WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

TRIAS

Andrzej IWANOW

CHARAKTERYSTYKA STRATYGRAFICZNA, SEDYMENTOLOGICZNA I TEKTONICZNA TRIASU GÓRNEGO

Utwory triasu z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 przebadano w interwale głębokości od 3652,0 do 4730,0 m (według miary wiertniczej), co daje miąższość 1078,0 m.

Wykonano szczegółową analizę sedymentologiczną (fig. 7). Badane osady reprezentują trias górny: karnik (najwyższa część warstw gipsowych dolnych, piaskowiec trzcinowy i warstwy gipsowe górne), noryk (warstwy kłodawskie dolne – część dolna) oraz retyk (warstwy kłodawskie dolne – część górna) (fig. 8). Dokonano korekty granic stratygraficznych w porównaniu z pierwotną wersją z dokumentacji wynikowej (Marek, Gaździcka, red., 1994), a granice podano zgodnie z miarą geofizyczną. W przypadku istnienia granicy w obrębie rdzeniowanego interwału zamieszczono również miarę wiertniczą zgodną z profilem sedymentologicznym (fig. 7).

W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 nawiercono tylko 16,0 m warstw gipsowych dolnych. Łączna miąższość warstw gipsowych górnych oraz piaskowca trzcinowego wynosi 670,0 m. W porównaniu z innymi otworami wiertniczymi strefy Ponętów–Wartkowice: Trześniew 1 i Uniejów 1, miąższość osadów warstw gipsowych dolnych kajpru górnego oraz warstw sulechowskich kajpru dolnego w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 można oszacować na około 230–280 m, a zatem miąższość osadów kajpru może wynosić około 900 do 1000 m, a w konsekwencji łączna miąższość retyku, noryku i całego kajpru: górnego i dolnego prawdopodobnie wynosi ok. 1300–1400 m.

Z utworów triasu górnego uzyskano łącznie 134 mb rdzenia, co stanowi 12,4% ogólnej miąższości ich profilu.

Utwory triasu w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2, poza najniższą częścią piaskowca trzcinowego oraz najwyższą częścią warstw gipsowych dolnych były rdzeniowane tylko wyrywkowo – w bardzo ograniczonym zakresie, a niektóre ogniwa i warstwy, np. retyk nie zostały w ogóle przerdzeniowane. Z tego powodu litologię i stratygrafię tych utworów, zwłaszcza na odcinkach nierdzeniowanych, ustalono na podstawie interpretacji wyników karotażu geofizycznego oraz na podstawie korelacji z analogicznymi pomiarami z innych otworów.

Głębokości, na których wydzielono granice poszczególnych jednostek stratygraficznych są podane według miary geofizycznej i mogą częściowo odbiegać od głębokości mierzonej na rdzeniach. Szczególnie dotyczy to odcinków rdzeniowanych, na których wyznaczono granice stratygraficzne.

Karnik (kajper górny)

Utwory kajpru górnego występują w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 w interwale 4044,0–4730,0 m, a ich poznana miąższość wynosi 686,0 m. Łączna miąższość utworów wyższych części kajpru, tj. warstw gipsowych górnych i piaskowca trzcinowego, osiąga w tym otworze 670 m i jest znacznie większa niż w otworze wiertniczym Krośniewice IG 1, gdzie wynosi 470,5 m. Jest to dotychczas największa łączna miąższość tych ogniw kajpru górnego stwierdzona na obszarze Niżu Polski. Obecne badania wykazały, że osiowa część ówczesnej bruzdy śródpolskiej, gromadząca największe miąższości osadów, znajdowała się w trakcie ich sedymentacji nie w rejonie otworu wiertniczego Krośniewice IG 1 – jak dotąd przyjmowano, lecz prawdopodobnie w strefie, w której zlokalizowany jest otwór wiertniczy Poddębice PIG 2.

Warstwy gipsowe dolne

Warstwy gipsowe dolne w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 rozpoznano w interwale głębokości 4714,0–4730,0 m (4713,0–4729,0 m – według rdzenia, fig. 7G), w którym nawiercono tylko niewielką przystropową część tych utworów na odcinku o miąższości ok. 16,0 m. Zostały one jednak w całości przerdzeniowane. Uzyskano rdzenie o łącznej długości 16,0 m, co stanowi około 100% przewierconej części tych warstw.

Nawiercony fragment dolnych warstw gipsowych jest zbudowany z mułowców ilastych z laminami piaskowców bardzo drobnoziarnistych, z kilkoma poziomami skupień anhydrytowych. Zawierają one rozproszone, drobne agregaty żółtego pirytu, które być może są śladami po spirytyzowanych sferolitach syderytowych, a w części górnej również białego siarczku – galeny.

Na podstawie analizy litologii i karotażu geofizycznego w osadach warstw gipsowych dolnych wyróżniono dwie sekwencje litologiczne A i B.

Sekwencja A w interwale głębokości 4724,0–4730,0 m (rdzeń 4723,0–4729,0 m), o miąższości ponad 6,0 m, składa się ze skał iłowcowo-mułowcowych, z nieznaczną domieszką frakcji piaszczystej, wapnisto-dolomitycznych, o barwach naprzemian czerwonobrunatnych i ciemnoszarych. Zaobserwowano w nich poziom gniazd anhydrytowych w interwale na głębokości około 4728,0 m. W osadach tych występują niepewne zespoły warstwowań zmarszczkowych oraz przekątnych rynnowych. W całym profilu występują licznie intraklasty piaskowcowe, przeważnie w postaci cienkich poziomów brekcji intraformacyjnych.

Są to osady deltowe dystalnej części czoła delty i prodelty – płytkiego jeziora. Utwory te stanowią fragment parasekwencji progradacyjnej (fig. 7, 8).

Sekwencja B w interwale 4714–4724,0 m (rdzeń 4713,0–4723,0 m) o miąższości 10,0 m składa się, podobnie jak sekwencja A, głównie z mułowców ilastych i iłowców z laminami piaskowców bardzo drobnoziarnistych, jednak wyłącznie o barwach bardzo ciemnoszarych, miejscami prawie czarnych, bezwapnistych lub bardzo słabo wapnistych, miejscami z zawartością krzemionki w spoiwie (płytki cienkie z głębokości 4713,7 i 4715,3 m). Występuje w nich warstwowanie zmarszczkowe i soczewkowe oraz poziomy intraklastów mułowcowych. Tworzą one parasekwencję retrogradacyjną (fig. 8).

Zdaniem H. Kiersnowskiego, osady warstw gipsowych dolnych stanowią w całości fragment parasekwencji progradacyjnej (fig. 8). W poznanej części profilu wyróżnia on dwa cykle depozycyjne o ziarnie wzrastającym ku stropowi: cykl dolny – składający się z niewielkich cykli prostych oraz cykl górny – składający się z kilku słabo czytelnych cykli odwróconych, w których osady bezstrukturalne przechodzą ku górze profilu w osady o laminacji płaskiej i wyklinowującej się. Warstwowania zmarszczkowe w części przystropowej sugerują, zdaniem H. Kiersnowskiego, nieznaczne spłycanie i przejście osadów jeziornych w osady być może wału brzegowego. Przeczy temu jednak występowanie w górnej sekwencji szczątków fauny brakicznej i słonowodnej oraz zanik czerwonobrunatnych wkładek. W sekwencji te występuje mineralizacja anhydrytowa w postaci poziomu skupień anhydrytowych na głębokości 4713,0–47l3,5 m, żyły anhydrytu wypełniającej spękanie na głębokości 4712,7–4713,0 m oraz domieszki anhydrytu w spoiwie stwierdzone w płytce cienkiej na głębokości 4713,7 m.

Liczne są w tej sekwencji drobne agregaty siarczków, przeważnie (na głębokościach: 4712,7–4713,0; 4713,7; 4715,3 oraz 4715,8–4718,0 m) pirytu, rzadziej galeny, a także drobne ziarna anhydrytu rozpoznane w płytce cienkiej z głębokości 4721,8 m.

W utworach tych stwierdzono niewyraźne ślady flory i korzeni oraz ślady działalności organizmów (kanały drążeniowe), a w płytce cienkiej z głębokości 4718,9 m także elementy szkieletowe, należące do otwornic i małżoraczków.

Sekwencję tę cechuje obecność małżoraczków i liścionogów (esterii). W dużym intraklaście czarnego iłowca, pochodzącego z tej sekwencji, znalezionym w najniższej części piaskowca trzcinowego na głębokości 4711,6 m, stwierdzono liczne okazy małży, wśród których oznaczono *Palaeoneilo* cf. *elliptica* Goldfuss, występujący od wapienia muszlowego górnego do retyku dolnego oraz *Modiolus* sp. i *Unionites* sp. (Karczewski *w*: Krzywiec, 2009).

W sekwencji B występuje sporadycznie detrytus zwęglonej makroflory. W próbce z głębokości 4713,7 m, M. Waksmundzka stwierdziła (patrz rozdział „Badania palinologiczne i palinofacjalne mezozoiku) występowanie spory *Cyathidites minor* Couper, niestety nie pozwalającej na bliższe datowanie utworów.

Piaskowiec trzcinowy

W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 utwory piaskowca trzcinowego występują w interwale głębokości 4545,0–4714,0 m, a ich miąższość osiąga 169,0 m. Jest to jedna z największych miąższości tych utworów znanych z otworów wiertniczych na Niżu Polskim. Zbliżone, ale nieco mniejsze miąższości stwierdzono w otworach: Strzelno IG 1 (130,0 m), Kłokoczyn 1 (143,0 m), Krośniewice IG 1 (135,5 m). W pozostałych otworach północno-wschodniej części niecki łódzkiej i przylegającej części wału kujawskiego są one dużo mniejsze: Młyny 1 (75,0 m), Trześniew 1 (80,0 m), Rdutów 2 (54,0 m), Kutno 1 (60,5 m) i Uniejów 1 (55,0 m).

Utwory piaskowca trzcinowego rdzeniowano w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 fragmentarycznie. Pobrano jednak 21 rdzeni o łącznej długości 65,55 m (głównie z dolnej sekwencji piaskowcowej – A), co stanowi około 41% długości przewierconego profilu tych warstw (w tym całości sekwencji A). Na podstawie karotażu wyróżniono cztery sekwencje litologiczne: A, B, C, D.

