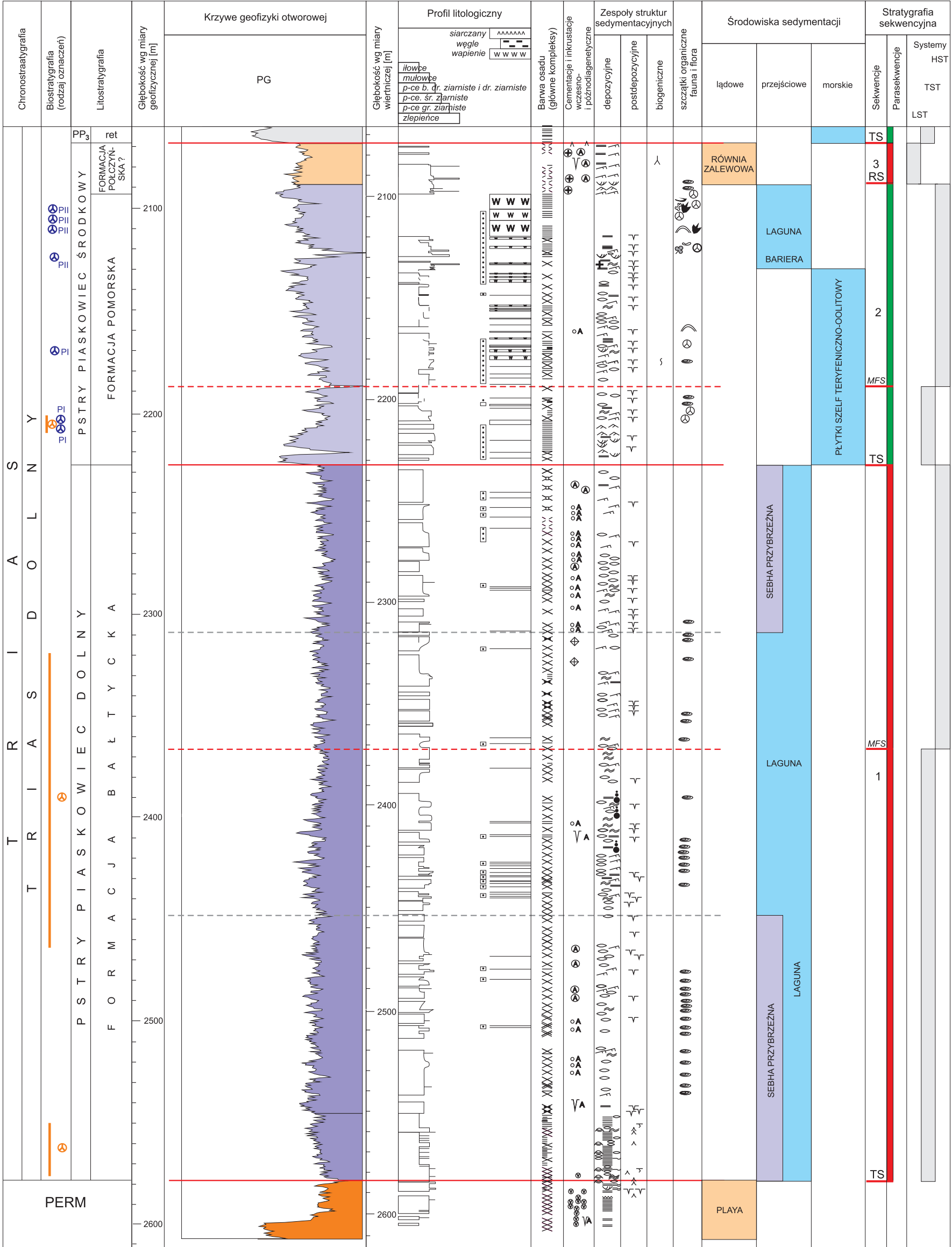
struktura guzłowa
nodular structure

◻, A

skład mineralny: A – anhydryt, H – halit
minerals: A – anhydrite, H – halite

Fig. 6. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu cyklotemu PZ4 i PZ3

Synthetic profile of the Zechstein salt deposits (cyclothemes PZ4 and PZ3)



- fauna morska (otwornice, małże, małżoraczkii)
marine fauna (foraminifera, bivalvia, ostracoda)

