

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA UTWORÓW JURY DOLNEJ I ŚRODKOWEJ

W otworze Oświno IG 1 nawiercono utwory jury górnej i środkowej i zatrzymano się w stropowym odcinku jury dolnej. Profil jury był w pełni rdzeniowany, lecz uzysk rdzenia był zmienny, od bardzo dobrego (90–100%) po słaby (16–46%), w przeważającej części powyżej 70%. Stratygrafia w otworze została ustalona na podstawie wyników analiz makro- i mikrofaunistycznych oraz regionalnych korelacji geofizycznych z pobliskimi otworami.

Jura dolna

W otworze Oświno IG 1 został nawiercony jedynie najwyższy odcinek jury dolnej o miąższości 30,75 m. Przypada on na głębokości geofizycznej 2220,0–2253,75 m. W profilu dominują piaskowce drobnoziarniste barwy białej i jasnoszarej, masywne lub z pojedynczymi smugami ilastymi lub węglistymi, z uwęglonym detrytem roślinnym. Podrzednie stwierdzono również piaskowce o warstwowaniu zmarszczkowym oraz iłowce ciemnoszare z uwęgloną sieczką roślinną lub wzbogacone w mikę. Najprawdopodobniej są to utwory o genezie fluwialnej. Reprezentują one formację borucicką z toarku górnego.

Jura środkowa

Profil jury środkowej, o miąższości 286,5 m, wydzielony na głęb. 1933,5–2220,0 m, obejmuje utwory reprezentujące wszystkie piętra stratygraficzne – od aalenu po kelowej. Granica pomiędzy utworami jury dolnej i środkowej jest trudna do wyznaczenia, ze względu na brak wyraźnych wskaźników stratygraficznych i sedymentologicznych. Została ona postawiona w stropie piaskowców drobnoziarnistych barwy białej, charakterystycznych dla formacji borucickiej na Niżu Polskim.

Najniższy odcinek jury środkowej, obejmujący interwał 2141,0–?2220,0 m, został wydzielony jako nierozdzielone utwory aalenu i bajosu dolnego, o miąższości 79,0 m. Profil

ten w najniższym odcinku (głęb. 2209,0–2220,0 m) charakteryzuje obecność piaskowców drobno- i średnioziarnistych barwy jasnoszarej, masywnych lub ze smugami ilastymi. Utwory te przypuszczalnie reprezentują aalen dolny.

Wyżej występują iłowce i łupki ilasto-mułowcowe, w najniższym odcinku lekko zielonkawe, ku górze coraz ciemniejsze szare, a następnie ciemnoszare do czarnych. Są to utwory masywne, miejscami z laminacją soczewkową. Na głęb. 2196,0–2207,0 m z konkretnymi ilasto-syde-rytycznymi oraz nielicznymi otwornicami *Reinholdella* sp. i *Haplophragmoides* sp. Wyższy odcinek kompleksu ilastego charakteryzuje obecność licznych, dobrze zachowanych fragmentów uwęglonej flory. Utwory omawianego kompleksu ilastego należy interpretować jako utworzone w lagunie, początkowo z wpływami morskimi, a następnie wypełnianej przez materiał pochodzący z lądu. Utwory te prawdopodobnie są wieku aalen górnego.

Wyższy odcinek, reprezentujący już przypuszczalnie bajos dolny, jest wykształcony jako kompleks zdominowany przez piaskowce, podrzednie z wkładkami mułowców. Przeważają tu piaskowce bardzo drobnoziarniste, w dolnym odcinku drobnoziarniste, barwy białej, z obfitą miką oraz liczny detrytem uwęglonej flory. W dolnym odcinku przeważa warstwowanie przekątne, ku górze pojawiają się piaskowce ze smugami ilastymi i węglistymi, a w stropie również o warstwowaniu smużystym. Wkładki mułowców ciemnoszarych wykazują laminację soczewkową. Na głęb. 2154,1–2164,0 m w profilu występują wkładki węgla, mułowce węgliste, liczna uwęglona flora oraz wkładka piaskowca z rizoidami. Cały kompleks bajosu dolnego należy interpretować jako osadzony w środowisku przybrzeżnym, przypuszczalnie początkowo w strefie podpływowej, a następnie w strefie międzypływowej, na obszarze równi piaszczystej i równi mułowej.

Bajos górny został stwierdzony na głębokości geofizycznej 2093,0–2141,0 m (rdzeniowej 2094,0–2142,6 m) i ma miąższość 48,0 m (48,6 m). Jego profil jest trójdzielny: dolny odcinek jest wykształcony w postaci mułowców z wkład-

kami piaskowców, środkowy tworzą piaskowce chlorytowe barwy szarozielonej (prawdopodobnie pierwotnie o spoiwie berthierynowym – Maliszewska, Kozłowska, ten tom), w górnym odcinku dominują początkowo mułowce a wyżej mułowce ilaste i iłowce.

W dolnym kompleksie, o miąższości 16,9 m, występują ciemnoszare mułowce masywne albo o laminacji / warstwowaniu soczewkowym jasnoszarym pyłowcem, z nielicznymi skamieniałościami śladowymi z ichnorodzaju *Planolites* oraz kongrecjami syderytowymi. Licznie występuje mikrofauna otwornicowa bajosu górnego (Smoleń, Iwańczuk, ten tom). Są to utwory powstałe w strefie odbrzeża płytkiego morza epikontynentalnego.

Kompleks piaskowców chlorytowych (fig. 5E) o zielonej barwie rozpoczyna się ostrą granicą spągową na głęb. 2125,7 m. Profil składa się z 4 cykli o ziarnie malejącym ku górze. W najstarszym cyklu profil rozpoczynają piaskowce średnio- i gruboziarniste, ku górze przechodzące w drobnoziarniste, o warstwowaniu przekątnym rynnowym, w części najwyższej zaś występują piaskowce bardzo drobnoziarniste ze smugami ilastymi. Kolejne cykle charakteryzuje zmiana grubości ziarna piaskowców od drobnej- i średniej do drobnej, oraz występowanie warstwowania przekątnego rynnowego w dolnych częściach i silnego zbioturbowania w częściach górnych. Najwyższy cykl kończą piaskowce bardzo drobnoziarniste, barwy szarej, o warstwowaniu falistym, silnie zbioturbowane, słabo wapniste (fig. 5C). W piaskowcach obserwuje się wkładki i przerosty syderytyczne. Sedymetacja piaskowców chlorytowych wiąże się ze strefami mieszania wód słodkich i słonych, często spotykane są w strefach bay-head delty osadów estuariowych (Worden i in., 2020). W profilu bajosu górnego nie znaleziono makrofauny amonitowej, która pozwoliłaby na udokumentowanie poszczególnych poziomów, jednakże korelacja regionalna z innymi otworami niecki szczecińskiej, w których stwier-

dzono diagnostyczną faunę amonitową (Dadlez, Dembowska, 1965; Dayczak-Calikowska, 1975, 1978, 1979), sugeruje, że omawiany kompleks reprezentuje poziom garantiana (wg podziału: Kopik, 1998).

Górny odcinek profilu bajosu górnego, o miąższości 18 m, wykształcony jest początkowo jako mułowce piaszczyste (fig. 5H), które ku górze przechodzą stopniowo w mułowce i mułowce ilaste. Są one często silnie zbioturbowane przez *Chondrites targionii* Brongniart, licznie obecna jest w nich mika oraz spirytyzowana sieczka roślinna. W części wyższej liczna jest również fauna małżowa oraz kongrecje i wkładki syderytu. Stwierdzono również mikrofaunę górnego bajosu (Smoleń, Iwańczuk, ten tom). Obecność otwornicy *Reinholdella cerebra* Pazdro w najniższej części kompleksu (głęb. 2108,3 m) wskazuje, że są to utwory najmłodszego podpoziomu (*bomfordi*) poziomu amonitowego *parkinsoni*.

Wyznaczenie granicy pomiędzy bajosem i batonem jest trudne, ze względu na brak form stratygraficznie diagnostycznych. Przypada ona w obrębie kompleksu ilastego obejmującego interwał 2080,0–2093,7 m. Powyżej tego interwału stwierdzono małżoraczki *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszczak wskazujące na baton (Smoleń, Iwańczuk, ten tom). Granica bajos / baton została postawiona na krzywej geofizycznej na głęb. 2093,0 m (wg. rdzenia 2094,0 m), powyżej warstwy zbioturbowanych utworów mułowcowych, w spągu iłowców. Obecność zbioturbowanych mułowców świadczy o krótkotrwałym wzniesieniu natlenienia osadów, sugerując pewne spłylenie zbiornika, co z kolei pozwala korelować je z tendencją regresywną obserwowaną w schyłkowym bajosie. Występujące powyżej łupki ilaste znaczą już trend transgresywny obserwowany we wczesnym batonie (Feldman-Olszewska, 1997).

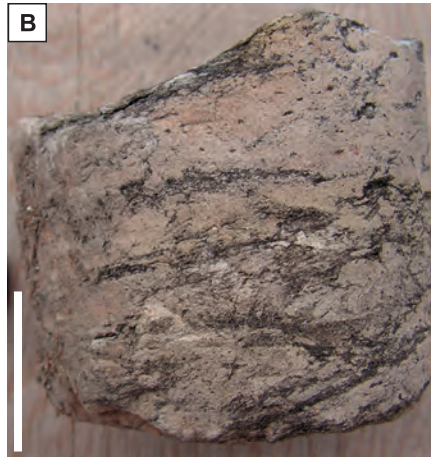
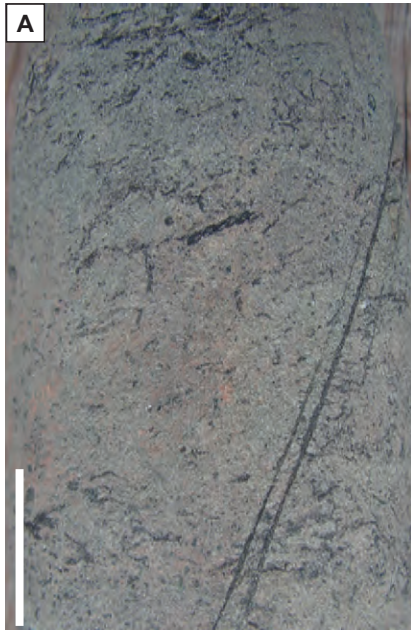
Baton wydzielony został na głębokości geofizycznej 1981,0–2093,0 m i jego miąższość wynosi 112,0 m (wg rdzenia 113,0 m). Profil batonu według obecnie prezen-

Fig. 5. Fotografie przykładowych rdzeni wiertniczych z utworów jury środkowej

Photographs of sample cores from the Middle Jurassic deposits

A – piaskowiec drobnoziarnisty silnie zbioturbowany, ze spękaniem tektonicznym zabliźnionym mułowcem pod kątem 70°, głęb. 2003,7–2003,9 m, baton górny; **B** – silnie zbioturbowany piaskowiec/heterolit piaskowcowo-iłowcowy, głęb. 2010,1 m, baton środkowy; **C** – piaskowiec/heterolit piaskowcowo-iłowcowy, o warstwowaniu falistym, bardzo silnie zbioturbowany, głęb. 2113,25–2113,35 m, bajos górny; **D** – piaskowiec drobnoziarnisty o warstwowaniu przekątnym niskokątnym z wkładką mułowca o laminacji soczewkowej i ze skamieniałościami śladowymi *Planolites beverleyensis* (Billings), głęb. 2043,0–2043,1 m, baton środkowy; **E** – piaskowiec średnioziarnisty, przekrój poprzeczny przez rdzeń w miejscu przesunięcia tektonicznego. W lewej połowie chlorytowy, masywny, barwy szarozielonej; po prawej stronie zbioturbowany, jasnoszary, głęb. 2116,1 m, bajos górny; **F** – piaskowiec drobno- i średnioziarnisty, w górnej części masywny, w dolnej o warstwowaniu przekątnym rynnowym, zsyderytizowany, ze śladami bioturbacji *Palaeophycus* isp., głęb. 2031,5–2031,8 m, baton środkowy; **G** – piaskowiec drobnoziarnisty o warstwowaniu przekątnym niskokątnym, głęb. 2041,2–2041,4 m, baton środkowy; **H** – mułowiec ciemnoszary, w dolnym odcinku przechodzi w zbioturbowany piaskowiec, głęb. 2107,2–2107,4 m, bajos górny. Skala 4 cm.

A – fine-grained strongly bioturbated sandstone with the tectonics fracture closed by mudstone at an angle of 70°, depth 2003.7–2003.9 m, Upper Bathonian; **B** – strongly bioturbated sandstone/sandstone-claystone heterolith, depth 2010.1 m, Middle Bathonian; **C** – sandstone with wavy bedding / sandstone-claystone heterolith, very strongly bioturbated, depth 2113.25–2113.35 m, Upper Bajocian; **D** – fine-grained sandstone with trough-cross bedding and intercalation of mudstone with lenticular lamination and trace fossils *Planolites beverleyensis* (Billings), depth 2043.0–2043.1 m, Middle Bathonian; **E** – medium-grained sandstone, horizontal cross section of core in the place of tectonic shift. At left part chlorite, massive, grey-green color; at right part strongly bioturbated, light-grey color, depth 2116.1 m, Upper Bajocian; **F** – fine- and medium-grained sandstone, massive at upper part, with trough-cross bedding, sideritized, with trace fossils *Palaeophycus* isp., depth 2031.5–2031.8 m, Middle Bathonian; **G** – fine-grained sandstone with low-angle cross bedding, depth 2041.2–2041.4 m, Middle Bathonian; **H** – dark-grey mudstone, at lower part with bioturbated sandstone, depth 2107.2–2107.4 m, Upper Bajocian. Scale 4 cm.



wanej stratygrafii jest zmieniony i bardziej mięszszy niż podawany przez Dayczak-Calikowską (1979). Wpłynęły na to nowe dane i reinterpretacja wyników analiz mikropaleontologicznych oraz analiza trendów regionalnych, które wskazują, że profil Oświna IG 1 jest bardziej zbliżony do profilu wału pomorskiego niż niecki szczecińskiej.

Baton dolny obejmuje kompleks iłowcowo-mułowcowy o miąższości 50,0 m (głęb. 2043,0–2093,0 m). W dolnej części dominują łupki ilaste barwy czarnej, z liczną miką, spirytyzowaną sieczką roślinną, liczną fauną małżową oraz kongrecjami syderytowymi i wkładkami syderytów kilkunastocentymetrowej miąższości. Ku górze profil przechodzi w mułowce ze śladami bioturbacji: *Chondrites targionii* Brongniart, *Planolites* isp. i *Schaubcylindrichnus* isp. a następnie w mułowce o warstwowaniu soczewkowym. W stropie stwierdzono piaskowce bardzo drobnoziarniste o warstwowaniu przekątnym niskokątnym. Są to osady powstałe początkowo w środowisku odrzeża, a następnie strefy przejściowej, w części najmłodszej zaś również przybrzeża, znacząc trend spłykania się basenu. W utworach tych nie ma fauny diagnostycznej, pozwalającej na udokumentowanie ich wieku. Pewnym elementem wskaźnikowym może być obecność wkładek syderytowych, co jest cechą charakterystyczną utworów batonu dolnego (Dayczak-Calikowska, 1979, 1987).

Profil batonu środkowego (głęb. geof. 2006,0–2043,0 m; miąższość 37,0 m) zdominowany jest przez piaskowce, w mniejszej ilości występują mułowce. W dolnej i górnej części piaskowce są drobnoziarniste, jasnoszare i szare, o warstwowaniu przekątnym niskokątnym (fig. 5D, G) oraz ze smugami ilastymi wzbogaconymi w muskowit, w górnej części miejscami silnie zbioturbowane (fig. 5B). W części środkowej występują piaskowce drobno- i średnioziarniste, chlorytowe, barwy zielonoszarej, silnie wapniste, z liczną fauną małżową (głównie *Pseudomonotis* sp.). Na pograniczu dolnego i środkowego kompleksu występuje 70 cm warstwa piaskowca zsyderytowanego, o warstwowaniu przekątnym rynnowym w części najniższej, wyżej bardziej masywnego, lekko zbioturbowanego, z wkładką muszlowca oraz pojedynczymi śladami *Palaeophycus* isp. (fig. 5F). Wkładki mułowców mają od 15 do 170 cm miąższości. Są to mułowce ciemnoszarej barwy, często silnie zbioturbowane przez *Chondrites targionii* Brongniart, rzadziej z *Planolites* isp., miejscami o warstwowaniu soczewkowym. Utwory batonu środkowego zostały osadzone w strefie przybrzeża, przy czym w strefie najbliższej linii brzegowej, w pobliżu ujścia rzeki, osadzone zostały przypuszczalnie piaskowce chlorytowe stwierdzone w środkowej części profilu. Obecność małżoraczka *Progonocythere polonica* Błaszczyk na głęb. 2040,8–2028,0 m dokumentuje batonowski wiek tych utworów (Smoleń, Iwańczuk, ten tom).

Baton górny występuje na głębokości geofizycznej 1981,0–2006,0 m (rdzeń 2009,0 m) i ma miąższość 25,0 m. Rozpoczyna go 4 m miąższości poziom piaskowca drobnoziarnistego, chlorytowego, szarej lub szarzielonej barwy, miejscami silnie zbioturbowanego (fig. 5A) z przerostami i wkładką syderytu, fauną małży z rodzaju *Pseudomonotis* oraz ramienionogów z gatunku *Ivanoviella alemanica* (Rol-

lier), wskaźnikowego dla batonu górnego (Dayczak-Calikowska, Wiśniewska-Żelichowska, 1980).

Wyżej występuje kompleks drobnoziarnisty o czarnej barwie, w części niższej są to iłowce i łupki ilaste, w wyższej mułowce ilaste. W utworach tych występują spirytyzowana sieczka roślinna i kongrecje syderytu. Stwierdzono w nich liczną faunę amonitową przewodnią dla batonu górnego (Dayczak-Calikowska, 1977a): *Oxycerites fuscoideus* Westermann (1982,0 m), *Bullatimorphites (Kheraicerias) bullatus* d'Orbigny (1982,5 m), *Clydonicerias (Delecticerias) delectum* Arkell (1988,1 m), *Prohecticoceras* cf. *retrocostatum* (Roemer) (1986,7 m), *Grossouvria* cf. *pseudoannularis* Lissajous (1986,7 m), *Eohecticoceras costatum* (Roemer) (1991,2 m), *Oecotraustes (Paroecotraustes)* cf. *heterocostatus* (Rehbinde) (1996,0 m), *Oecotraustes (Paroecotraustes)* cf. *paradoxus* (Roemer) (1994,8 m), *Eohecticoceras* cf. *costatum* (Roemer) (2005,1 m). Licznie występują też małże i pojedyncze belemnity, a w części najniższej stwierdzono również ramienionogi *Ivanoviella alemanica* (Rollier). Górnobatonowski wiek tych utworów potwierdza również mikrofauna (Smoleń, Iwańczuk, ten tom). Utwory iłowcowe batonu górnego rozpoczynają obserwowaną również w kelowej sedimentację w obrębie głębszego szelfu otwartego zbiornika morskiego.

Profil jury środkowej kończą na głęb. 1933,5–1981,0 m utwory kelowej o miąższości 47,5 m.

Kelowej dolny, o miąższości 6,0 m, wydzielono na głęb. 1975,0–1981,0 m. Są to mułowce wapniste lub dolomityczne, barwy szarej, z kongrecjami marglisto-syderyticznymi i spirytyzowaną sieczką roślinną. W utworach tych nie stwierdzono diagnostycznej makrofauny, obecna jest natomiast mikrofauna otwornicowa charakterystyczna dla przedziału stratygraficznego batonu górnego–kelowej dolny (Smoleń, Iwańczuk, ten tom). Utwory te wydzielono jako kelowej dolny na podstawie korelacji z dobrze udokumentowanymi wiekowo, na podstawie fauny amonitowej, otworami Chociwel IG 1 i Choszczno IG 1 (Dayczak-Calikowska, 1977b, 1978). W utworach tych jest on wykształcony w postaci dolomitu mułowcowego (Chociwel IG 1) lub iłowca mułowcowego wapnistej oraz margla piaszczystego dolomitycznego (Choszczno IG 1), kilkumetrowej miąższości.

Najwyższą część profilu obejmują utwory kelowej środkowej i górnego, które zostały udokumentowane na głębokości rdzeniowej 1933,8–1975,0 m (miąższość 47,2 m). Profil rozpoczynają mułowce, nieco dolomityczne, barwy szarej. W ich najwyższym odcinku stwierdzono amonity *Kosmoceras (Spinikosmokeras) pollux* (Reinecke) i *Choffatia recuperi* (Gemmellaro) (Dayczak-Calikowska, 1977a). Ta pierwsza forma dokumentuje poziom *coronatum* środkowej kelowej.

Utwory te przechodzą w sposób ciągły w iłowce i łupki ilaste o czarnej barwie, ze spirytyzowaną sieczką roślinną i kongrecjami marglisto-syderyticznymi. Reprezentują one dolny odcinek formacji Łyny, która ciągnie się w oksfordzie (jura górna). Obecna w niższej części liczna fauna amonitowa reprezentowana między innymi przez taksony: *Kosmoceras* cf. *proniae* Teisseyre, *Kosmoceras* sp. f. juv. ex. gr. *dunkani*, *Kosmoceras* sp. f. juv. ex. gr. *ornatum* i *Hecticoceras* cf. *kracoviense* (Neumayr) dokumentuje poziom

athleta keloweju górnego (Dayczak-Calikowska, 1977a). Natomiast stwierdzone w części przystopowej profilu formy *Quenstedtoceras* cf. *lamberti* (Sowerby), *Quenstedtoceras* sp./ex. gr. *lamberti* i *Quenstedtoceras* cf. *intermissum*

Buckman, dokumentują najwyższy podpoziom keloweju górnego – *lamberti*.

Wiek utworów keloweju środkowego i górnego dokumentuje również liczna mikrofauna obecna na głęb. 1934,0–1966,0 m (Smoleń, Iwańczuk, ten tom).

Jolanta SMOLEŃ, Jolanta IWAŃCZUK

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH OSADÓW JURY ŚRODKOWEJ

Obecne opracowanie oparte zostało na rewizji materiałów archiwalnych, których wyniki zawarte są w dokumentacji wynikowej wiercenia Oświno IG 1 (Jaskowiak, 1966). W pracy wykorzystano wcześniejsze, archiwalne ekspertyzy mikropaleontologiczne wykonane przez W. Bielecką i O. Styk (Bielecka, 1965a; Bielecka, Styk, 1973a, b) oraz przeanalizowano mikrofaunę zachowaną w próbkach znajdujących się w archiwum Mikropaleontologicznym PIG-PIB. Materiał archiwalny pochodzi z głęb. 1927,5–2135,0 m. Wyróżnione w powyższych materiałach zespoły mikrofauny zostały zrewidowane pod względem taksonomicznym, a także biostratygraficznym, biorąc pod uwagę obowiązujące podziały stratygraficzne. Dane archiwalne uzupełnione zostały o nowe dane mikropaleontologiczne pochodzące z dodatkowych 26 próbek pobranych z wiercenia Oświno IG 1 na głęb. 1937,6–2207,5 m (tab. 1).

W wyniku ponownej analizy mikropaleontologicznej osadów jury środkowej, w profilu otworu wiertniczego Oświno IG 1 udokumentowano obecność utworów bajosu górnego, batonu oraz keloweju.

Starsze osady (według profilu litologicznego należące do aalenu i starszego bajosu) zawierają nieliczną mikrofaunę otwornic. Głównie są to formy zlepieńcowate, o długich zasięgach stratygraficznych nie dające podstaw do określenia wieku. Pojedyncze okazy otwornic pochodzą z osadów mułowców piaszczystych i piaskowców na głęb. 2110,0–2207,5 m, w których oznaczono takie formy zlepieńcowate jak: *Haplophragmoides complanatus* (Mjatluk), *Trochammina canningensis* Tappan, *Ammobaculites* cf. *fontinensis* (Terquem), *Lagenammina* sp. oraz spitytyzowane okazy otwornic o skorupkach węglanowych z rodzaju *Reinholdella*. W powyższych osadach są także obecne zwęglone szczątki roślinne.

Powyżej głęb. 2110,0 m pojawia się nieco więcej mikrofauny. W osadach mułowców, miejscami ilastych lub piaszczystych, na głęb. 2093,7–2108,3 m odnotowano obecność następujących gatunków otwornic: *Reinholdella* cf. *crebra* Pazdro, *Lenticulina* sp., *Planularia* ex. gr. *eugenii* (Terquem), *Planularia* cf. *dictyodes* (Deecke), *Eoguttulina oolithica* (Terquem), *Dentalna* sp., *Ammopalmula infrajurenensis* (Terquem) (fig. 6A), *Haplophragmoides complanatus* (Mjatluk), *Recurvoides trochamminiiforme* Höglund, *Ammobaculites fontinensis* (Terquem), *Trochammina* sp., *Verneuilinoides* sp. Obecne są także nieliczne fragmenty małżoraczków z rodzajów *Progonocythere* i *Glyptocythere* oraz zwęglone szczątki roślin i elementy szkieletowe szkarłupni. Wyżej wymieniony skład mikrofauny wskazuje na utwory bajosu górnego, prawdopodobnie amonitowego poziomu

parkinsoni. W szczególności taki wiek osadów potwierdza obecność gatunku *Reinholdella* cf. *crebra* Pazdro, którego pierwsze wystąpienia notowane są na Niziu Polskim od poziomu *parkinsoni* (Kopik, 1998; Smoleń, Iwańczuk, 2018).

Kolejne próbki do badań mikropaleontologicznych pochodzą z osadów mułowców piaszczystych oraz mułowców ilastych z wkładkami syderytów. Na głęb. 2070,0–2088,0 m zanotowano obecność nowych gatunków otwornic i małżoraczków. Najwięcej gatunków i osobników notowane jest od głęb. 2074,0 m. Wśród otwornic są to: *Lenticulina daphne* Bielecka et Styk, *Lenticulina* (*Astaculus*) *argonauta* Kopik (fig. 6B), *Lenticulina* cf. *helios* (Terquem), *Lenticulina mamilaris* (Terquem), *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Lenticulina* cf. *quenstedti* (Gümbel), *Epistomina regularis* Terquem, *Epistomina nuda* Terquem, *Garantella* cf. *ornata* (Hofker), *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro (fig. 6C), *Ophthalmidium carinatum agglutinas* Pazdro (fig. 6D), *Ichtyolaria nympha* Kopik, *Eoguttulina oolithica* (Terquem), *Epistomina* sp. Oprócz wyżej wymienionych gatunków otwornic o skorupkach wapiennych obecne są także nieliczne taksony zlepieńcowate jak: *Trochammina canningensis* Tappan i *Haplophragmoides* sp. Wyżej wymieniony zespół otwornic jest charakterystyczny na Niziu Polskim dla osadów najwyższego bajosu od poziomu *parkinsoni* (m.in.: Kopik 1998, Bielecka, Styk, 1969; Smoleń, Iwańczuk, 2018). W związku z tym, że większość wyżej wymienionych gatunków równie licznie występuje także w batonie dolnym, ustalenie granicy między bajosem i batonem jest w tym przypadku trudne do określenia na podstawie otwornic. Na batoński wiek powyższych osadów może wskazywać obecność małżoraczków z gatunku *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszyk, obecnych w próbkach z głęb. 2072,9–2080,0 m. Wyżej wymieniony gatunek pojawia się w osadach jury środkowej od batonu (od kujawu górnego według Błaszyk, 1967).

Na głęb. 2046,9–2070,0 m, w utworach mułowców miejscami ilastych i wyżej w piaskowcach z wkładkami mułowców do głęb. ok. 2003,0 m, mikrofauna jest niezwykle uboga, zarówno pod względem ilości gatunków, jak i osobników. Zanotowano pojedyncze wystąpienia otwornic znanych powszechnie w osadach jury środkowej, takich jak: *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, *Epistomina nuda* Terquem, *Epistomina regularis* Terquem, *Eoguttulina oolithica* (Terquem), *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Spirulina* sp. czy *Dentalna* sp. W próbkach z głęb. 2040,8, 2039,4 i 2028,0 m notowana jest obecność małżoraczka z gatunku *Progonocythere polonica* Błaszyk, który wskazuje ogólnie na osady ba-

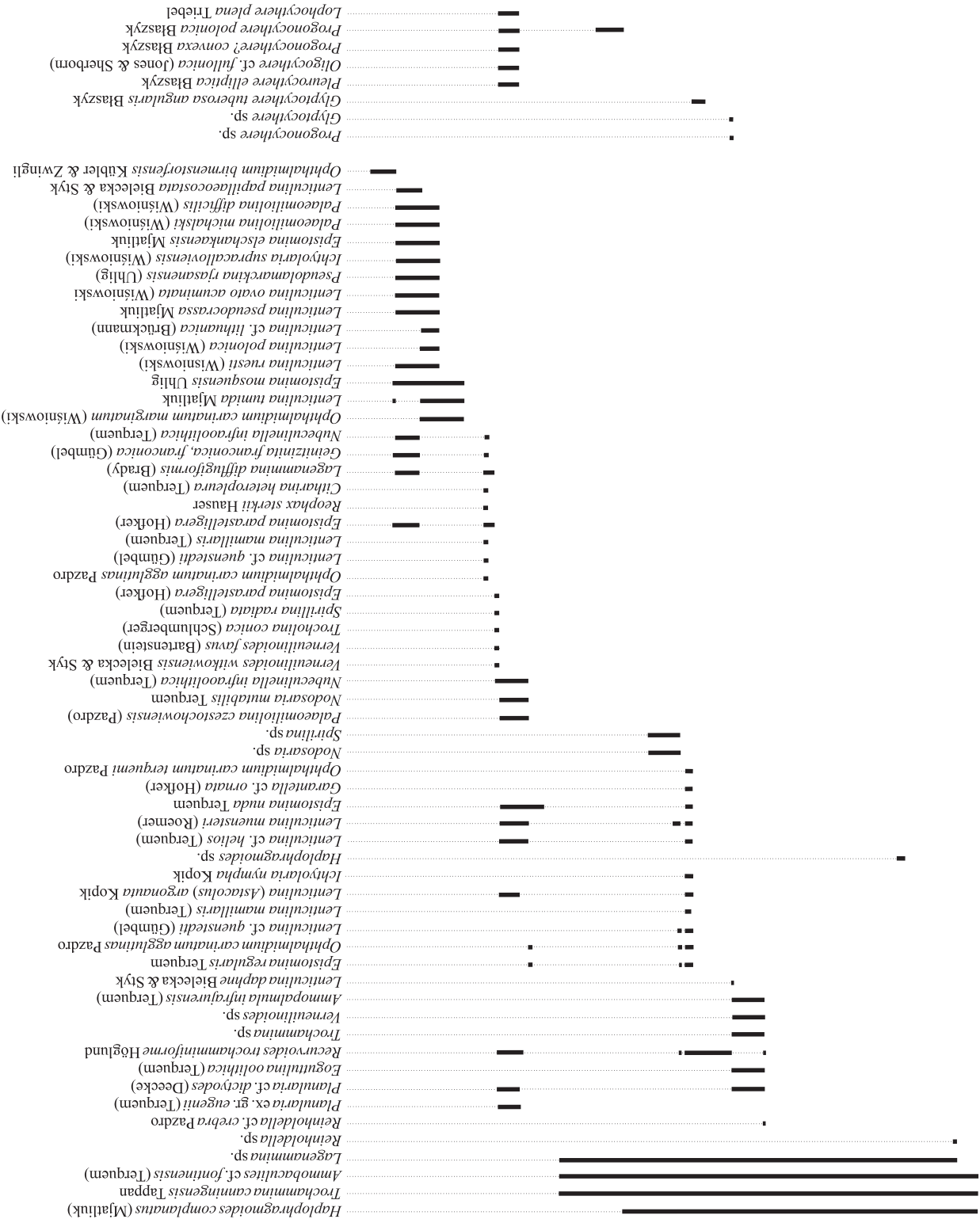
Tabela 1

Zestawienie mikrofauny stwierdzonej w utworach jury środkowej i najniższej jury górnej

The microfauna occurrence in the Middle- and lowermost Upper Jurassic deposits

Maizoraczki Ostracoda

Otwornice Foraminifera



1930	1950	1970	1990	2010	2030	2050	2070	2090	2110	2130	2150	2170	2190	2210
okstord		kelowej		baton					bajos					

tonu. Wyżej wymienione osady, do głęb. ok. 2003,0 m, zawierają także zwęglone szczątki roślinne oraz fragmenty skorup małży, ślimaków i elementy szkieletowe szkarłupni.