Sekwencja A w interwale głębokości 4678,0–4714,0 m, o miąższości 36,0 m, tworzy prawie jednolitą, ciągłą warstwę piaskowców drobno- i (dominujących w spągu) średnioziarnistych, o barwie zmieniającej się od spągu ku górze od ciemnozielono- i zielonoszarych, partiami brunatnoszarych i różowoszarych, do wiśniowobrunatnych i szarofioletowych. W górnej części sekwencji powyżej głębokości 4689,0 m zawierają one fioletowobrunatne i ciemnofioletowe smugi i laminy mułowcowo-iłowcowe.

Utwory tej sekwencji zawierają rozproszony detrytus, przeważnie zwęglonej makroflory, liczny zwłaszcza w dolnej części sekwencji.

W osadach tych, szczególnie w górnej części sekwencji do głębokości około 4689,0 m, występują liczne warstwowania przekątne rynnowe oraz tabularne i warstwowania zmarszczkowe. Są to w dolnej części osady deltowe, od dołu najpierw osady powodziowe w strefie czoła delty, a wyżej osady deltowych koryt rozprowadzających i nasypów przyujściowych (?czoło delty) lub osadów płytkiego przybrzeża. W części górnej sekwencji są to osady fluwialne: dolnej i górnej łachy meandrowej oraz ?pozakorytowe. Tworzą one parasekwencję progradacyjną (fig. 8).

Sekwencja B w interwale głębokości 4660,0–4678,0 m o miąższości 18,0 m składa się głównie z mułowców i iłowców z nielicznymi i cienkimi wkładkami piaskowców,

przeważnie wiśniowobrunatnych, prawie bezwapnistych, miejscami z resztkami zwęglonej flory oraz niezawierających gniazd anhydrytu. W osadach tych występuje warstwowanie zmarszczkowe oraz ślady korzeni. Tworzą one jedną parasekwencję retrogradacyjną (fig. 8). Na głębokości 4682,2 m M. Waksmundzka stwierdziła występowanie ziaren pyłku *Minutosaccus* sp., nie pozwalających na określenie wieku utworów (patrz rozdział „Badania palinologiczne...").

Sekwencja C w interwale głębokości 4610,0–4660,0 m, o miąższości 50,0 m, składa się głównie z piaskowców i mułowców z niewielką ilością iłowców, bardzo słabo węglanowych, o barwie przeważnie wiśniowobrunatnej, rzadziej ciemnoszarej i zielonoszarej. W osadach tych sporadycznie występuje warstwowanie zmarszczkowe i soczewkowe, przeważnie zwęglony detrytus makroflory jest licznie rozsiany, często są widoczne kanały drążeniowe. Są to osady fluwialne: przeważnie wałów brzegowych, równi zalewowej i glifów krewasowych, rzadziej osady korytowe. Utwory sekwencji C tworzą zespół parasekwencji progradacyjnych (fig. 7). W sekwencji C, podobnie jak w dolnej części wyższej sekwencji D, występuje obficie mineralizacja siarczanowa w postaci niewielkich skupień anhydrytu różowego, czasem chmurkowego. Skupienia anhydrytu w interwałach 4632,0–4636,0 i 4650,0–4653,0 m mają czerwonawe połyskujące obwódki blaszek hematytu pod postacią błyszczu żelaza. Na głębokości 4632,7 m anhydrytowi towarzyszą też kryształki białego siarczku – galeny. Na głębokości 4624,5 m M. Waksmundzka stwierdziła (patrz rozdział „Badania palinologiczne...) występowanie spor: *Todispora delicata* Orłowska-Zwolińska i *Lunatisporites* sp. oraz ziaren pyłku *Platysaccus* sp. Obecność spory *Todispora delicata* daje zdaniem Orłowskiej-Zwolińskiej (1983) podstawę do zaliczenia osadów do warstw gipsowych dolnych.

Sekwencja D w interwale głębokości 4545,0–4610,0 m o miąższości 65,0 m, składa się głównie z naprzemianległych mułowców i iłowców węglanowych, przeważnie wapnistych, często marglistych lub wapnisto-dolomitycznych, miejscami z wkładkami margli dolomitycznych oraz niewielkimi poziomami piaskowców bardzo drobno- i drobnoziarnistych, wapnistych.

Ich część dolna jest przeważnie zabarwiona na kolor wiśniowobrunatny i zawiera gniazda różowego anhydrytu (stwierdzone na głębokości 4592,0 m), podobnie jak w sekwencji C, z obwódkami blaszek hematytu pod postacią błyszczu żelaza. Część górna – bardziej węglanowa, o miąższości 32,0 m – ma barwy ciemnoszarą i prawie czarną. W utworach tych występuje sporadycznie warstwowanie przekątne rynnowe oraz warstwowanie zmarszczkowe, a czasem soczewkowe. W części dolnej występują liczne poziomy intraklastów mułowca. Są to głównie osady fluwialne: często osady pozakorytowe równi zalewowej (powodziowej) i glifów krewasowych, a także osady korytowe i wałów brzegowych oraz łachy meandrowej lub śródkorytowej, jedynie w części górnej spotyka się margle dolomityczne – prawdopodobnie osady jeziorno-lagunowe (zastoiskowe). Osady te tworzą zespół parasekwencji retrogradacyjnych.

W całym profilu piaskowca trzcinowego występuje licznie zwęglony detrytus makroflory. Stwierdzono go na głębokości 4568,00 i 4626,65–4626,85 m oraz w całej sekwencji A. Na głębokości 4592,1 m J. Smoleń stwierdziła (patrz rozdział „Wyniki badań mikropaleontologicznych...") występowanie szczątków *Charophyta* sp., a na głębokości 4682,5 m nie dających się bliżej określić zwęglonych szczątków roślinnych.

W sekwencjach B i C oraz w wiśniowobrunatnych piaskowcach dolnej części sekwencji D znaleziono liczne ślady korzeni. Szczątków organicznych oznaczalnych i pozwalających wnioskować o wieku zawierających je utworów znaleziono niewiele.

W górnej, ciemnoszarej, piaszczysto-węglanowej części sekwencji D, na głębokości 4568,2 m znaleziono dobrze zachowane odciski muszli małża określonego przez L. Karczewskiego jako *Palaeoneilo elliptica* Goldfuss. Niestety małż ten ma szeroki zasięg występowania od wapienia muszlowego górnego do dolnych części retyku i pozwala tylko bardzo ogólnie określić wiek utworów, w których go znaleziono, na trias górny lub najwyższy trias środkowy.

Znaleziona przez M. Waksmundzką na głębokości 4624,5 m spora *Triadispora delicata* Orłowska-Zwolińska (patrz rozdział „Badania palinologiczne...") miała zdaniem Orłowskiej-Zwolińskiej (1983) sugerować przynależność zawierających ją utworów do warstw gipsowych dolnych. Znalezienie tej spory w utworach niewątpliwie należących do piaskowca trzcinowego wskazuje, że tego rodzaju spory charakteryzują się znacznie szerszym zasięgiem występowania. Trzeba też zaznaczyć, że wygasanie spor tego rodzaju przypada na przełom kajpru i noryku.

Znalezione w spągu piaskowca trzcinowego na głębokości 4703,65–4703,95 m pojedyncze ziarna pyłku *Ovalipolis lunzensis* Klaus mogą jedynie w szerokim zakresie wskazywać na kajprowy wiek osadów; znane są też one z kajpru Kujaw (Pautsch, 1971). Poza tym M. Waksmundzka (patrz rozdział „Badania palinologiczne...") stwierdziła jeszcze występowanie w utworach piaskowca trzcinowego na głębokości 4682,2 m pojedynczych ziaren pyłku *Minutosaccus* sp., niepozwalających jednak na precyzyjne określenie wieku osadu.

Wobec braku dobrze datujących skamieniałości i nietypowego wykształcenia utworów znajdujących się na przejściu od piaskowca trzcinowego do warstw gipsowych górnych, wiele kłopotu sprawiło ustalenie granicy między tymi warstwami. Zwłaszcza trudno było zdecydować, gdzie należy zaliczyć najwyższą zabarwioną na ciemnoszaro, węglanową część sekwencji D iłowcowo-mułowcowej z wkładkami margli wapnisto-dolomitycznych i cienkimi poziomami piaskowców węglanowych. Podobną sytuację opisała Gajewska (1978) w profilu otworu wiertniczego Sulechów IG 1, gdzie w górnej części piaskowca trzcinowego „mułowcowo-piaszczystym osadom o barwach szarych i pstrych towarzyszą cienkie, kilkucentymetrowe wkładki margli dolomitycznych, dolomitów mułowcowych oraz miejscami zlepieńców utworzonych z okruchów skał węglanowych i ilasto-marglistych, a także pojedyncze wpryśnięcia gipsów". Wątpliwość tę rozwiązano włączając wspomnianą sekwencję do piaskowca trzcinowego.