łuski ryb
fish scales

szczątki kostne
bone remains

stromatolity
stromatolites

liścionogi
phyllopoas

skamieniałości śladowe rzadkie
trace fossils rare

detrytus spirytyzowanej flory
pyritized flora remains

detrytus flory zwęglonej
coalified flora remains

ślady po korzeniach
roots

miospory (PI, PII – poziomy miosporowe)
miospores (PI, PII miospore zones)
- megaspory
megaspores

konkrecje węglanowe pedogeniczne (z septariami)
calcareous pedogenic concretions (with septaria)

gruzły i cementacje anhydrytowe
anhydrite nodules and cementation

wprysnięcia anhydrytu
anhydrite insets

gruzły gipsowe
gypsum nodules

szczeliny i peknięcia wypełnione anhydrytem
cracks and breaks with anhydrite infilling

piryt i pirytyzacja
pyrite and pyritization

laminacja równoległa horyzontalna
parallel horizontal lamination

laminacja falista
wavy lamination

laminacja soczewkowa
lenticular lamination
- zmarszczki
ripplemarks

HCS (warstwowania kopułowe)
hummocky cross stratification

warstwowania przekątne rynnowe
trough cross bedding

warstwowania przekątne tabularne
tabular cross bedding

rozmycia erozyjne małej skali (nisko kątowe)
erosional scours (low-angle)

uziarnienie frakcyjne
fractional grading

intraklasty ilowcowe
claystone intraclasts

szczeliny synerezyjne
syneresis cracks

struktury odwodnieniowe
dewatering structures

szczeliny z wysychania
dessication cracks
- wapienie
limestones

cienkie przewarstwienia wapieni
thin limestone intercalations

ooidy rozproszone w osadzie
ooids dispersed in rock

Barwy osadu / Colour of sediment

 - jasnoszara, szara i ciemnoszara
light grey, grey and dark grey
 - zielona i seledynowa
green and celadon
 - szarobrunatna
greyish-brown
 - czekoladowobrunatna
chocolate-brown
 - czerwonobrunatna
red-brown
 - brunatna
brown
 - wiśniowobrunatna
cherry-brown

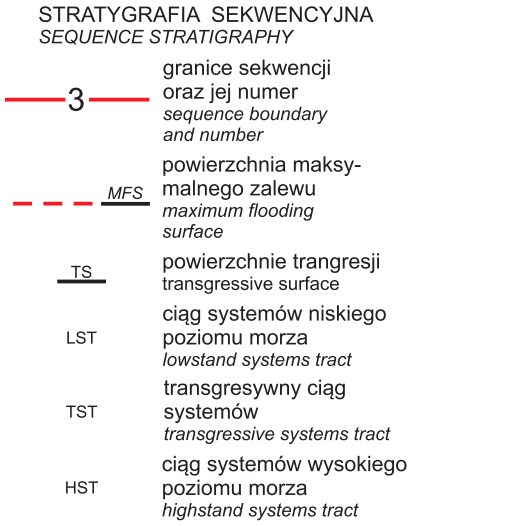
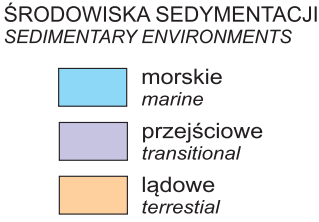
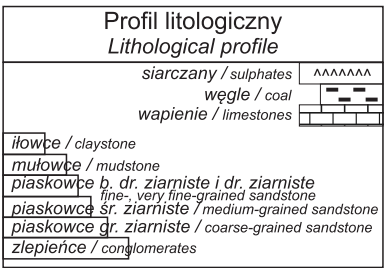
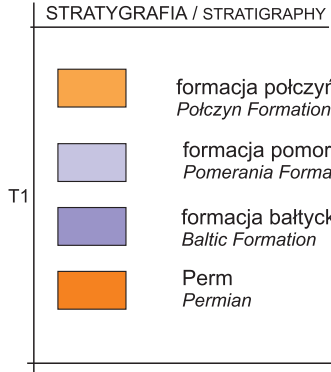
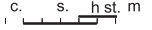