Liczniesze zespoły mikrofauny pojawiają się w osadach mułowców ilastych na głęb. ok. 1980,0–2003,0 m. Występują w nich zróżnicowane taksony otwornic charakterystyczne dla osadów batonu takie jak: *Palaeomiliolina czestochowiensis* (Pazdro) (fig. 6E), *Reinholdella crebra* Pazdro, *Lenticulina helios* (Terquem), *Lenticulina (Astaculus) argonauta* (Kopik), *Planularia* ex. gr. *eugenii* (Terquem), *Verneuilinoides witkowiensis* Bielecka et Styk, *Verneuilinoides favus* (Bartenstein), *Epistomina regularis* Terquem, *Trocholina conica* (Schlumberger) (fig. 6F, G), *Nodosaria mutabilis* Terquem, *Spirillina radiata* (Terquem) (fig. 6H), *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, *Nubeculinella infraoolithica* (Terquem). W wyżej wymienionych zespołach występuje także gatunek *Epistomina parastelligera* (Hofker) (fig. 6I), który na Niziu Polskim pojawia się w osadach jury środkowej w batonie górnym (Bielecka, Styk, 1981; Smoleń, 2012; Smoleń, Iwańczuk, 2018). Górnobatoński wiek osadów na głęb. ok. 1980,0–2003,0 m potwierdza także obecność małżoraczka *Hustonia ?iwanowicensis* Błaszyk, gatunku typowego dla batonu górnego (Błaszyk, 1967). W powyższych osadach obecne są również inne batońskie gatunki małżoraczek jak: *Pleurocythere elliptica* Błaszyk (fig. 6J), *Oligocythere* cf. *fullonica* (Jones et Sherborn) (fig. 6K), *Progonocythere ?convexa* Błaszyk, *Progonocythere polonica* Błaszyk i *Lophocythere plena* Triebel. Na wyżej omawianym odcinku profilu licznie występują także fragmenty makrofauny, głównie skorupki małży.

Powyżej głęb. 1980,0 m obserwuje się znaczne zubożenie mikrofauny w próbkach. Granica stratygraficzna między batonem a kelowem jest trudna do uchwycenia na podstawie mikrofauny. W próbkach mikropaleontologicznych pobranych z głęb. ok. 1975,0–1980,0 m obecne są nieliczne taksony otwornic, spotykane w osadach od batonu oraz w kelowju jak: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Reophax sterkii* Hauser, *Citharina heteropleura* (Terquem), *Geinitzinita franconica franconica* (Gümbel), *Lenticulina* ex. gr. *quenstedti* (Gümbel), *Lagenammina difflugiformis* (Brady), *Lenticulina mamillaris* (Terquem), *Ophthalmidium carinatum*

agglutinans Pazdro i inne. Takie zubożenie taksonomiczne i ilościowo zespoły otwornic są charakterystyczne na Niziu Polskim dla osadów najwyższego batonu oraz starszego kelowju (niższej części kelowju dolnego). Ponowny rozwój fauny otwornicowej notowany jest w transgresywnych osadach poziomu *calloviense* kelowju dolnego (Bielecka, Styk, 1981; Smoleń, 2000; Smoleń, Iwańczuk, 2018). W badanych próbkach z otworu Oświno IG 1, otwornice charakterystyczne dla osadów młodszego kelowju pojawiają się w próbkach na głęb. ok. 1934,0–1966,0 m. Na tym odcinku głębokości obecne są otwornice opisywane z osadów kelowju środkowego i górnego na Niziu Polskim (Bielecka, Styk, 1981; Smoleń, 2000; Smoleń, Iwańczuk, 2018). Są to m.in.: *Lenticulina ruesti* (Wiśniowski), *Lenticulina tumida* Mjatluk, *Lenticulina polonica* (Wiśniowski), *Lenticulina* cf. *lithuanica* (Brückmann) (fig. 6L), *Lenticulina pseudocrassa* Mjatluk, *Lenticulina ovato acuminata* (Wiśniowski), *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), *Ichtyolaria supracalloviensis* (Wiśniowski) (fig. 6M), *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Ophthalmidium carinatum marginatum* (Wiśniowski), *Citharina heteropleura* (Terquem), *Epistomina elschankaensis* Mjatluk, *Geinitzinita franconica franconica* (Gümbel) i inne gatunki o szerszych zasięgach stratygraficznych. Oprócz wymienionych taksonów, w wyżej wymienionym przedziale głębokości pojawiają się także gatunki jak: *Palaeomiliolina michalski* (Wiśniowski), *Palaeomiliolina difficilis* (Wiśniowski), *Lenticulina papillaeocostata* Bielecka et Styk (fig. 6N) czy *Marginulinopsis batrakiensis* (Mjatluk). Są to gatunki typowe dla osadów poziomu *athleta* i *lamberti* kelowju górnego (Smoleń, 2000; Smoleń, Iwańczuk, 2018). Powyżej głęb. 1934,0 m zanika w profilu większość wyżej wymienionych gatunków otwornic i tylko nieliczne z nich występują powyżej głęb. 1934,0 m. Są to gatunki takie jak: *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Geinitzinita franconica franconica* (Gümbel) czy *Lenticulina tumida* Mjatluk, spotykane w osadach najniższego oksfordu (Smoleń, 2000; Smoleń, Iwańczuk, 2018). Jednocześnie na głęb. 1932,0 m notowane jest pojawienie się gatunku *Ophthalmidium birnenstorfensis* Kübler et Zwingli (Bielecka, Styk, 1973b), który wskazuje na osady oksfordu.

Anna MALISZEWSKA, Aleksandra KOZŁOWSKA

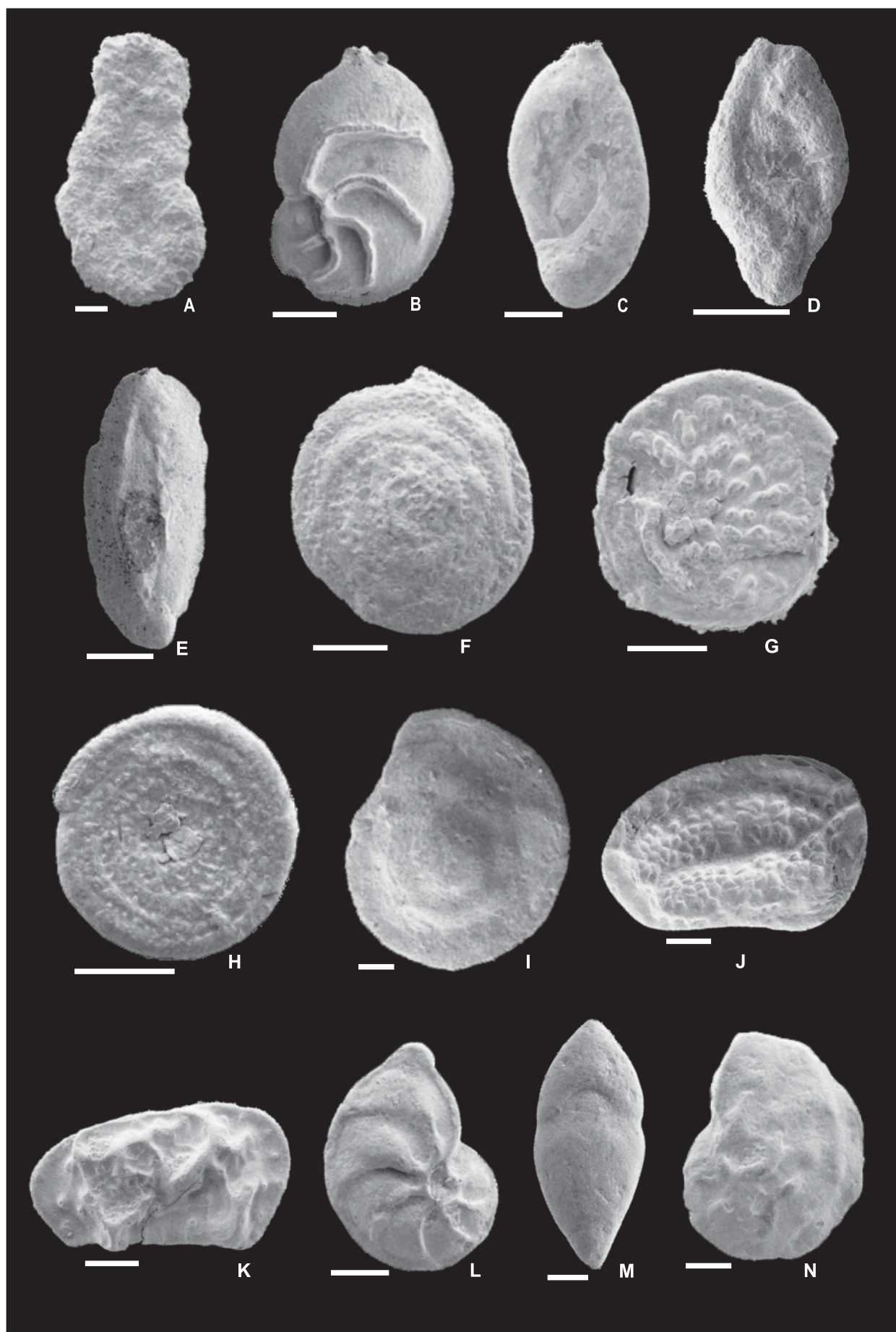
OPRACOWANIE PETROGRAFICZNE OSADÓW JURY ŚRODKOWEJ I PRZYSĄGOWEJ CZĘŚCI JURY GÓRNEJ

Wstęp

Osady jury środkowej w otworze Oświno IG 1 (niecka szczecińska) występują na głębokości rdzeniowej 1933,8–2220,2 m. Feldman-Olszewska i Dayczak-Calikowska (ten tom) wyróżniły tu kolejno serię utworów aalenu i bajosu dolnego (głęb. 2142,6–2020,2 m), bajosu górnego (głęb. 2094,0–2142,6 m), batonu dolnego (głęb. 2044,2–2094,0 m), batonu środkowego (głęb. 2009,0–2044,2 m), batonu górnego (głęb. 1981,0–2009,0 m), kelowju dolnego (głęb. 1975,0–1981,0 m) oraz kelowju środkowego i górnego (głęb. 1933,8–1975,0 m). Opracowaniem petrograficznym

objęto również osady najniższego oksfordu–dywezu (głęb. 1910,0–1933,8 m). Zbadano więc profil skał jurajskich jury środkowej i przyspągowych warstw jury górnej na głęb. 1910,0–2220,0 m, o miąższości 310,0 m (fig. 7).

Z opisanego odcinka rdzenia pobrano do badań petrograficznych 50 próbek. Jurę środkową reprezentuje 45 próbek, a górną – 5 próbek. Wszystkie próbki poddano badaniom mikroskopowym w płytkach cienkich oraz częściowym oznaczeniom chemicznym zawartości CaO, MgO, FeO, Fe₂O₃, MnO, CO₂, P i części nierozpuszczalnych w HCl. Oznaczenia chemiczne wykonano w Laboratorium Chemicznym Przedsiębiorstwa Geologicznego w Warszawie. Wyniki oznaczeń



przeliczono na zawartość najpospolitszych węglanów skałowotwórczych: kalcytu, dolomitu, syderytu i zestawiono razem w tabeli oznaczeń chemicznych (tab. 2).

Z 10 próbek piaskowców wykonano analizy granulometryczne w płytkach cienkich, a wyniki ich przedstawiono w tabeli 3. Z 24 próbek skalnych wykonano analizy planimetryczne w płytkach cienkich i zestawiono je w tabeli 4. Z 23 próbek wyodrębniono w bromoformie ich frakcję ciężką. Wyniki badań minerałów ciężkich detrytycznych, znalezionych w 12 próbkach, podano w tabeli 5. W pozostałych 11 próbkach stwierdzono wyłącznie piryty.

Dwie próbki skał węglanowych i sześć próbek skał ilastych poddano analizie dyfraktometrycznej. Wyniki interpretacji dyfraktogramów przedstawiono w tekście.

Dane, otrzymane z wymienionych prac analitycznych wraz z ich interpretacją uwzględniono w profilu litologiczno-petrograficznym. Na figurze 7 przedstawiono profil litologiczny wraz z podziałem stratygraficznym Feldman-Olszewskiej i Dayczak-Calikowskiej (ten tom), wielkość ziaren materiału detrytycznego (M_d i M_{max} mierzona w płytkach cienkich), wyniki analiz planimetrycznych oraz zawartość w skałach węglanów, a w tym – syderytu. Następnie zaznaczono występowanie innych niż węglany składników spoiwa, a więc minerałów ilastych, materii organicznej i drobnych szczątków flory oraz piryty i anhydrytu. Uwzględniono również skład mineralny frakcji ciężkiej.

Obok profilu litologicznego zaznaczono typ warstwowania osadów oraz wnioski, dotyczące się warunków środowiska sedimentacji i wczesnej diagenety. Najbardziej interesujące przykłady struktur skalnych przedstawiono na fotografiach.

W nazewnictwie skał węglanowych przyjęto klasyfikację Czermskiego (1955), w nazewnictwie piaskowców – Pettijohna (1957).

Opis skał

Piaskowce są najpospolitszym typem skalnym profilu. Są to skały brunatne lub ciemnoszare, rzadziej – szarozielone lub jasnoszare; są masywne, często bywają laminowane czarnym iłem. Laminy ilaste zaznaczają warstwowanie równoległe, często w ich obrębie notuje się ułożenie materiału piaszczystego w soczewki. Piaskowce stosunkowo rzadko wykazują strukturę psamitową, najczęściej psamitowo-pelitową, uwarunkowaną znaczną zawartością substancji ilastej. Tekstura ich najczęściej bywa kierunkowa, zaznaczona równoległym ułożeniem smug materii organicznej, a niekiedy szczątków flory i łyszczyków.

Najczęściej notowano piaskowce bardzo drobnodziarniste i drobnodziarniste, średniodziarniste natomiast występują sporadycznie (fig. 7). Te ostatnie odznaczają się najniższym stopniem wysortowania materiału detrytycznego (tab. 3) i zawierają żwir (fig. 7). Piaskowce drobnodziarniste są przeważnie osadem dobrze wysortowanym.

Skład mineralny piaskowców przedstawiono w tabeli analiz planimetrycznych (tab. 4). Niemal zawsze są to silnie ilaste lub margliste piaskowce kwarcowe.

Tylko w bajosie górnym (głęb. 2127,0 m.) stwierdzono występowanie średniodziarnistych piaskowców litoklastycznych (wg terminologii Pettijohna, 1957).

Jak wynika z analiz planimetrycznych najpospolitszym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc. Ziarna jego na ogół odznaczają się obecnością ostrych krawędzi i tylko we frakcji >0,3 mm bywają obtoczone. Niekiedy powierzchnie ziaren kwarcu są zatokowo skorodowane przez roztwory alkaliczne. Ziarna kwarcu najczęściej odznaczają się znikaniem światła zwyczajnym, rzadziej – falistym lub mozaikowym. Zwykle zawierają one bardzo drobne wrostki



Fig. 6. Mikrofauna jury środkowej

A – otwornica *Ammopalmula infrajurensis* (Terquem), głęb. 2093,8 m; bajos górny; **B** – otwornica *Lenticulina (Astacolus) argonauta* Kopik, głęb. 2072,9 m; baton dolny; **C** – otwornica *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro, głęb. 2072,9 m; baton dolny; **D** – otwornica *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, głęb. 2072,9 m; baton dolny; **E** – otwornica *Palaeomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), głęb. 1982,5 m; baton górny; **F** – otwornica *Trocholina conica* (Schlumberger) (strona grzbietowa), głęb. 1982,5 m; baton górny; **G** – otwornica *Trocholina conica* (Schlumberger) (strona brzuszna), głęb. 1982,5 m; baton górny; **H** – otwornica *Spirillina radiata* (Terquem), głęb. 1982,5 m; baton górny; **I** – otwornica *Epistomina parastelligera* (Hofker), głęb. 1982,5 m; baton górny; **J** – małżoraczek *Pleurocythere elliptica* Błaszyk, głęb. 1982,5 m; baton górny; **K** – małżoraczek *Oligocythere cf. fullonica* (Jones & Sherborn), głęb. 1982,5 m; baton górny; **L** – otwornica *Lenticulina cf. lithuanica* (Brückmann), głęb. 1937,5 m; kelowej górny; **M** – otwornica *Ichtyolaria supracallovensis* (Wiśniowski), głęb. 1937,5 m; kelowej górny; **N** – otwornica *Lenticulina papillaeocostata* Bielecka & Styk, głęb. 1944,5 m; kelowej górny. Skala liniowa – 100 μ

Microfauna from the Middle Jurassic deposits

A – foraminifera *Ammopalmula infrajurensis* (Terquem), depth 2093,8 m; Upper Bajocian; **B** – foraminifera *Lenticulina (Astacolus) argonauta* Kopik, depth 2072,9 m; Lower Bathonian; **C** – foraminifera *Ophthalmidium carinatum terquemi* Pazdro, depth 2072,9 m; Lower Bathonian; **D** – foraminifera *Ophthalmidium carinatum agglutinans* Pazdro, depth 2072,9 m; Lower Bathonian; **E** – foraminifera *Palaeomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), depth 1982,5 m; Upper Bathonian; **F** – foraminifera *Trocholina conica* (Schlumberger) (strona grzbietowa), depth 1982,5 m; Upper Bathonian; **G** – foraminifera *Trocholina conica* (Schlumberger) (strona brzuszna), depth 1982,5 m; Upper Bathonian; **H** – foraminifera *Spirillina radiata* (Terquem), depth 1982,5 m; Upper Bathonian; **I** – foraminifera *Epistomina parastelligera* (Hofker), depth 1982,5 m; Upper Bathonian; **J** – ostracod *Pleurocythere elliptica* Błaszyk, depth 1982,5 m; Upper Bathonian; **K** – ostracod *Oligocythere cf. fullonica* (Jones & Sherborn), depth 1982,5 m; baton górny; **L** – foraminifera *Lenticulina cf. lithuanica* (Brückmann), depth 1937,5 m; Upper Callovian; **M** – foraminifera *Ichtyolaria supracallovensis* (Wiśniowski), depth 1937,5 m; Upper Callovian; **N** – foraminifera *Lenticulina papillaeocostata* Bielecka & Styk, depth 1944,5 m; Upper Callovian. Scale bar – 100 μ

Objaśnienia do fig. 7

Legend to Fig. 7

-  muszłowce piaszczyste
sandy coquina
-  piaskowce ilaste średnioziarniste
medium-grained clayey sandstones
-  piaskowce ilaste drobnoziarniste
fine-grained clayey sandstones
-  mułowce
mudstones
-  iłowce piaszczyste i łupki piaszczysto-ilaste
sandy claystones and sand-clayey shales
-  iłowce mułowcowe i łupki ilasto-mułowcowe
muddy claystones and clay-muddy shales
-  iłowce i łupki ilaste
clays and clayey shales
-  wapienie marglisto-piaszczyste
marl-sandy limestones
-  margle piaszczyste
sandy marls
-  syderyty
siderites
-  konkrecje syderytowe
siderite concretions
-  węglany w spoiwie (>5%)
carbonates in cement (>5%)
-  detryt fauny
faunal detritus
-  żwir kwarcowy
quartz gravel
-  ooidy
ooids
-  glaukonit
glauconite

Warstwowanie

Stratification

-  równoległe
parallel
-  soczewkowate
lensoidal
-  spływowe
lensoidal

Środowisko

Environment

-  redukcyjne
reducing
-  redukcyjno-utleniające
reducing-oxidizing

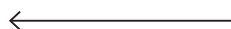
Skład skał

Composition of the rock

-  kwarc
quartz
-  skalenie i łuszczyki
feldspar and mica
-  okruchy skał typu kwarcytów
fragments of quartzite type rocks
-  detryt fauny
faunal detritus
-  ooidy
ooids
-  spoiwo (detrytyczne i chemiczne)
cement (detrital and chemical)
-  1 clay minerals
-  2 organic matter
-  3 plant remains
-  4 pyrite
-  5 anhydrite
-  6 opaque minerals
-  7 zircon
-  8 tourmaline
-  9 rutile
-  10 garnet
-  11 staurolite
-  12 andalusite
-  13 dystene
-  14 amphibole
-  15 pyroxene
-  separowano w bromoformie
separated in bromoform

Fig. 7. Profil litologiczno-petrograficzny osadów jury środkowej i górnej

Litological-petrographical section of the Middle and Upper Jurassic deposits



mineralne, niekiedy także inkluzje gazowe. Niektóre ziarna kwarcu pokryte są powłokami regeneracyjnymi.

Skalenie są reprezentowane głównie przez mikroklin o typowej budowie kratkowej, sporadycznie natomiast występują ziarna niezblizniaczone i należące zapewne do ortoklazu. Ziarna skalenia bywają nieco zmętniałe, ulegają kaolinizacji bądź chlorytyzacji.

Z łyszczyków najczęściej występuje muskowit, najlepiej widoczny na powierzchni warstw skalnych. Biotyt pojawia się rzadziej i ulega chlorytyzacji.

Wśród okruchów skalnych najczęściej notowano monomineralne kwarcowe, reprezentujące zapewne kwarcyty i łupki kwarcytowe, rzadziej – rogowce. Tekstura niektórych okruchów sugeruje ich pochodzenie z gnejsów i migmatytów. Sporadycznie notowano okruchy skalne złożone z kwarcu i mikroklinu.

W materiale detrytycznym stwierdzono także obecność kalcytowych szczątków fauny, należących do małżów i szkarłupni. Obecne są także bardzo drobne, roztarte szczątki flory, zwykle zwęglone lub spirytyzowane. Niekiedy piaskowce zawierają także zdeformowane ooidy berthierynowe średnicy 0,3 mm (fig. 8A). Wcześniej uważano je za ooidy szamozytowe, jednak najnowsze badania dyfraktometryczne wskazują, że zbudowane są z berthierynu (Kozłowska, Maliszewska, 2015). Jest to bogaty w żelazo leptochloryt o strukturze serpentynu (Brindley, Brown, 1984).

Opisany materiał skalny jest scementowany spoiwem typu podstawowego, rzadziej – stykowego. Spoiwo złożone jest z minerałów ilastych, wśród których stwierdzono illit, chloryt i kaolinit, ponadto zawiera materię organiczną i piryty. Ten ostatni występuje niekiedy w nieco większych koncentracjach, tworząc gniazda i konkrecje. W zmiennych ilościach w spoiwie występuje pelit węglanowy; węglany tworzą niekiedy nieco większe, ksenomorficzne ziarna, nieprzekraczające jednak średnicy 0,03 mm.

Wśród węglanów najpospolitszy jest syderyt (fig. 8B, 8C), od batonu dolnego ku stropowi profilu wzrasta zawartość kalcytu (fig. 7). Stosowana w tekście nazwa „syderyt” jest tu pojęciem ogólnym, odnoszącym się do minerałów z grupy syderyt-magnezyt. Na podstawie obserwacji mikroskopowych można sądzić, że występuje tu zarówno syderyt „czysty”, jak i odmiany bogatsze w magnez – syderoplesyt i pistomesyt (Maliszewska, 1998, 1999; Kozłowska, Maliszewska, 2015; Maliszewska i in., 2018; Kozłowska, 2019). Często w próbkach piaskowców oraz w soczewkach piaszczystych wśród iłowców zaznacza się zróżnicowanie spoiwa: w tle skalnym (podstawowym) występuje substancja ilasta i materia organiczna oraz składniki podrzędne, jak pelit syderytowy i piryty, a w soczewkach piaszczystych obecne jest spoiwo węglanowe (kalcytowo-dolomitowe) typu stykowego. Skały, określane makroskopowo jako „zielone piaskowce chlorytowe”

Tabela 2

Wyniki oznaczeń chemicznych skal jury środkowej i górnej oraz wyliczone z nich zawartości syderytu, dolomitu i kalcytu [% wag.]

Results of chemical determinations of the Middle and Upper Jurassic rocks and the calculated contents of siderite, dolomite and calcite [wt.%]

Nr próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Wiek Age	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	CO ₂	Części nierozpuszczalne Insoluble parts	MnO	TiO ₂	P	Suma węglanów Sum of carbonates	syderyt siderite	dolomit dolomite	kalcyt calcite	Typ skały Type of rock
49	1910,0	oksford dolny	1,51	0,48	0,94	3,10	1,81	84,19	0,008	0,67	0,32	4,45	1,36	0,87	2,22	piaskowiec ilasty
48	1916,0		1,54	0,53	0,75	3,74	1,95	84,39	0,010	0,75	0,35	4,61	1,09	1,68	1,84	piaskowiec ilasty
47	1921,0		2,56	0,61	1,23	3,50	3,27	81,33	0,012	0,87	0,31	7,63	1,78	2,80	3,05	piaskowiec ilasty
46	1928,0		3,22	0,94	1,95	3,71	3,51	79,56	0,011	1,04	0,29	8,77	2,83	0,41	5,53	łupek ilasty, marglisto-piaszczysty
45	1933,4	kelowej górny i środkowy	2,86	1,00	1,07	4,33	3,32	77,86	0,010	0,89	0,35	7,80	1,55	2,51	3,74	łupek ilasty, marglisto-piaszczysty
44	1936,5		3,39	0,70	1,25	4,03	3,32	77,88	0,012	0,96	0,35	8,05	1,81	0,41	5,83	łupek piaszczysto-ilasty
43	1939,0		3,85	0,40	1,02	3,01	3,74	82,01	0,010	0,80	0,35	8,85	1,48	1,09	6,28	łupek ilasty, marglisto-piaszczysty
42	1946,0		2,50	0,61	1,02	3,57	2,77	81,08	0,008	1,11	0,30	6,61	1,48	1,46	3,67	mułowiec ilasty
41	1951,0		3,33	0,75	0,70	3,61	3,51	81,46	0,007	0,90	0,33	8,07	1,02	2,43	4,62	piaskowiec ilasty
40	1958,0		12,72	6,47	4,18	4,59	19,65	49,65	0,019	0,58	0,50	42,30	6,07	29,59	6,64	margiel dolomityczno-piaszczysty
39	1968,5		5,41	0,50	0,64	3,29	4,56	78,55	0,006	0,56	0,36	10,63	0,93	0,09	9,61	piaskowiec marglisty
38a	1975,0		4,62	1,15	2,09	2,46	4,79	78,35	0,006	0,81	0,40	11,70	3,03	0,92	7,75	piaskowiec marglisty
38	1978,0	kelowej dolny	4,63	0,70	2,34	1,81	4,51	80,44	0,006	0,79	0,35	11,24	3,40	0,00	7,84	piaskowiec marglisty
37	1981,0	baton górny	7,08	0,26	0,39	2,01	5,90	81,65	0,007	0,48	0,38	13,52	0,57	0,68	12,27	piaskowiec marglisty
36	1985,0		1,20	1,68	7,19	6,88	7,01	67,82	0,017	1,02	0,50	12,58	10,44	?	2,14	łupek mułowcowo-marglisty
35	1993,0		1,20	0,85	2,43	3,53	1,58	73,74	0,007	1,21	0,50	4,62	3,53	0,00	1,09	łupek ilasto-mułowcowy
34	2002,0		1,97	0,69	4,98	3,19	3,34	79,91	0,010	0,56	0,29	9,71	7,23	0,00	2,48	piaskowiec
33	2007,0	baton środkowy	30,3	0,53	3,37	2,16	25,81	34,14	0,036	0,69	0,40	59,95	4,89	2,14	52,92	wapień marglisto-piaszczysty
32	2011,0		0,97	0,48	1,72	3,16	1,46	87,85	0,006	1,00	0,32	4,03	2,51	0,00	1,52	piaskowiec ilasty
31	2019,5	baton dolny	1,72	1,18	11,16	9,20	7,53	62,07	0,019	0,83	0,17	21,45	16,20	4,77	0,48	piaskowiec marglisty
30	2022,0		15,20	2,02	8,10	4,70	19,41	48,69	0,043	0,75	0,17	43,12	11,76	9,25	22,11	margiel piaszczysto-sydytowy
29	2024,0		0,15	0,32	4,56	10,10	1,27	76,64	0,005	0,68	0,23	3,40	3,40	0,00	0,00	piaskowiec
28	2031,0		1,62	0,60	5,56	4,81	2,38	76,23	0,010	1,60	0,16	6,38	6,38	0,00	0,00	piaskowiec ilasty
27	2041,2	bajos górny	2,76	0,18	0,22	1,38	2,75	89,99	0,006	0,60	0,28	5,63	0,32	0,83	4,48	piaskowiec ilasty
26	2056,0		1,08	0,40	0,67	4,72	1,84	84,44	0,009	1,16	0,23	3,74	0,97	1,84	0,93	piaskowiec ilasty
25	2060,0		0,70	0,62	1,51	4,02	1,92	82,09	0,008	1,32	0,28	3,44	2,19	?	1,25	łupek ilasto-mułowcowy
24	2062,0		0,92	0,65	2,11	4,93	2,28	80,29	0,010	1,24	0,26	6,06	3,06	2,97	0,03	łupek ilasto-piaszczysty
23	2073,5		3,65	0,51	1,33	7,58	3,24	72,18	0,008	1,12	0,28	7,93	1,93	0,00	6,00	łupek ilasty, marglisto-piaszczysty
22a	2079,0		2,70	0,37	1,31	6,30	2,54	76,26	0,007	1,08	0,23	5,52	1,90	0,00	3,62	łupek ilasty, marglisto-piaszczysty
22	2086,5		1,67	1,11	9,27	10,83	2,15	57,75	0,006	0,98	0,26	5,76	5,76	0,00	0,00	łupek ilasty, marglisto-piaszczysty
21	2096,0		1,13	0,82	5,36	6,64	1,73	74,03	0,008	0,70	0,23	4,64	4,64	0,00	0,00	łupek ilasto-piaszczysty
20	2099,0		0,99	0,40	1,09	8,00	1,08	82,29	0,005	0,78	0,19	2,92	1,58	0,00	1,34	łupek ilasto-piaszczysty

19	2105,0	3,70	3,69	34,34	7,29	1,90	14,40	0,044	0,29	0,35	56,45	49,85	?	6,60?	syderyt ilasto-piaszczysty
18	2106,2	1,05	0,55	0,94	3,78	1,46	83,65	0,007	0,78	0,20	3,65	1,36	0,92	1,37	łupki ilasto-piaszczysty
17	2112,3	1,10	0,54	0,64	2,28	1,87	90,09	0,005	0,41	0,18	4,02	0,93	2,47	0,62	piaskowiec
16	2116,0	2,35	2,89	25,78	6,13	23,30	36,07	0,031	0,22	0,19	41,61	37,42	?	4,19?	syderyt ilasto-piaszczysty
15	2117,8	0,23	0,15	2,09	1,89	0,82	91,96	0,007	0,21	0,29	2,20	2,20	0,00	0,00	piaskowiec
14	2123,0	0,45	0,40	4,54	3,54	3,23	85,25	0,022	0,23	0,23	7,39	6,59	?	0,80?	piaskowiec
13	2125,0	nw.	nw.	0,27	0,32	0,31	97,61	0,006	0,12	0,12	0,39	0,39	0,00	0,00	piaskowiec
12	2127,0	1,86	1,20	8,39	5,81	9,10	72,07	0,0012	0,18	0,18	18,01	12,49	5,49	0,34	piaskowiec
11	2134,0	0,29	0,60	1,06	4,18	0,92	79,20	0,014	1,21	1,21	2,46	1,54	0,87	0,05	łupki ilaste, mułowcowo-piaszczysty
10	2146,0	nw.	nw.	0,06	0,07	0,20	99,02	0,002	0,43	0,43	0,09	0,09	0,00	0,00	piaskowiec
9	2158,5	nw.	nw.	0,07	0,17	0,17	98,37	0,002	0,67	0,67	0,10	0,10	0,00	0,00	mułowec
8	2167,0	nw.	nw.	0,07	2,63	1,03	95,56	0,004	0,31	0,31	0,10	0,10	0,00	0,00	piaskowiec
7	2174,4	nw.	nw.	0,06	0,38	0,17	98,82	0,002	0,27	0,27	0,09	0,09	0,00	0,00	piaskowiec
6	2182,0	nw.	nw.	0,10	0,58	0,30	98,50	0,007	0,14	0,14	0,14	0,14	0,00	0,00	piaskowiec
5	2182,5	0,21	0,21	0,33	0,81	0,30	88,32	0,009	1,58	1,58	0,82	0,48	0,00	0,34	łupki mułowcowy, ilasty
4	2191,0	0,26	0,64	1,50	3,28	1,28	83,69	0,026	1,51	1,51	2,64	2,18	?	0,46?	łupki mułowcowy, ilasto-piaszczysty
3	2196,0	0,26	0,44	0,91	3,13	0,64	85,04	0,028	1,37	1,37	1,84	1,32	0,13	0,39	łupki mułowcowy, ilasto-piaszczysty
2	2198,6	0,27	0,76	2,53	4,08	1,50	84,64	0,026	1,06	1,06	4,44	3,67	0,63	0,14	iłowiec
1	2200	0,30	0,72	3,14	4,28	1,67	82,29	0,026	1,09	1,09	5,13	4,56	0,09	0,48	iłowiec

zawierają zwykle spoiwo berthierynowe, stanowiące <10% skały. Występują tu niekiedy mikrolity syderytu, a w próbce z głęb. 2117,8 m. zanotowano wodorotlenki żelaza. Skały te odznaczają się niższą niż przeciętnie zawartością materii organicznej. W opisywanych piaskowcach stwierdzono niekiedy drobne żyłki wypełnione chalcedonem. Prawdopodobnie spoiwo skalne zawiera również opal. Pospolite są tu również drobne konkrety syderytowe (fig. 7).