Objaśnienia do figury 7A–G
Explanation for Figure 7A–G

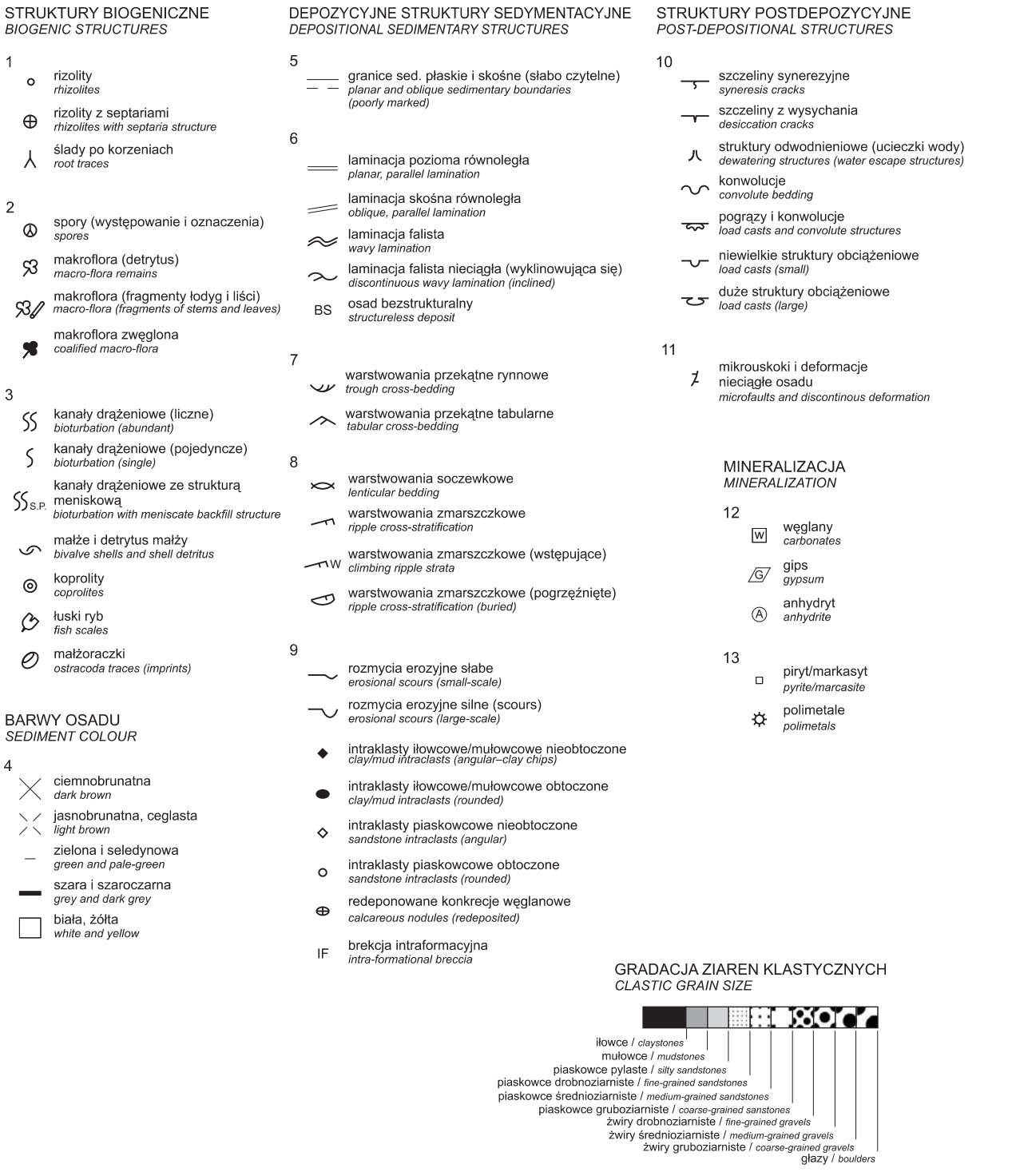


Fig. 7. Profil sedymentologiczny triasu górnego w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2

Interpretacja sedymentologiczna H. Kiersnowski, współpraca A. Iwanow

Sedimentological log of the Upper Triassic in the Poddębice PIG 2 borehole

Sedimentological interpretation by H. Kiersnowski in associsation with A. Iwanow

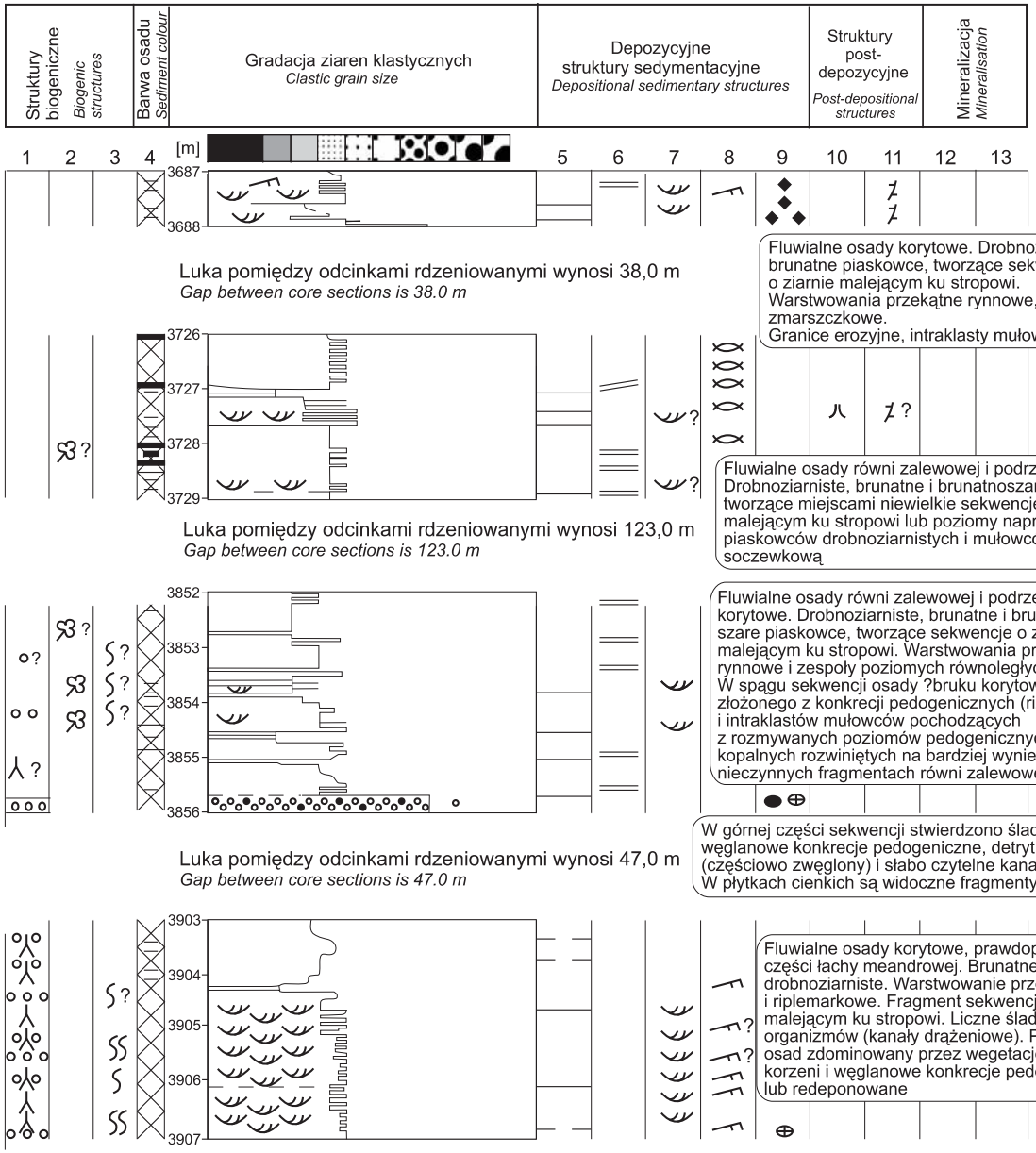

Struktury biogeniczne
Biogenic structures
Barwa osadu
Sediment colour
Gradacja ziaren klastycznych
Clastic grain size
Depozycyjne struktury sedymentacyjne
Depositional sedimentary structures
Struktury post-depozycyjne
Post-depositional structures
Mineralizacja
Mineralisation
1 2 3 4 [m] 5 6 7 8 9 10 11 12 13
3687
3688
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 38,0 m
Gap between core sections is 38.0 m
Fluwialne osady korytowe. Drobnoziarniste, brunatne piaskowce, tworzące sekwencje o ziarnie malejącym ku stropowi. Warstwowania przekątne rynnowe, zmarszczkowe.
Granice erozyjne, intraklasty mułowcowe
Fluvial channel deposits. Fine-grained, brownish sandstones, forming a fining--upward sequence. Trough cross-bedding and ripple-lamination. Depositional sequences with sharp erosional tops. Common mud intraclasts
3726
3727
3728
3729
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 123,0 m
Gap between core sections is 123.0 m
Fluwialne osady równi zalewowej i podrzędnie korytowe. Drobnoziarniste, brunatne i brunatnoszare piaskowce, tworzące miejscami niewielkie sekwencje o ziarnie malejącym ku stropowi lub poziomy naprzemianległych piaskowców drobnoziarnistych i mułowców z laminacją soczewkową
Fluvial floodplain deposits with subordinate channel-fill deposits. Brownish and brownish-grey fine-grained sandstones, forming small fining-upward depositional sequences or stacked depositional units of interbedded fine sandstones and mudstones with lenticular bedding
3852
3853
3854
3855
3856
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 47,0 m
Gap between core sections is 47.0 m
Fluwialne osady równi zalewowej i podrzędnie korytowe. Drobnoziarniste, brunatne i brunatnoszare piaskowce, tworzące sekwencje o ziarnie malejącym ku stropowi. Warstwowania przekątne rynnowe i zespoły poziomych równoległych lamin. W spągu sekwencji osady ?bruku korytowego złożonego z konkrecji pedogenicznych (rizolitów) i intraklastów mułowców pochodzących z rozmywanych poziomów pedogenicznych (gleb kopalnych rozwiniętych na bardziej wyniesionych, nieczynnych fragmentach równi zalewowej)
Fluvial floodplain deposits with subordinate channel-fill deposits. Brownish and brownish-grey fine-grained sandstones, forming fining-upward sequences. Trough cross-bedding and sets of parallel horizontal lamination. Calcareous-nodule (pedogenic rhizolites) and mud-intraclast conglomerates at the base of the sequence. Conglomerates originated from pedogenic horizons (fossil soils developed on more exposed,abandoned floodplain parts)
W górnej części sekwencji stwierdzono ślady korzeni, węglanowe konkrecje pedogeniczne, detrytus flory (częściowo zwęglony) i słabo czytelne kanały drążeniowe. W płytkach cienkich są widoczne fragmenty fauny skorupowej
In the upper part of depositional sequence, root traces, calcareous pedogenic nodules, flora detritus (partly carbonized) and poorly preserved burrows (burrowed tunnels) were found. Fragments of thin shells of mollusks (bivalves) are visible in thin sections
3903
3904
3905
3906
3907
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 52,0 m
Gap between core sections is 52.0 m
Fluwialne osady korytowe, prawdopodobnie górnej części łachy meandrowej. Brunatne piaskowce drobnoziarniste. Warstwowanie przekątne rynnowe i riplemarkowe. Fragment sekwencji o ziarnie malejącym ku stropowi. Liczne ślady penetracji organizmów (kanały drążeniowe). Po depozycji osad zdominowany przez wegetację. Liczne ślady korzeni i węglanowe konkrecje pedogeniczne *in situ* lub redeponowane
Fluvial channel deposits (probably upper part of a meander sandbar). Brownish fine-grained sandstones. Trough cross-bedding and ripple lamination. Part of a fining-upward sequence. Common traces of activity of unknown organisms (burrowed tunnels). Sediments dominated by plant vegetation. Common root traces and pedogenic calcareous nodules in situ *or redeposited*
verte

Fig. 7 cd.