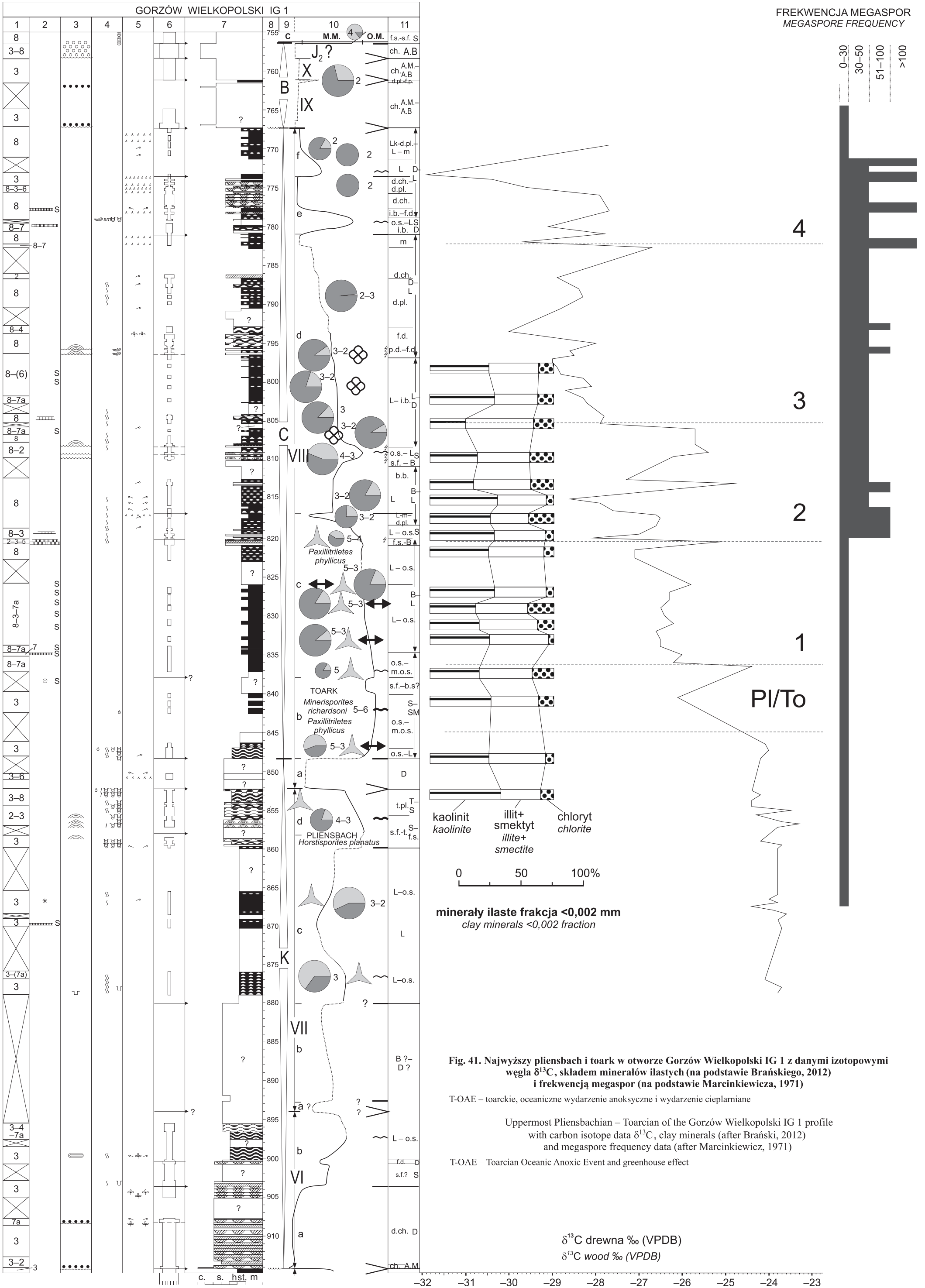
Fig. 7. Profil sedimentologiczny utworów dolnego i środkowego pstrego piaskowca

Sedimentological profile of the Lower and Middle Buntsandstein deposits



Objaśnienia na figurze 41
For the explanations see Fig. 41

Profilę Głębokich Otworów Wiertniczych
Państwowego Instytutu Geologicznego, z. 141, 2014 r.
© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, 2014 r.



Objaśnienia do figur 39 i 41
Explanations for the Figures 39 and 41