Piaskowiec średniozarnisty bajosu górnego z głęb. 2127,0 m scementowany jest spoiwem węglanowym o strukturze poikilitowej. Tło stanowi dolomit wypełniony wrostkami syderytu (fig. 8C). Wrostki wykształcone są hipidiomorficznie i osiągają średnicę 0,06 mm. W próbce tej występują również skupienia berthierynu i drobnych, ksenomorficznych ziaren syderytowych. W piaskowcu jury górnej (z głęb. 1916,0 m) stwierdzono obecność nielicznych ziaren glaukonitu średnicy 0,06 mm.

Sporadycznie wobec znacznej zawartości szczątków fauny, głównie muszli małżów, piaskowce przechodzą w muszlowce piaszczyste.

Na głęb. 2022,0 m piaskowiec, wobec znacznej zawartości węglanów i substancji ilastej, staje się marglem piaszczysto-syderytowym.

Mułowce w profilu jury środkowej występują w postaci nielicznych wkładek (fig. 7). Od piaskowców drobnoziarnistych różnią się jedynie drobniejszym ziarnem materiału detrytycznego, którego średnica wynosi przeciętnie 0,03 mm.

Iłowce i łupki ilaste stanowią około 1/3 części zbadanego profilu. Są to skały piaszczyste lub mułowcowe (fig. 7), najczęściej margliste, przeważnie laminowane piaskowcami. Pospolitą jest laminacja soczewkowa (fig. 8D). Iłowce i łupki ilaste są czarne, warstewki i soczewki piaszczyste – zawsze jaśniejsze.

Iłowce i łupki ilaste złożone są z brunatnej substancji pelitycznej, w której stwierdzono illit, kaolinit, chloryt, hydromuskowit, syderyt, materię organiczną oraz piryt. Pospolite są bardzo drobne, węgliste, chitynowe lub spirytyzowane szczątki flory. Struktura pelitowo-psamitowa, tekstura równoległa, wyraźna w łupkach, słabo widoczna w iłowcach (fig. 8E).

Materiał detrytyczny iłowców i łupków ilastych, złożony głównie z ziaren kwarcu, dochodzi niejednokrotnie do 50% obj. i skały te, w sposób ciągły, przechodzą w piaskowce. Niekiedy makroskopowe ustalenie typu skały jest błędne ze względu na podobieństwo niektórych iłowców piaszczystych i piaskowców ilastych. Począwszy od bajosu górnego iłowce i łupki ilaste zawierają drobny kalcytowy detryt fauny, a także spirytyzowane otwornice. Niekiedy kalcyt w szczątkach fauny został wyparty przez berthieryn. Twardość i zwięźłość opisywanych skał ilastych pozwala przypuszczać, że zawierają one krzemionkę. Potwierdza to występowanie drobnych żyłek chalcedonowych.

W próbce łupku ilasto-piaszczystego z głęb. 2086,5 m stwierdzono soczewkowate skupienia złożone z zielonego berthierynu, tworzące zapewne pseudomorfozy po glaukonicie (fig. 8F). Skupienia te utworzyły się w okresie wczesnej diagenety, czego dowodzi rozgięcie na zewnątrz pakie-

Tabela 3

Wyniki analizy granulometrycznej piaskowców jury środkowej i górnej
Results of the granulometric analysis of the Middle- and Upper Jurassic sandstones

Numer próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Wiek Age	Zawartość frakcji [% obj.] Fraction content [vol. %]						
			1,0–0,5	0,5–0,4	0,4–0,3	0,3–0,2	0,2–0,1	0,1–0,06	<0,06
			[mm]						
48	1916,0	oksford dolny	0	0	0	3	40	17	40
41	1951,0	kelowej górny i środkowy	0	0	0	5	30	25	40
34	2002,0	baton górny	0	0	7	17	29	28	19
29	2024,0	baton środkowy i dolny	0	0	5	25	29	26	15
27	2041,2		0	0	0	0	35	40	25
14	2123,0	bajos górny	14	28	10	13	26	4	5
13	2125,0		0	0	2	8	54	28	8
12	2127,0		21	53	10	4	5	2	5
10	2146,0	bajos dolny–aalen	0	0	0	7	22	55	16
7	2174,0		0	0	0	6	26	49	19

tów illitowych tła skalnego. Niekiedy skały ilaste zawierają drobne (średnicy 0,3 mm) ooidy berthierynowe (fig. 9A).

Syderyty ilasto-piaszczyste warstwowe (fig. 9B) oraz konkrecje syderytowe występują zarówno wśród łupków, jak i wśród piaskowców. Są one brunatne, wykazują strukturę pelitowo-psamitową, teksturę bezładną. W próbce z głęb. 2116,0 m (z warstwy syderytowej) stwierdzono teksturę równoległą, zaznaczoną przebiegiem lamin drobnoziarnistego syderytu. Wkładki i konkrecje syderytowe najczęściej są złożone z bardzo drobnoziarnistego syderytu występującego w postaci ksenomorficznych ziaren średnicy 0,01–0,03 mm, niekiedy zaś wykształconego afanitowo. Sporadycznie notowano hipidiomorficzne ziarna średnicy 0,01–0,12 mm.

Zaobserwowano też agregaty mikrosferolitowe średnicy 0,02 mm. W próbce z głęb. 2019,5 m syderyt, dzięki częściowemu utlenieniu Fe^{+2} do Fe^{+3} , przechodzi w getyt.

Skały syderytowe zawierają pelit ilasty oraz materiał detrytyczny, ten ostatni przeciętnie <25% obj. W materiale tym stwierdzono ziarna kwarcu, mikroklinu, monomineralne okruszki typu kwarcytów oraz szczątki małżów, brachiopodów i jeżowców. Średnica ziaren detrytu waha się w granicach 0,04–0,6 mm, najczęściej wynosi około 0,20 mm. Ziarna te często są skorodowane przez roztwory alkaliczne lub pocięte żyłkami wypełnionymi węglanami (fig. 9C). Niekiedy syderyty są użylone kalcytem. Na fig. 9D przedstawiono fragment syderytu z żyłką kalcytową. Na kontakcie z tłem syderytowym występuje ankeryt o budowie krystalizacyjnej.

Wkładki syderytów piaszczysto-ilastych zawierają niekiedy ooidy berthierynowe średnicy 0,3 mm, ooidy berthierynowo-kaolinitowe ze śladami struktury współśrodkowej oraz ooidy kaolinitowe, powstałe w wyniku przeobrażenia berthierynu.

Wapień marglisto-piaszczysty stwierdzono tylko na głęb. 2007,0 m (fig. 9E). Jest to skała mikrytowa z bioklastami, piaskiem kwarcowym oraz substancją ilastą. Wapień zawiera 59,9% wag. węglanów, z czego prawie 53% wag.

przypada na kalcyt (tab. 2), ziaren detrytu kwarcowego (średnicy około 0,2 mm) zawiera 30% obj., bioklastów 11% obj., spoiwa marglistego, zawierającego drobne ziarna kalcytu <0,04 mm średnicy – około 54% obj. (tab. 4). Widoczne są skupienia berthierynu. Wapień ten zawiera 5% ooidów berthierynowych średnicy 0,02 mm, przeważnie spłaszczone, z obcym jądrem.

Należy zaznaczyć, że muszlowce piaszczyste, o których wspomniano w opisie piaskowców, stanowią pośredni typ skały między piaskowcami a wapieniami.

Margle zauważono dwukrotnie. Margiel dolomityczno-piaszczysty z głęb. 1958,0 m jest skałą brunatną, nie różniącą się makroskopowo od piaskowców. W drobnokryształicznym tle skalnym (ziarna średnicy ok. 0,03 mm, ksenomorficzne lub hipidiomorficzne) tkwią skupienia zielonego chlorytu, brunatny pelit ilasty oraz detryt kwarcowy. Analiza dyfraktometryczna wykazała tu obecność ankerytu, syderytu, chlorytu i illitu.

Margiel piaszczysto-syderytowy z głęb. 2022,0 m złożony jest z detrytu kwarcowego z nikłą zawartością skaleni i okruszków kwarcowych, sparytowego spoiwa węglanowego oraz skupień zielonego berthierynu. Liczny jest detryt fauny, głównie skorup małżów i kolców jeżowców. W tle kalcytowo-ilastym tkwią silnie wydłużone romboedry syderytu (fig. 9F). Skała wykazuje teksturę równoległą, zaznaczoną przebiegiem cienkich lamin substancji ilastej i materii organicznej barwy brunatnej. Analiza dyfraktometryczna opisywanej próbki wykazała obecność kalcytu obok syderytu, ponadto kwarcu, chlorytu i skaleni. Według obserwacji mikroskopowych (analiza planimetryczna) zawartość materiału detrytycznego nie przekracza tu 35% obj.

Badania frakcji ciężkiej

Z 23 próbek skalnych wyodrębniono w bromoformie frakcję ciężką. Wszystkie zawierają piryty bądź w postaci

Tabela 4

Wyniki analizy planimetrycznej skal jury środkowej [% obj.]

Results of planimetric analysis of the Middle Jurassic rocks [vol. %]

Numer próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Wiek Age	Kwarc Quarz	Skalenie Feldspar	Lyszczyki Mica	Okruchy skal Rock fragments	Detryt fauny Detritus of fauna	Ooidy Ooids	Spoivo* Cement*	Typ skały Type of rock
49	1910,0	oksford dolny	60	1	1	2	1	0	35	piaskowiec kwarcowy, ilasty
47	1921,0		59	1	1	3	1	0	35	piaskowiec kwarcowy, ilasty
43	1939,0	kelowej górny i środkowy	74	2	1	5	3	0	15	tupek ilasty, marglisto-piaszczysty
41	1951,0		74	2	1	2	1	0	20	piaskowiec kwarcowy, ilasty
40	1958,0	kelowej dolny	38	<1	<1	2	0	0	60	margiel dolomityczno-piaszczysty
38	1978,0		57	4	1	5	3	0	30	piaskowiec kwarcowy, marglisty
37	1981,0	baton górny	82	1	<1	0	2	0	15	piaskowiec kwarcowy, marglisty
35	1993,0		26	1	1	0	2	0	70	tupek ilasto-mulowcowy
34	2002,0		76	4	0	10	0	0	10	piaskowiec kwarcowy
33	2007,0		28	0	0	2	11	5	54	wapień marglisto-piaszczysty
32	2011,0	baton środkowy	74	2	<1	5	5	0	15	piaskowiec kwarcowy, ilasty
31	2019,5	baton dolny	69	2	0	9	2	3	15	piaskowiec kwarcowy, marglisty
29	2024,0		65	6	<1	20	1	0	8	piaskowiec kwarcowy
28	2031,0		74	1	<1	10	1	1	20	piaskowiec kwarcowy, ilasty
26	2056,0		52	1	1	1	0	0	45	piaskowiec kwarcowy, ilasty
20	2099,0	bajos górny	60	1	<1	4	0	0	35	tupek piaszczysto-ilasty
17	2112,3		89	1	0	4	0	0	6	piaskowiec kwarcowy
15	2117,8		87	1	<1	6	0	0	6	piaskowiec kwarcowy
13	2125,0		79	1	1	15	0	0	4	piaskowiec kwarcowy
12	2127,0	bajos dolny-aalen	62	3	0	27	0	0	8	piaskowiec litoklastyczny
8	2167,0		83	1	6	5	0	0	5	piaskowiec kwarcowy
7	2174,0		85	2	1	7	0	0	5	piaskowiec kwarcowy
5	2182,5		83	1	1	0	0	0	15	tupek mulowcowo-ilasty
4	2191,0		47	2	3	3	0	0	45	tupek mulowcowy, ilasto-piaszczysty

* „spoivo” obejmuje: substancję lłą, materię organiczną, węglany, piryt oraz szczątki flory (nie zawsze wszystkie te składniki są obecne)
 „cement” includes: clay minerals, organic matter, carbonates, pyrite, flora remains (not always all components are present)

Tabela 5

Skład mineralny frakcji ciężkiej skal jury środkowej
Mineral composition of the heavy fraction of the Middle Jurassic rocks

Numer próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Wiek Age	% minerałów nieprzezroczystych % of opaque minerals	Minerały przezroczyste ($\Sigma=100\%$)										glaukofan glaukophan	biotyt biotite
				cyrkon zircon	turmalin tourmaline	rutyl rutile	andaluzyt andalusite	granat garnet	dysten (kyanit) disten (kyanite)	syłimanit sillimanite	staurolit staurolite	augit zwyczajny augite originaly type	hornblenda zwyczajna common hornblende		
42	1946,0	kelowej górny	+	+	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-
40	1958,0		-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
39	1968,5		-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
29	2024,0	baton środkowy	-	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-
28	2031,0		+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15	2117,8	bajos górny	70	7	82	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	2125,0		70	10	80	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	2127,0		+	+	+	+	-	-	-	-	+	+	-	-	-
10	2146,0	bajos dolny-aalen	60	12	59	27	1	-	1	-	-	-	-	-	-
8	2167,0		65	52	18	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	2174,0		48	49	34	14	-	-	-	-	-	-	2	-	1
6	2182,0		55	50	29	11	-	3	-	1	-	1	4	1	-

W próbkach numer: 12, 28, 29, 39, 40, 42 znaleziono tylko pojedyncze ziarna minerałów ciężkich; + obecność, - brak / In samples number: 12, 28, 29, 39, 40, 42 only single grains of heavy minerals were found; + presence, - lack

ziaren, bądź jako fragmenty spirytyzowanej flory i fauny. Minerale ciężkie pochodzenia detrytycznego stwierdzono jedynie w 12 próbkach (tab. 5, fig. 7). Z minerałów nieprzezroczystych występuje tu magnetyt. Wśród minerałów przezroczystych wyróżniono:

- cyrkon – w postaci bezbarwnych, izometrycznych ziaren o różnym stopniu obtoczenia;
- turmalin – jako ziarna pleochroiczne w barwach brunatnych, izometryczne, obtoczone;
- rutyl – w postaci słabo obtoczonych ziaren barwy czerwono-brunatnej;
- staurolit – nieobtoczony, żółtopomarańczowy o strukturze poikilitowej;
- granat – jasnoróżowy, ziarna ostrokrawędziste bez śladów obróbki mechanicznej;
- dysten (kyanit) – w postaci tabliczek barwy niebieskiej;
- andaluzyt – ziarna o pokroju słupowym, silnie pleochroiczne, w barwach żółtych, zielonych lub czerwonych, o szklistym połysku;
- sylimanit – włóknisty, wysokodwójłomny, typu fibrolitu;
- amfibole – reprezentowane przez zieloną hornblendę zwyczajną oraz szaroniebieskawy glaukofan; ziarna ich nie wykazują śladów obtoczenia;
- pirokseny – sporadycznie notowano ziarna augitu bazaltowego (?);
- biotyt – tworzący brunatne blaszki.

Oprócz wymienionych składników frakcja ciężka zbędnych próbek zawiera często blaszki chlorytu oraz ooidy berthierynowe. Dwukrotnie stwierdzono także anhydryt, nie wykryty badaniami płytek cienkich.

Fig. 8. Mikrofotografie wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL)

A – ooidy berthierynowe (strzałki) w piaskowcu spojonym berthierynem syderitem o kryształach wielkości mikrytu; PL, bez analizatora; głęb. 2019,5 m; **B** – piaskowiec ze spoiwem berthierynowym (Bt) i syderytowym (Sy); kryształy syderytu wielkości mikrosparu; PL, bez analizatora; głęb. 2123,0 m; **C** – piaskowiec spojony cementami węglanowymi: syderitem (Sy) i ankerytem (Ak); PL, niole skrzyżowane, głęb. 2127,0 m; **D** – łupki ilaste, mułowcowo-piaszczyste o teksturze kierunkowej i laminacji soczewkowej; PL, bez analizatora; głęb. 2134,0 m; **E** – łupki mułowcowe, ilasto-piaszczyste o teksturze kierunkowej; PL, niole skrzyżowane, głęb. 2196,0 m; **F** – owalne skupienia zielonego berthierynu (strzałki) prawdopodobnie pseudomorfozy po glaukonicie w łupku ilastym, marglisto-piaszczyste; PL, bez analizatora, głęb. 2086,5 m

Microphotographs taken in polarizing microscope (PL)

A – berthierine ooids (arrows) in sandstone with berthierine and micrite siderite cements; PL, one polar; depth 2019.5 m; **B** – sandstone with berthierine (Bt) and siderite (Sy) cements; siderite crystals in microspar size; PL, one polar; depth 2123.0 m; **C** – sandstone with carbonate cements: siderite (Sy) and ankerite (Ak); PL, crossed polars; depth 2127.0 m; **D** – muddy-sandy clayey shale with direction texture and lenticular lamination; PL, one polar; depth 2134.0 m; **E** – clayey-sandy muddy shale with direction texture; PL, crossed polars; depth 2196.0 m; **F** – oval concentrations of green berthierine (arrows) possibly pseudomorphoses after glauconite in marly-sandy clay shale; PL, one polar; depth 2086.5 m

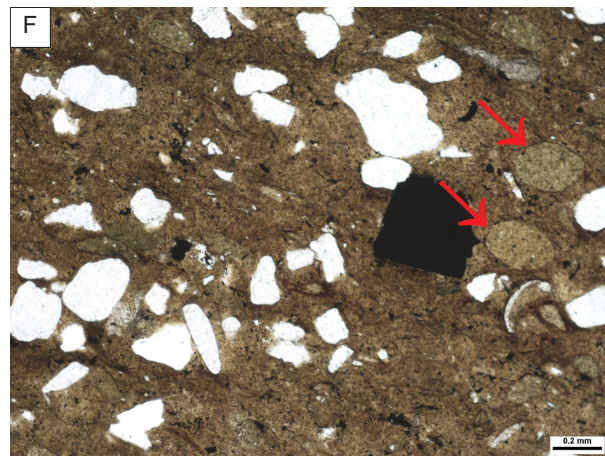
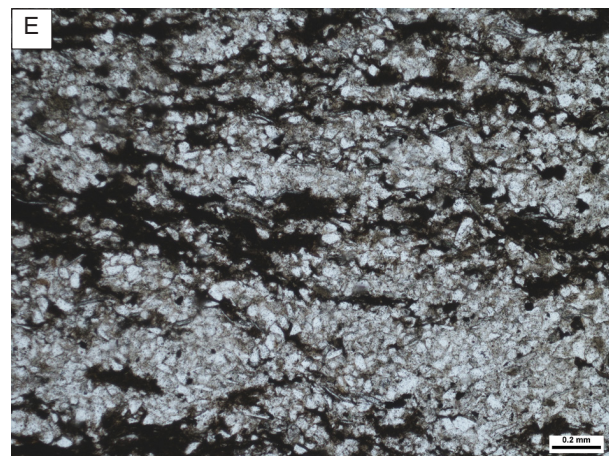
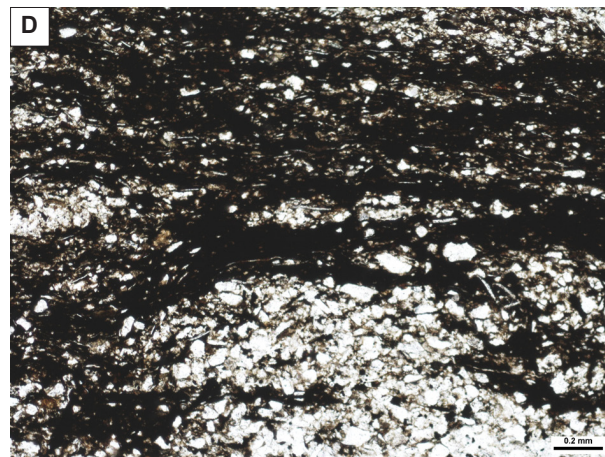
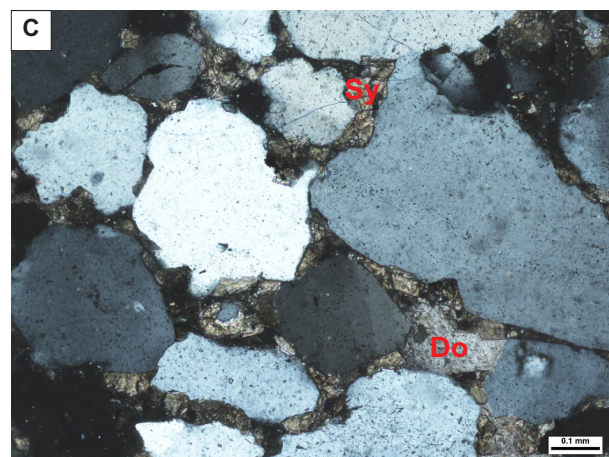
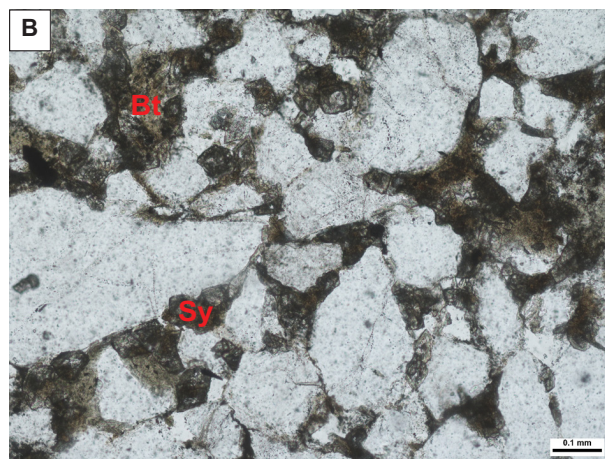
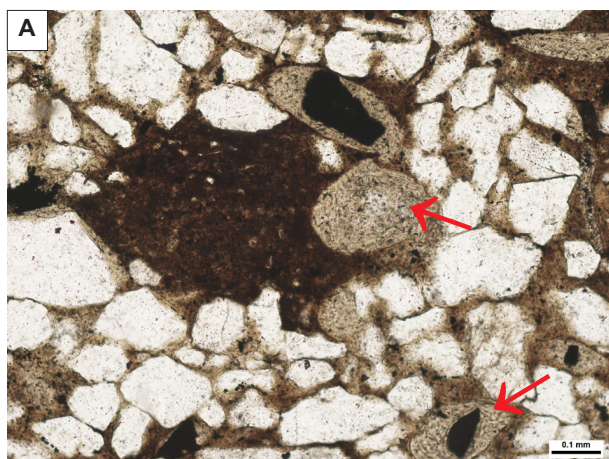
Warunki sedymentacji, przemiany diagenetyczne i epigenetyczne

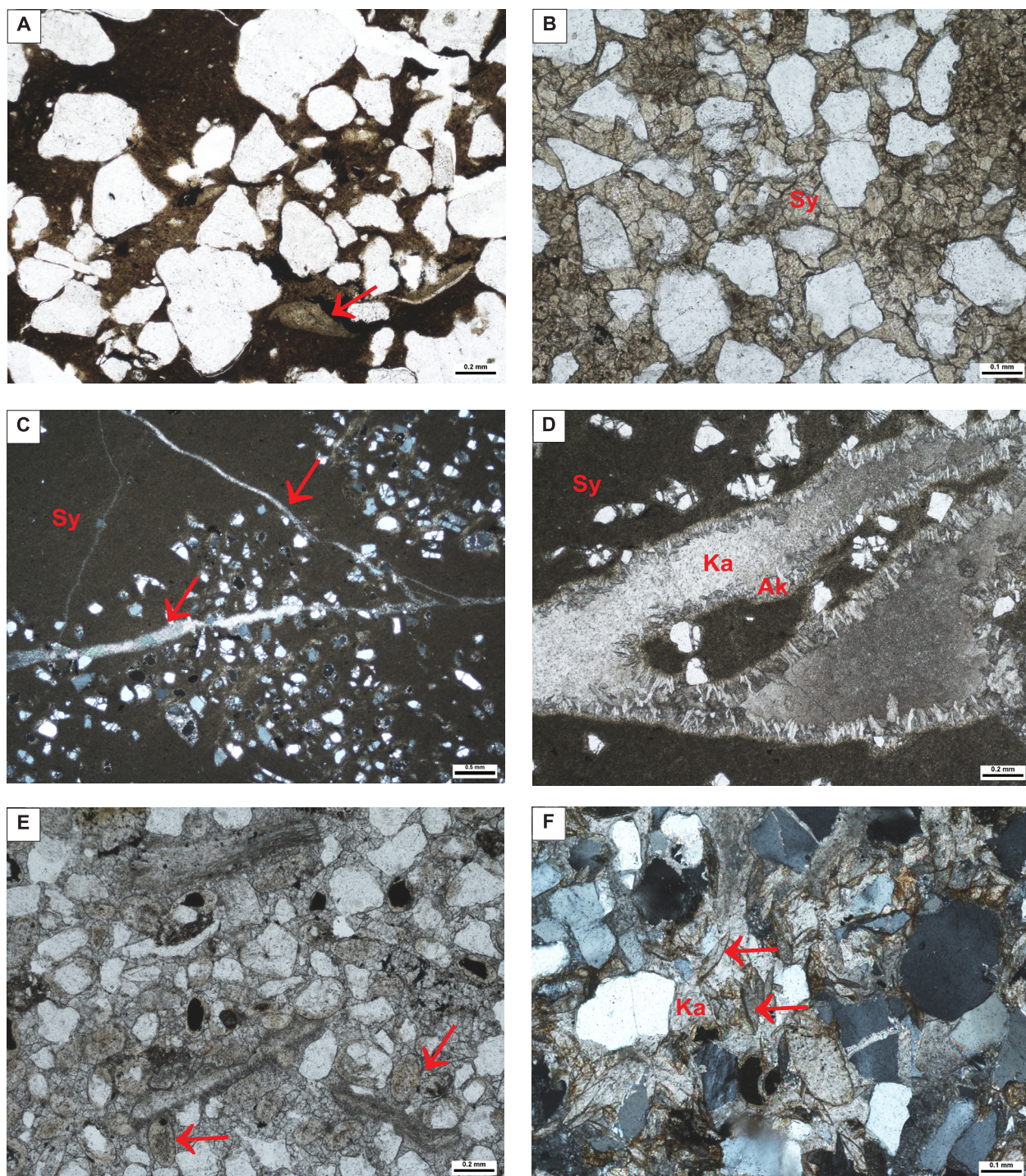
Aalen–bajos dolny (miąższość 79 m)

Utwory tego wieku, rozwinięte w rejonie Kamienia Pomorskiego, reprezentują wg Dayczak-Calikowskiej (1965) utwory serii lądowej. Spoczywają one na szarozielonkawych łupkach ilastych zaliczonych przez Dayczak-Calikowską (*op. cit.*) do jury dolnej, od których różnią się makroskopowo znacznie ciemniejszym zabarwieniem. Materiał detrytyczny jest tu dobrze wysortowany i wyselekcjonowany. Za

sedymentacją w warunkach lądowych przemawia znaczna zawartość węglistych szczątków flory, brak szczątków fauny oraz kalcytu i dolomitu w spoiwie. Skład mineralny tych skał sugeruje proces osadzania przy pH ok. 7 i Eh od 0,0 do -0,3, w środowisku redukcyjnym. Procesy diagenety i epigenety przejawiały się wyłącznie krystalizacją pirytu, co wskazuje na utrzymanie się warunków redukcyjnych w osadzie.

Skład frakcji ciężkiej oraz niska zawartość skaleni w zbadanych osadach wskazuje na rozmywanie starszych od jury środkowej skał osadowych – przede wszystkim niszczona była formacja borucicka jury dolnej (Dadlez, Dembowska, 1965). Jednak obecność nielicznych ziaren amfiboli





i piroksenów, nie zauważonych dotąd w skałach jury dolnej Polski północno-zachodniej (Teofilak-Maliszewska, 1967) sugeruje możliwość transportu materiału detrytycznego bezpośrednio z kompleksów skał krystalicznych. Minerale te pochodzą zapewne ze skał tarczy bałtyckiej.

Bajos górny (miąższość 48 m)

Kompleks na głęb. 2102,0–2126,0 m różni się od sąsiednich, ilastych, wykształceniem w litofacji piaskowców zawierających miejscami żwir. Skały bajosu górnego zawie-

rają kongregacje syderytowe oraz kilka lub kilkanaście procent węglanów w spoiwie (fig. 7). W płytkach cienkich stwierdzono nieliczne szczątki fauny, pospolite natomiast są drobne szczątki flory, materia organiczna i piryt.

Obecność żwiru kwarcowego w kompleksach skał drobnoziarnistych i ilastych świadczy o niestabilności linii brzegowej i zmiennej dynamice wód. Nieliczne ooidy berthierynowe sugerują możliwość sedimentacji w wodach falujących. Ruchliwość wód nie była jednak intensywna, sądząc z bardzo drobnych rozmiarów ooidów. Podsumowując, w późnym bajosie występowały warunki redukcyjne o pH

Fig. 9. Mikrofotografie wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL)

A – spłaszczony ooid berthierynowy (strzałka) w łupku ilasto-piaszczystym; PL, bez analizatora; głęb. 2096,0 m; **B** – syderyt ilasto-piaszczysty; kryształsy syderytu (Sy) wielkości spar; PL, bez analizatora; głęb. 2116,0 m; **C** – syderyt ilasto-piaszczysty zbudowany z mikrytu syderytowego (Sy) pocięty żyłkami kalcytowymi (strzałki); PL, nikole skrzyżowane; głęb. 2105,0 m; **D** – żyłka kalcytowa (Ka) z krustyfikacyjnym ankerytem (Ak) w syderycie ilasto-piaszczystym zbudowanym z mikrytu syderytowego (Sy); PL, bez analizatora; głęb. 2105,0 m; **E** – wapień marglisto-piaszczysty z ooidami berthierynowymi (strzałki); PL, bez analizatora, głęb. 2007,0 m; **F** – wydłużone romboedry syderytu (strzałki) i kalcyt (Ka) w marglu piaszczysto-syderytowym; PL, nikole skrzyżowane, głęb. 2022,0 m

Microphotographs taken in polarizing microscope (PL)

A – flattened berthierine ooid (arrow) in clay-sandy shale; PL, one polar; depth 2096.0 m; **B** – sandy clayey siderite; siderite (Sy) crystals in spar size; PL, one polar; depth 2116.0 m; **C** – sandy clayey siderite built of micrite siderite (Sy) cut with calcite (arrows) veins; PL, crossed polars; depth 2105.0 m; **D** – calcite (Ka) vein with crustification ankerite (Ak) in sandy clayey siderite built of micrite siderite (Sy); PL, one polar; depth 2105.0 m; **E** – marly-sandy limestone with berthierine ooids (arrows); PL, one polar; depth 2007.0 m; **F** – elongated siderite rhombohedrons (arrows) and calcite (Ka) in sandy-siderite marl; PL, crossed polars; depth 2022.0 m



i EH takim samym jak w aalenie-wczesnym bajosie. Sporadycznie warunki redukcyjne wydają się skłaniać ku przejściowym, redukcyjno-utleniającym, co zaznaczono w profilu litologiczno-petrograficznym (fig. 7).

Występowanie hipidiomorficznych ziaren syderytu w spoiwie dolomitycznym, obecność mikrosferolitów oraz śladowa tylko getytyzacja syderytu i berthierynu, wskazują na utrzymanie się redukcyjnych warunków w mule dennym w okresie wczesnej diagenety. Dolomityczne spoiwo w próbce z głęb. 2127,0 m jest epigenetyczne, jak również i anhydryt, stwierdzony na głęb. 2125,0 m oraz 2117 m.

Baton (miąższość 112 m)

Jest to kompleks trójdzielny (fig. 7). Od osadów starszych jury środkowej różni się on wzrostem zawartości węglanów w spoiwie skalnym, pojawieniem się cienkich wkładek muszlowcowych, większym rozprzestrzenieniem detrytu fauny oraz obecnością dwu wkładek najbogatszych w węglany – wapiennej i marglistej. Dayczak-Calikowska (1966) dostrzega tu dość liczne ślady rozmyć śródwartwowych. Wyniki badań litologicznych tej autorki oraz petrograficznych wskazują na brak stabilizacji warunków sedymentacji i pewną ruchliwość linii brzegowej basenu oraz jego dna, także na zmienną szybkość przepływu wód. Kompleks skał batońskich jest zróżnicowany facjalnie znacznie bardziej niż kompleks aalenu i bajosu. Ponadto częściej pojawiają się tu ooidy berthierynowe. W próbce łupku z głęb. 2086,5 m stwierdzono pseudomorfozy berthierynowe po owalnych ziarnach pokroju glaukonitu. Ziarna te utworzyły się w okresie wczesnej diagenety, na co wskazuje rozgięcie wokół nich pakietów illitowych. Berthieryn krystalizuje w warunkach suboksycznych, w najwcześniejszym etapie diagenety w warunkach morskich (Taylor, 1998; Garcia-Frank i in., 2012).