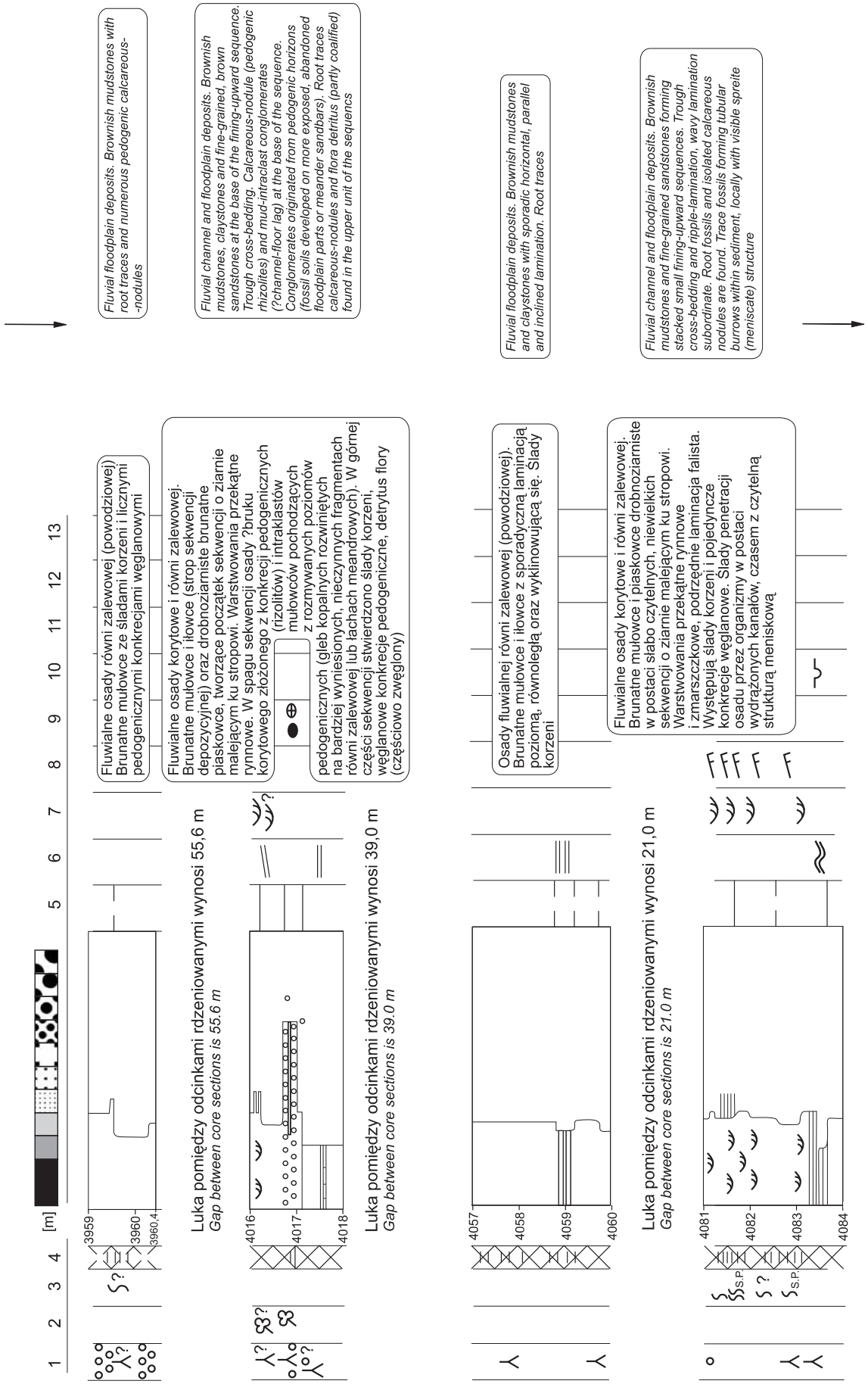
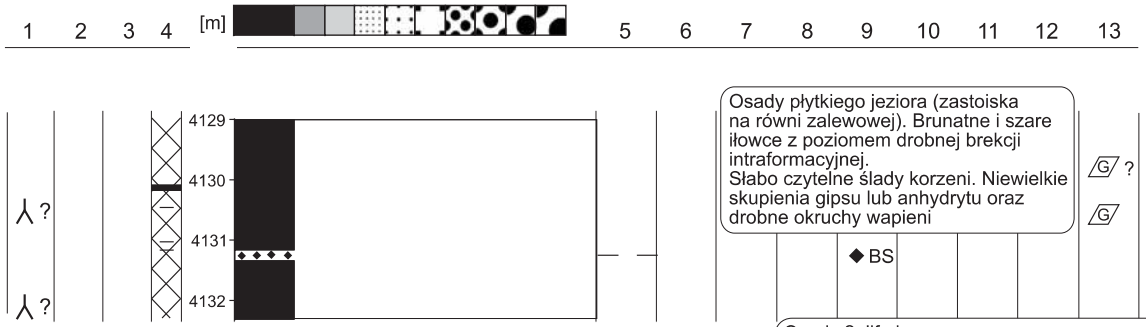
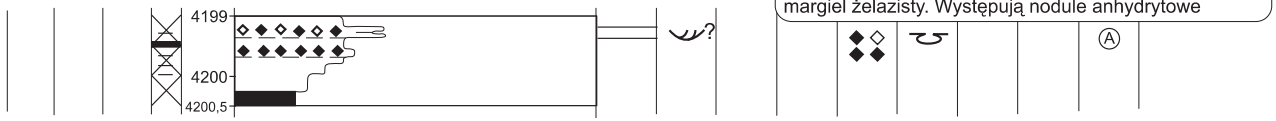

1 2 3 4 [m] 5 6 7 8 9 10 11 12 13
3959
3960
3960,4
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 55,6 m
Gap between core sections is 55.6 m
4016
4017
4018
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 39,0 m
Gap between core sections is 39.0 m
4057
4058
4059
4060
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 21,0 m
Gap between core sections is 21.0 m
4081
4082
4083
4084
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 45,0 m
Gap between core sections is 45.0 m
S.P.
S.P.
Fluwialne osady równi zalewowej (powodziowej). Brunatne mułowce ze śladami korzeni i licznymi pedogenicznymi konkrecjami węglanowymi
Fluwialne osady korytowe i równi zalewowej. Brunatne mułowce i iłowce (strop sekwencji depozycyjnej) oraz drobnoziarniste brunatne piaskowce, tworzące początek sekwencji o ziarnie malejącym ku stropowi. Warstwowania przekątne rynnowe. W spągu sekwencji osady ?bruku korytowego złożonego z konkrecji pedogenicznych (riziolitów) i intraklastów mułowców pochodzących z rozmywanych poziomów pedogenicznych (gleb kopalnych rozwiniętych na bardziej wyniesionych, nieczynnych fragmentach równi zalewowej lub łachach meandrowych). W górnej części sekwencji stwierdzono ślady korzeni, węglanowe konkrecje pedogeniczne, detrytus flory (częściowo zwęglony)
Osady fluwialnej równi zalewowej (powodziowej). Brunatne mułowce i iłowce z sporadyczną laminacją poziomą, równoległą oraz wyklinowującą się. Ślady korzeni
Fluwialne osady korytowe i równi zalewowej. Brunatne mułowce i piaskowce drobnoziarniste w postaci słabo czytelnych, niewielkich sekwencji o ziarnie malejącym ku stropowi. Warstwowania przekątne rynnowe i zmarszczkowe, podrzędnie laminacja falista. Występują ślady korzeni i pojedyncze konkrecje węglanowe. Ślady penetracji osadu przez organizmy w postaci wydrążonych kanałów, czasem z czytelną strukturą meniskową
Fluvial floodplain deposits. Brownish mudstones with root traces and numerous pedogenic calcareous--nodules
Fluvial channel and floodplain deposits. Brownish mudstones, claystones and fine-grained, brown sandstones at the base of the fining-upward sequence. Trough cross-bedding. Calcareous-nodule (pedogenic rhizolites) and mud-intraclast conglomerates (?channel-floor lag) at the base of the sequence. Conglomerates originated from pedogenic horizons (fossil soils developed on more exposed, abandoned floodplain parts or meander sandbars). Root traces calcareous-nodules and flora detritus (partly coalified) found in the upper unit of the sequencs
Fluvial floodplain deposits. Brownish mudstones and claystones with sporadic horizontal, parallel and inclined lamination. Root traces
Fluvial channel and floodplain deposits. Brownish mudstones and fine-grained sandstones forming stacked small fining-upward sequences. Trough cross-bedding and ripple-lamination, wavy lamination subordinate. Root fossils and isolated calcareous nodules are found. Trace fossils forming tubular burrows within sediment, locally with visible spreite (meniscate) structure

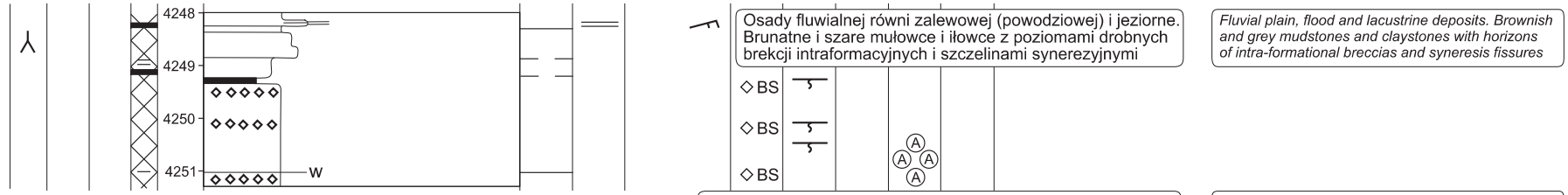
Fig. 7 cd.



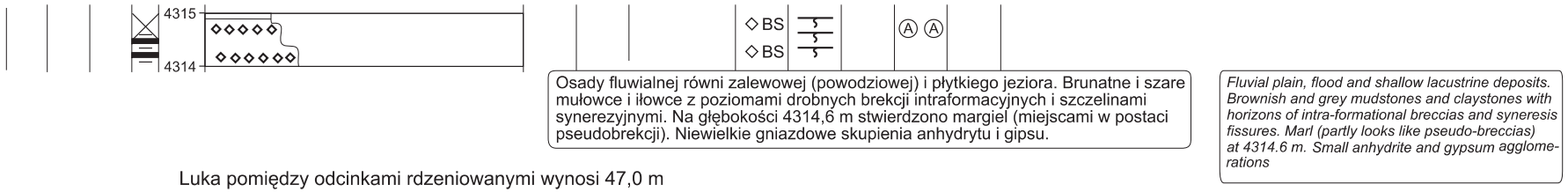
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 66,7 m
Gap between core sections is 66.7 m



Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 47,5 m
Gap between core sections is 47.5 m



Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 62,7 m
Gap between core sections is 62.7 m



Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 47,0 m
Gap between core sections is 47.0 m

verte

Fig. 7 cd.

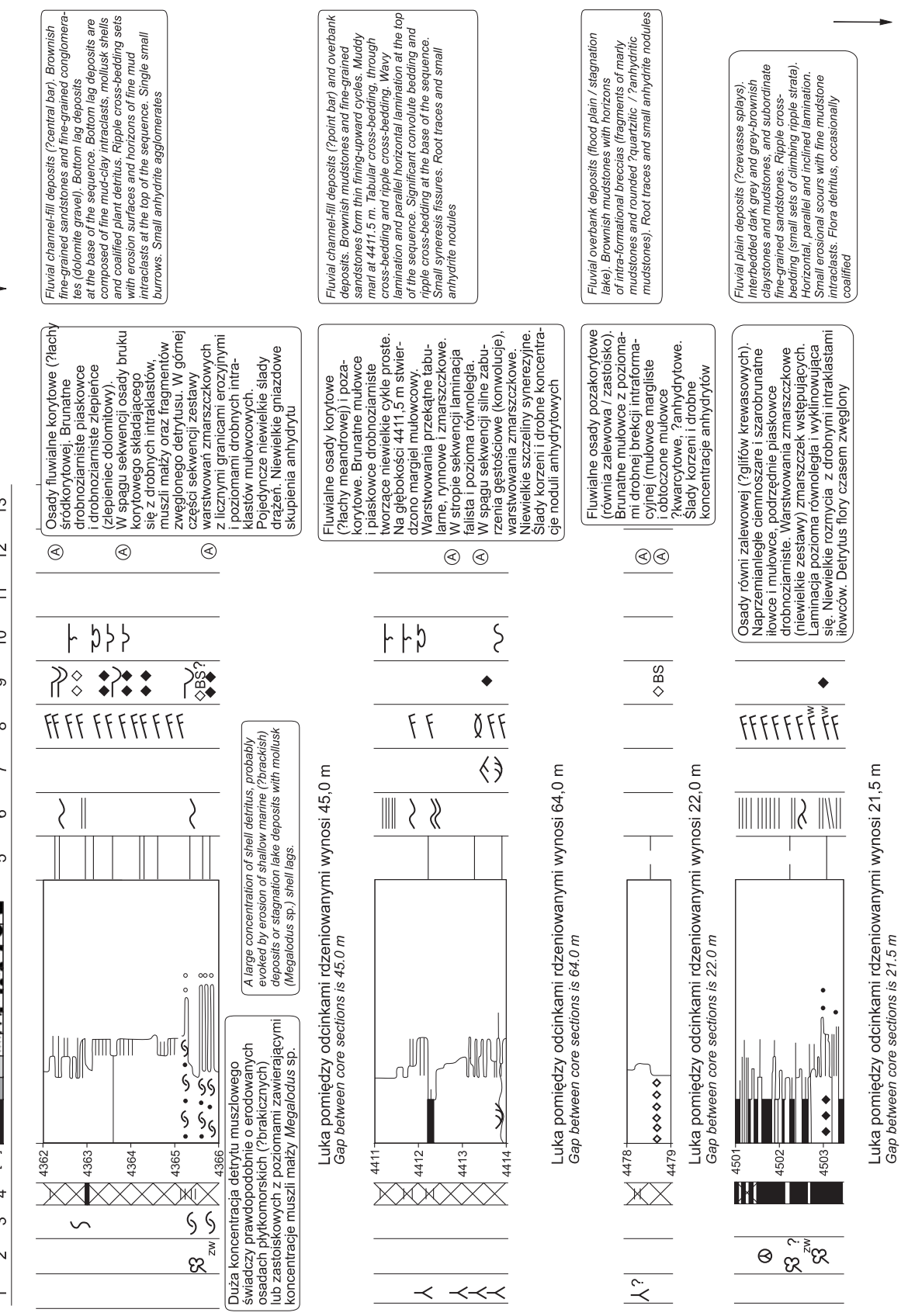
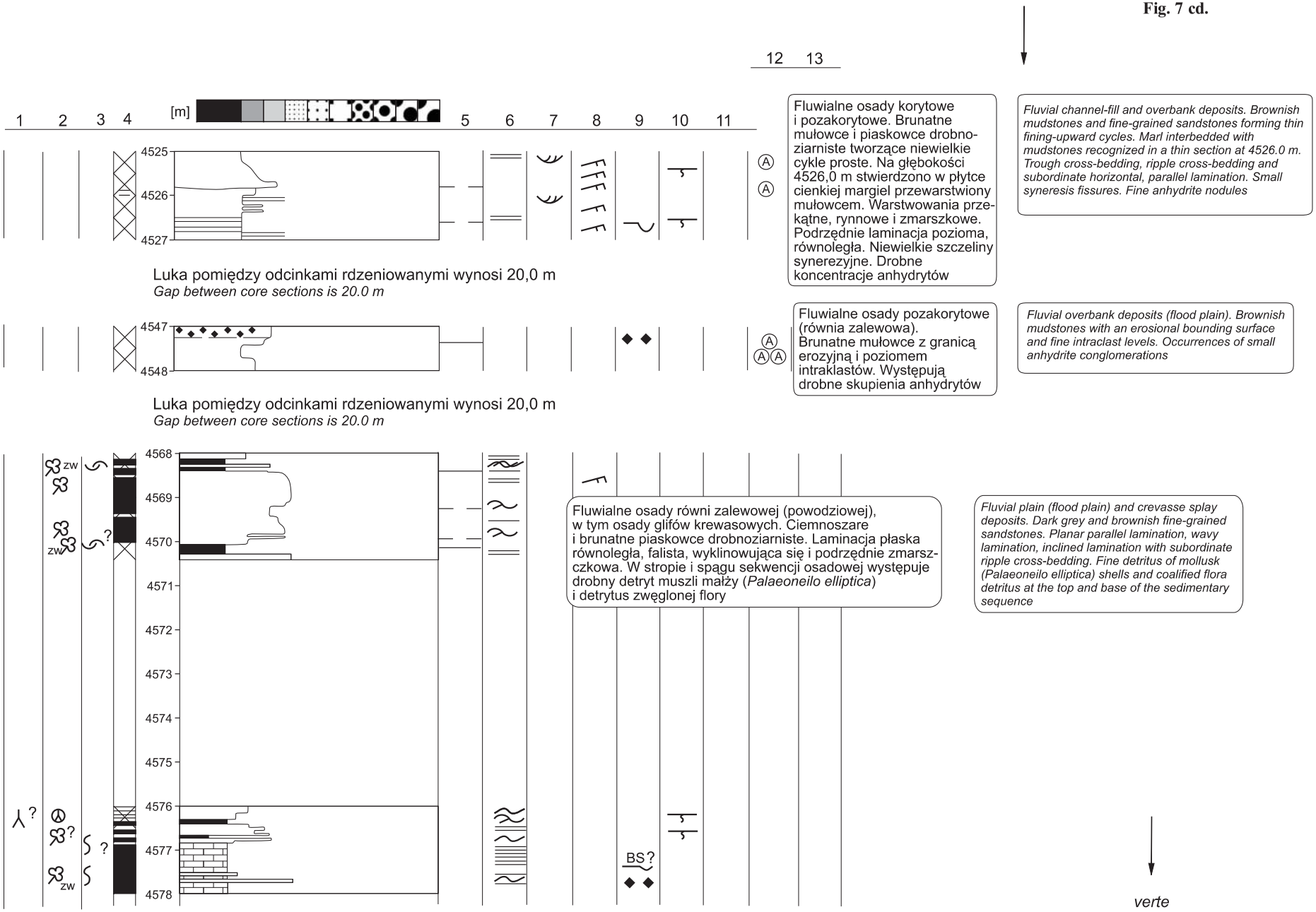