Wody zbiornika morskiego batonu były zapewne słabo alkaliczne, na co wskazuje występowanie węglanów wapnia i magnezu w spoiwie i szczątkach fauny.

W okresie wczesnej diagenety stężenie jonów wodorowych w wilgotnym mule spadało do wartości 7 lub nieco po-

nżej, co można przypuszczać z zaawansowanego miejscami procesu kaolinityzacji ooidów berthierynowych (Stevens, Carron, 1948). Wartość Eh mogła wahać się w granicach 0,0 – 0,3 (Krumbein, Garrels, 1952).

Wkładowe syderytowe występujące wśród piaskowców lub iłowców oraz konkrecje syderytowe o pokroju buł lub płaskur są wczesnodiaogenetyczne (Maliszewska i in., 2018). W procesie syderytyzacji można dopatrzeć się przyczyn zmian odczynu wód przenikających muł denny w okresie wczesnej diagenety. Część syderytu tworzyła się niewątpliwie kosztem berthierynu, co uwalnia koloidalną krzemionkę (Harder, 1951). Żel krzemionkowy krążący w skałach mógł być następnie przyczyną kaolinityzacji berthierynu, a miejscami wykrył się w drobnych żyłkach jako chalcedon. O krystalizacji syderytu w miejscu berthierynu, w osadach wzbogaconych w reaktywne minerały zawierające żelazo przy niskiej koncentracji siarczanów, w środowisku zubożonym w tlen, pisali Browne i Kingston (1993) oraz Morad (1998). Syderyt w osadach jury środkowej powstał w strefie mikrobiologicznej metanogenezy, w warunkach dysoksycznych lub anoksycznych, prawdopodobnie w temperaturze około 20°C (Maliszewska i in., 2018).

Studia materiału okruszowego skał batońskich w otworze Oświno IG 1 nie dają istotnych wniosków co do pochodzenia materiału detrytycznego i kierunków jego transportu. Niewątpliwie były rozmywane przede wszystkim skały osadowe; monomineralne okruszy skalne, opisane jako pochodzące z kwarcytów, łupków kwarcowych, gnejsów (?) i migmatytów (?) są pospolite w skałach starszych od jury środkowej i mogły przejść wielokrotnie redepozycję. Trudno jednak wykluczyć transport bezpośrednio ze skał krystalicznych tarczy bałtyckiej ze względu na notowane niekiedy minerały tak nietrwałe jak amfibole.

Kelowej (miąższość 47,5 m)

Kelowej wykształcony jest głównie w litofacji piaskowców ilastych, a w górnej części występują iłowce. Stwierdzono tu również wkładkę margla piaszczysto-dolomitycznego. W skałach tych pospolite są kalcytowe lub spirytyzowane

szczałki fauny, węglany w spoiwie, trafiają się konkretne syderytowe i detryt flory (najczęściej pirytowe, rzadziej węglisty).

Warunki sedimentacji pod względem ruchliwości linii brzegowej i dna zbiornika morskiego oraz szybkości przepływu wód wydają się być bardziej stabilnymi niż w batonie. Brak muszlowców, wkładek ze żwirem i ooidów. Stężenie jonów wodorowych pH wynosi zapewne ok. 8, w okresie wczesnej diagenety może nieco wzrastać, sądząc z pewnego zdolomityzowania skał. Obecność berthierynu sugeruje wartość Eh ujemną, nieco poniżej zera.

Zwraca uwagę nierównomierny rozkład spoiwa kalcytowego w skałach – najchętniej koncentruje się ono w soczewkach piaszczystych. Jest to zapewne powodem większej porowatości piasków niż skał ilasto-mułowcowych, ale sugeruje epigenetyczne pochodzenie przynajmniej części kalcytu.

Jura górna – dolna część oksfordu (miąższość 23,5 m)

Osady dolnego oksfordu w otworze Oświno IG 1 wykształcone są w litofacji iłowcowej. Litofacja iłowcowa sugeruje odsunięcie linii brzegowej morza i jego pogłębienie w stosunku do starszych ogniw jury. Warunki sedimentacji pozostają redukcyjne, liczne są szczątki flory, notowano spirytyzowane otwornice. Dopiero w wyżej położonych osadach stwierdzono (na głęb. 1916,0 m) obecność ziaren

glaukonitowych, co sugeruje warunki przejściowe, redukcyjno-utleniające (fig. 7). W jurze górnej prawdopodobna wartość pH to 7–8, Eh od 0,0 do –0,3. Badania materiału okruchowego nie są wystarczającym wskaźnikiem do określenia źródeł alimentacji.

Wnioski

1. Skały jury środkowej (aalen–bajos dolny) tworzyły się w zbiorniku lądowym, następnie morskim, w warunkach redukcyjnych (bajos górny–oksford dolny).
2. Utwory jury środkowej cechuje zmienne tempo sedimentacji, podkreślone szczególnie obecnością wkładek ze żwirem kwarcowym w bajosie górnym. Stabilizacja miała miejsce częściowo – w batonie górnym i w oksfordzie dolnym.
3. Odczyn wód w zbiorniku sedimentacji osadów aalenu i bajosu pozostawał obojętny lub słabo kwaśny, w pozostałych ogniwach stratygraficznych – alkaliczny.
4. Syderyty ilaste i piaszczysto-ilaste oraz konkretne syderytowe tworzyły się w okresie wczesnej diagenety.
5. Materiał detrytyczny pochodzi głównie z rozmywanych w jurze środkowej skał osadowych. Mógł istnieć dopływ materiału bezpośrednio ze skał krystalicznych tarczy bałtyckiej.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ ORAZ BERIASU DOLNEGO I ŚRODKOWEGO (KREDA DOLNA)

Utwory **jury górnej** występują w ciągłości sedimentacyjnej na utworach keloweju (jura środkowa). Profil wydzielony na głęb. 1560,0–1933,5 m, ma miąższość 373,5 m i był w pełni rdzeniowany. Obejmuje on utwory oksfordu, kimerydu oraz tytonu, a następnie przechodzi ku górze również bez luk sedimentacyjnych w utwory beriasu (kreda dolna). W profilu wydzielono jednostki litostratygraficzne charakterystyczne dla pomorskiej części basenu (Dembowska, 1979a): formację Łyny, formację Chociwła, formację Brdy, formację pałucką, formację kcyńską (z ogniwem wapieni korbulowych, ogniwem reławskim – częściowo obejmującym najwyższy tyton a w części najniższy – berias, z ogniwem skotnickim – berias dolny/środkowy).

Profil jury górnej oraz beriasu w otworze Oświno IG 1 w znacznym stopniu budują utwory silikoklastyczne: iłowce, mułowce i piaskowce. Utwory węglanowe, w przeciwieństwie do centralnej i wschodniej części basenu, występują w znacznie mniejszej proporcji. Jest to profil charakterystyczny dla obszaru niecki szczecińskiej i wału pomorskiego (Dadlez, Dembowska, 1965; Dembowska 1979b; Brochwicz-Lewiński, 1987).

Profil biostratygraficzny wyznaczony został na podstawie wyników analiz makrofaunistycznych J. Dembowskiej (patrz profil szczegółowy) oraz mikrofaunistycznych wykonanych przez Bielecką (1965b) oraz Bielecką i Styk (1973a, b), a zrewidowanych przez Smoleń (ten tom).

Oksford występuje na głęb. 1746,0–1933,5 m i ma miąższość 187,5 m. W jego obrębie wydzielono nierozdzielony oksford dolny i środkowy oraz oksford górny. Granica pomiędzy nimi została postawiona na głęb. 1795,0 m, w miejscu zmiany facji z piaszczystej na mułowcowo-węglanową, podobnie jak w pobliskim otworze Chociwel IG 1 (Dembowska, 1977) oraz w północno-zachodnich częściach niecki szczecińskiej (Dembowska, 1979b) i wału pomorskiego (Brochwicz-Lewiński, 1987). W rejonach tych stwierdzona została nieliczna fauna amonitowa i mikrofauna, charakterystyczna dla oksfordu środkowego. W otworze Oświno IG 1 mikrofauna oznaczona z utworów oksfordu nie pozwala na precyzyjne udokumentowanie wspomnianej granicy na podstawie biostratygrafii (Smoleń, ten tom). Dopiero wyżej (głęb. 1769,0 m) obecność otwornicy *Haplophragmoides* cf. *canui* Cushman dokumentuje obecność oksfordu górnego. W przyjętym ujęciu oksford dolny i środkowy ma miąższość 138,5 m (wg rdzenia 139,1 m), natomiast oksford górny 49,0 m (wg rdzenia 50,9 m).

Oksford dolny i środkowy obejmuje dwie jednostki litostratygraficzne: formację Łyny i formację Chociwła. Formacja Łyny występuje na głęb. 1840,0–1948,5 m i obejmuje również wyższą część keloweju (miąższość 108,5 m). W dolnym odcinku oksfordu są to łupki mułowcowe ciemnoszare lub czarne, początkowo rozsypujące się ostrokrawędziście, wyżej o laminacji soczewkowej, z konkretnymi

marglisto-syderytycznymi. Ku górze przechodzą one stopniowo w mułowce margliste, miejscami piaszczyste, z konkrekcjami marglisto-syderytycznymi, miejscami o laminacji soczewkowej lub z wkładkami piaskowca drobno- lub średnioziarnistego. Formacja Chociwła wydzielona została na głęb. 1794,7–1843,0 m i ma miąższość 45,0 m. Budują ją piaskowce głównie drobno- i bardzo drobnoziarniste, rzadziej średnio- i gruboziarniste, jasnoszare, ze smugami ilastymi, w dolnym odcinku nieco dolomityczne.

Oksford górny obejmuje dolny odcinek formacji Brdy, położony na głęb. 1746,0–1794,7 m. W części najniższej formacja wykształcona jest w postaci dolomitów marglisto-mułowcowych, mułowców dolomitycznych i wapieni dolomitycznych z detrytem fauny małżowej. Wyżej pojawiają się wapienie oolitowe i wapienie detrytyczne, niekiedy dolomityczne, z wkładkami mułowców marglistych.

Granica pomiędzy oksfordem i kimerydem została postawiona w spągu marszu rdzeniowego, w którym stwierdzono otwornice *Alveosepta (Pseudocyclammina) jaccardi* (Schrodt), *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Spirillina infima* (Strickland), których występowanie notowane jest od poziomu *planula* (Smoleń, ten tom). Według najnowszych danych stratygraficznych poziom ten oraz niższy poziom *bimammatum*, został włączony do kimerydu (Wierzbowski i in. 2015, 2016, komunikat Subcommission on Jurassic Stratigraphy <https://jurassic.stratigraphy.org/our-work#kimmeridgian>).

Kimeryd obejmuje według geofizyki interwał głęb. 1683,0–?1747,0 m (miąższość 64,0 m), według rdzenia 1685,7–?1746,1 m (miąższość 60,4 m). Granicę pomiędzy dolnym i górnym kimerydem postawiono na głęb. 1702,5 m (wg rdzenia 1705,1 m).

Kimeryd dolny o miąższości 43,5 m (wg rdzenia 41,0 m) obejmuje górny odcinek formacji Brdy. W profilu w dalszym ciągu dominują wapienie oolitowe, wapienie detrytyczne i wapienie margliste. W najwyższym odcinku formacji o miąższości 6,5 m (wg rdzenia 6,9 m), wydzielono ogniwo oświńskie wykształcone jako piaskowce drobno- i średnioziarniste, jasnoszare, słabo dolomityczne lub wapniste, niekiedy z glaukonitem oraz z liczną fauną małżową. Kimeryd dolny w tych utworach dokumentują wymienione wyżej otwornice oraz małżoraczki *Schuleridea triebeli* (Steinhaus) (głęb. 1733,0 m).

Kimeryd górny ma według rdzenia miąższość 19,4 m i obejmuje dolny odcinek formacji pałuckiej. W spągu formacji stwierdzono 40 cm miąższości warstwę zlepioną zawierającą otoczaki wapienia piaszczystego i spoiwo mułowcowe. Wyżej występują na przemian warstwy mułowca marglistego, łupka marglistego i mułowca piaszczystego, a wyżej wapienia marglistego i margla. Obecna jest w nich liczna fauna małży, niekiedy tworzących poziomy muszlowcowe, oraz serpul. Wiek tych utworów jest udokumentowany na podstawie mikrofauny (Smoleń, ten tom).

Granica pomiędzy kimerydem i **tytonem** przypada na głębokości rdzeniowej 1685,7 m (wg geofizyki 1683,0 m). Została ona postawiona w spągu warstwy łupków margli-

stych zawierających amonity *Subplanites* cf. *pseudoscythicus* (Illovayski et Florenski) (Dembowska, 1973), gatunku przewodniego dla dolnego tytonu.

Tyton dolny obejmuje 6,0 m miąższości, środkowy odcinek formacji pałuckiej, występujący na głęb. ?1677,0–1683,0 m (wg rdzenia 1679,3–1685,7 m). Są to łupki margliste ciemnoszare z fauną. Poza wspomnianym powyżej amonitem diagnostycznym dla tytonu dolnego, stwierdzono w nich mikrofaunę charakterystyczną dla kimerydu górnego i tytonu dolnego, co również dokumentuje ten wiek (Smoleń, ten tom).

Tyton górny wydzielony został na głęb. 1560,0–?1677,0 m (wg rdzenia 1559,3–1679,3 m) i jego miąższość wynosi 117,0 m (wg rdzenia 120,0 m). Profil jest dwudzielny: dolny odcinek stanowi kontynuację formacji pałuckiej, górny rozpoczyna formację kcyńską. Granica pomiędzy formacjami została postawiona na głęb. 1629,0 m (wg rdzenia 1632,2 m), w miejscu wyraźnej zmiany litologicznej.

W najniższym odcinku, reprezentującym formację pałucką, w dalszym ciągu są to łupki margliste, ciemnoszare z fauną. Stwierdzone w nich amonity z rodzaju *Zaraiskites* dokumentują wiek tych utworów (Dembowska, 1973). Wyżej w profilu zaczynają dominować margle ilaste, ciemnoszare, z fauną, w najwyższym odcinku z wkładkami wapieni. Występująca w nich mikrofauna wskazuje na najwyższy tyton (Smoleń, ten tom).

Formacja kcyńska w dolnym odcinku obejmującym głęb. 1560,0–1629,0 m (wg rdzenia 1559,3–1632,2 m) wiekowo reprezentuje jeszcze jurę górną (tyton górny). Początkowo, na głęb. 1569,5–1629,0 m (wg rdzenia 1569,4–1632,2 m), są to wapienie mułowcowe i margliste, z wkładkami margli i mułowców marglistych; podrzędnie występują też wapienie piaszczyste i oolitowo-detrytyczne. Utwory te reprezentują ogniwo wapieni korbulowych. Występuje w nich mikrofauna otwornic i morskich małżoraczek.

Środkowy odcinek formacji kcyńskiej wydzielony został jako ogniwo reławskie o miąższości 27,5 m. Występuje ono na głęb. 1542,0–1569,5 m (wg rdzenia 1541,9–1569,4 m). Ogniwo to wykształcone jest w postaci ułożonych na przemian warstw łupków marglistych i margli, barwy szarej i szarzielonej oraz wapieni marglistych barwy szarej i jasnoszarej. W obrębie tej formacji przebiega granica jura–kreda, która została postawiona na głęb. 1560,0 m.

Profil **kredy dolnej** leży w ciągłości sedymentacyjnej z utworami najwyższej jury górnej i do głęb. 1542,0 m stanowi górny odcinek ogniwa reławskiego reprezentujący już **berias dolny**.

Powyżej, na głęb. 1527,5–1542,0 m, występują łupki prawie czarne, z fauną cyrenową, z wkładkami muszlowca cyrenowego i małżoraczkami poziomu małżoraczkowego B. Utwory te wydzielone zostały jako najwyższe ogniwo formacji kcyńskiej – ogniwo skotnickie. Obecność w tych utworach na głęb. 1532,0 m małżoraczek brakicznych poziomu małżoraczkowego B (Dembowska, 1973), datuje najwyższy odcinek formacji kcyńskiej na **berias środkowy** (Smoleń, ten tom).

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Ustalenie biostratygrafii na podstawie mikrofauny, dotyczącej górnokarpackich serii osadowych w profilu Oświno IG 1 bazuje głównie na wynikach opracowań archiwalnych wykonanych przez W. Bielecką i O. Styk (Bielecka, 1965b; Bielecka, Styk, 1973a, b). Wynika to z faktu, iż nie zachowały się wszystkie materiały archiwalne w postaci próbek z mikrofauną. Zespoły mikrofauny wyróżnione przez Bielecką i Styk, cytowane w obecnym opracowaniu, zostały zrewidowane pod względem taksonomicznym oraz w kontekście aktualnych podziałów stratygraficznych (Feldman-Olszewska – ten tom). Przeprowadzona ponownie analiza pionowych zasięgów mikrofauny otwornicowej, obecnej w utworach jury górnej w otworze Oświno IG1, potwierdza obecność osadów oksfordu, kimerydu oraz tytonu.

W profilu otworu granica pomiędzy kelowejem a oksfordem przebiega prawdopodobnie w obrębie serii osadów mułowców piaszczystych i mułowców marglistych w przedziale głęb. 1932,0–ok. 1934,0 m. Wskazuje na to mikrofauna jaka znajduje się w próbkach z wyżej wymienionego interwału. Obecne są tu jeszcze nieliczne otwornice, występujące głównie w osadach keloweju, a spotykane także w osadach najniższego oksfordu na Niżu Polskim (Smoleń, 2000; Smoleń, Iwańczuk, 2018). Należą do nich takie taksony jak: *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Geinitzinita franconica franconica* (Gümbel) czy *Lenticulina tumida* Mjatluk. Jednocześnie na głęb. 1932,0 m notowane jest pojawienie się gatunku *Ophthalmidium birmenstorffensis* Kübler et Zwingli (Bielecka, Styk, 1973a, b), który wskazuje na osady oksfordu. Jak wynika z opracowań archiwalnych osady oksfordu zawierają nieliczne, pod względem zarówno ilości gatunków, jak i osobników, zespoły otwornic na podstawie, których trudno jest dokładnie prześledzić granice pomiędzy poszczególnymi podpiętami. W niższej partii osadów oksfordu, do głęb. ok. 1755,0 m, dominują facje piaszczysto-mułowcowe, mułowcowo margliste, miejscami ilaste, w których mikrofauna występuje sporadycznie. W przedziale głęb. 1885,5–1932,0 m odnotowano obecność otwornic powszechnie znanych z osadów oksfordu jak; *Lenticulina münsteri* (Roemer), *Astacolus varians* (Bornemann), *Astacolus protractus* (Bornemann), *Nubeculinella infraoolithica* (Terquem), *Eoguttulina oolithica* (Terquem), *Nodosaria lagenoides* (Wiśniowski), *Astacolus suprajurassicus* (Schwager), *Lenticulina russiensis* (Mjatluk). Ponadto w powyższych osadach występują elementy szkieletowe makrofauny, w tym igły gąbek, fragmenty szkieletów szkarłupni i skorup ślimaków oraz zęby ryb.

Jeszcze mniej mikrofauny odnotowano w serii osadów piaszczystych z wkładkami mułowca na głęb. 1755,0–1885,5 m. Występują tu pojedyncze okazy takich gatunków otwornic jak: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Lenticulina russiensis* (Mjatluk), *Lenticulina wiśniowski* (Mjatluk), *Haplophragmoides cf. canui* Cushman i *Astacolus* sp. Podobnie jak w niższej części profilu obecne są tu fragmenty makro-

fauny. Na głęb. 1846,5 m W. Bielecka odnotowała obecność megaspor (Bielecka, 1965b).

Górne partie oksfordu, na głęb. ok. 1742,0–1755,0 m, pozabawione są mikrofauny. Kolejne wystąpienia mikrofauny zanotowano w osadach mułowców z wkładkami wapieni oolitowych i onkolitowych, przechodzących ku górze w osady wapieni detrytycznych na głęb. ok. 1713,0–1742,0 m. W wyżej wymienionych osadach pojawiają się nowe gatunki otwornic i małżoraczków. Wśród otwornic zanotowano takie formy jak: *Alveosepta (Pseudocyclammina) jaccardi* (Schrodt), *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Paleogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski), *Conicospirillina trochoides* (Barthelin) i *Spirillina infima* (Strickland). Obecne są także taksony otwornic o dłuższych zasięgach stratygraficznych jak: *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Astacolus varians* (Bornemann) czy *Lenticulina münsteri* (Roemer). Z małżoraczków zanotowano, po raz pierwszy w profilu (na głęb. 1733,0 m), obecność gatunku *Schuleridea triebeli* (Steghaus). Takie gatunki jak: *Alveosepta (Pseudocyclammina) jaccardi* (Schrodt), *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Paleogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski) pojawiają się w osadach na Niżu Polskim w poziomie amonitowym *planula* (Smoleń, Iwańczuk, 2018). Według najnowszej klasyfikacji stratygraficznej poziom *planula*, który w starszych opracowaniach stratygraficznych wyróżniano w oksfordzie, został wydzielony dla osadów kimerydu dolnego (m.in.: Wierzbowski, Matyja, 2014; Wierzbowski i in., 2015, 2016). Stosując powyższy schemat stratygraficzny w odniesieniu do otworu wiertniczego Oświno IG 1, należy uznać, że zespoły otwornicowe, obecne na głęb. ok. 1713,0–1742,0 m, są zespołami dolnokimerydzkimi, a prawdopodobna granica stratygraficzna (w oparciu o mikrofaunę otwornicową) między oksfordem i kimerydem przypada w na głębokości około 1742,0 m.

Powyżej, na głęb. 1702,0–1713,0 m, w osadach mułowców piaszczystych, częściowo zdolomityzowanych, brak jest mikrofauny. W związku z tym faktem granica między kimerydem dolnym a górnym nie jest możliwa do ustalenia na podstawie mikrofauny.

Kolejne zespoły mikrofaunistyczne występują w osadach mułowców i łupków marglistych na głęb. ok. 1691,0–1702,0 m. Obecna w wyżej wymienionych osadach mikrofauna otwornic wskazuje na kimeryd górny. Na głęb. 1702,0 m, po raz pierwszy w profilu, odnotowano obecność gatunku *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova). Gatunek ten pojawia się w osadach na Niżu Polskim pod koniec kimerydu dolnego, a jest charakterystyczny dla kimerydu górnego i tytonu dolnego. Nieco wyżej, na głęb. 1696,7 m, obecny jest gatunek *Nubecularia mazoviensis* Bielecka et Pożaryski, który pojawia się w osadach na Niżu Polskim dopiero w kimerydzie górnym. Powyższy gatunek występuje, także w osadach tytonu dolnego (Bielecka, 1975). W wyżej wymienionych osadach obecne są także gatunki otwornic o dłuższych zasięgach stratygraficznych jak: *Trocholina so-*

leensis Bielecka et Pożaryski, *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Spirillina infima* (Strickland), *Astacolus varians* (Borneman) czy *Lenticulina münsteri* (Roemer). Współwystępowanie wyżej wymienionych taksonów przy jednoczesnym braku gatunków typowych dla tytonu wskazuje na osady kimerydu górnego na głęb. ok. 1691,0–1702,0 m.

Wyżej leżące osady łupków marglistych, margli i wapieni marglistych przechodzące w górnej partii w osady wapieni detrytycznych z ooidami na głębokości od 1691,0 m do około 1577,5 m. W dolnej części tych utworów, występowanie mikrofauny stwierdzono na głębokości od 1684,3 m do około 1670,0 m. Niezbyt liczne otwornice obecne w próbach z powyższego interwału, powszechnie znane są zarówno z osadów górnego kimerydu jak i tytonu dolnego. Są to: *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss), *Pseudonodosaria humilis* (Roemer), *Ammobaculites subcretaceous* Cushman, *Vaginulinopsis embaensis* (Fursenko et Polenova), *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), *Nubecularia mazoviensis* Bielecka et Pożaryski, *Astacolus varians* (Borneman), *Lenticulina münsteri* (Roemer) i *Spirillina infima* (Strickland).

Na głęb. ok. 1630,0–1670,0 m występują dość liczne zespoły mikrofaunistyczne, cytowane najczęściej z osadów młodszego tytonu, z amonitowego poziomu *Zaraiskites scythicus* (Bielecka, 1971, 1975). Na głęb. 1646,0–1666,0 m zanotowano obecność, po raz pierwszy w profilu, takich taksonów otwornic jak: *Haplophragmoides volgensis* Mjatluk, *Dentalina pseudocomunis* Franke, *Planularia filosa* (Terquem), *Marginulina glabra* (d'Orbigny), *Tristix temirica* (Dain), *Epistomina stellcostata* Bielecka et Pożaryski, *Ammobaculites cf. haplophragmoides* Fursenko et Polenova, *Lenticulina vistulae* var. *elongata* Bielecka et Pożaryski, *Lagena hipsida* Reuss, *Nodosaria internotata* Chapman, *Rectoglandulina tutkowskii* (Mjatluk). Ponadto, w wyżej wymienionym interwale głębokości, obecne są także taksony

znane ze starszych osadów jak: *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss), *Vaginulinopsis embaensis* (Fursenko et Polenov), *Pseudonodosaria humilis* (Roemer), *Lenticulina münsteri* (Roemer) i *Spirillina infima* (Strickland). W osadach z wyżej wymienionych głębokości obecne są także małżoraczki jak: *Galliaecytheridea elegans* (Sharapova), *Protocythere bisculata* (Sharapova), *Galliaecythereidea wolburgi* (Steghaus) i *Cytheropteron purum* Schmidt oraz elementy szkieletowe makrofauny, w tym fragmenty szkarłupni, kolce jeżowców i zęby ryb.

W osadach powyżej głęb. 1630,0 m zanika zdecydowana większość gatunków otwornic i małżoraczek notowanych w niżej leżących seriach osadowych. Na głęb. 1580,0 m i 1583,0 m występują jedynie pojedyncze osobniki otwornic takich gatunków jak: *Lenticulina münsteri* (Roemer), *Spirillina infima* (Strickland), *Eoguttulina liassica* (Strickland) oraz *Haplophragmoides* sp. Zanikanie mikrofauny morskiej świadczy o zmianie środowiska i stopniowym przejściu do warunków brakiczno-morskich pod koniec tytonu. W próbkach z osadów najwyższego tytonu, na głęb. 1569,0 m i 1577,7 m występują mieszane zespoły mikrofauny, zawierające zarówno formy morskie, jak i brakiczno-morskie, charakterystyczne dla wydzielanego na Niżu Polskim poziomu małżoraczkowego „F” (sensu Bielecka, Szejn, 1966). Są wśród nich nieliczne otwornice jak: *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Spirillina infima* (Strickland), *Palaeomiliolina egmontensis* (Lyold), *Bellorussiella turica* Gorbatchik oraz *Lenticulina* sp. Wśród małżoraczek oznaczono gatunki reprezentujące środowisko morskie jak: *Macrodentina mediotricta* Maltz, *Protocythere cf. serpentina* (Anderson), *Paranotocythere* sp. i *Schuleridea* sp. oraz taksony brakiczno-morskie charakterystyczne dla osadów facji purbeckiej jak: *Damonella pygmaea* (Anderson), *Darwinulla* sp. i *Cypris* sp.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW KREDY

Otwór Oświno IG 1 jest zlokalizowany na szczytowej części jednej z antyklin w niecce szczecińskiej, w pobliżu skłonu wału śródpolskiego, na przedłużeniu strefy Człopa-Szamotuły w kierunku północno-zachodnim. Jest to struktura, której ewolucja wiązana jest z funkcjonowaniem systemu uskoku listrycznych rozwijających się od triasu po późną kredę (Krzywiec, 2002). Taka sytuacja geologiczno-tektoniczna zdecydowała, że profil kredy jest tu interesujący i wykazuje pewne specyficzne cechy.

Z interwału kredowego pobrano znaczną ilość rdzenia. Dotyczy to szczególnie kredy dolnej oraz cenomanu, które były prawie w pełni rdzeniowane. Dość dużo rdzenia uzyskano też z turonu, a w wyższej kredzie górnej wykonywano marsze rdzeniowe co kilkadziesiąt metrów.

Profil litologiczny i granice stratygraficzne ustalono na podstawie opisu rdzenia, analizy próbek okruchowych oraz regionalnych korelacji otworowych profilowań geofizycznych w otworach Chociwel IG 1, Chociwel 3, Grzęzno 1, 2, 3 i 5, oraz Nowogard 1.

KREDA DOLNA

W kredzie dolnej niecki szczecińskiej zastosowanie ma zarówno podział chronostratygraficzny, jak i litostratygraficzny (Marek, Raczyńska, 1979; Raczyńska, 1979; Marek, 1997). Kreda dolna w otworze jest reprezentowana przez górny odcinek formacji kcyńskiej (Feldman-Olszewska, ten tom), formację rogoźniańską – ogniwo z Opoczek [berias gór-

ny (riazań)–niższy walanżyn dolny], formację bodzanowską (wyższy walanżyn dolny), formację wrocławską – ogniwo wierzchosławickie (walanżyn górny), nierozdzielony interwał obejmujący najprawdopodobniej ogniwa gniewkowskie i zychlińskie (hoteryw), oraz formację mogileńską (?barrem–alb środkowy). Na Niżu Polskim formacja mogileńska dzieli się na 3 ogniwa: pagórczańskie (?barrem), goplańskie (?apt) i kruszwickie (?alb dolny–środkowy).

Kreda dolna w tym otworze była niemal całkowicie rdzeniowana, jednak uzysk rdzenia nie był satysfakcjonujący w przypadku wszystkich marszów rdzeniowych; wyniósł on 13–100%.

W wyniku powtórnych badań mikrofaunistycznych w tym otworze (Smoleń, ten tom) stratygrafia kredy dolnej została zweryfikowana i zmieniona w stosunku do pierwotnej przedstawionej przez A. Raczyńską w dokumentacji wynikowej, a następnie zmodyfikowanej w pracy z 1979 r. (Raczyńska, 1979). Okazało się bowiem, że wyniki analizy materiału mikropaleontologicznego, znajdującego się w dodatkowo pobranych próbkach z głęb. 1367,0 m i 1350,0 m, wskazują na ogniwo goplańskie (formacja mogileńska) aptu. Po reinterpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej w korelacji z danymi mikropaleontologicznymi i regionalnym schematem rozwoju basenu kredy dolnej ustalono, że ogniwo goplańskie występuje prawdopodobnie na głęb. 1347,5–1377,0 m. Granica ogniwa kruszwickiego została przesunięta znacznie w dół, co skutkowało zwiększeniem jego miąższości z 5,0 m do 62,5 m. Granice stratygraficzne niższych jednostek chrono- i litostratygraficznych, aż po granicę formacji bodzanowskiej z rogoźniańską włącznie, również zostały przesunięte.

W kredzie dolnej wykonano także badania palinologiczne (Waksmundzka, 1992). Wyniki tych badań przedstawiono w tabeli 6.

Berias górny (riazań)

Berias górny (riazań) występuje na głęb. 1508,0–1527,5 m i ma miąższość 19,5 m. Reprezentowany jest przez formację rogoźniańską (ogniwo z Opoczek), która obejmuje także niższą część walanżynu dolnego, występuje na głęb. 1459,5–1527,5 m i ma miąższość 68,0 m.

Profil jest w przeważającej części mułowcowy. W spągu występują mułowce piaszczyste, margliste, ciemnoszare do prawie czarnych, z pojedynczymi pseudoooidami wodorotlenków żelazistych, z detrytusem skorup fauny oraz z zachowanymi skorupkami małży i amonitów. Powyżej pojawiają się mułowce syderytyczne, brunatnoczarne, z licznymi ooidami i pseudoooidami wodorotlenków żelaza oraz z dość licznym detrytusem skorup fauny, a następnie mułowce ilasto-margliste, ciemnoszare do prawie czarnych, laminowane jaśniejszym piaszczystym. W stropie występują mułowce ilasto-margliste i iłowce.

Na głębokości 1526,2 m znaleziono *Himalayites* cf. *breveti* (Pomel), na głęb. 1523,0 m zostały znalezione fragmenty amonitów mogących należeć do rodzaju *Surites*, natomiast na głęb. 1522,4 m oznaczono *Surites* cf. *spasskensis* (Nikitin).

Te dwie ostatnie formy potwierdzają obecność warstw z *Surites*, *Euthymiceras* i *Neocosmoceras*.