1 2 3 4 [m] 5 6 7 8 9 10 11 12 13
4362 4363 4364 4365 4366
zw
BS?
Duża koncentracja detrytu muszlowego świadczy prawdopodobnie o erodowanych osadach płytkomorskich (?brakicznych) lub zastoiskowych z poziomami zawierającymi koncentracje muszli małży Megalodus sp.
A large concentration of shell detritus, probably evoked by erosion of shallow marine (?brackish) deposits or stagnation lake deposits with mollusk (Megalodus sp.) shell lags.
Osady fluwialne korytowe (?łachy środkorytowej. Brunatne drobnoziarniste piaskowce i drobnoziarniste zlepieńce (zlepieniec dolomitowy). W spągu sekwencji osady bruku korytowego składającego się z drobnych intraklastów, muszli małży oraz fragmentów zwęglonego detrytusu. W górnej części sekwencji zestawy warstwowań zmarszczkowych z licznymi granicami erozyjnymi i poziomami drobnych intraklastów mułowcowych. Pojedyncze niewielkie ślady drążeń. Niewielkie gniazdowe skupienia anhydrytu
Fluvial channel-fill deposits (?central bar). Brownish fine-grained sandstones and fine-grained conglomerates (dolomite gravel). Bottom lag deposits at the base of the sequence. Bottom lag deposits are composed of fine mud-clay intraclasts, mollusk shells and coalified plant detritus. Ripple cross-bedding sets with erosion surfaces and horizons of fine mud intraclasts at the top of the sequence. Single small burrows. Small anhydrite agglomerates
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 45,0 m
Gap between core sections is 45.0 m
4411 4412 4413 4414
Fluwialne osady korytowe (?łachy meandrowej) i pozakorytowe. Brunatne mułowce i piaskowce drobnoziarniste tworzące niewielkie cykle proste. Na głębokości 4411,5 m stwierdzono margiel mułowcowy. Warstwowania przekątne tabularne, rynnowe i zmarszczkowe. W stropie sekwencji laminacja falista i pozioma równoległa. W spągu sekwencji silne zaburzenia gęstościowe (konwolucje), warstwowania zmarszczkowe. Niewielkie szczeliny synerezyjne. Ślady korzeni i drobne koncentracje moduli anhydrytowych
Fluvial channel-fill deposits (?point bar) and overbank deposits. Brownish mudstones and fine-grained sandstones form thin fining-upward cycles. Muddy marl at 4411.5 m. Tabular cross-bedding, through cross-bedding and ripple cross-bedding. Wavy lamination and parallel horizontal lamination at the top of the sequence. Significant convolute bedding and ripple cross-bedding at the base of the sequence. Small syneresis fissures. Root traces and small anhydrite nodules
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 64,0 m
Gap between core sections is 64.0 m
4478 4479
BS
Fluwialne osady pozakorytowe (równia zalewowa / zastoisko). Brunatne mułowce z poziomami drobnej brekcji intraformacyjnej (mułowce margliste i obtoczone mułowce ?kwarcytowe, ?anhydrytowe. Ślady korzeni i drobne koncentracje anhydrytów
Fluvial overbank deposits (flood plain / stagnation lake). Brownish mudstones with horizons of intra-formational breccias (fragments of marly mudstones and rounded ?quartzitic / ?anhydritic mudstones). Root traces and small anhydrite nodules
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 22,0 m
Gap between core sections is 22.0 m
4501 4502 4503
zw
Osady równi zalewowej (?glifów krewasowych). Naprzemianległe ciemnoszare i szarobrunatne iłowce i mułowce, podrzędnie piaskowce drobnoziarniste. Warstwowania zmarszczkowe (niewielkie zestawy) zmarszczek wstępujących. Laminacja pozioma równoległa i wyklinowująca się. Niewielkie rozmycia z drobnymi intraklastami iłowców. Detrytus flory czasem zwęglony
Fluvial plain deposits (?crevasse splays). Interbedded dark grey and grey-brownish claystones and mudstones, and subordinate fine-grained sandstones. Ripple cross-bedding (small sets of climbing ripple strata). Horizontal, parallel and inclined lamination. Small erosional scours with fine mudstone intraclasts. Flora detritus, occasionally coalified
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 21,5 m
Gap between core sections is 21.5 m

Fig. 7 cd.



Fluwialne osady korytowe i pozakorytowe. Brunatne mułowce i piaskowce drobnoziarniste tworzące niewielkie cykle proste. Na głębokości 4526,0 m stwierdzono w płytce cienkiej margiel przewarstwiony mułowcem. Warstwowania przekątne, rynnowe i zmarszkowe. Podrzędnie laminacja pozioma, równoległa. Niewielkie szczeliny synerezyjne. Drobne koncentracje anhydrytów

Fluvial channel-fill and overbank deposits. Brownish mudstones and fine-grained sandstones forming thin fining-upward cycles. Marl interbedded with mudstones recognized in a thin section at 4526.0 m. Trough cross-bedding, ripple cross-bedding and subordinate horizontal, parallel lamination. Small syneresis fissures. Fine anhydrite nodules

Fluwialne osady pozakorytowe (równia zalewowa). Brunatne mułowce z granicą erozyjną i poziomem intraklastów. Występują drobne skupienia anhydrytów

Fluvial overbank deposits (flood plain). Brownish mudstones with an erosional bounding surface and fine intraclast levels. Occurrences of small anhydrite conglomerations

Fluwialne osady równi zalewowej (powodziowej), w tym osady glifów krewasowych. Ciemnoszare i brunatne piaskowce drobnoziarniste. Laminacja płaska równoległa, falista, wyklinowująca się i podrzędnie zmarszczkowa. W stropie i spągu sekwencji osadowej występuje drobny detryt muszli małży (*Palaeoneilo elliptica*) i detrytus zwęglonej flory

Fluvial plain (flood plain) and crevasse splay deposits. Dark grey and brownish fine-grained sandstones. Planar parallel lamination, wavy lamination, inclined lamination with subordinate ripple cross-bedding. Fine detritus of mollusk (Palaeoneilo elliptica) shells and coalified flora detritus at the top and base of the sedimentary sequence

Fig. 7 cd.

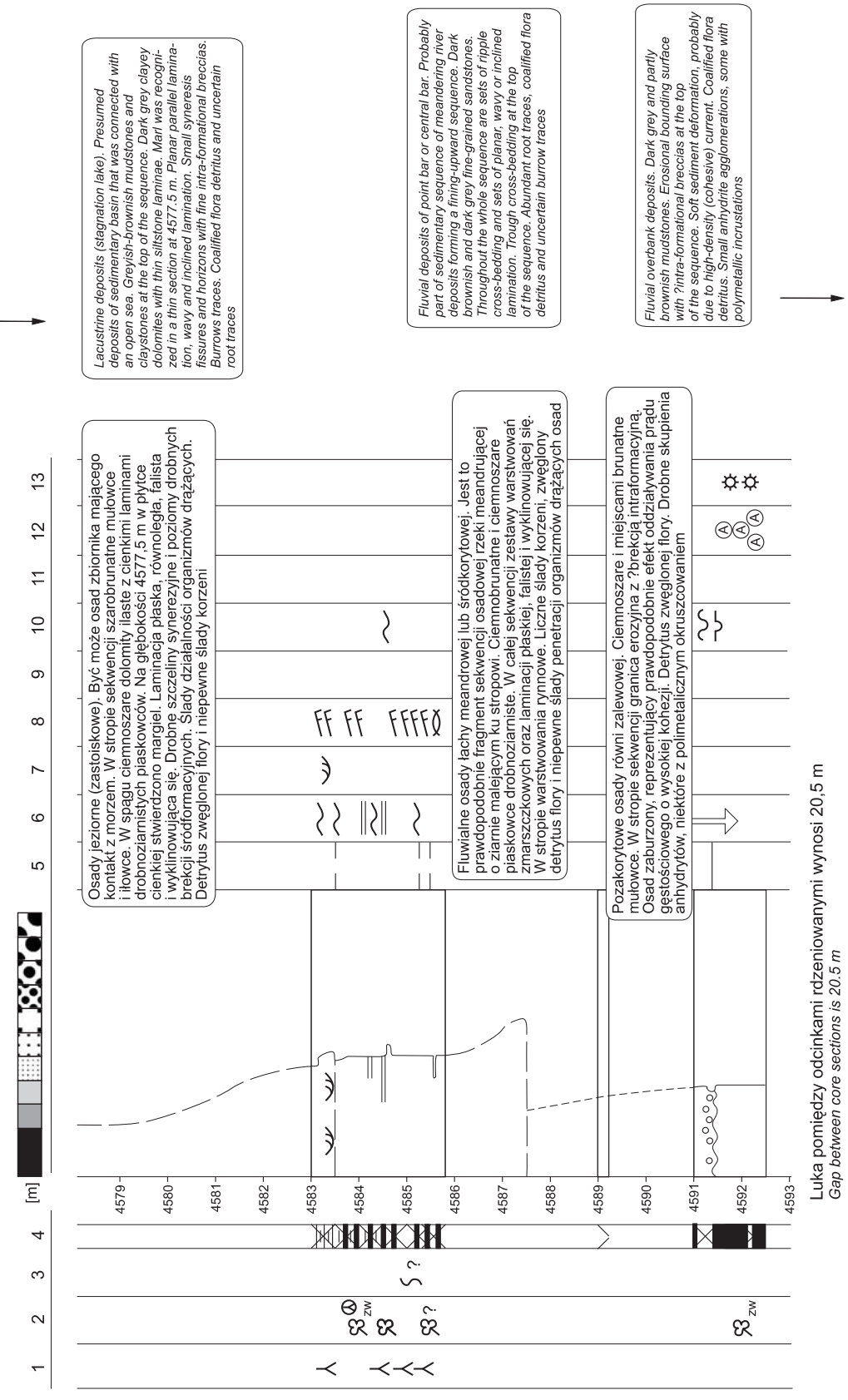
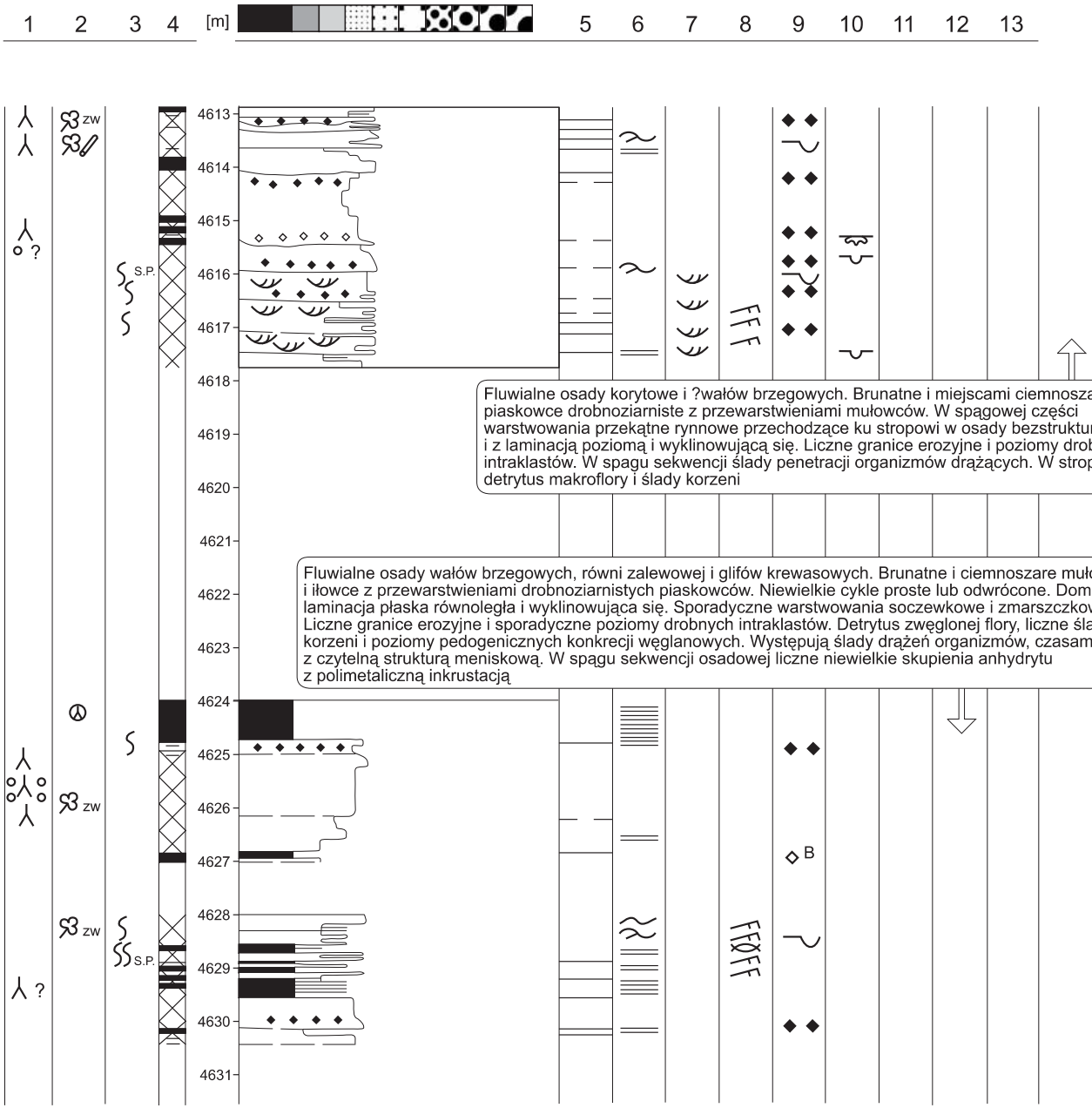

Osady jeziorne (zastoiskowe). Być może osad zbiornika mającego kontakt z morzem. W stropie sekwencji szarobrunatne mułowce i iłowce. W spągu ciemnoszare dolomity ilaste z cienkimi laminami drobnoziarnistych piaskowców. Na głębokości 4577,5 m w płytce cienkiej stwierdzono margiel. Laminacja płaska, równoległa, falista i wyklinowująca się. Drobne szczeliny synerezyjne i poziomy drobnych brekcji śródformacyjnych. Ślady działalności organizmów drążących. Detrytus zwęglonej flory i niepewne ślady korzeni
Lacustrine deposits (stagnation lake). Presumed deposits of sedimentary basin that was connected with an open sea. Greyish-brownish mudstones and claystones at the top of the sequence. Dark grey clayey dolomites with thin siltstone laminae. Marl was recognized in a thin section at 4577,5 m. Planar parallel lamination, wavy and inclined lamination. Small syneresis fissures and horizons with fine intra-formational breccias. Burrows traces. Coalified flora detritus and uncertain root traces
Fluwialne osady łachy meandrowej lub śródkorytowej. Jest to prawdopodobnie fragment sekwencji osadowej rzeki meandrującej o ziarnie malejącym ku stropowi. Ciemnobrunatne i ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste. W całej sekwencji zestawy warstwowań zmarszczkowych oraz laminacji płaskiej, falistej i wyklinowującej się. W stropie warstwowania rynnowe. Liczne ślady korzeni, zwęglony detrytus flory i niepewne ślady penetracji organizmów drążących osad
Fluvial deposits of point bar or central bar. Probably part of sedimentary sequence of meandering river deposits forming a fining-upward sequence. Dark brownish and dark grey fine-grained sandstones. Throughout the whole sequence are sets of ripple cross-bedding and sets of planar, wavy or inclined lamination. Trough cross-bedding at the top of the sequence. Abundant root traces, coalified flora detritus and uncertain burrow traces
Pozakorytowe osady równi zalewowej. Ciemnoszare i miejscami brunatne mułowce. W stropie sekwencji granica erozyjna z ?brekcją intraformacyjną. Osad zaburzony, reprezentujący prawdopodobnie efekt oddziaływania prądu gęstościowego o wysokiej kohezji. Detrytus zwęglonej flory. Drobne skupienia anhydrytów, niektóre z polimetalicznym okruszcowaniem
Fluvial overbank deposits. Dark grey and partly brownish mudstones. Erosional bounding surface with ?intra-formational breccias at the top of the sequence. Soft sediment deformation, probably due to high-density (cohesive) current. Coalified flora detritus. Small anhydrite agglomerations, some with polymetallic incrustations
[m]
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13
4579 4580 4581 4582 4583 4584 4585 4586 4587 4588 4589 4590 4591 4592 4593
zw
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 20,5 m
Gap between core sections is 20.5 m

Fig. 7 cd.



Fluvial channel and?levee deposits. Brownish and in place dark grey fine-grained sandstones with mudstone intercalations. Trough cross-bedding passing upward in the sequence into structureless deposits and horizontal and inclined lamination. Numerous erosional bounding surfaces and levels with fine intraclasts. Burrow traces at the base of the sequence. Macro-flora detritus and root traces at the top

Fluvial levee deposits, fluvial plain and crevasse splay deposits. Brownish and dark grey mudstones and claystones with intercalations of fine-grained sandstones. Small fining-upward and inversely graded cycles. Predominantly planar parallel lamination and inclined lamination. Sporadic lenticular and ripple cross-bedding. Frequent erosional bounding surfaces with sporadic levels of fine intraclasts. Coalified flora detritus, common root traces and horizons with pedogenic carbonate nodules. Burrows are present, locally with visible spreite (meniscate) structure. Abundant small anhydrite agglomerations with polimetalic incrustations at the base of the sequence

verte

Fig. 7 cd.

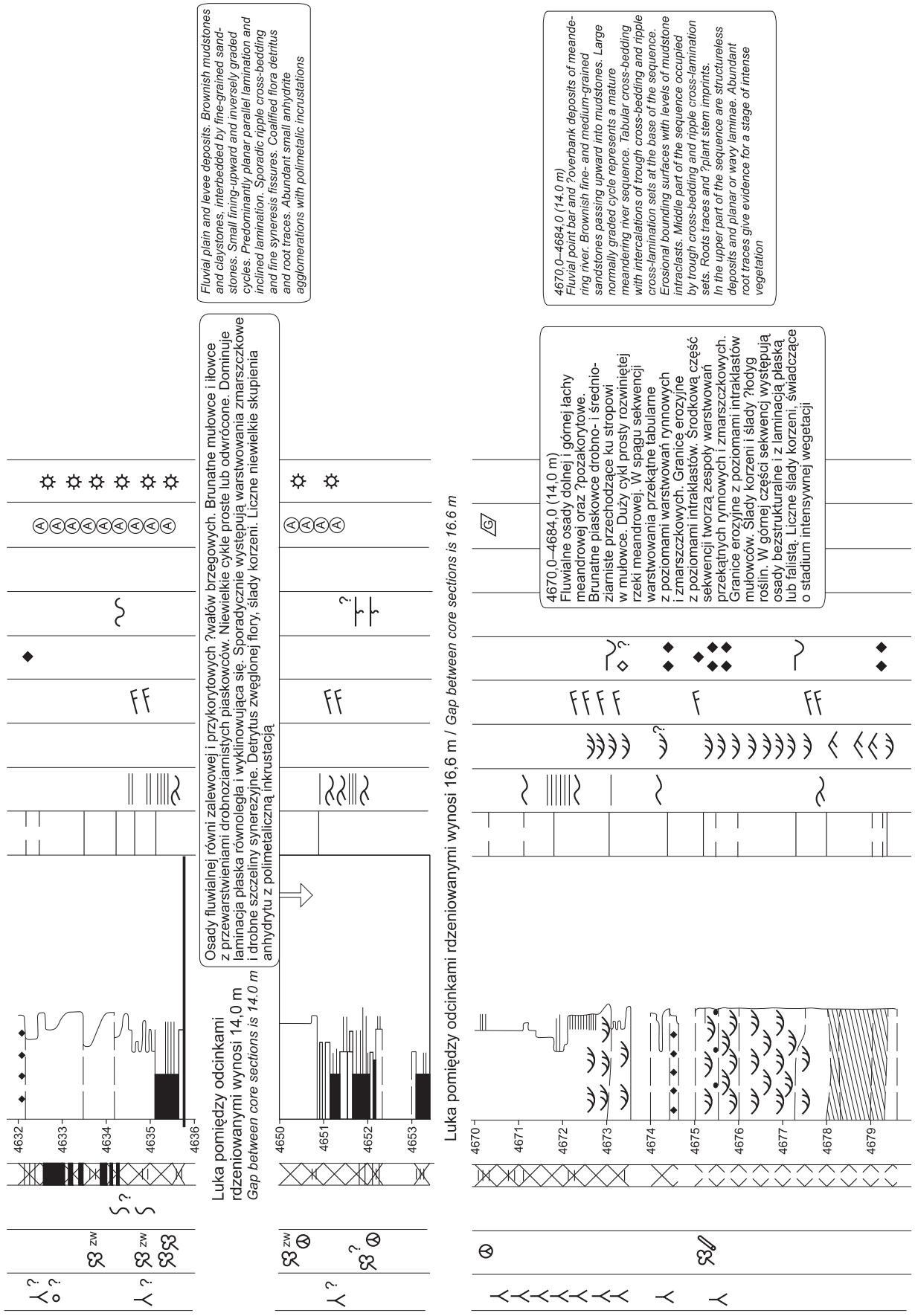

Fluvial plain and levee deposits. Brownish mudstones and claystones, interbedded by fine-grained sandstones. Small fining-upward and inversely graded cycles. Predominantly planar parallel lamination and inclined lamination. Sporadic ripple cross-bedding and fine syneresis fissures. Coalified flora detritus and root traces. Abundant small anhydrite agglomerations with polimetalic incrustations
Osady fluwialnej równi zalewowej i przykorytowych ?wałów brzegowych. Brunatne mułowce i iłowce z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców. Niewielkie cykle proste lub odwrócone. Dominuje laminacja płaska równoległa i wyklinowująca się. Sporadycznie występują warstwowania zmarszczkowe i drobne szczeliny synerezyjne. Detrytus węglonej flory, ślady korzeni. Liczne niewielkie skupienia anhydrytu z polimetaliczną inkrustacją
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 14,0 m
Gap between core sections is 14.0 m
4670,0–4684,0 (14.0 m)
Fluvial point bar and ?overbank deposits of meandering river. Brownish fine- and medium-grained sandstones passing upward into mudstones. Large normally graded cycle represents a mature meandering river sequence. Tabular cross-bedding with intercalations of trough cross-bedding and ripple cross-lamination sets at the base of the sequence. Erosional bounding surfaces with levels of mudstone intraclasts. Middle part of the sequence occupied by trough cross-bedding and ripple cross-lamination sets. Roots traces and ?plant stem imprints. In the upper part of the sequence are structureless deposits and planar or wavy laminae. Abundant root traces give evidence for a stage of intense vegetation
4670,0–4684,0 (14,0 m)
Fluwialne osady dolnej i górnej łachy meandrowej oraz ?pozakorytowe. Brunatne piaskowce drobno- i średnioziarniste przechodzące ku stropowi w mułowce. Duży cykl prosty rozwiniętej rzeki meandrowej. W spągu sekwencji warstwowania przekątne tabularne z poziomami warstwowań rynnowych i zmarszczkowych. Granice erozyjne z poziomami intraklastów. Środkową część sekwencji tworzą zespoły warstwowań przekątnych rynnowych i zmarszczkowych. Granice erozyjne z poziomami intraklastów mułowców. Ślady korzeni i ślady ?łodyg roślin. W górnej części sekwencj występują osady bezstrukturalne i z laminacją płaską lub falistą. Liczne ślady korzeni, świadczące o stadium intensywnej wegetacji
Luka pomiędzy odcinkami rdzeniowanymi wynosi 16,6 m / Gap between core sections is 16.6 m
[m]
zw

Fig. 7 cd.