Na głęb. 1508,0–1527,5 m udokumentowany został małżoraczkowy poziom *Protocythere propria emslandensis*, który charakteryzuje na Niżu Polskim osady morskie wyższego beriasu górnego, zawierające amonity z rodzajów *Riasanites* i *Surrites*. Występuje tu też inna mikrofauna małżoraczkowa i otwornicowa (Smoleń, ten tom).

Walanżyn

Utwory walanżynu występują na głęb. 1410,0–1508,0 m i mają miąższość 98,0 m, z czego większość przypada na walanżyn dolny.

Walanżyn dolny (1419,5–1508,0 m; miąższość 88,5 m) jest reprezentowany w dolnej części, na głęb. 1459,5–1508,0 m, przez górną część formacji rogoźniańskiej (kontynuacja ogniwa z Opoczek). Profil budują iłowce i mułowce, ciemnoszare do prawie czarnych, z fukoidami ziemistego piritu, miejscami laminowany szarobeżowym piaszczystym mułowcowym (z laminacją zaburzoną bioturbacją). W skale występuje dość liczna drobna mika oraz detrytus skorup fauny.

W najwyższej części ogniwa z Opoczek przeważają piaszczyste mułowcowe, słabo margliste, szarobeżowe i szare, laminowane prawie czarnym iłowcem (laminacja zaburzona bioturbacją), piaszczyste bardzo drobnoziarniste laminowane piaszczystymi mułowcowymi, oraz piaszczyste drobnoziarniste o spoiwie ilasto-żelazistym, piaszczyste syderytyczne i dolomityczno-syderytyczne. Podrzednie występują iłowce, iłowce mułowcowe oraz mułowce syderytyczne. Miejscami spotyka się liczny detrytus skorup małży.

Górna część walanżynu dolnego reprezentowana jest przez formację bodzanowską (1419,5–1459,5 m; miąższość 40,0 m). Są to piaszczyste od drobnoziarnistych do różnoziarnistych i gruboziarnistych, miejscami ze żwirkiem. Lokalnie występuje laminacja mułowcem. W skałach spotyka się blaszki miki oraz detrytus zwęglonego drewna i jego większe fragmenty. Barwy skał są przeważnie jasnoszare, szare i beżowe.

W osadach walanżynu dolnego, od dołu do głęb. 1473,4 m znaleziono nieliczną mikrofaunę otwornic (Smoleń, ten tom).

Walanżyn górny obejmuje ogniwo wierzchosławickie formacji wrocławskiej i występuje na głębokości 1419,5–1410,0 m (miąższość 9,5 m). Ten fragment profilu nie był rdzeniowany. Prawdopodobnie budują go jasnoszare iłowce i piaszczyste bardzo drobnoziarniste.

Hoteryw

Hoteryw występuje na głęb. 1396,0–1410,0 m i ma miąższość 14,0 m, bardzo niewielką w porównaniu z miąższością walanżynu. Przypuszcza się, że na tym odcinku obecny jest hoteryw zarówno dolny, jak i górny, a profil obejmuje nierozdzielone ogniwa zychlińskie i gniewkowskie, pomiędzy którymi trudno jest postawić granicę. Profil zaczyna się piaszczystymi. Powyżej występują przewarstwienia piaszczystych bardzo drobnoziarnistych laminowanych iłowcem i mułowcem, oraz iłowców bru-

natnoczarnych, laminowanych mułowcem. W najwyższej części hoterywu przeważają iłowce mułowcowe i piaszkowce mułowcowe z laminacją. Barwy skał są od czarych do beżowych i szarych. W całym profilu występuje mika, miejscami widoczna jest bioturbacja osadu.

?Barrem–alb środkowy

Utwory domniemanego barremu–albu środkowego występują na głęb. 1285,0–1396,0 m, mają miąższość 111,0 m i reprezentują wyróżnioną na Niżu Polskim formację mogileńską dzielącą się na ogniwa pagórczańskie, goplańskie i kruszwickie (Raczyńska, 1979).

Przypuszczalny barrem (ogniwo pagórczańskie) interpretuje się na głęb. 1377,0–1396 m (miąższość 19,0 m). Interwał ten zbudowany jest z piaszkowców bardzo drobnoziarnistych i mułowcowych z wkładkami mułowców od prawie białych do beżowych i brunatnoszarych. W piaszkowcach występuje, nieraz obficie, detrytus zwęglonego drewna z dużymi fragmentami flory oraz nieliczna mika. W utworach tych nie stwierdzono występowania zarówno otwornic jak i małżoraczków.

Domniemane utwory aptu (ogniwo goplańskie) interpretuje się na głęb. 1347,5–1377,0 m (miąższość 29,5 m). W niższej części są reprezentowane przez piaszkowce drobnoziarniste z konkrecjami piryty i ooidami żelazistymi, miejscami syderytyczne. Wyżej, wśród piaszkowców, pojawiają się wkładki mułowców z miką i detrytusem skorup małży. W części stropowej występują ciemnoszare, prawie czarne iłowce z pirytem, miką i szczątkami małży.

Na głęb. 1350,0–1366,0 m J. Smoleń (ten tom) stwierdziła występowanie zespołów mikrofaunistycznych w ciemnych iłowcach. Wyniki analizy tego materiału wskazują na utwory ogniwa goplańskiego (formacja mogileńska) aptu.

Alb dolny–środkowy (ogniwo kruszwickie) interpretuje się na głęb. 1285,0–1347,5 m, jego miąższość wynosi 62,5 m. Ogniwo to jest trójdzielne litologicznie: część dolną i górną budują piaszkowce, natomiast w części środkowej występują iłowce. Dolna część to piaszkowce drobnoziarniste jasnoszare do szarobeżowych, miejscami ze żwirkiem, detrytusem zwęglonego drewna, miką i syderytem. Iłowce środkowej części są ciemnoszare i czarne, we fragmentach wykazują laminację, na ogół soczewkową, mułowcem oraz piaszkowcem. W górnej części dominują szarozielone piaszkowce od bardzo drobnoziarnistych mułowcowych po różnoziarniste z drobnym żwirkiem, kwarcowo-glaukonitowe, na ogół słabo zwięzłe. Miejscami występują przerosty czarnego iłowca i syderytyzacja skały. Na głęb. 1288,7–1289,0 m stwierdzono występowanie przewarstwienia 0,15 m ciemnozielonego mułowca glaukonitowego (glaukonityt).

W najwyższej części profilu, powyżej głęb. 1350,0 m mikrofauna jest bardzo uboga.

Alb górny

Utwory albu górnego występują na głęb. 1280,5–1285,0 m (wg rdzenia 1284,0–1288,5 m) i mają miąższość 4,5 m.

W spągu zalega warstwa piaszkowców drobnoziarnistych kwarcowo-glaukonitowych (glaukonityt) i mułowcowych o spoiwie marglisto-fosforytowym, z dość licznymi konkrecjami fosforytów, o miąższości 0,8 m. Nie znaleziono tu ani mikro- ani makroskamieniałości, a pozycję tej warstwy w profilu stratygraficznym określono na podstawie korelacji z podobnie, charakterystycznie wykształconymi, datowanymi makrofaunistycznie utworami występującymi w innych otworach. Ku stropowi piaszkowce te przechodzą stopniowo w margle glaukonitowo-piaszczyste z konkrecjami fosforytów, a następnie w margle szarooliwkowe i ciemnobrązowe. Znaleziono w nich skamieniałości małży *Aucelina gryphaeoides* Sowerby oraz belemnitów *Neohibolites* sp. W próbkach opisanych jako pobrane z głęb. 1287,0 m i 1285,0 m E. Gaździcka (ten tom) stwierdziła występowanie zespołu taksonomicznego nanoplanktonu z gatunkami *Corolithion kennedyi* Crux, *Gartnerago theta* (Black) oraz *Gartnerago segmentatum* (Stover), wskazującymi na cenoman dolny, poziom nanoplanktonowy UC2. Na tej podstawie, być może, należałoby uznać, że granica pomiędzy albem górnym a cenomanem (czyli między kredą dolną a górną) przebiega w tym otworze nieco niżej w profilu o ok. 3 m. Jednakże próbki oznaczone tymi wartościami głębokości pochodzą z szarych margli (wapieni marglistych?), a nie z margli ciemnobrązowych i margli glaukonitowych, piaszczystych z fosforytami, szarooliwkowych, jak wynika z opisu litologicznego M. Jaskowiak-Schoeneichowej dla profilu albu górnego.

KREDA GÓRNA

Podział kredy górnej, zastosowany w niniejszym opracowaniu, jest podziałem chronostratygraficznym opartym na schemacie wypracowanym dla otworów Niżu Polskiego, opublikowanym przez Błaszkiewicza i Cieślińskiego (1979) oraz Błaszkiewicza (1997) i dostosowanym do podziału standardowego kredy górnej (Birkelund i in., 1984; Rawson i in., 1995), w którym interwałowi turon–koniak niższy (dolny) odpowiada interwał turonu *sensu* Błaszkiewicz (1997), natomiast koniakowi wyższemu (górnemu) odpowiada cały koniak *sensu* Błaszkiewicz (1997).

Brak pełnego rdzeniowania profilu kredy górnej w otworze Oświno IG 1 uniemożliwił dokładne prześledzenie zmian litologicznych oraz precyzyjne postawienie granic stratygraficznych. Oprócz regionalnych korelacji bazujących na krzywych pomiarów geofizyki otworowej, ważną rolę odegrały badania mikropaleontologiczne wykonane przez E. Gawor-Biedową (ten tom). Makrofauna, oznaczona przez A. Błaszkiewicza, jest tu skąpa i koncentruje się niemal wyłącznie w utworach cenomanu.

W pobliżu otworu wiertniczego Oświno IG 1 (11 km na południe) znajduje się otwór wiertniczy Chociwel IG-1, jeden z ważniejszych dla stratygrafii kredy górnej na Niżu Polskim. Odwiercony on został we wschodniej części Niziny Szczecińskiej w 1963 r. Profil kredy górnej nie był w pełni rdzeniowany, ale wykonano dość dużą ilość marszów rdzeniowych. W latach 60. ubiegłego wieku na próbkach z tych rdzeni prowadzono badania mikropaleontologiczne otwor-

nic (Gawor-Biedowa, 1977) oraz oznaczono makrofaunę (Błaszkievicz, Cieśliński, 1977). Wykonano też analizy chemiczne próbek skalnych (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977, str. 56–59). Ponadto, co należy podkreślić, krzywe pomiarów geofizyki wiertniczej są tu dobrej jakości. Na podstawie tych danych, Jaskowiak-Schoeneichowa (1977, 1981) wydzieliła szereg kompleksów i podkompleksów geofizycznych w profilu kredy górnej i albu górnego tego otworu.

Ze względu na duże znaczenie profilu kredy górnej w otworze Chociwel IG 1 podjęto decyzję o zabezpieczeniu rdzeni wiertniczych w ramach realizacji przedsięwzięcia pt. *Zabezpieczenie stratotypowych odcinków rdzeni wiertniczych, etap III: dodatkowe badania na rdzeniach oraz prace logistyczno-techniczne w archiwach rdzeni*. W ramach tego przedsięwzięcia w latach 2015–2017 przeprowadzono dodatkowe badania na rdzeniach z tego otworu. Ponownie przeanalizowano pomiary geofizyki wiertniczej, wykorzystując głównie profilowanie gamma, profilowanie neutron-gamma, profilowanie elektrooporowe i profilowanie średnicy otworu. Ponadto, Gaździcka (2018) wykonała badania nanoplanktonu wapiennego w 38 próbkach skalnych pobranych z rdzenia. Dokonano kompilacji badań biostratygraficznych (makrofauna, mikrofauna, nanoplankton wapienny), badań geofizyki wiertniczej (kompleksy i podkompleksy geofizyczne) i badań cykliczności sedymentacji (cykle depozycyjne). Na podstawie wszystkich dostępnych wyników oraz korelacji regionalnych dokonano reinterpretacji granic chronostratygraficznych i określono cykliczność sedymentacji w otworze Chociwel IG 1, a następnie przeprowadzono korelację profili kredy górnej w trzech otworach wiertniczych (fig. 10, tab. 7): Chociwel IG 1, Chociwel 3 i Oświno IG 1 (Leszczyński, 2018). Taka korelacja skutkowałą reinterpretacją niektórych granic chronostratygraficznych w kredzie górnej także w otworze Oświno IG 1.

Poniżej przedstawiono zmiany w położeniu granic chronostratygraficznych w kredzie górnej w otworze Oświno IG 1, jakich dokonano w wyniku zintegrowanych, kompleksowych badań korelacyjnych geofizyki wiertniczej, cykliczności sedymentacji i analiz nanoplanktonu wapiennego, posiłkując się wcześniejszymi danymi biostratygraficznymi (makro- i mikrofaunistycznymi):

1. Granica santon/koniak zostaje przesunięta w dół do głęb. 1008,0 m. Granica ta przebiega w obrębie opok ilastych. Wydziela się santon górny (859,0–955,0 m; miąższość 96,0 m) i santon dolny (955,0–1008,0 m; miąższość 53,0 m). W profilu santonu występują redukcje miąższości. W tej strefie miało miejsce w tym czasie silne przemieszczanie mas solnych cechsztynu i związany z tym proces tworzenia się struktury solnej. Miąższość santonu wynosi 149,0 m.
2. Koniak interpretuje się na głęb. 1008,0–1137,0 m (poprzednio 1000,0–1086,5 m). Wydziela się koniak górny (1008,0–1086,5 m; miąższość 78,5 m) i koniak dolny (1086,5–1137,0 m; miąższość 50,5 m). Miąższość koniaku wynosi 129,0 m.
3. Turon interpretuje się na głęb. 1137,0–1258,5 m (poprzednio 1086,5–1258,5 m). Miąższość turonu wynosi 121,5 m.

W otworze Oświno IG 1 wydzielono następujące piętra kredy górnej: cenoman, turon, koniak (z podziałem na dolny i górny), santon (z podziałem na dolny i górny), oraz kampan (z podziałem na dolny i górny). Mastrycht nie występuje w tym otworze wiertniczym.

Cenoman

Utwory cenomanu wyróżnione zostały na głęb. 1258,5–1280,5 m (wg rdzenia 1262,0–1284,0 m) i mają miąższość 22,0 m. Występuje tu jednolita seria wapieni jasnoszarych o zawartości powyżej 90% CaCO_3 . W środkowej części są to wapienie organodetrytyczne. Makroskamieniałości reprezentowane są przez okazy *Inoceramus crippi* Mantell oraz pojedyncze aucelliny. Charakterystyczną cechą tego interwału jest występowanie licznych cienkich lamin marglistych. W stropie pojawiają się margle ciemnoszare z odcieniem oliwkowym, z detytusem skorup małży i skamieniałościami brachiopodów, m.in. *Rhynchonella*. W profilu cenomanu oznaczono charakterystyczne otwornice (Gawor-Biedowa, ten tom). Badania otwornicowe w otworze, podobnie jak i na większym obszarze niecki szczecińskiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981), mogą sugerować istnienie niewielkiej luki sedymentacyjnej w najwyższym cenomanie.

Turon

Utwory turonu występują na głęb. 1137,0–1258,5 (wg rdzenia spąg na głęb. 1262,0 m) i mają miąższość 121,5 m (wg rdzenia 125,0 m). Najniższą część profilu turonu (od spągu do głęb. 1226,5 m) budują iłowce margliste ciemnoszare i szaroczarne, w których znaleziono okaz *Inoceramus* sp. Mantell. Ku stropowi przechodzą one w mułowce margliste i marglisto-ilaste (1166,0–1226,5 m) szare i ciemnoszare, a następnie w opoki ilaste ciemnoszare. Zawartość CaCO_3 w iłowcach waha się w przedziale 31,2–44,8%, w mułowcach znacznie spada do 12,0–13,8%, a w opokach ponownie wzrasta do 54,4%.

Koniak

Utwory koniak występują na głęb. 1008,0–1137,0 m i mają miąższość 129,0 m. Na podstawie korelacji z otworami Chociwel IG 1 i Chociwel 3 wyróżniono koniak dolny (1086,5–1137,0 m; miąższość 50,5 m) oraz koniak górny (1008,0–1086,5 m; miąższość 78,5 m), ale pozycja granicy między podpiętami jest umowna. W całym koniak występują opoki ciemnoszare i ciemnobrunatne, miejscami z wkładkami opoki zwężłej, a w spągu koniak górnego być może pojawia się cienka wkładka wapienia. Węglanowość skał jest stosunkowo niska (34,4–58,3% CaCO_3). W utworach koniak nie znaleziono makroskamieniałości. W niecce szczecińskiej utwory koniak (*sensu* Błaszkievicz, 1997) zostały dobrze udokumentowane tylko w otworach Szczecin IG 1 (Cieśliński, 1973) oraz Choszczno IG 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1978).

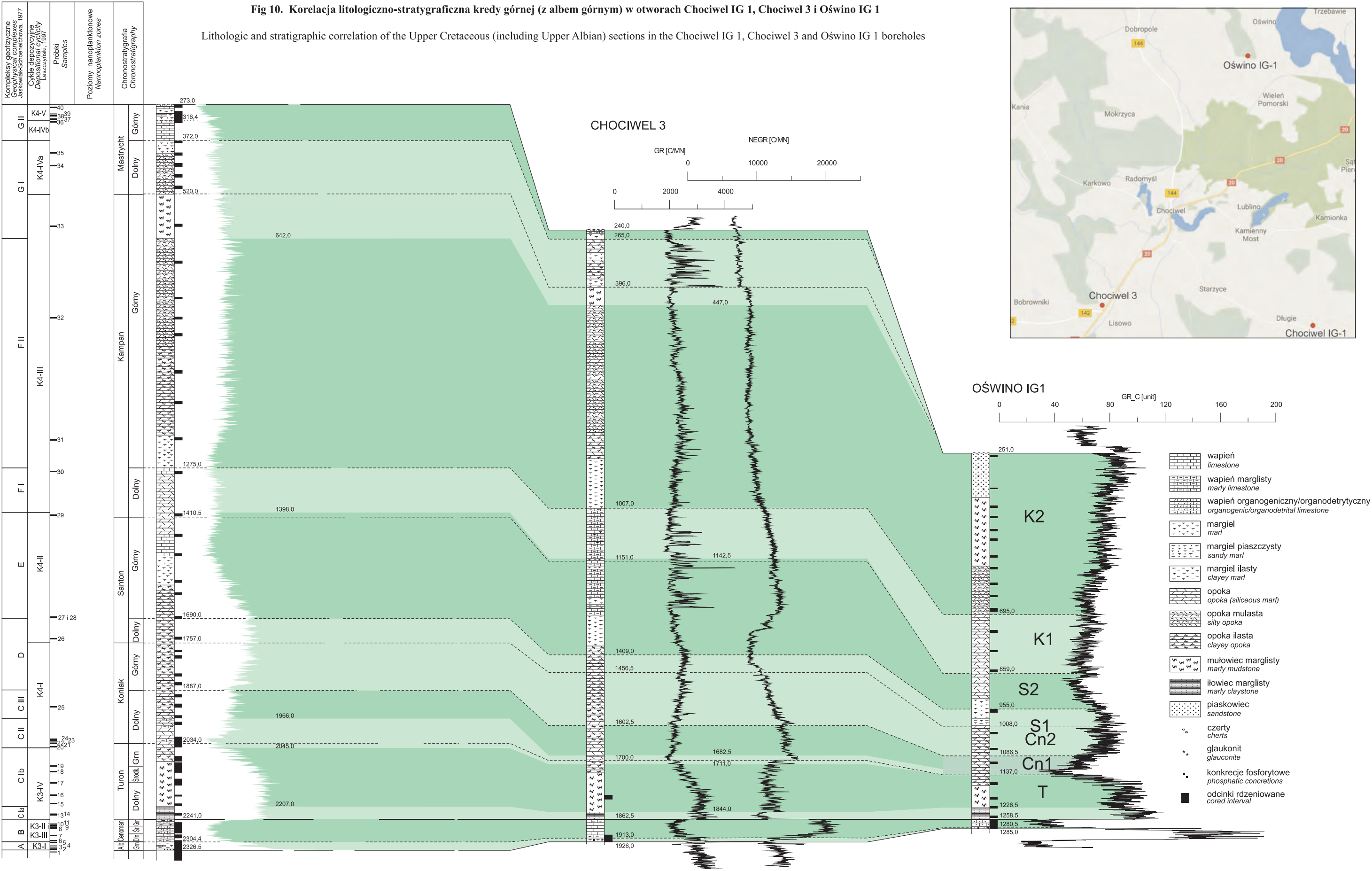


Tabela 7

Chronostratygrafia i cykliczność depozycyjna w kredzie górnej (z albem górnym) w otworach Chociwel IG 1, Chociwel 3 i Oświno IG1
 Chronostratigraphy and depositional cyclicity in the Upper Cretaceous (including the Upper Albian) of the Chociwel IG 1, Chociwel 3 and Oświno IG1 boreholes

Piętro Stage	Podpiętro Substage	Chociwel IG 1		Chociwel 3		Oświno IG 1		Cykle depozycyjne Depositional cycles
		spąg [m p.p.t.] bottom [m b.s.l.]	miąższość thickness [m]	spąg [m p.p.t.] bottom [m b.s.l.]	miąższość thickness [m]	spąg [m p.p.t.] bottom [m b.s.l.]	miąższość thickness [m]	
mastrycht	górny	372,0	99,0	265,0	25,0	–	–	K4–IVb i K4–V K4–IVa
	dolny	520,0	148,0	396,0	131,0	–	–	
kampan	górny	1275,0	755,0	1007,0	611,0	695,0	444,0	K4–III
	dolny	1410,5	135,5	1151,0	144,0	859,0	164,0	
santon	górny	1690,0	279,5	1409,0	258,0	955,0	96,0	K4–II
	dolny	1757,0	67,0	1456,5	47,5	1008,0	53,0	
	górny	1887,0	130,0	1602,5	146,0	1086,5	78,5	
koniak	dolny	2045,0	158,0	1711,0	108,5	1137,0	50,5	K4–I
	górny	2097,0	52,0					
turon	średkowy	2141,0	44,0	1862,5	151,5	1258,5	121,5	K3–IV
	dolny	2241,0	100,0					
cenoman	górny	2260,5	19,5					K3–II i K3–III
	średkowy	2282,0	21,5	1913,0	50,5	1280,5	22,0	
	dolny	2304,4	22,4					
alb	górny	2326,5	22,1	1926,0	13,0	1285,0	4,5	K3–I

Santon

Utwory santonu występują na głęb. 859,5–1008,0 m i mają miąższość 149,0 m. Na podstawie korelacji z otworami Chociwel IG 1 i Chociwel 3 wyróżniono santon dolny (955,0–1008,0 m; miąższość 53,0 m) oraz santon górny (859,0–955,0 m; miąższość 96,0 m). Podobnie jak w koniaku, i w tym przypadku granica między podpiętami jest umowna i prawdopodobnie przebiega w obrębie ciemnoszarych margli mułowcowych, w spągowej części ilastych, które reprezentują niższy kompleks santonu o miąższości 83,0 m. Kompleks wyższy o miąższości 66,0 m, zaliczony w całości do santonu górnego, zbudowany jest z szarych i jasnoszarych opok zwięzłych. Pomierzona zawartość CaCO_3 wynosi 52,0% w marglach mułowcowych i 60,0% w opokach. W rdzeniach pobranych z obu kompleksów nie znaleziono makroskamieniałości, natomiast otwornice potwierdzają obecność niższego i wyższego santonu (Gawor-Biedowa, ten tom).

Kampan

Utwory kampanu występują na głęb. 251,0–859,0 m i mają znaczną miąższość 608,0 m, zdecydowanie największą spośród wszystkich pięter kredy, z tempem sedymentacji ok. 53 m/1mln lat (bez uwzględnienia kompaktacji). Biorąc pod uwagę długość trwania kampanu (ok. 11,5 mln lat) i santonu (ok. 2,7 mln lat) widać, że tempo sedymentacji się nie zmieniło (w santonie ok. 55 m/1mln lat). Na podstawie korelacji z otworami Chociwel IG 1 i Chociwel 3 wyróżniono kampan dolny (695,0–859,0 m; miąższość 164,0 m) oraz kampan górny (251,0–695,0 m; miąższość 444,0 m). Granica pomiędzy podpiętami jest określona umownie. Rdzenie oraz krzywe profilowań geofizycznych wskazują, że w kampanie dolnym kontynuuje się kompleks szarych opok zwięzłych (164,0 m) takich, jak te z santonu górnego. Ku stropowi opoki te przechodzą stopniowo w opoki mulaste ciemnoszare (ok. 129,7 m) występujące w dolnej części kampanu górnego. Górną część kampanu górnego budują mułowce margliste ciemnoszare i ciemnoszarozielone z wkładkami mułowców wapnistych (ok. 169,3 m), a ponad nimi występują piaski bardzo drobnoziarniste i prawdopodobnie także drobno- i średnioziarniste kwarcowo-glaukonitowe, szarozielone i ciemnoszarozielone (145,0 m). Zawartość CaCO_3 maleje, a ilość materiału terygenicznego wzrasta ku stropowi profilu. W kampanie znaleziono tylko fragment *Hoplitolpacenticeras* sp. oraz mikrofaunę otwornicową charakterystyczną dla kampanu dolnego i górnego (Gawor-Biedowa, ten tom).

Granica między utworami kampanu i paleogenu jest erozyjna. Mastrycht nie występuje w otworze Oświno IG 1, chociaż na tym obszarze w mastrychcie najprawdopodobniej istniał zbiornik morski z sedymentacją płytkowodną (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988).

Uwagi o paleogeografii

W późnym beriasie (formacja rogoźniańska, ogniwo z Opoczek) miała miejsce sedimentacja głównie iłowców i mułowców morza otwartego kontynuująca się w najwcześniejszym walanżynie. W późnym wczesnym walanżynie (formacja bodzanowska) nastąpiło ograniczenie warunków morskich i sedimentacja piaszczysta z detrytusem zwęglonego drewna zachodziła w wysładzającym się zbiorniku. Transgresja morska miała miejsce w późnym walanżynie (formacja włocławska, ogniwo wierzchosławickie) i kontynuowała się w hoterywie (formacja włocławska, ogniwa gniewkowskie i żychlińskie). Deponowane były w tym czasie piaski o różnej frakcji uziarnienia, mułowce i iłowce. W ?barremie (formacja mogileńska, ogniwo pagórczańskie) dominowała sedimentacja piaszczysta, prawdopodobnie morskich facji przybrzeżnych, z obfitym detrytusem zwęglonego drewna. Rozwój morskiej sedimentacji ilastej nastąpił w ?apcie (formacja mogileńska, ogniwo goplańskie), po czym we wczesnym i środkowym albie (formacja mogileńska, ogniwo kruszwickie) deponowane były morskie piaski oraz ily.

Po depozycji transgresywnych piasków z fosforytami wczesnego późnego albu, sedimentacja zmienia się na węglanową najpóźniejszego albu i cenomanu: marglistą a następnie wapienną otwartego basenu morskiego, z linią brzegową odległą od rejonu otworu Oświno IG 1. Ograniczenie

sedymencji węglanowej następuje we wczesnym turonie, kiedy dominującymi są litofacje ilasto-margliste i mułowcowo-margliste. Pod koniec turonu sedimentacja zmienia się na węglanowo-krzemionkową z dominującymi opokami ilastymi. Taka sedimentacja kontynuuje się w koniak, natomiast w santonie zmienia się na marglisto-mułowcową, a następnie ponownie węglanowo-krzemionkową z dominującymi opokami zwięzłymi, które przechodzą do kampanu. W późnym kampanie opoki te zostają zastąpione opokami mulastymi. Ku stropowi profilu kampanu zawartość węglanu wapnia maleje, a coraz bardziej zaczyna dominować materiał drobnoklastyczny: występują tu mułowce margliste stopniowo przechodzące ku stropowi w piaskowce i piaski bardzo drobnoziarniste.

W późnym turonie rozpoczęły się procesy inwersji tektonicznej bruzdy śródpolskiej (Leszczyński, Dadlez, 1999; Krzywiec, 2002). Strefy uskokowe zostały reaktywowane, a w niektórych strefach tektonicznych uaktywniły się halokinetyczne ruchy soli cechsztyńskich. W późnym kampanie materiał klastyczny (mułowce i piaskowce) do rejonu otworu Oświno IG 1 mógł być dostarczany ze stref Grzęzna, jak również leżących na obszarze tworzącego się wału pomorskiego stref Łobza i Mirosławca-Trzcianki (Raczyńska, 1987). Jaskowiak-Schoeneichowa (w: Raczyńska red., 1987) nie wyklucza również strefy Człopy jako obszaru alimentacyjnego.

Izabela PLOCH

OMÓWIENIE FAUNY AMONITOWEJ, JEJ POZYCJI STRATYGRAFICZNEJ I BIOGEOGRAFII

W materiale z wiercenia Oświno IG 1 znalezione zostały tylko amonity należące do beriaskich form (tab. 8). Nie znaleziono w materiale z tego otworu młodszych amonitów. Dlatego na tej podstawie tylko osady beriasu mogą być udokumentowane.

Biostratygrafia beriasu na podstawie fauny amonitowej

W wyższym beriasie, w części centralnej Niżu Polskiego, na podstawie fauny amonitowej wyróżnione zostały dwie nieformalne jednostki stratygraficzne: „warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Pictetoceras*” oraz „warstwy z *Surites*, *Euthymiceras* i *Neocosmoceras*” (Marek, 1964, 1968, 1969, 1977, 1984, 1997; Marek, Raczyńska 1973, 1979; Marek, Szulgina, 1996).

Niższy „poziom” – warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Pictetoceras* mają odpowiadać tetydzkim poziomom *occitana* i dolnej części *boissieri*, angielskiemu poziomowi *kochi* i *icenii*. Wyższy „poziom” – warstwy z *Surites*, *Euthymiceras* i *Neocosmoceras* odpowiadają górnej części poziomu *boissieri* i angielskim poziomom *stenomphalus* i *albidum* (Marek, 1997; Marek i in., 1989; Marek, Szulgina, 1996; Dziadzio i in., 2004).

Omówienie fauny amonitowej z materiału z wiercenia

Znalezione na głęb. 1526,1 m najstarsze formy należą do rodzaju *Himalayites*. Pomimo klasyfikacji jako *Himalayites* cf. *breveti* (Pomel) (Muz. PIG 1665.II.5; Raczyńska 1967, tab. 1, fig. 3a, b) formy te raczej należałoby oznaczyć tylko do rodzaju. Wynika to z trudności w ścisłym określeniu gatunkowym beriaskich, medyterańskich form. Bardzo wstępna rewizja beriaskich form z Niżu Polskiego badacza z Francji – Camille Frau, specjalizującego się w medyterańskich, beriaskich amonitach wskazuje, że zazwyczaj fragmentaryczny stopień zachowania naszych form uniemożliwia ich klasyfikację do gatunku (inf. ustna.). Problemy z klasyfikacją tej grupy amonitów wynikają również z tego, że część medyterańskich, beriaskich form jest do siebie bardzo zbliżona i ich rozpoznanie jest często możliwe tylko w przypadku bardzo dobrze zachowanych, kompletnych form lub mających dokładnie określony wiek, co jest praktycznie niemożliwe w przypadku materiału z wierceń. Cała kolekcja medyterańskich, beriaskich form powinna być zrewidowana w ścisłej współpracy z badaczami z Francji, gdzie formy te są najlepiej opracowane. Rewizja może głównie przyczynić się do zrewidowania występujących rodzajów i odrzucenie dotychczasowych oznaczeń do gatunku, gdyż zachowanie większości form na to nie pozwala.

Tabela 8

Zestawienie beriaskich ammonitów z otworu Oświno IG 1 na tle tetydzkich i angielskich poziomów amonitowych

Berriasian ammonites from the Oświno IG 1 borehole against the background of Tethyan and English ammonite zones

Głębokość Depth [m]	Formy tetydzkie Tethyan forms	Formy borealne Boreal forms	Wydzielenia na Niżu Polskim Divisions of Polish Lowland	Tetydzkie poziomy amonitowe Tethyan ammonite zones	Angielskie poziomy amonitowe English ammonite zones
1522,0		<i>Surites cf. spasskensis</i>	warstwy z <i>Surites</i> , <i>Euthymiceras</i> i <i>Neocosmoceras</i>	<i>boissieri</i>	<i>albidum</i> <i>stenomphalus</i>
1523,0		<i>Surites</i>			
1526,1	<i>Himalayites</i>		warstwy z <i>Riasanites</i> , <i>Himalayites</i> i <i>Picteticeras</i>	<i>occitanica</i>	<i>icenii</i> <i>kochi</i>

la. W przyszłości będą podjęte prace nad rewizją beriaskich, medyterańskich form z Niżu Polskiego.

Na głębokości 1523,0 m zostały znalezione fragmenty amonitów mogących należeć do rodzaju *Surites*, a na głębokości 1522,0 m – *Surites cf. spasskensis* (Nikitin) (Muz. PIG 1652.II.64, Raczyńska 1967, tab. 1, fig. 4a, b), które można zaliczyć do warstwy z *Surites*, *Euthymiceras* i *Neocosmoceras*.

Wnioski paleogeograficzne

Zespół amonitowy bariasu ma dominujący medyterański charakter, co wskazuje na bezpośrednie połączenie z północną częścią Basenu Tetydy. W utworach z Oświno IG 1, interpretowanych jako warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras* znaleziono jedynie medyterańskiego amonita z rodzaju *Himalayites*. Jednak w innych otworach, położonych w bardziej centralnej części Niżu Polskiego, znaleziono w warstwach tego wieku okazy z rodzaju *Riasanites* występujące również w basenie Centralnej Rosji, które

zostały zweryfikowane i część z nich została zaklasyfikowana jednoznacznie do gatunku – *Riasanites riasanensis* (Wenetzky) (otwór Kcynia IG 2 na głęb. 273,8 m Muz. PIG 1652.II.21; otwór Chrośna, na głęb. 167,2–167,5 m Muz. PIG 1652.II.33) (Mitta, Ploch, 2012, fig. 3–5). Jednak dopiero rozpoznanie gatunku *Riasanites swistowianus* (Nikitin) (otwór Bądków 7/17 na głęb. 209,0–215,0 m Muz. PIG 1652.II.35, otwór Chrośna, na głęb. 167,2–167,5 m Muz. PIG 1652.II.32; Mitta, Ploch, 2012, fig. 1a,b; 2a,b) może wskazywać na bezpośrednie połączenie z basenem rosyjskim. Gatunek ten poza basenem polskim i rosyjskim został znaleziony jedynie w rejonie Mangyszłaku, dlatego jedynie bezpośrednie połączenie między basenami może wyjaśnić jego występowanie (Mitta, Ploch, 2009, 2012). Bezpośrednie połączenie obu basenów było sugerowane w poziomie *Surites spasskensis* (Sasonova, 1977), jednak dopiero rewizja borealnych beriaskich amonitów z basenu polskiego wspiera koncepcję istnienia połączenia, ale występującego już wcześniej w warstwach z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras*.

Elżbieta GAŹDZICKA

NANOPLANKTON WAPIENNY W UTWORACH KREDY DOLNEJ

Wstęp (materiał, metody badań)

W północno-zachodniej Polsce serie osadowe kredy dolnej występują na ograniczonym obszarze. Stwierdzone zostały w dwóch wąskich strefach o przebiegu NW–SE, przylegających do antyklinorium środkowo polskiego, czyli w nieckach: szczecińskiej i pomorskiej. Charakteryzują się niedużą miąższością poszczególnych ogniw litologicznych i niepełnym zapisem stratygraficznym (Marek, 1988; Leszczyński, 1998). Pod względem facjalnym reprezentują osady płytkowodne, od skrajnie płytkich środowisk bagienno-lagunowych do płytkiego szelfu silikoklastycznego (Leszczyński, 1997), a zatem facje, w których brak na ogół nanoplanktonu wapiennego. Jednak występowanie amonitów w niektórych ogniwach litologicznych w nieckach szczecińskiej i mogileńsko-lódzkiej (m.in. otwory: Strzelno IG 1, Oświno IG 1), a także mikrofauny oraz morskich mięczaków

w seriach walanżynu i hoterywu (Sztejn, 1968; Raczyńska, 1979), skłaniało do podjęcia próby zastosowania analizy nanoplanktonowej w celu uściślenia stratygrafii tych serii osadowych.

W ramach tematu naukowo-badawczego realizowanego w PIG-PIB w pierwszej dekadzie XXI w. (w latach 2004–6) wykonano analizę nanoplanktonu wapiennego w rdzeniowanych odcinkach kilku otworów wiertniczych w północno-zachodniej Polsce, m.in. w otworze Oświno IG 1, w którym zbzdano 18 próbek z głęb. 1285,5–1542,3 m (1285,0 m, 1287,0 m, 1292,0 m, 1308,0 m, 1313,0 m, 1315,0 m, 1350,0 m, 1389,0 m, 1406,0 m, 1480,5 m, 1492,0 m, 1501,5 m, 1513,5 m, 1523,0 m, 1526,2 m, 1527,0 m, 1532,0 m, 1542,3 m). Niestety większość badanych próbek nie zawierała nanoplanktonu wapiennego. Pojawienie się tej grupy skamieniałości stwierdzono jedynie w szarych marglach (wapieniach marglistych?) na głęb. 1285,0 m i 1287,0 m.

Badania nanoplanktonu wapiennego wykonano w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym OLYMPUS BH-2, po uprzedniej maceracji próbek i separacji frakcji aleurytowej osadów przy pomocy wirówki. Preparaty mikroskopowe typu *smear-slides* wykonano metodą standardową, opisaną przez Perch-Nielsen (1985) oraz Bowna i Younga (1999). W badanym materiale nanoplankton jest na ogół źle zachowany, co dodatkowo utrudnia identyfikację taksonomiczną. Cechy diagnostyczne kokkolitów widoczne są wyłącznie w świetle spolaryzowanym.

Wyniki badań

W wierceniu Oświno IG 1, pomimo występowania amonitów z rodzajów *Berriasella*, *Himalayites* i *Surites* wskazujących na berias (na głęb. 1522–1536 m) nanoplanktonu nie stwierdzono, być może wskutek wtórnego odwapnienia osadów. Nie występuje on również w nadległych seriach osadowych kredy dolnej o miąższości ponad dwustu metrów.

W próbce z głęb. 1287,0 m stwierdzono dość liczny, ale źle zachowany nanoplankton wapienny:

Broinsonia matalosa (Stover)
Chiastozygus platyrhethus Hill
 (?) *Corollithion kennedyi* Crux
Crucicribrum anglicum Black
Cyclagelosphaera margerelii Noël
Eiffellithus gorkae Reinhardt
Eiffellithus turriseiffeli (Deflandre)
Eprolithus floralis (Stradner)
Gartnerago segmentatum (Stover) (UC2 – górna cz. cenomanu dolnego)

Gartnerago theta (Black)
Helenea chiasta Worsley
Helicolithus anceps (Górka)
Lithraphidites carniolensis Deflandre
Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky)
Retacapsa crenulata (Bramlette et Martini)
Rhagodiscus splendens (Deflandre)
Staurolithites crux (Deflandre)
Staurolithites flavus Burnett
Tranolithus phacelosus Stover
Watznaueria barnesae (Black)
Watznaueria britannica (Stradner)
Watznaueria ovata Bykry
Zeugrhabdotus erectus (Deflandre)
Zeugrhabdotus diplogrammus (Deflandre)

Wiek: cenoman dolny, standardowy poziom nanoplanktonowy CC 9 *Eiffellithus turriseiffeli*; poziom borealny UC 2.

W próbce z głęb. 1285,0 m zanotowano nanoplankton liczny, zróżnicowany pod względem taksonomicznym, o złym stanie zachowania:

Acaenolithus cenomanicus Black
Broinsonia matalosa (Stover)
Chiastozygus platyrhethus Hill
 (?) *Corollithion kennedyi* Crux
Crucicribrum anglicum Black
Cyclagelosphaera margerelii Noël

Eiffellithus gorkae Reinhardt
Eiffellithus turriseiffeli (Deflandre)
Eprolithus floralis (Stradner)
Gartnerago nanum Thiersein
Gartnerago segmentatum (Stover)
Gartnerago theta (Black)
Helenea chiasta Worsley
Helicolithus anceps (Górka)
Lithraphidites carniolensis Deflandre
Manivitella pemmatoidea (Deflandre)
Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky)
Retacapsa crenulata (Bramlette et Martini)
Rhagodiscus splendens (Deflandre)
Rotelapillus laffittei (Noël)
Staurolithites crux (Deflandre)
Staurolithites flavus Burnett
Tranolithus phacelosus Stover
Watznaueria barnesae (Black)
Watznaueria britannica (Stradner)
Watznaueria ovata Bykry
Zeugrhabdotus erectus (Deflandre)
Zeugrhabdotus diplogrammus (Deflandre)

Wiek próbki oznaczono na cenoman dolny, standardowy poziom nanoplanktonowy CC 9 *Eiffellithus turriseiffeli*; poziom borealny UC 2.

Stratygrafia

W stratygrafii kredy dolnej nanoplankton wapienny wykorzystywany jest od ponad sześćdziesięciu lat. Za pionierską w tej dziedzinie można uznać pracę Brönnimanna (1955), który po raz pierwszy zastosował kokkolity z grupy „nannokoni-dów” do wyróżnienia poziomów stratygraficznych w kredzie dolnej Kuby. Natomiast pierwszy precyzyjny schemat biostratygraficzny kredy dolnej z wykorzystaniem nanoplanktonu wapiennego przedstawił Thierstein (1971, 1973). W kolejnych latach przedstawiono szereg innych propozycji, opracowanych na podstawie badań prowadzonych w różnych regionach i uwzględniających występujące tam gatunki, m.in.: Roth (1973), Thierstein (1976), Sissingh (1977), Perch-Nielsen (1985), Taylor (1982), Jakubowski (1987), Mutterlose (1991). Propozycje te różnią się od siebie znacznie, co spowodowane jest z jednej strony geograficznym zróżnicowaniem składu zespołów nannoflory, z drugiej zaś rozwojem wiedzy i technik badawczych. W stratygrafii utworów kredy dolnej na Niżu Polskim i korelacji z obszarami sąsiednimi znaczenie mają prace Mutterlose (1991, 1992) dotyczące zarówno basenu niemieckiego, jak i obszarów borealnych. Ważny jest też schemat stratygraficzny opracowany dla basenu Morza Północnego, przedstawiający korelację poziomów nanoplanktonowych z poziomami amonitowymi, zarówno borealnymi, jak i tetydzkimi (Bown i in., 1999).

Wyniki analizy nanoplanktonowej pozwalają przypuszczać, że w północno-zachodniej Polsce, gdzie sedymentacja morska ograniczona była do wąskiej strefy zwanej bruzdą środkowopolską (lub bruzdą polsko-duńską), warunki sprzyjające rozwojowi organizmów planktonicznych na-

stały dopiero w późnym albie. Wraz z transgresją morską dotarły organizmy planktoniczne takie jak fitoplankton (w tym kokkolitowce) i otwornice planktoniczne (wiercenie Chociwel IG 1).

Podobną sytuację zaobserwowano w otworze Oświno IG 1, w którym począwszy od głęb. 1285 m wyróżniano wcześniejszą serię osadowe albu górnego (Jaskowiak-Schoenichowa, 1979b). Jednak skład taksonomiczny zespołów nanoplanktonu w próbkach z głęb. 1287,0 i 1285,0 m, w których stwierdzono gatunki *Corollithion kennedyi* Crux, *Gartnerago theta* (Black) oraz *Gartnerago segmentatum* (Stover), wskazuje na cenoman dolny, poziom nanoplanktonowy UC2 (Burnett, 1999). Poziom ten, wyróżniony w basenie Morza Północnego, obejmuje najwyższą część cenomanu dolnego, odpowiadającą poziomowi amonitowemu *dixoni*. Należy dodać, że w Polsce północno-zachodniej w żadnym z badanych profili nie stwierdzono tetydzkiego gatunku *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, którego pojawienie się wyznacza dolną granicę standardowego poziomu CC1 obejmującego wyższą część cenomanu dolnego.

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW KREDY DOLNEJ

Stratygrafia utworów kredy dolnej w otworze Oświno IG 1 ustalona została na podstawie rewizji mikropaleontologicznej danych archiwalnych zawartych w dokumentacji wynikowej tego wiercenia (Jaskowiak, 1966). Ze względu na fakt, że nie zachowały się materiały archiwalne w postaci próbek z mikrofauną, do obecnego opracowania wykorzystano archiwalne ekspertyzy mikropaleontologiczne wykonane przez W. Bielecką i J. Szejn (Bielecka i in., 1965; Szejn, 1965). Zespoły mikrofauny, wyróżnione w cytowanych opracowaniach archiwalnych, zostały zrewidowane pod względem taksonomicznym, a także biostratygraficznym w kontekście aktualnych podziałów stratygraficznych (ten tom). Dane archiwalne zostały uzupełnione i częściowo zmodyfikowane o wyniki badań mikropaleontologicznych uzyskanych w efekcie analiz dodatkowych 19 próbek pobranych z wiercenia Oświno IG 1 z głęb. 1303,0–1577,5 m.

W szczególności dotyczy to stratygrafii utworów granicznych jury i kredy w aspekcie ustaleń Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej (ISC), która podjęła decyzję o ujednoliceniu stratygrafii pogranicza jury i kredy, uznając jednocześnie wydzielenia stratygraficzne z obszaru Tetydy za nadrzędne i obowiązujące. W związku z powyższymi ustaleniami, utwory z pogranicza jury i kredy zaliczane pierwotnie do tytonu górnego (we wcześniejszych pracach opisywane, jako portland górny czy wołg górny), zgodnie z najnowszą klasyfikacją biostratygraficzną stanowią w znacznym stopniu utwory wczesnej kredy.

Wedle nowej klasyfikacji stratygraficznej granica między jurą a kredą w otworze Oświno IG 1 przypada prawdopodobnie w spągowych warstwach osadów wykształconych w facji purbeckiej. Należy do nich seria osadów brakiczno-morskich na głęb. 1546,0–1577,5 m, które w starszych opracowaniach

W badanych seriach osadowych kredy dolnej w północno-zachodniej Polsce występują zespoły nanoplanktonu wapiennego zawierające znaczną ilość form charakterystycznych dla prowincji Tetydy. Należą do nich rodzaje: *Lithraphidites*, *Rhagodiscus*, *Tranolithus* i *Watznaueria* (Thierstein, 1973; Wagreich, 1992). Ciepłolubny gatunek *Watznaueria barnesae* (Black) jest elementem dominującym we wszystkich badanych próbkach z osadów cenomanu dolnego (otwory Chociwel IG 1 i Oświno IG 1). Towarzyszą im formy o mniejszych wymaganiach (ekologicznych) temperaturowych oraz gatunki typowe dla strefy borealnej: *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre), *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky). Pod względem ilościowym, element borealny ustępuje jednak miejsca tetydzkiemu. Fakt ten wskazuje na cieplejszy epizod w historii klimatu wczesnej kredy. Obfite występowanie gatunków tetydzkich w polskim basenie epikontynentalnym wskazuje na jego otwarcie w kierunku Oceanu Tetydy, a także na kierunek paleoprądów, które przemieszczały masy wodne z południa ku północy, przenosząc te planktoniczne organizmy.

zaliczane były do dolnej części portlandu górnego (Bielecka i in., 1965; Dembowska, 1973).

W próbkach pobranych dodatkowo z osadów margli z wapieni marglistych na głęb. 1546,0–1577,5 m obecna jest nieliczna mikrofauna. Wśród małżoraczek oznaczono następujące gatunki: *Macrodentina mediostriata* Maltz (fig. 11A), *Protocythere* cf. *serpentina* (Anderson), *Procytheropteron* cf. *brodiei* (Jones), *Damonella pygmaea* (Anderson) (fig. 11B) oraz inne z rodzajów: *Darwinulla*, *Cypris*, *Paranotocythere* i *Schuleridea*. Otwornice reprezentowane są przez nieliczne osobniki takich gatunków jak: *Eoguttulina liassica* (Strickland) (fig. 11C), *Spirillina infima* (Strickland), *Palaeomiliolina egmontensis* (Lyold), *Bellorusiella turica* Gorbachik oraz *Lenticulina* sp. Jest to typowy zespół mieszany, zawierający zarówno formy morskie, jak i brakiczno-morskie, charakterystyczny dla wydzielanego na Niżu Polskim poziomu małżoraczkowego „F” (sensu Bielecka i Szejn, 1966). Powyższe sekwencje osadowe według najnowszej klasyfikacji stratygraficznej (Dziedzic i in., 2004) stanowią utwory tytonu górnego.

Utwory łupków marglistych z wkładkami muszlowca cyrenowego, leżące na głęb. ok. 1530,0–1546,0 m, reprezentują limniczno-brakiczne osady beriasu. W powyższych osadach występują miejscami brakiczne małżoraczki, które są często zachowane jedynie fragmentarycznie i trudne do dokładnej identyfikacji taksonomicznej. W związku z tym faktem, utwory beriasu w wierceniu Oświno IG 1 trudno jest rozpoznawać na podstawie mikrofauny. Na głęb. 1540,6 m W. Bielecka (Bielecka i in., 1965) odnotowała obecność takich małżoraczek jak: *Klieana alata* Martin, *Rhinocypris jurassica* (Martin) czy *Cypridea* cf. *alta* Wolburg, które jednak nie są gatunkami wskaźnikowymi poziomów małżoracz-

kowych (sensu Bielecka i Szejn, 1966). Na głęb. 1532,0 m, w łupkach marglistych z fauną małży z rodzaju *Cyrena*, mikrofaunę reprezentują małżoraczki należące do następujących gatunków: *Cypridea* cf. *praealta iuvenula* Szejn (fig. 11D), *Klieana kujaviana* Bielecka et Szejn (fig. 11E), *Klieana alata* Martin i *Darwinulla* cf. *oblonga* (Roemer). Wyżej wymieniony zespół mikrofauny dokumentuje małżoraczkowy poziom „B” (sensu Bielecka i Szejn, 1966), który według najnowszej klasyfikacji stratygraficznej wydzielono dla osadów beriasu środkowego (Dziadzio i in., 2004). W otworze Oświno IG 1 brak jest osadów brakiczo-morskich małżoraczkowego poziomu „A” (sensu Bielecka, Szejn, 1966), który według najnowszych ustaleń (Dziadzio i in., 2004) dokumentuje utwory niższego górnego beriasu.

Bezpośrednio nad osadami beriasu środkowego, na głęb. ok. 1513,5–1530,0 m, udokumentowany został małżoraczkowy poziom *Protocythere propria emslandensis*, który charakteryzuje na Niżu Polskim osady morskie wyższego beriasu górnego, zawierające amonity z rodzajów *Riasanites* i *Surrites* (Kubiatiowicz, 1983; Dziadzio i in., 2004). Oprócz przewodniego gatunku małżoraczka *Protocythere propria emslandensis* Bartenstein et Burii (fig. 11F) w powyższym interwale głębokości obecne są pojedyncze okazy takich małżoraczek jak: *Palaeocytheridea compacta* Wolburg, *Protocythere praetriplicata* Szejn i *Protocythere szejnae* Kubiatiowicz. W tej serii osadów odnotowano występowanie także nielicznych osobników otwornic wapiennych jak: *Lenticulina* cf. *nodosa* (Reuss) (fig. 11G), *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Epistomina* cf. *caracolla anterior* Bartenstein et Brand, *Eoguttulina witoldensis* Szejn, *Conorboides valendisensis* Bartenstein et Brand. Nieco liczniej pod względem ilości osobników reprezentowane są otwornice zlepieńcowate (Szejn, 1965), takie jak: *Trochammina kcyiensis* Szejn, *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Lagenammina difflugiformis* (Brady) czy *Verneuilioides neocomiensis* (Mjatluk).

W wyższych partiach profilu, na głęb. 1290,0–1510,0 m, mikrofauna obecna jest jedynie na niektórych głębokościach. Najczęściej reprezentowana jest przez otwornice zlepieńcowate o długich zasięgach stratygraficznych, nie dających podstaw do określenia wieku osadów. Jak wynika z opracowań archiwalnych, granice wyższych pięter kredy dolnej w otworze Oświno IG 1 zostały wydzielone na podstawie korelacji litologicznej oraz podobieństwa zespołów otwornicowych i małży, głównie z obszarem Polski centralnej (Szejn, 1965).

W osadach walanżynu nieliczną mikrofaunę odnotowano w próbkach na głęb. 1506,0–1510,0 m. Występują tu na-

stępujące gatunki otwornic: *Haplophragmoides cushmani* Loeblich et Tappan, *Trochammina kcyiensis* Szejn, *Vaginulinopsis humilis* (Reuss), *Trochammina inflata* (Montagu). Nieliczną mikrofaunę otwornic jak: *Lenticulina subalata* (Reuss), *Haplophragmoides* sp. odnotowano także w osadach iłowców i mułowców piaszczystych na głęb. 1473,4–1480,0 m. W najwyższej części walanżynu, w osadach mocno zapiaszczonych, brak jest praktycznie mikrofauny, natomiast obecne są pokruszone fragmenty skorup małży oraz zwęglone szczątki roślin i makrospory.

Kolejny interwał, na głęb. 1290,0–1366,0 m, został opisany w materiałach archiwalnych, jako osady hoterywu (Szejn, 1965), w latach późniejszych jako osady hoterywu oraz beriasu-albu środkowego (Raczyńska, 1979). Jak wynika z danych archiwalnych najwięcej mikrofauny stwierdzono w serii osadów ciemnych iłowców na głęb. 1350,0–1366,0 m. W powyższym interwale głębokości J. Szejn stwierdziła obecność jedynie długowiecznych otwornic zlepieńcowatych takich jak: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Trochammina inflata* (Montagu), *Trochammina depressa* Lozo, *Ammodiscus subcretaceous* Cushman et Alexander, *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) i *Haplophragmoides globosus* Lozo.

Jak wynika z analizy dodatkowego materiału mikropaleontologicznego w próbkach pobranych z głęb. 1350,0 m i 1367,0 m, oprócz otwornic zlepieńcowatych, w tym m.in. takich jak: *Haplophragmoides concavus* (Chapman) (fig. 11H), *Ammodiscus* cf. *angustus* (Friedberg) (fig. 11I), *Ammobaculites* cf. *irregulariformis* Bartenstein et Brand (fig. 11J) odnotowano także obecność skorup otwornic wapiennych z rodzajów: *Lenticulina* i *Epistomina* oraz nieliczne otwornice planktoniczne należące do gatunku *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner) (fig. 11K, L, M) i *Praehedbergella* sp. (fig. 11N). Występujące tu otwornice planktoniczne mogą wskazywać na młodszy barrem lub (bardziej prawdopodobnie) na apt dolny. Gatunek *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner) opisany został w otworze Białobrzegi z utworów aptu dolnego (Dziadzio i in., 2004). Wyżej wymienione gatunki otwornic planktonicznych zostały także opisane z aptu dolnego w Niemczech, w osadach ciemnych margli, znanych jako margle z *Hedbergella* (Rückheim, Mutterlose, 2002).

W najwyższej części profilu otworu Oświno IG 1, na głęb. 1290,0–1350,0 m, brak jest praktycznie mikrofauny. Pojedyncze okazy otwornic zlepieńcowatych takich jak: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Trochammina inflata* (Montagu) czy *Ammodiscus subcretaceous* Cushman et Alexander obecne w wyżej wymienionym interwale głębokości nie dają podstaw do ustalenia wieku osadów.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA, Weronika WIERNY

BIOSTRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA OSADÓW GÓRNEGO ALBU I GÓRNEJ KREDY

Wiek utworów albu górnego i kredy górnej w profilu Oświno IG 1 ustalono na podstawie analizy zespołów otwornicowych (Gawor-Biedowa, 1964, 1965; Bielecka i in., 1965) pochodzących z 61 próbek skalnych. Litologia omawianych utworów opracowana została przez M. Jaskowiak (1966).

W omawianym profilu skały górnokredowe, z wyjątkiem utworów cenomanu, rdzeniowano co 40 m. Pozwoliło to jedynie na punktowe określenie ich wieku. W niniejszym opracowaniu, ponownej analizie poddano 10 próbek pochodzących ze skał z odcinka profilu o głęb. 1162,7–1287,9 m.

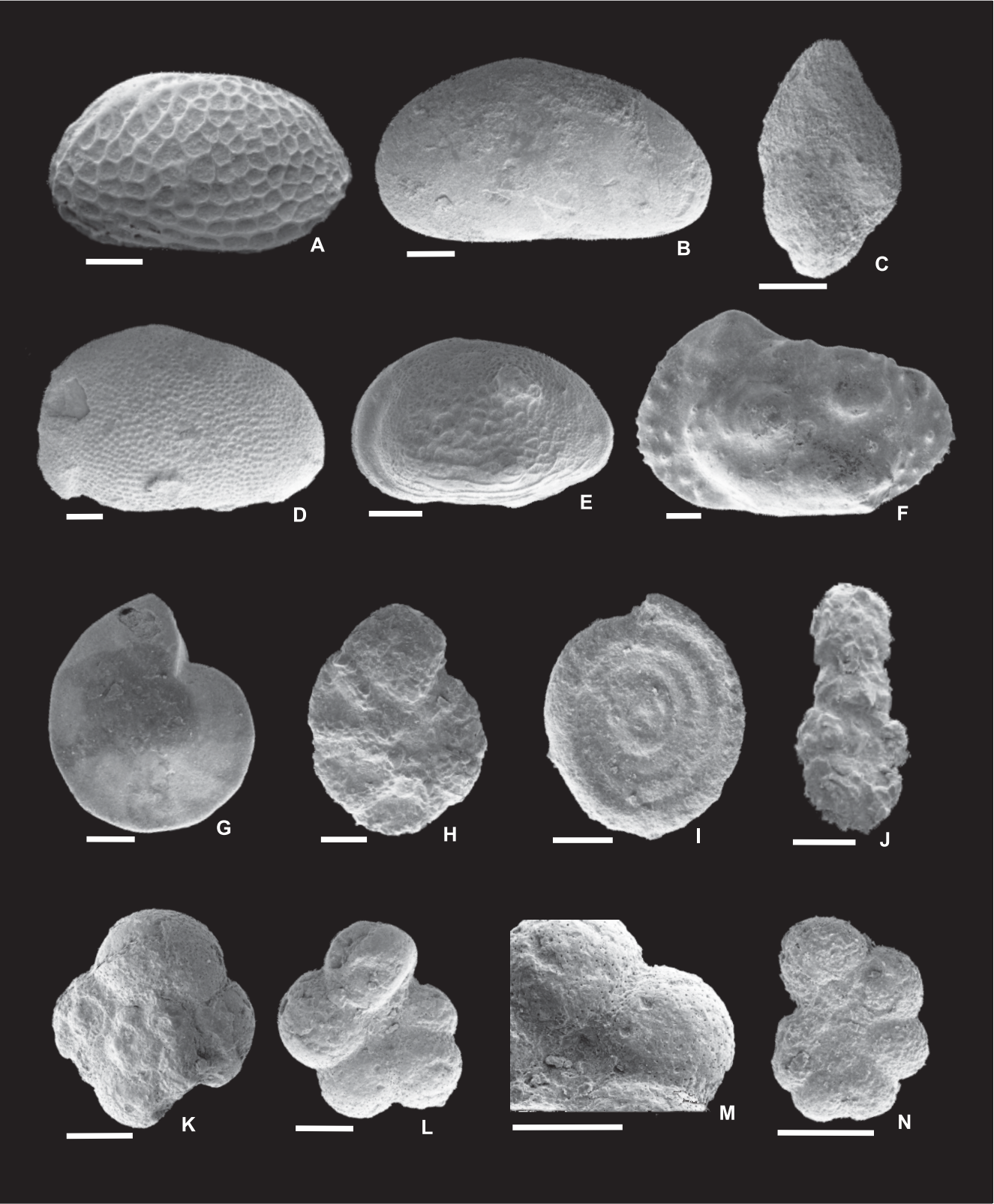


Fig. 11. Charakterystyczna mikrofauna (otwornice i małżoraczki) najwyższego tytonu i kredy dolnej

A – małżoraczek *Macrodentina mediostricta* Maltz, głęb. 1577,5 m, tyton górny (poziom małżoraczkowy „F”); B – małżoraczek *Damonella pygmaea* (Anderson), głęb. 1577,5 m, tyton górny (poziom małżoraczkowy „F”); C – otwornica *Eoguttulina liassica* (Strickland), głęb. 1577,5 m, tyton górny (poziom małżoraczkowy „F”); D – małżoraczek *Cypridea cf. praealta iuvencula* Szejn, głęb. 1532,0 m, berias środkowy (poziom małżoraczkowy „B”); E – małżoraczek *Klieana kujaviana* Bielecka et Szejn, głęb. 1532,0 m, berias środkowy (poziom małżoraczkowy „B”); F – małżoraczek *Protocythere propria emslensis* Bartenstein & Burii, głęb. 1518,5 m, berias górny; G – otwornica *Lenticulina cf. nodosa* (Reuss), głęb. 1513,5 m, berias górny; H – otwornica *Haplophragmoides concavus* (Chapman), głęb. 1350,0 m, apt; I – *Ammodiscus cf. angustus* (Friedberg), , głęb. 1350,0 m, apt; J – otwornica *Ammobaculites cf. irregulariformis* Bartenstein & Brand, głęb. 1350,0 m, apt; K – otwornica *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner), strona grzbietowa, głęb. 1350,0 m, apt; L – otwornica *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner), strona brzuszna, głęb. 1350,0 m, apt; M – otwornica *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner), fragment skorupki, głęb. 1350,0 m, apt; N – otwornica *Praehedbergella* sp., głęb. 1350,0 m, apt. Skala liniowa – 100 µ

The characteristic microfauna (foraminifera and ostracodes) of the uppermost Thitonian and Lower Cretaceous

A – ostracod *Macrodentina mediostricta* Maltz, depth 1577.5 m, Upper Tithonian (ostracod zone „F”); B – ostracod *Damonella pygmaea* (Anderson), depth 1577.5 m, Upper Tithonian (ostracod zone „F”); C – foraminifera *Eoguttulina liassica* (Strickland), depth 1577.5 m, Upper Tithonian (ostracod zone „F”); D – ostracod *Cypridea cf. praealta iuvencula* Szejn, depth 1532.0 m, Middle Berriasian (ostracod zone „B”); E – ostracod *Klieana kujaviana* Bielecka et Szejn, depth 1532.0 m, Middle Berriasian (ostracod zone „B”); F – ostracod *Protocythere propria emslensis* Bartenstein & Burii, depth 1518.5 m, Upper Berriasian; G – foraminifera *Lenticulina cf. nodosa* (Reuss), depth 1513.5 m, Upper Berriasian; H – foraminifera *Haplophragmoides concavus* (Chapman), depth 1350.0 m, Aptian; I – foraminifera *Ammodiscus cf. angustus* (Friedberg), , depth 1350.0 m, Aptian; J – foraminifera *Ammobaculites cf. irregulariformis* Bartenstein & Brand, depth 1350.0 m, Aptian; K – foraminifera *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner), dorsal side, depth 1350.0 m, Aptian; L – foraminifera *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner), ventral side, depth 1350.0 m, Aptian; M – foraminifera *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner), fragment of the test, depth 1350.0 m, Aptian; N – foraminifera *Praehedbergella* sp., depth 1350.0 m, Aptian. Scale bar – 100 µ



Alb górny

Z utworów albu górnego, wykształconych w postaci piaskowców glaukonitowych z licznymi fosforytami, pochodzą próbki pobrane z głęb. 1287,9 m i 1287,1 m. Na alb górny w składzie zespołów otwornicowych wskazuje *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa, która rozpoczyna rozwój filogenetyczny gatunków rodzaju *Gavelinella* w cenomanie (Gawor-Biedowa, 1972). Zespoły otwornicowe występujące w próbce z głęb. 1287,9 m są znacznie uboższe niż w próbce pochodzącej z głęb. 1287,1 m. W jej skład, obok wymienionej już *Gavelinella varsoviensis* Gawor Biedowa, wchodzi siedem gatunków: *Hedbergella planispira* (Tappan), *Spiroplectinata complanata* (Reuss), *Gavelinella белорусска* (Akimez), *Gavelinella kaptarenkae* (Plotnikova), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *Gyroidinoides infracretaceus* (Morozova) oraz źle zachowane szczątki form rodzaju *Hedbergella* Brönnimann et Brown.

Zróżnicowany skład gatunkowy próbek z głęb. 1287,1 m obejmuje, poza formami stwierdzonymi na głęb. 1287,9 m, również siedem innych form: *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Hedbergella* sp., *Quinqueloculina kozłowski*, Gawor-Biedowa, *Bolivina textitoides* Reuss, *Arenobulimina* sp., *Clavhedbergella simplicissima* (Magne et Sigal) i *Gavelinella baltica* Brotzen. Skład gatunkowy zespołu otwornic w osadach albu górnego w profilu omawianego otworu różni się od składu stwierdzonego profilu otworu Choszczno IG 1, znajdującego się w jego najbliższym sąsiedztwie (Gawor-Biedowa, 1982). Zróżnicowanie to było prawdopodobnie związane ze zróżnicowanymi warunkami ekologicznymi panującymi w basenie.

Cenoman

Próbki skał pobrane z głęb. 1264,6–1286,0 m zbudowane są głównie z jasnoszarych, twardych wapieni. Mniej liczne zespoły otwornic zanotowano w próbkach z dolnych warstw tych wapieni – z głęb. 1286,0 m, 1284,2 i 1283,0 m. Znacznie bogatsze i bardziej zróżnicowane zespoły, zarówno pod względem liczby rodzajów i gatunków a także liczebności osobników, zanotowano natomiast w utworach z głęb. 1276,0 i 1264,6 m (tab. 9).

Wszystkie wymienione próbki pochodzą ze skał wieku cenomańskiego, na co wskazują występujące w nich rodzaje oraz gatunki otwornic. W próbce z głęb. 1286,0 m występują dość liczne okazy *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), gatunku przewodniego dla cenomanu. Niekiedy pojawia się on już w najwyższych partiach utworów albu górnego (Gawor-Biedowa i in., 1984). Wymienionemu gatunkowi towarzyszą gatunki wchodzące również w skład zespołów otwornicowych albu górnego. Są to, obok taksonów wymienionych już przy omawianiu utworów albu górnego, *Vaginulina aff. paucistriata* Reuss, *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Whitella baltica* Douglas et Rankin, *Arenobulimina advena* (Cushman) i *Arenobulimina polonica* Gawor-Biedowa. Jak wskazują zespoły obecne w poszczególnych próbkach cenomańskich, w profilu omawianego otworu można wyróżnić wszystkie poziomy i podpoziomy otwornicowe tego wieku (Gawor-Biedowa, 1984), będące w korelacji z poziomami makrofaunistycznymi. Wskazuje to na pełne wykształcenie utworów cenomanu w profilu omawianego wiercenia.

Z poziomu *Rotalipora appenninica*, odpowiadającego poziomom makrofaunistycznym *Mantelliceras mantelli* i *Acan-*

Tabela 9

Zasięgi stratygraficzne ważnych otwornic z utworów kredy górnej w profilu otworu Oświno IG 1

Stratigraphic ranges of foraminifers in the Upper Cretaceous deposits of the Oświno IG 1 borehole

Głębokość [m p.p.t.] Depth		Poziom Zone		Podpoziom Subzone		Piętro Stage		Podpiętro Substage			
396,10				KAMPAN	GÓRNY	Gavelinella varsoviensis	Gawor-Biedowa				
400,50						Hedbergella planispira	(Tappan)				
402,50						Sproplectinata complanata	(Reuss)				
423,10						Gavelinella belorussia	(Akimez)				
426,00						Gavelinella kaptarenkae	(Plotnikova)				
429,00						Globigerinelloides bentonensis	(Morrow)				
458,00						Gyrodinoides infracretaceus	(Morozova)				
462,00						Hedbergella sp.					
465,00						Valvulineria gracillima	Ten Dam				
495,00						Hedbergella infracretacea	(Glaessner)				
497,50						Quinqueloculina kozłowski	Gawor-Biedowa				
501,00						Bolivina textilariorides	Reuss				
531,10						Arenobulimina sp.					
531,20						Clavuhedbergella simplicissima	Magne et Sigal				
565,30						Gavelinella baltica	Broten				
570,55	Vaginulina aff. Paucistriata	Reuss									
606,40	Tritaxia pyramidata	Reuss									
612,10	Gavelinella cenomanica	(Broten)									
640,00	Whiteinella baltica	Douglas et Rankin									
643,00	Arenobulmina advena	(Cushman)									
646,00	Arenobulimina polonica	Gawor-Biedowa									
675,80	Quinqueloculina antiqua	Frankie									
682,00	Saracenaria vesitita	(Berthelin)									
686,00	Globigerinelloides sp.										
737,00	Dorothia gradata	(Berthelin)									
743,00	Valvulineria berthelini	Jannin									
793,00	Hedbergella brittonensis	Loeblich et Tappan									
797,00	Rotalipora greenhornensis	(Morrow)									
847,00	Rotalipora cushmani	(Morrow)									
850,00	Cibicides gorbenkoi	Akimez									
853,00	Vernulinoides gorzoviensis	Gawor-Biedowa									
901,50	Gavelinella lodziensis	Gawor-Biedowa									
904,50	Textularia foeda	Reuss									
908,00	Dorothia trochus	(d'Orbigny)									
955,30	Dorothia turris	(d'Orbigny)									
963,70	Tritaxia plummerae	Cushman									
1018,00	Pseudotextulariella cretosa	Cushman									
1023,00	Eggerellina mariae	Ten Dam									
1062,70	Orithostella formosa	(Broten)									
1068,70	Textularia champani	Lalicker									
1100,00	Dicarinella imbricata	(Morrod)									
1106,20	Praeglobotruncana stephani	(Gandolfi)									
1156,10	Lenticulina sp.										
1162,70	Lingulogavelinella archinoidea	Gawor-Biedowa									
1198,00	Dorothia spp.										
1203,00	Heterohelix striata	(Ehrenberg)									
1223,40	Dicarinella renzi	(Gandolfi)									
1226,00	Lingulogavelinella globosa	(Broten)									
1228,40	Praeglobotruncana oraviensis	Scheibnerova									
1250,00	Heterohelix pulchra	(Broten)									
1252,50	Globigerinelloides ehrenbergi	(Barr)									
1255,80	Helvetoglobotruncana helvetica	(Boll)									
1261,10	Praeglobotruncana gibba	Klaus									
1264,60	Epistominira sp.										
1270,00	Plectina mariae	(Franke)									
1276,60	Fronicularia sp.										
1283,00	Marginotruncana bullioides	Vogler									
1283,90	Marginotruncana marginata	(Reuss)									
1284,20	Globorotalites michelinianus	(d'Orbigny)									
1286,00	Archaeoglobigerina cretacea	(d'Orbigny)									
1287,10	Pseudotextularia elegans	(Rzehak)									
1287,90	Globorotalites multiseptus	(Broten)									
	Stensioeina gracilis	Broten									
	Stensioeina exculpta	(Reuss)									
	Eponides karsteni	(Reuss)									
	Eponides concinna	Broten									
	Gavelinella stelligera	(Marie)									
	Marginotruncana lineiana	(d'Orbigny)									
	Neoflabellina rugosa	(d'Orbigny)									
	Cibicides beaumontianus	(d'Orbigny)									
	Gavelinella umbilicatulula	(Vassilenko et Mja)									
	Pseudogavelinella clementiana	(d'Orbigny)									
	Gavelinella costulata	(Marie)									
	Stensioeina pommerana	Broten									
	Cibicidoides involutus	(Reuss)									
	Bolivnoides sidenstrandensis	Barr									
	Globotruncana arca	(Cushman)									
	Gavelinella monterelensis	(Marie)									
	Bolivnoides laevigatus	Marie									
	koprotity										
	Ostracoda										
	wiekna inoceramów										
	piryt										

thoceras rhotomagense pochodzą próbki z odcinka profilu o głęb. 1270,0–1286,0 m. Do podpoziomu *Gavelinella varsoviensis* odpowiadającego poziomowi amonitowemu *Mantelliceras mantelli* należą utwory z głęb. 1283,0–1286,0 m zawierające w składzie charakterystyczne dla osadów wieku cenomańskiego gatunki otwornic *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa i *Gavelinella cenomanica* (Brotzen).

Podpoziom *Cibicides gorbenkoi* poziomu *Rotalipora appenninica* odpowiada makrofaunistycznemu poziomowi *Acantoceras rhotomagense*. Charakterystyczną jego cechą jest współwystępowanie *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) i *Cibicides gorbenkoi* Akimez. Ze skał tego poziomu, pochodzą próbki pobrane z głęb. 1270,0 m i 1276,6 m. Obie te próbki charakteryzuje stosunkowo niska frekwencja zarówno gatunków, jak i osobników otwornic, w porównaniu do ich występowania w utworach tego samego wieku w profilu otworu Maszkowo IG 2 (Gawor-Biedowa, 1982). W wymienionych wyżej próbkach, obok charakteryzujących poziom gatunków, stwierdzono ponadto nieliczne gatunki, które notowano już w zespołach starszego poziomu (tab. 9). W omawianym podpoziemiu stwierdzono ponadto obecność niewystępujących w podpoziemiu niższym gatunków: *Verneuilinoides gorzowiensis* Gawor-Biedowa oraz *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa. Pierwszy z nich nie przekracza górnej granicy cenomanu, drugi występuje również w młodszych utworach podpoziomu *Praeglobotruncana oraviensis*, poziomu turonu *Helvetoglobotruncana helvetica* (Gawor-Biedowa, 1984).

Z drugiego poziomu i trzeciego podpoziomu cenomanu – *Rotalipora* sp. charakteryzującego się rozkwitem gatunków z rodzaju *Rotalipora* i odpowiadającego makrofaunistycznemu poziomowi *Callycoceras naviculare*, pochodzi próbka z głęb. 1264,6 m. W składzie omawianej próbki, obok gatunków notowanych w utworach niższego poziomu tego profilu, stwierdzono: *Textularia foeda* Reuss, *Dorothia trochus* (d'Orbigny) *Dorothia turris* (d'Orbigny), *Tritaxia plummerae* Cushman, *Pseudotextularia cretosa* Cushman, *Eggerellina mariae* Ten Dam, *Orithostella formosa* (Brotzen). W poziomie tym miał miejsce znaczny rozwój gatunków otwornic cenomańskich.

Wyniki niniejszego opracowania utworów albu górnego i cenomanu, dotyczące granic pięter oraz wyróżnionych poziomów pokrywają się (z wyjątkiem jednego) z opracowaniem archiwalnym (Gawor-Biedowa, 1965).

Turon

W omawianym profilu wyróżniono jedynie utwory turonu dolnego. Nie udało się wyróżnić skał turonu górnego, gdyż w próbkach pochodzących z utworów zalegających powyżej turonu dolnego nie stwierdzono występowania otwornic, bądź były one nieliczne i źle zachowane (Gawor-Biedowa, 1965). Próbki te obecnie uznano za zaginione.

Turon dolny

Do turonu dolnego należą skał z rdzeniowego odcinka profilu z głęb. 1137,0–1262,0 m. Na tę część profilu składają się u dołu iłowce margliste, ciemne, występujące na głęb. 1226,5–1262,0 m. Wyżej, mułowce margliste (1166,0–1226,5 m), a następnie, opoki ilaste (1137,0–1166,0 m). Utwory turonu dolnego występujące w profilu charakteryzują się znaczną miąższością oraz tym, iż niezależnie od litologii zespoły otwornic w nich występujące są bardzo liczne, a osobniki gatunków klasycznie wykształcone.

Wśród licznych gatunków wchodzących w skład próbek iłowców marglistych, z głęb. 1261,10 m, a występujących również w cenomanie (tab. 9), stwierdzono ponadto gatunek przewodni dla turonu dolnego – *Dicarinella imbricata* (Mornod). Jest on obficie reprezentowany w próbkach z różnego rodzaju utworów tego profilu. W próbce z głęb. 1255,80 m obecne są gatunki: *Lenticulina* spp., *Lingulogavelinella arachnoides* Gawor-Biedowa, *Dorothia* sp. i *Heterohelix striata* (Ehrenberg).

Zespół otwornic próbki z głęb. 1252,5 m wzbogacony jest o występowanie *Dicarinella renzi* (Gandolfi) – gatunku przewodniego dla turonu dolnego. Znacznie bardziej zróżnicowane pod względem rodzajów otwornic planktonicznych są próbki z mułowca marglistego, z głębokości 1228,4 i 1226,0 m. Gatunkami przewodnimi dla omawianej części profilu turonu w tych próbkach są: *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova i *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). Oba te gatunki wskazują na obecność poziomu otwornicowego *Helvetoglobotruncana helvetica*, odpowiadającego makrofaunistycznym poziomom *Inoceramus labiatus*, *Inoceramus lamarcki* oraz, na niektórych obszarach, spągowej części poziomu *Inoceramus costellatus* (Gawor-Biedowa, 1984). Analiza składu próbek pobranych z głęb. 1162,7–1223,4 m wskazuje, iż w osadach turonu dolnego profilu omawianego otworu, występuje poziom mikrofaunistyczny *Helvetoglobotruncana helvetica* i jego podpoziom *Praeglobotruncana oraviensis* (tab. 9).

Należy zwrócić uwagę na obecność w omawianym profilu „warstw” maszkowskich. Na ich obecność wskazuje stwierdzony na głębokości 1198,0 m przedstawiciel rodzaju *Epistomina*. „Warstwy” maszkowskie znajdują się w omawianym profilu w tej samej pozycji stratygraficznej, co w otworze Maszkowo 2, w podpoziemiu *Praeglobotruncana oraviensis* poziomu *Helvetoglobotruncana helvetica*. Różnica między nimi zaznacza się w liczebności okazów wymienionego rodzaju w zespole badanej próbki, jak i w stanie zachowania okazów uniemożliwiającym ich gatunkową identyfikację. W otworze Maszkowo 2 rodzaj *Epistomina*, który jest ich cechą charakterystyczną, reprezentowany jest przez pięć gatunków (Gawor-Biedowa, 1972, 1982, 1984). Warstwy maszkowskie zanotowano również w profilu otworu Tuchola IG 1 (Gawor-Biedowa, 2012) oraz w otworze Łębork IG 1 (Gawor-Biedowa, 2015).

Wydaje się, że próbka z głęb. 1156,10 m pochodzi również z utworów dolnoturońskich. Zawarte w niej pokruszone skorupki otwornic planktonicznych zdają się być fragmentami skorupki gatunku *Helvetoglobotruncana helvetica* (Boli), co sugeruje, że próbka pochodzi ze skał tego wieku.

?Turon górny–?koniak

Wiek utworów z głęb. 1018,0–1106,2 m nie określono, gdyż w próbkach tych skał otwornice są albo nieliczne, i o szerokim zasięgu występowania, bądź też nie występują (tab. 9).

W próbce skał z opok ilastych z głęb. 1106,2 m znaleziono gatunki rodzaju *Marginotruncana*. Wchodzi on w skład zespołów otwornicowych, które powstały już po wygaśnięciu zespołów charakterystycznych dla utworów od albu górnego do granicy między turonem dolnym a górnym. Dotychczas nie wyjaśniono przyczyny tej całkowitej ewolucyjnej zmiany w filogenezie otwornic. Ten etap filogenetycznego rozwoju otwornic kończy się wraz ze schyłkiem okresu kredowego (Gawor-Biedowa i in., 1984; Gawor-Biedowa, 1992). W omawianej próbce znaleziono pojedyncze okazy *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Marginotruncana bulloides* (Vogler) i *Marginotruncana marginata* (Reuss). Obecność *M. bulloides* (Vogler) i *M. marginata* (Reuss) wskazuje, że utwory te nie są wieku dolnoturońskiego. Należy jednak zaznaczyć, że gatunki te mogą sporadycznie pojawiać się w wyższej części poziomu *Inoceramus lamarki* (Gawor-Biedowa i in., 1984) i wymierają z końcem mastrychtu.

Skały z głęb. 1100,0 m są płone. W próbkach z opok ilastych z głęb. 1062,7–1068,7 m stwierdzono jedynie gatunek *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny) o szerokim zasięgu stratygraficznym, wykluczający jednak turon dolny i mastrycht górny. W próbkach z głęb. 1018,0–1023,0 m, również z opok ilastych stwierdzono jedynie trzy gatunki otwornic o szerokim zasięgu występowania: notowany już w niżej leżących utworach *Marginotruncana bulloides* (Vogler), a także *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny) i *Marginotruncana marginata* (Reuss).

Santon

Próbki z głęb. 955,0–963,7 m z ciemnoszarych margli mułowcowych są wieku santonńskiego. Stwierdzono w nich bowiem zespoły otwornic występujące w skałach santonu, w jego spągowej części. Wskaźnikową jest tu obecność gatunku *Gavelinella stelligera* (Marie), diagnostycznego dla santonu. W skład stwierdzonych zespołów wchodzi ponadto gatunki notowane już w osadach poniżej głęb. 963,7 m, do których należą: *Marginotruncana marginata* (Reuss), *Marginotruncana bulloides* (Vogler) i *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny), oraz pojawiające się już w turonie górnym: *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Eponides karsteni* (Reuss), *Eponides concinna* Brotzen, *Cibicides beaumontianus* (d'Orbini). Po-

jawiają się również *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Stensioeina gracilis* Brotzen, *Globorotalites multiseptus* Brotzen, *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny), znane od koniak. Cechą charakterystyczną tych zespołów jest masowe występowanie osobników poszczególnych gatunków.

Z utworów wyższej części santonu pochodzą próbki opok ilastych z głęb. 901,5–908,0 m. W próbkach stwierdzono mniejszą ilość otwornic niż w marglach zalegających poniżej. W zaobserwowanych zespołach zanotowano zmiany w składzie rodzajowym i gatunkowym otwornic, wskazujące na ich górnosantonński wiek. Poza gatunkami występującymi już w poprzednich próbkach, do których należą: *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Stensioeina gracilis* Brotzen, *Stensioeina exsculpta* (Reuss), stwierdzono przewodni dla santonu górnego i kampanu gatunek – *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny). Wymienionemu gatunkowi towarzyszą ponadto niestwierdzone w niższych warstwach – *Gavelinella umbilicatulata* (Vassilenko et Mjatluk) oraz *Gavelinella costulata* (Marie). Mają one szerokie zasięgi stratygraficzne, lecz nie przeczą przynależności omawianych utworów do santonu górnego.

Kampan

Próbka z głęb. 853,0 m pochodzi z utworów kampanu, gdyż stwierdzono w niej obecność gatunku *Cibicidoides involutus* (Reuss), przewodniego dla kampanu i mastrychtu. Nie zanotowano ponadto gatunków wykluczających wskazany wiek. Omawiana próbka, podobnie jak pochodząca z głęb. 847,0 m, zbudowana jest z twardej opoki ilastej, zawierającej jedynie nieliczne otwornice. W głębszej próbce zanotowano następujące gatunki: *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Stensioeina gracilis* Brotzen, a poza tym (podobnie jak w próbce z głęb. 847,0 m) *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Gavelinella umbilicatulata* (Vassilenko et Mjatluk), *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny), *Stensioeina pommerana* Brotzen oraz *Gavelinella stelligera* (Marie). Ostatni spośród wymienionych gatunków, wskazuje na dolnokampański wiek skał tego odcinka profilu.

Utwory kampanu dolnego sięgają w omawianym profilu do 682,00 m. Powyżej tej głębokości nie stwierdzono obecności gatunku *Gavelinella stelligera* (Marie), który kończy swój zasięg występowania w stropowej części kampanu dolnego (Gawor-Biedwa i in., 1984).

Kampan górny

Próbkę z głęb. 675,0 m zaliczono do kampanu górnego na podstawie dowodów negatywnych, a więc braku w jej zespole otwornicowym gatunku *Gavelinella stelligera* (Marie). Typowy dla kampanu górnego, aczkolwiek bardzo ubogi skład stwierdzono w próbce pochodzącej z głęb. 646,0 m. W próbce tej, litologicznie zbliżonej do poprzedniej, stwierdzono pojawienie się charakterystycznego dla górnej części kampanu gatunku *Gavelinella monterelensis* (Marie). Ga-

tunkowi temu towarzyszą ponadto przewodni dla kampanu i mastrychtu – *Bolivinoides sidestrandensis* Barr, oraz charakteryzujące się szerokim zasięgiem stratygraficznym: *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny) i *Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny). Pozycja stratygraficzna pozostałych gatunków tego zespołu została już omówiona.

Marta KUBERSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW KREDY DOLNEJ

Wstęp

W prezentowanych wynikach badań skał kredy dolnej wykorzystano opracowanie Harapińskiej-Depciuch (1967). Opis petrograficzny Harapińska-Depciuch oparła na badaniach 76 płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym, na analizie granulometrycznej piaskowców i piasków (tab. 10) oraz na różnicowej analizie termicznej skał ilastych i spoiw piaskowców.

Charakterystyka petrograficzna

1522,4–1527,5 m (berias górny)

Seria ta reprezentowana jest przede wszystkim przez mułowce oraz w mniejszej ilości piaskowce wapniste i syderyty.

Mułowce (1522,4–1525,5 m) wykazują strukturę aleurytową, teksturę bezładną lub słabo kierunkową. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są nieobtoczone ziarna kwarcu, o średnicy 0,04–0,1 mm. Spoiwo mułowca jest illitowe z domieszką bardzo drobnomikrytowego syderytu. W spągu serii zauważa się dość dużą domieszkę substancji bitumicznej oraz większe ziarna kwarcu (o średnicy do 0,3 mm).

Piaskowce wapniste (1526,1–1527,5 m) wykazują strukturę psamitową, teksturę słabo kierunkową. Głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc mono-, rzadziej polikrystaliczny. Średnica ziaren tego minerału zawiera się w przedziale 0,06–0,25 mm. W znacznej ilości występuje żółtozielonkawy glaukonit o budowie agregatowej oraz kalcytowe skorupki fauny, których ułożenie jest na ogół równoległe, nadając skale lekko kierunkową teksturę. Spoiwo piaskowców jest drobnokrystaliczne kalcytowe.

Syderyty (1525,5–1526,1 m) opisano jako skałę składającą się z drobnokrystalicznych kryształów syderytu, stanowiących tło skalne, w którym tkwią żelaziste przeobrażone ooidy i pseudoooidy (prawdopodobnie pierwotnie szamozytowe). Poza tym odnotowano bardzo silnie przeobrażony glaukonit. Często są to już tylko brunatne, żelaziste pseudomorfozy po glaukonicie. Kwarc stanowi nieznaczną domieszkę i występuje w postaci nieobtoczonych ziaren o średnicy 0,04–0,08 mm. W górnych partiach tej serii pojawia się większa domieszka kwarcu, zmniejsza się natomiast ilość ooidów. Glaukonit w tej części jest mniej przeobrażony i ma brunatnozieloną barwę.

Utwory górnego kampanu w analizowanym profilu sięgają głęb. 396,0 m. Ich cechą charakterystyczną jest bardzo ubogi skład gatunkowy zespołów otwornicowych. Należy przypuszczać, że wpłynęły na to warunki ekologiczne panujące w basenie w czasie sedimentacji osadów, na co wskazuje ich zróżnicowanie (patrz litostratygrafia, Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981).

1510,0–1522,4 m (berias górny)

Jest to seria reprezentowana głównie przez ilowce o strukturze pelitycznej i kierunkowej teksturze. Głównym składnikiem jest illit z niewielką domieszką pyłu kwarcowego. Łuseczki illitu ułożone są równoległe, podkreślając kierunkową teksturę skały. Pył kwarcowy, to ziarna ostrokrawędziste o średnicy 0,02–0,04 mm, a zawartość ich jest zmienna. W partiach, gdzie zawartość kwarcu wzrasta obserwuje się także wzrost wielkości ziaren, a skały mają charakter mułowcowy.

1473,7–1510,0 m (berias górny–walańżyn dolny)

Seria ta reprezentowana jest przez piaskowce w mniejszej ilości mułowce (24,4 %) oraz ilowce (19,0 %).

Piaskowce (1473,7–1475,7 m; 1478,8–1479,9 m; 1483,2–1500,6 m) są przeważnie drobnoziarniste i składają się głównie z nieobtoczonych ziaren kwarcu o średnicy 0,06–0,3 mm. Dość licznie występują w nich żelaziste pseudoooidy. Spoiwo piaskowców jest szamozytowe, miejscami ilaste. Obserwuje się liczne przewarstwienia mułowców. Ku górze piaskowce przechodzą w bardziej drobnoziarniste (średnica ziaren kwarcu wynosi 0,06–0,20 mm), a spoiwo ich jest kalcytowe i w nim tkwią drobne romboedry syderytu. W części przystropowej ponownie zmienia się charakter spoiwa piaskowców na ilaste, i nieco zwiększa się upakowanie ziaren. W piaskowcach z interwału głębokości 1478,8–1479,9 m nie zauważono pseudoooidów.

Mułowce (1475,7–1478,8 m; 1500,6–1506,4 m) wykazują strukturę aleurytową, miejscami aleurytowo-psamitową, teksturę lekko kierunkową. Głównym składnikiem detrytu są nieobtoczone ziarna kwarcu o średnicach w zakresie 0,05–0,10 mm. Występuje także muskowit, a równoległe ułożenie blaszek podkreśla kierunkową teksturę skały. Spoiwo mułowców jest ilasto-bitumiczne, a jego ilość miejscami dochodzi do 50% obj. skały. W serii z głębokości 1475,7–1478,8 m zauważono ciekawą wkładkę mułowca syderytowego, który, poza kwarcem i spoiwem ilastym, zawiera znaczną ilość syderytu występującego w postaci kryptokrystalicznej lub w formie drobnych romboedrow tworzących skupienia.

Iłowce (1479,9–1483,2 m; 1506,4–1510,0 m). Skały z głęb. 1506,4–1510,0 m stanowią ciągle przejście między ilowcami beriasu górnego i walańżynu dolnego. Charaktery-

Tabela 10

Wyniki analiz granulometrycznych z wybranych próbek osadów piaszczystych kredy dolnej
Results of the granulometric analysis from selected samples of the Lower Cretaceous sandstones

Głębokość Depth [m]	Zawartość frakcji piaszczystych [% wag.] Sand fraction content [wt. %]											Md	$\bar{x}$	Md- $\bar{x}$	So
	0,06	0,06-0,10	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4-0,5	0,5-0,8	0,8-1,0	1,0-1,6	1,6-2,0	2,0				
1290,0	23,1	7,5	3,9	4,3	4,5	26,2	13,7	7,4	5,9	3,5	0,0	0,43	0,39	+0,04	1,60
1315,3	54,1	2,1	20,8	13,9	2,4	2,7	2,5	1,5	0,0	0,0	0,0	0,06	0,14	-0,08	2,22
1319,8	7,5	3,7	40,0	26,0	11,8	8,2	2,7	0,1	0,0	0,0	0,0	0,20	0,23	-0,03	1,47
1323,0	12,2	1,1	5,5	15,0	17,7	15,9	14,8	7,8	6,6	3,4	0,0	0,48	0,51	-0,03	1,65
1339,0	52,6	37,9	8,7	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,06	0,06	0,00	1,46
1367,0	45,6	32,5	4,4	7,9	5,9	2,5	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	0,11	-0,04	1,51
1374,0	24,7	38,0	32,7	3,0	1,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,09	0,10	-0,01	1,53
1380,0	4,7	5,7	36,6	48,3	3,6	0,7	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,21	0,20	+0,01	1,24
1387,0	48,7	9,6	19,1	20,5	1,7	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,07	0,11	-0,04	2,15
1433,0	3,3	1,3	11,0	32,9	17,6	15,0	10,7	4,3	3,3	0,5	0,1	0,31	0,40	-0,09	1,42
1443,5	5,8	23,8	61,0	9,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,13	0,14	-0,01	1,37
1446,0	5,4	1,4	26,3	38,2	14,7	7,5	4,3	1,3	0,7	0,1	0,1	0,24	0,28	-0,04	1,47
1447,0	4,2	0,6	8,1	25,0	38,3	16,0	4,6	2,5	0,5	0,1	0,1	0,33	0,34	-0,01	1,26
1449,5	4,1	6,0	23,1	27,0	13,4	9,8	9,7	4,4	2,3	0,2	0,0	0,26	0,31	-0,05	1,58
1452,0	4,8	1,5	5,9	18,8	20,7	15,4	14,8	8,5	8,1	1,3	0,2	0,40	0,51	-0,11	1,57
1456,0	12,0	3,0	16,4	38,1	18,0	5,4	3,6	2,0	1,3	0,1	0,1	0,28	0,28	0,00	1,43
1459,0	23,6	4,6	6,0	9,6	4,7	7,5	14,2	14,6	13,6	1,1	0,5	0,42	0,53	-0,11	3,42
1465,5	21,6	39,0	2,6	23,0	1,2	3,3	6,2	2,1	0,9	0,1	0,0	0,10	0,20	-0,10	1,99
1467,0	34,6	41,5	21,6	1,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,07	0,09	-0,02	1,42
1484,5	21,9	64,5	11,7	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,08	0,08	0,00	1,22
1490,6	26,4	20,8	37,6	13,5	1,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,11	0,12	-0,01	1,74
1496,0	21,4	49,6	25,2	2,5	0,8	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,08	0,10	-0,02	1,41

Md – mediana; $\bar{x}$ – średnia arytmetyczna średnicy ziaren; So – współczynnik wysortowania ziarn (wg Folk, 1954)Md – median; $\bar{x}$ – arithmetic mean of the grain diameter; So – grain sorting factor (after Folk, 1954)

styka petrograficzna jest bardzo podobna. Jedynie warstwa z głęb. 1509,7–1510,0 m różni się barwą – są to jasnoszare iłowce tkwiące wśród ciemnoszarych, prawie czarnych. Skały te wykazują strukturę pelityczną. Głównym składnikiem masy ilastej jest illit, którego ułożenie podkreśla kierunkową teksturę tych skał. Odnotowano także niewielką domieszkę ziaren kwarcu (o średnicy ok. 0,05 mm). W ciemniejszych warstwach iłowców występuje substancja bitumiczna, a także piryt.

1378,7–1473,7 m (walażyn dolny–?barrem)

Seria ta reprezentowana jest przez piaskowce, podrzędnie mułowce, piaski i iłowce. W stropie serii zalega kompleks naprzemianległych skał piaskowcowych i mułowców o miąższości warstw 1,0–2,0 m. W środkowej części w osadach piaszczysto-mułowcowych pojawiają się cienkie warstewki iłowców. Spągowa część serii składa się głównie z piasków i piaskowców z ciekłą wkładką mułowca.

Piaskowce (fig. 12A, B) wykazują strukturę psamitową, teksturę bezładną. Są one przeważnie drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste, o średniej wielkości ziaren 0,2 mm, a w partiach spągowych 0,24–0,4 mm. Kwarc jest na ogół ostrokrawędzisty. W nieznacznych ilościach w części stropowej występuje glaukonit, silnie przeobrażony, o budowie agregatowej. W odmianach drobniej uziarnionych występuje muskowit. Spoiwo piaskowców jest ilaste ze znaczną domieszką substancji bitumicznej.

Mułowce (fig. 12C) wykazują strukturę aleurytową, miejscami z nieznaczną domieszką ziaren kwarcu frakcji psamitowej, teksturę bezładną lub słabo kierunkową, podkreśloną ułożeniem blaszek muskowitu. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ostrokrawędziste ziarna kwarcu (średnica 0,04–0,10 mm). Spoiwo mułowców składa się z substancji ilasto-bitumicznej z rozproszonym pelitem pirytowym.

Piaski (1450,7–1460,8 m) na podstawie analiz granulometrycznych (tab. 9) należą do odmian drobnoziarnistych, zbliżonych do średnioziarnistych. W profilu piasków zaznacza się zróżnicowanie pod względem wielkości ziaren: w części spągowej są one bardziej gruboziarniste ($Md - 0,42$, $\bar{x} - 0,53$ mm), ku górze stają się bardziej drobnoziarniste ($Md - 0,28$, $\bar{x} - 0,28$ mm), a następnie ponownie są grubiej uziarnione ($Md - 0,4$, $\bar{x} - 0,51$ mm). Współczynnik wysortowania (So) wg Folk (1954) jest również zmienny. W spągu dla piasków grubiej ziarnistych wynosi 3,42, a więc są to piaski bardzo źle wysortowane. Dla piasków drobnoziarnistych So wynosi 1,43 (dość dobre wysortowanie), a dla piasków leżących przy stropie serii So wynosi 1,57 (dość dobre wysortowanie).

Iłowce (1397,3–1397,5 m; 1404,0–1404,3 m; 1406,9–1407,8 m; 1408,7–1409,6 m; 1427,0–1427,4 m) wykazują strukturę pelitową, teksturę kierunkową podkreśloną ułożeniem łusek illitu. Miejscami zauważono niewielką domieszkę ziaren kwarcu (średnica 0,02–0,05 mm). Występuje także piryt oraz domieszka substancji bitumicznej.

1366,0–1378,7 m (?barrem–?apt)

Seria ta w głównej mierze reprezentowana jest przez piaskowce, w mniejszej ilości przez mułowce, a w nieznacznej przez iłowce oraz syderyt.

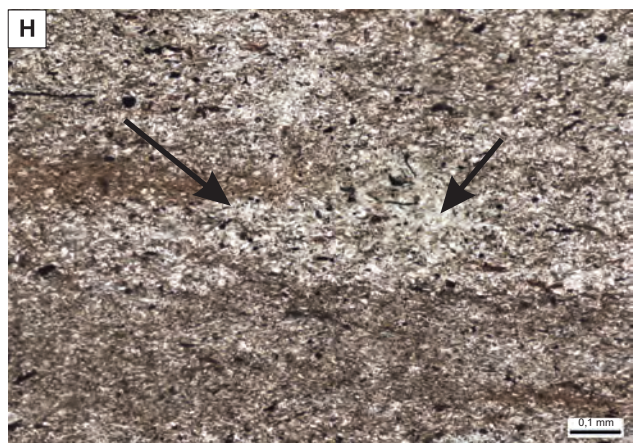
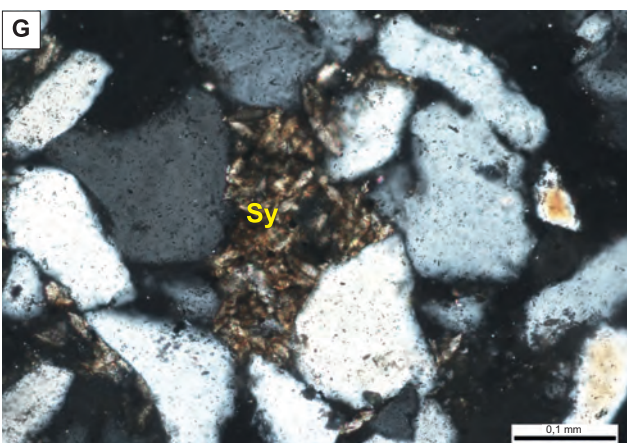
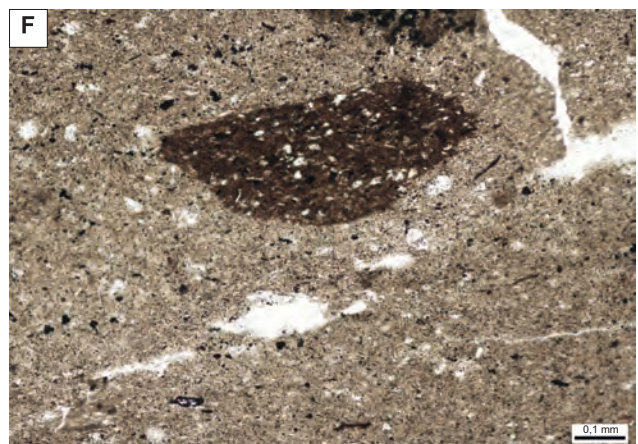
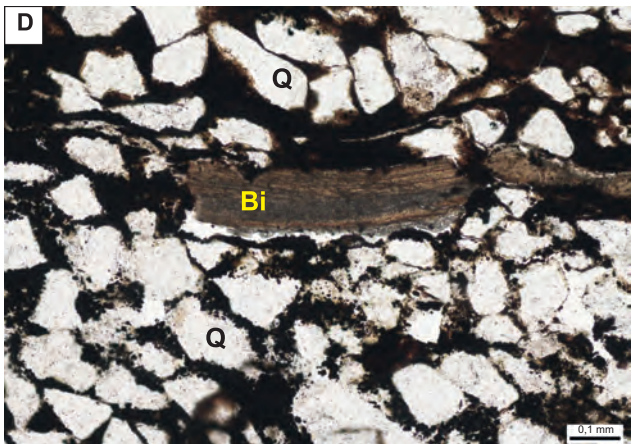
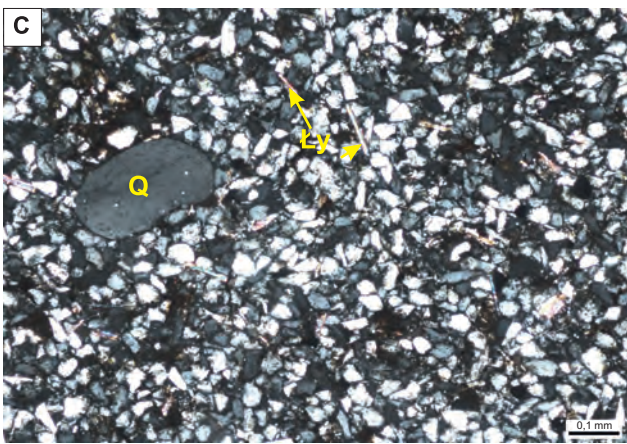
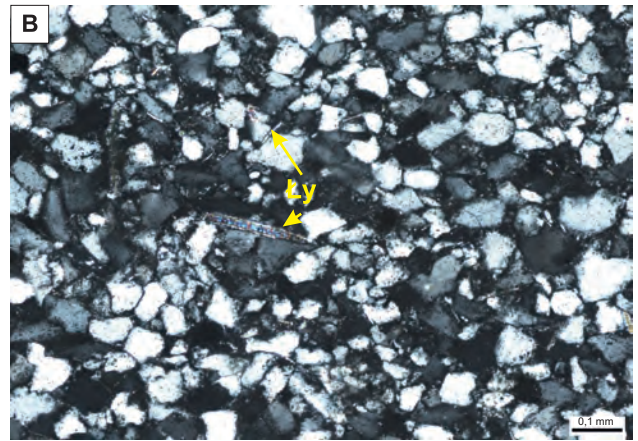
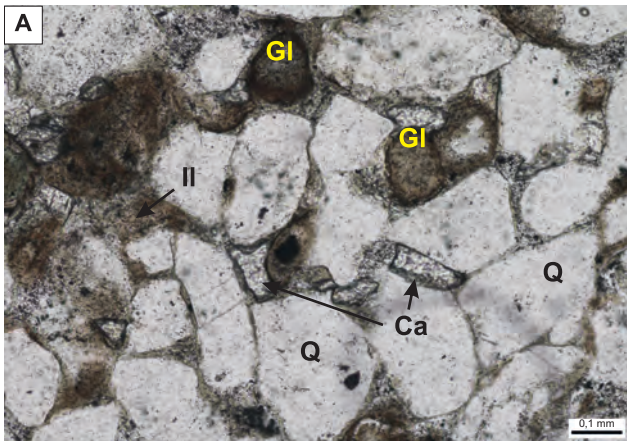
Piaskowce (1366,0–1368,5 m; 1372,6–1378,7 m) wykazują dość znaczne zróżnicowanie. Skały z głęb. 1372,6–1378,7 m (fig. 12D) stanowią ciągle przejście od piaskowców walażyn dolnego i petrograficznie nie różnią się od nich. Głównym ich składnikiem jest kwarc, słabo obtoczony, o wielkości ziaren 0,1–0,4 mm. Występuje także glaukonit barwy zielonkawobrunatnej, przeobrażony, często ziarna są zdeformowane. Podrzednie występują łuszczyki (m.in. silnie przeobrażone blaszki biotyty). Spoiwo piaskowców jest ilaste, miejscami ilasto-żelaziste. Następnie przechodzą one w piaskowce oolitowe,

Fig. 12. Zdjęcia z mikroskopu polaryzacyjnego

A – piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu/waki kwarcowej; widoczne ziarna kwarcu (Q), przeobrażonego glaukonitu (Gl); w spoiwie obecny jest kalcyt (Ca) i substancja ilasta (Il); głęb. 1378,0 m; bez analizatora; **B** – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Widoczne blaszki łuszczyków (Ły); głęb. 1403,0 m; nikole skrzyżowane; **C** – mułowiec; widoczne blaszki łuszczyków (Ły) oraz pojedyncze ziarno kwarcu frakcji psamitowej; głęb. 1396,9 m; nikole skrzyżowane; **D** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki kwarcowej; widoczne są ziarna kwarcu (Q) o różnym stopniu obtoczenia oraz silnie przeobrażona blaszka biotyty (Bi); głęb. 1374,0 m; bez analizatora; **E** – mułowiec z przewarstwieniami iłowca mułowcowego (górną zdjęciem); w centrum widoczne ziarno glaukonitu (Gl); głęb. 1366,2 m; nikole skrzyżowane; **F** – iłowiec z brunatnymi owalnymi formami o spoiwie ilasto-żelazistym; głęb. 1363,0 m; nikole skrzyżowane; **G** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego; w centrum skupienie drobnych romboedrów syderytu (Sy); głęb. 1333,0 m; nikole skrzyżowane; **H** – iłowiec z domieszką pelitu kwarcowego (strzałki); głęb. 1306,8 m; bez analizatora

Photographs from a polarizing microscope

A – medium grained sandstone of arenite / quartz wacke composition; visible grains of quartz (Q), altered glauconite (Gl); calcite (Ca) and clay matrix (Il) are visible in the cement; depth 1378.0 m; without analyzer; **B** – fine-grained sandstone of the composition of quartz arenite. Visible mica flakes (Ły); depth 1403.0 m; crossed polarizers; **C** – siltstone; visible mica flakes (Ły) and a single quartz grain of the psammite fraction; depth 1396.9 m; crossed polarizers; **D** – fine-grained sandstone of quartz wacke composition; visible quartz grains (Q) with varying degrees of rounding and a highly altered biotite plate (Bi); depth 1374.0 m; without analyzer; **E** – siltstone with interfaces of a mudstone loam (top of photo); in the center a grain of glauconite (Gl); depth 1366.2 m; crossed polarizers; **F** – mudstone with brown oval forms with clay ferrous matrix; depth 1363.0 m; crossed polarizers; **G** – fine-grained sandstone of composition of quartz arenite; in the center cluster of tiny siderite rhombohedra (Sy); depth 1333.0 m; crossed polarizers; **H** – mudstone with an admixture of quartz pelite (arrows); depth 1306.8 m; without analyzer



w których przeważającym składnikiem jest kwarc o wielkości 0,06–0,4 mm, a także ooidy szamozytowe o budowie koncentrycznej. Glaukonit jest obecny podrzędnie. Spoiwo stanowi grubokrystaliczny kalcyt, miejscami widoczne są też romboedry syderytu. Ku stropowi serii zmniejsza się ilość kwarcu, wzrasta ilość ooidów. Są one żelaziste, powstałe zapewne z utlenienia ooidów pierwotnie szamozytowych. Harapińska-Depciuch (1967) wyraziła pogląd, iż pochodzą one z rezydencji. Kwarc obecny w niewielkich ilościach jest słabo obtoczony, o średnicy ziaren ok. 0,4 mm. Poza tym występują litoklasty reprezentowane przez fragmenty piaskowców o spoiwie żelazistym. Nad piaskowcami oolitowymi zalegają odmiany, których głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc o średnicach ziaren 0,06–0,4 mm. Spoiwo piaskowców stanowi substancja ilasta z domieszką bitumiczną.

Piaskowce z głębi 1366,4–1368,5 m w spągu wykształcone są jako 0,5 m wkładka piaskowców oolitowych o strukturze psamitowej. Głównym składnikiem skały jest kwarc dosyć dobrze obtoczony o średnicach ziaren 0,08–0,4 mm. W dużej ilości występują ooidy zbudowane z grubokrystalicznego syderytu. Sporadycznie jądra ich stanowi szamozyt. Spoiwo piaskowców jest szamozytowo-kalcytowe, w obrębie którego spotyka się romboedry syderytu. Tak zbudowany piaskowiec przechodzi w piaskowiec mułowcowy o strukturze psamitowo-aleurytowej, miejscami mułowiec piaszczysty lub ilasty (fig. 12E). Występujące ziarna kwarcu mają średnice 0,06–0,1 mm, rzadziej 0,4 mm. Spoiwo jest złożone z grubokrystalicznego kalcytu lub przeobrażonego szamozytu, w obrębie których występują romboedry syderytu. Piaskowce te zawierają 47,0% CaCO_3 . W stropie tej serii piaskowców występują również odmiany mułowcowe o spoiwie ilastym z domieszką substancji bitumicznej, a składnikiem detrytycznym jest jedynie kwarc.

Mułowce (1368,5–1372,6 m), w obrębie których odnotowano wkładkę syderytu (1371,9–1372,1 m) wykazują strukturę aleurytową, teksturę słabo kierunkową. Kwarc (średnica 0,06–0,1 mm) stanowiący główny składnik detrytyczny jest nieobtoczony. Dość licznie występuje muskowit oraz pirit w formie drobnych skupień. Spoiwo mułowców jest ilasto-bitumiczne.

Syderyt jest to skała syderytowo-ilasta, w której tkwią drobne <0,06 mm ziarna kwarcu oraz drobne romboedry syderytu. Sporadycznie odnotowuje się ziarna kwarcu o średnicy ok. 2,0 mm.

Iłowce (1366,0–1366,4 m) wykazują strukturę pelitową, teksturę kierunkową. Podstawowym składnikiem jest tu substancja ilasta z domieszką substancji bitumicznej, pelit kwarcowy oraz znaczna ilość pirytu.

1349,2–1366,0 m (?apt)

Seria ta reprezentowana jest przez iłowce o strukturze pelitowej (fig. 12F), teksturze kierunkowej. Głównym składnikiem jest illit z domieszką substancji bitumicznej. W zmiennych ilościach zauważono pelit kwarcowy, którego nagromadzenia obserwuje się w spągowej i stropowej części.

1290,0–1349,2 m (?apt–?alb dolny–środkowy)

Seria wykształcona jest w postaci piaskowców (52,1%) oraz iłowców (47,9%).

Piaskowce (1315,2–1315,5 m; 1318,7–1349,2 m) wykazują pewne zróżnicowanie pod względem uziarnienia. Piaskowce z głębi 1318,7–1349,2 m są bardzo drobnoziarniste, niekiedy z przewarstwieniami mułowców. Wykazują strukturę psamitową. Głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc dobrze obtoczony o średnicach ziaren 0,06–0,2 mm. Spoiwo piaskowców jest ilaste. Ku stropowi serii systematycznie wzrasta wielkość ziaren kwarcu i pojawiają się ziarna o wielkości 0,5 mm, a nawet 2,0 mm. W piaskowcach grubiej uziarnionych spoiwo jest kalcytowe, grubokrystaliczne, w obrębie którego zauważa się drobne skupienia romboedrow syderytu (fig. 12G). W najwyższych partiach ponownie zmienia się rodzaj spoiwa i jest ono ilasto-bitumiczne, podobnie jak piaskowiec występujący na głębi 1315,2–1315,5 m.

Iłowce (1290,0–1315,2 m; 1315,5–1318,7 m) stanowią wkładki w obrębie piaskowców, co ma wyraźny wpływ na ich skład mineralny. Zawierają one znaczną domieszkę pelitu kwarcowego (fig. 12H), szczególnie w partiach kontaktujących się bezpośrednio ze skałami piaskowcowymi. Głównym składnikiem iłowców jest drobnołuseczkowy illit, a jego równoległe ułożenie podkreśla kierunkową teksturę skał. Zauważono także znaczne ilości pirytu, a na głębokości 1311,0 m drobne romboedry syderytu.

1288,5–1290,9 m (?alb środkowy)

Skały tej serii wykształcone są głównie jako piaskowce. Pod względem charakteru spoiwa oraz składu mineralnego wykazują one pewne zróżnicowanie. Od spągu serii występują piaskowce gruboziarniste z przewagą dobrze obtoczonego kwarcu monokrystalicznego w przewodzie nad polikrystalicznym. Niektóre ziarna mają średnice dochodzące do 2,0 mm. W skałach tych występuje znaczna ilość glaukonitu, niekiedy silnie przeobrażonego o budowie agregatowej. Spoiwo piaskowców jest ilaste, miejscami kalcytowe. Tak scharakteryzowane skały przechodzą w piaskowce różnoziarniste, gdzie obok kwarcu, o średnicach do 1,5 mm, występują ziarna wielkości 0,1–0,2 mm. Wzrasta w nich ilość glaukonitu, a spoiwo jest dolomitowo-kalcytowe. Następnie w kierunku stropu obserwuje się piaskowce drobnoziarniste ze znacznym udziałem nieprzeobrażonego glaukonitu. Spoiwo tych piaskowców jest również dolomitowo-kalcytowe, ale z udziałem drobnych romboedrow syderytu. Strop serii stanowi piaskowiec mułowcowy o strukturze psamitowo-aleurytowej. Głównym składnikiem są nieobtroczone ziarna kwarcu o średnicach 0,04–0,1 mm, rzadziej 0,1–0,2 mm. Liczny jest glaukonit, którego ilość miejscami dochodzi do 60% obj. skały. Spoiwo piaskowca jest ilaste.

Wyniki analizy granulometrycznej

Piaszczyste utwory kredy dolnej pod względem składu granulometrycznego wykazują znaczne różnice. Za najbardziej charakterystyczne wskaźniki tych różnic można przyjąć:

- zawartość frakcji poniżej 0,06 mm (frakcję tę łącznie z częściami rozpuszczalnymi utożsamia się ze spoiwem);
- medianę (M_d) i średnią arytmetyczną ($\bar{x}$) średnicy ziaren, które charakteryzują gruboziarnistość osadów oraz wyznaczają skośność rozkładu ziaren ($M_d - \bar{x}$);
- skośność rozkładu ziaren była stosowana przez wielu badaczy jako wskaźnik warunków sedymentacji;
- współczynnik wysortowania (S_o).

Na podstawie tych wskaźników Harapińska-Depciuch (1967) stwierdziła, że badane osady piaszczyste wykazują (wg Folka, 1954) dobre i umiarkowane wysortowanie, sporadycznie złe. Osady dobrze i umiarkowanie wysortowane stanowią większe kompleksy, gdy tymczasem osady źle wysortowane stanowią drobne, pojedyncze wkładki wśród osadów o dobrym wysortowaniu. Stopień wysortowania

osadów kredy dolnej wskazywałby na morskie warunki sedymentacji, za czym przemawia ujemna różnica $M_d - \bar{x}$, która w osadach lądowych jest na ogół dodatnia.

Wyniki analiz termicznych różnicowych

Harapińska-Depciuch (1967), opracowując wyniki analiz termicznych z ilowców, mułowców i spoiwa piaszczystego, stwierdziła, że głównym składnikiem badanych próbek jest illit, co na termogramach zaznaczyło się efektem endotermicznym w zakresie temperatur 530–580°C. Substancji illitowej w większości przypadków towarzyszą drobne ilości kaolinitu, co zaznaczyło się słabym efektem egzotermicznym w temperaturze 900–950°C. W osadach mułowcowych i ilastych, sporadycznie, obok endotermicznego efektu illitowego występuje też słaby efekt endotermiczny w temperaturze 570–590°C, który można tłumaczyć obecnością kwarcu. We wszystkich próbkach pojawia się bardzo silny efekt egzotermiczny w zakresie temperatur 300–450°C spowodowany spalaniem domieszki substancji organicznej.

PALEOGEN I NEOGEN

Jacek Robert KASIŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN W REJONIE OTWORU OŚWINO IG 1

Otwór Oświno IG 1 znajduje się na obszarze osiowym synklinorium pomorskiego / synklinorium brzeźnego, gdzie pokrywa osadów paleogenu i neogenu osiąga znaczne miąższości. Zróznicowanie miąższości tej pokrywy pozostaje w związku z układem lokalnych elementów strukturalnych kompleksu permio-mezozoicznego (Kurzawa, 2008). W bezpośrednim sąsiedztwie otworu miąższość osadów paleogenu i neogenu jest najmniejsza w nadkładzie pobliskiej poduszki solnej Grzęzna, gdzie wynosi minimalnie 86 m, a największa w przyległych synklinach Okry i Dobrej, gdzie przekracza 200–300 m.

PALEOGEN

W rejonie otworu Oświno IG 1 brak jest utworów starszego paleogenu, obejmujących utwory paleocenu i eocenu. Najstarszymi utworami paleogenu są dolnooligocenyjskie utwory formacji mosińskiej dolnej.

Oligocen dolny – formacja mosińska dolna

W otworze Oświno IG 1 utwory formacji mosińskiej dolnej występują na głęb. 185,0–251,0 m i osiągają miąższość 66,0 m.

Morskie osady transgresyjne formacji mosińskiej dolnej (oligocen dolny – część dolna) są wykształcone w postaci drobnoziarnistych piasków glaukonitowo-kwarcowych o charakterystycznej ciemnozielonej (rzadziej brunatno-

zielonej) barwie. W spągu tych osadów występuje poziom piaszczysto-glaukonitowo-kwarcowy, miejscami bardzo zwięzłego, z fosforytami, stanowiący ekwiwalent sedymentacyjny korelacyjnego poziomu piasków kwarcowo-glaukonitowych z licznymi, dobrze obtoczonymi ziarnami żwiru i drobnego żwiru kwarcowego, tzw. „fasolki oligoceńskiej”, dokumentującej początek transgresji oligoceńskiej w skali regionalnej (Piwocki, Kasiński, 1995).

Na wschód od rejonu otworu Oświno IG 1 w podobnym osadzie były znajdowane zęby ryb i rurki serpul, a na powierzchniach laminacji stwierdzono koncentracje dużych blaszek muskowitu.

MIOCEN

W rejonie otworu Oświno IG 1 występuje luka stratygraficzna obejmująca utwory oligocenu górnego i miocenu dolnego. Osady mioceńskie są reprezentowane przez środkowomioceńskie utwory formacji adamowskiej.

Miocen środkowy – formacja adamowska

W otworze Oświno IG 1 utwory formacji adamowskiej występują na głęb. 101,5–185,0 m i osiągają miąższość 83,5 m. Utwory tej formacji z miocenu zalegają na utworach oligocenu dolnego z dużą luką stratygraficzną w spągu, która obejmuje oligocen górny i dolną część miocenu. W dolnej czę-

ści profilu (na głęb. 112,0–185,0 m) są one reprezentowane przez ility ciemnoszare i ciemnobraunatne, miejscami laminowane piaskiem kwarcowym bardzo drobnoziarnistym, jasnoszarym, lub mułkiem szarobraunatnym. W wyższej części profilu, na głęb. 101,5–112,0 m, występują piaski kwarcowe drobnoziarniste, szare, miejscami zawęglone, lokalanie z poziomami okruchów węgla brunatnego lub soczewkami uwęglonego detrytus roślinnego.

Osady formacji adamowskiej zawierają redeponowaną faunę jurajską i paleogeńską (małżoraczki i otwornice) (Krzyżmińska, 1998). W sąsiedztwie rejonu otworu Oświno IG 1, w warstwie opisanych ility brunatnych o dwumetrowej miąższości, stwierdzono również występowanie fauny mio-

ceńskiej, w skład której wchodziły otwornice z gatunków *Nodosaria mutabilis* Terquem i *Nodosaria raphanistrum* (Linnaeus), małże morskie z gatunków *Glycimeris deshayesi* (Mayer) i *Nuculana (Salcella) fragilis* (Chemnitz), ślimaki morskie z gatunków *Gibbula affinis* (Eichwald), *Pyr-gulina interstincta* (Montagu), *Rissoa curricula* (Eichwald) i *Styliola subula* (Quoy et Ganimard) oraz ślimaki słodkowodne z rodzajów *Gyraulus* sp. i *Anisus* sp. (Kurzawa, 2008). Spektrum pyłkowe zawiera elementy paleogeńskie i mioceńskie, przy czym starsze sporomorfy noszą wyraźne ślady transportu i redepozycji (Słodkowska, 1999). Mioceński wiek osadów potwierdza obecność mikrospor *Osmunda-cidites nanus* (Wolf).

Joanna RYCHEL

KORELACJA STRATYGRAFICZNA UTWORÓW CZWARTORZĘDU Z OTWORU OŚWINO IG 1 W ODNIESIENIU DO SĄSIEDNIH OTWORÓW

Otwór badawczy Oświno IG 1 jest zlokalizowany w północno-zachodniej Polsce (fig. 13A), został wykorzystany (nr. 83) przy opracowaniu Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) 1:50 000 ark. Tucze (193) (Kurzawa, 2006). W obrębie arkusza otwór jest zlokalizowany w jego południowej części, na zachodnim skłonie niecki szczecińskiej, w rynn timer subglacialnej po zachodniej stronie Jeziora Woświn, w zasięgu wydzielienia powierzchniowego piasków, piasków ze żwirem wodnolodowcowych (sandrowych) (Kurzawa, 2008). Został on wykonany ok. 5,5 km na wschód od otworu kartograficznego Dobropole (nr. 78), przez który został wykonany przekrój geologiczny A–B biegnący z SW na NE. Korelacja stratygraficzna utworów czwartorzędowych występujących w otworze Oświno IG 1 odnosi się bezpośrednio do otworu Dobropole (fig. 13B). Przy korelacji uwzględnione zostały zarówno miąższości jednostek stratygraficznych, jak i ich wysokości bezwzględne. Odniesień dokonano do otworu Dobropole oraz Grzęzno (nr. 50), Mieszewo (nr. 41) i Borkowo (nr. 29).

W profilu pionowym wiercenia udokumentowano 101,5 m osadów plejstoceńskich. Są to, od dolnej partii profilu ku górze: piaski drobnoziarniste z dobrze obtoczonymi ziarnami kwarcu o miąższości 9,9 m (głęb. 91,6–101,5 m) oraz piaski średnio- i różnoziarniste z domieszką frakcji drobnej o miąższości 48,8 m (głęb. 42,8–91,6 m) i następnie glina zwałowa, piaszczysta o miąższości 6 m (głęb. 36,8–42,8 m), a dalej piaski drobnoziarniste z domieszką frakcji średniej o miąższości 30 m (głęb. 6,8–36,8 m), które nadbudowują piaski różnoziarniste z pojedynczym żwirem o miąższości 5 m (głęb. 1,8–6,8 m).

Opisana w otworze Oświno IG 1 sekwencja osadowa stanowi wypełnienie doliny, w której funkcjonowała rynn timer subglacialna (fig. 13C) (Kurzawa, 2008). Dolina była sukcesywnie zapełniana osadami, głównie piaszczystymi. W okresie zlodowacenia Sanu (MIS 12), które datowane jest na okres między 430–480 tys. lat temu (Railsback i in., 2015) zdeponowane zostały, opisane z najniższej części profilu, piaski drobnoziarniste, kwarcowe z widocznym udziałem minera-

łów ciemnych występujące na głęb. 91,6–101,5 m. Charakterystyka osadów oraz wysokość ich zalegania odpowiada udokumentowanym w otworze Dobropole, Grzęzno, Mieszewo i Borkowo piaskom wodnolodowcowym tego samego wieku.

Kolejno w profilu otworu Oświno IG 1, na głęb. 42,8–91,6 m, występuje seria złożona z piasków kwarcowych, różno- i średnioziarnistych, z domieszką piasków drobnoziarnistych, o barwie szarozółtej. Tak mięjsze serie piaszczyste były udokumentowane zarówno na arkuszu Tusze (Kurzawa, 2006, 2008), jak i SMGP ark. Chociwel (Jodłowski, 2006, 2007) i są związane z depozycją osadów przez wody z topniejącego lądolodu zlodowacenia Odry (MIS8) ok. 245–280 tys. lat temu (Railsback i in., 2015).

Podczas kolejnego epizodu glacialnego zlodowacenia Warty (MIS6), który miał miejsce 130–190 tys. lat temu (Railsback i in., 2015), doszło do zdeponowania gliny zwałowej (głęb. 36,8–42,8 m) a następnie piasków drobnoziarnistych (głęb. 6,8–36,8 m), kwarcowych, z domieszką frakcji średnioziarnistej, z pojedynczym żwirem skał skandynawskich. Pozycja stratygraficzna tej serii w otworze Dobropole została określona dzięki analizie składu petrograficznego żwirów z gliny zwałowej (Masłowska, Michałowska, 1998) i korelacji uzyskanych wskaźników petrograficznych O/K—1,68; K/W—0,68; A/B—1,39 (Lisicki, 2003). Metoda oparta jest na udziale procentowym typów skał (Wentworth, 1922), gdzie następujące symbole oznaczają udział skał: O – paleozoicznych osadowych, K – krystalicznych i kwarcu pochodzącego z ich dezintegracji, W – węglanowych, A – mało odpornych na niszczenie i B – bardzo odpornych na niszczenie. Na podstawie wzajemnych proporcji skał pochodzenia skandynawskiego w żwirach glin lodowcowych wyliczono współczynniki O/K, K/W oraz A/B. Współczynniki określają typy glin (litolity), które są charakterystyczne dla poszczególnych zlodowaceń, co daje możliwość ich korelacji stratygraficznej (litostratygraficznej) (Lisicki, 2003).

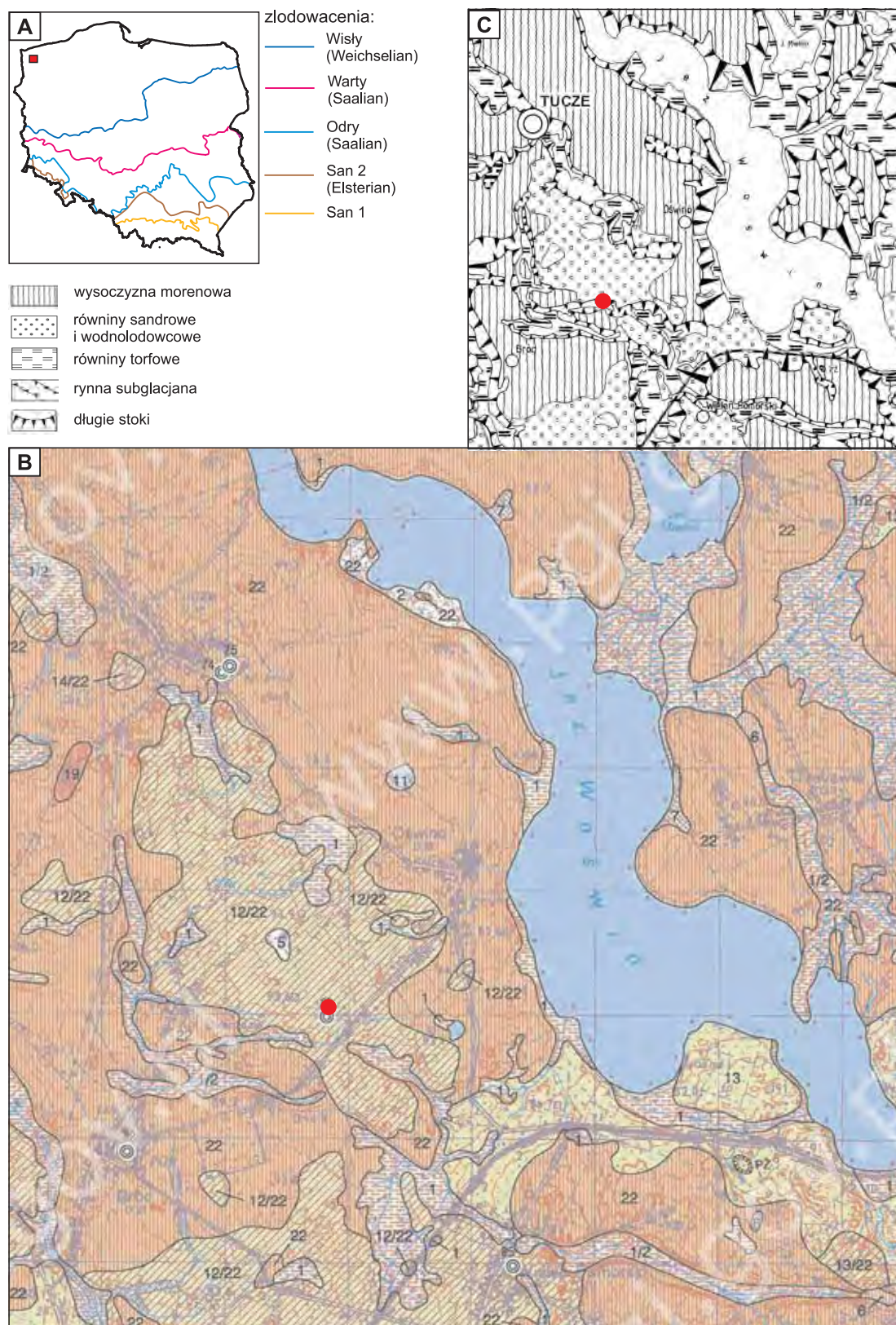


Fig. 13. Lokalizacja otworu Oświno IG na tle: **A.** Mapy Polski z zasięgami zlodowaceń. **B.** Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000 ark. Tucze (wg Kurzawy, 2008). **C.** Szkicu geomorfologicznym (wg Kurzawy, 2008)

opisy wydzielen: 1 – torfy; 2 – gytje; 6 – namuły torfiaste; 11 – piaski zastoiskowe; 12, 13 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; 22 – gliny zwalowe

Location of the Oświno IG 1 borehole on the: **A.** Map of Poland with glacial ranges; **B.** Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000 Tucze sheet (after Kurzawa, 2008); **C.** Geomorphological sketch (after Kurzawa, 2008)

descriptions of deposits: 1 – peat; 2 – gyttja; 6 – muddy; 11 – ice-dam sands; 12, 13 – glacial sands and gravels; 22 – glacial tills

Powyżej, na głębokości od 6,8 m do powierzchni terenu, występują piaski ze żwirem, szare będące wynikiem akumulacji wód roztopowych z ostatniego lądolodu podczas zlodowacenia Wisły (MIS2), które trwało od ok. 118 do 11,7 tys. lat temu (Railsback i in., 2015).

Udokumentowany w otworze Oświno IG 1 profil osadów czwartorzędowych świadczy o wypełnianiu doliny,

która funkcjonowała od zlodowacenia Sanu do zlodowacenia Wisły. O znacznej erozji osadów w jej obrębie, o czym świadczy brak osadów interglacialnych i glin lodowcowych. Dolina może mieć założenia przedczwartorzędowe. W górnym plejstocenie (zlodowacenie Wisły) wchodziła w skład systemu drenażu subglacialnego jako jedna z wielu na tym obszarze rynien (Kurzawa, 2008).