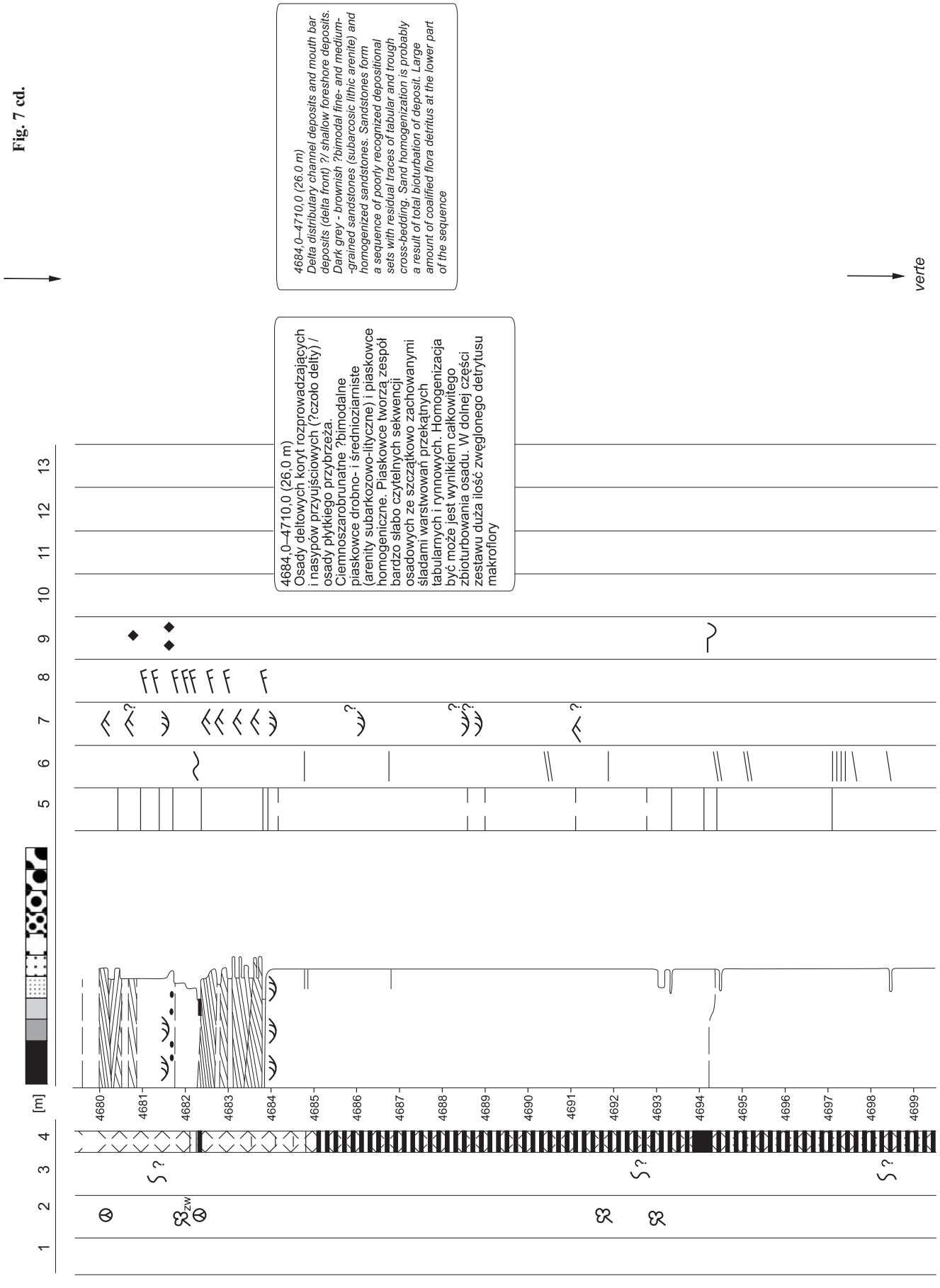

4684,0–4710,0 (26,0 m)
Osady deltowych koryt rozprowadzających i nasypów przyujściowych (?czoło delty) / osady płytkiego przybrzeża. Ciemnoszarobrunatne ?bimodalne piaskowce drobno- i średnioziarniste (arenity subarkozowo-lityczne) i piaskowce homogeniczne. Piaskowce tworzą zespół bardzo słabo czytelnych sekwencji osadowych ze szczątkowo zachowanymi śladami warstwowań przekątnych tabularnych i rynnowych. Homogenizacja być może jest wynikiem całkowitego zbioturbowania osadu. W dolnej części zestawu duża ilość zwęglonego detrytusu makroflory
4684,0–4710,0 (26.0 m)
Delta distributary channel deposits and mouth bar deposits (delta front) ?/ shallow foreshore deposits. Dark grey - brownish ?bimodal fine- and medium--grained sandstones (subarcosic lithic arenite) and homogenized sandstones. Sandstones form a sequence of poorly recognized depositional sets with residual traces of tabular and trough cross-bedding. Sand homogenization is probably a result of total bioturbation of deposit. Large amount of coalified flora detritus at the lower part of the sequence
verte
[m]
4680
4681
4682
4683
4684
4685
4686
4687
4688
4689
4690
4691
4692
4693
4694
4695
4696
4697
4698
4699
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
zw

Fig. 7 cd.

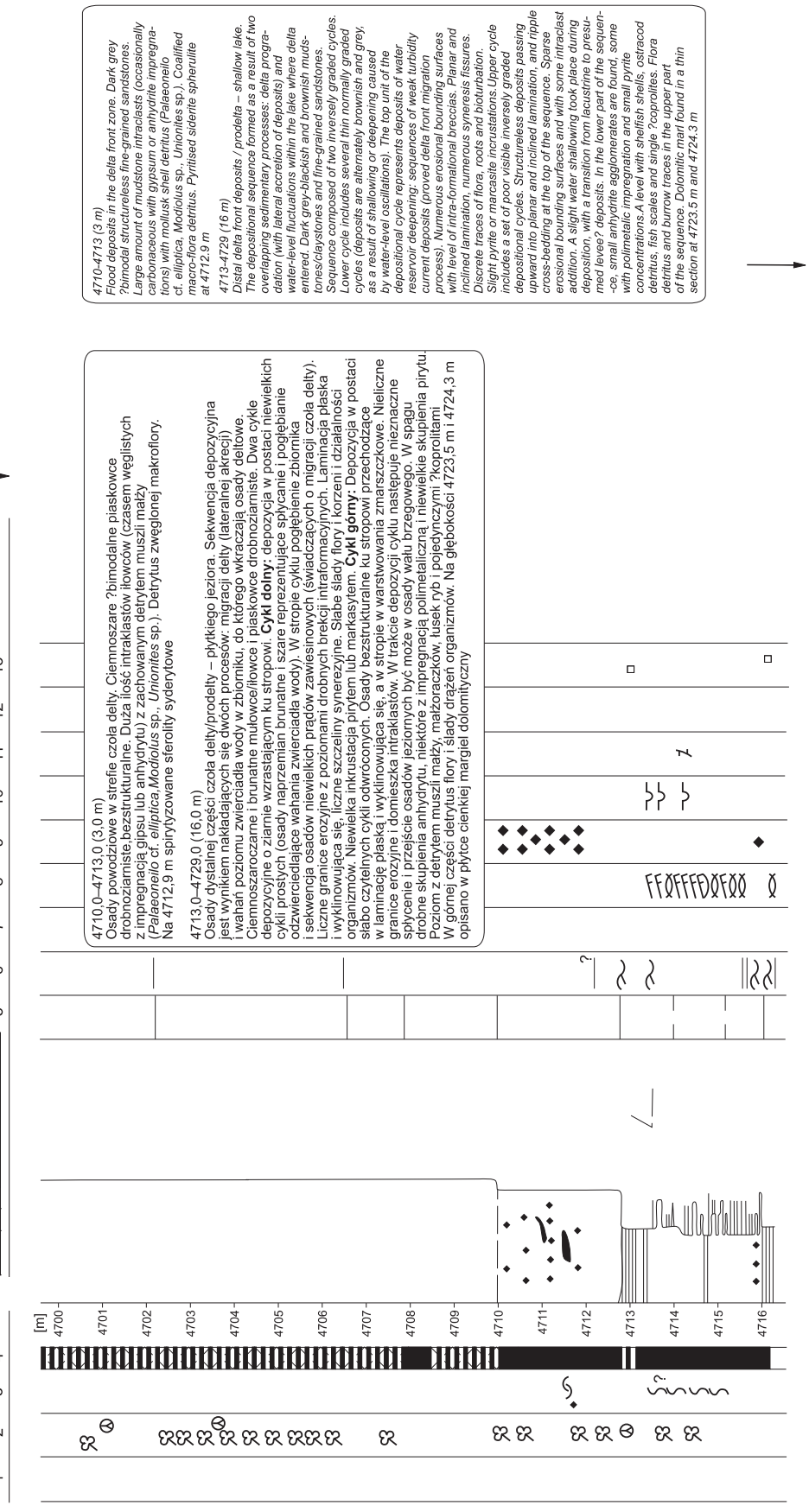
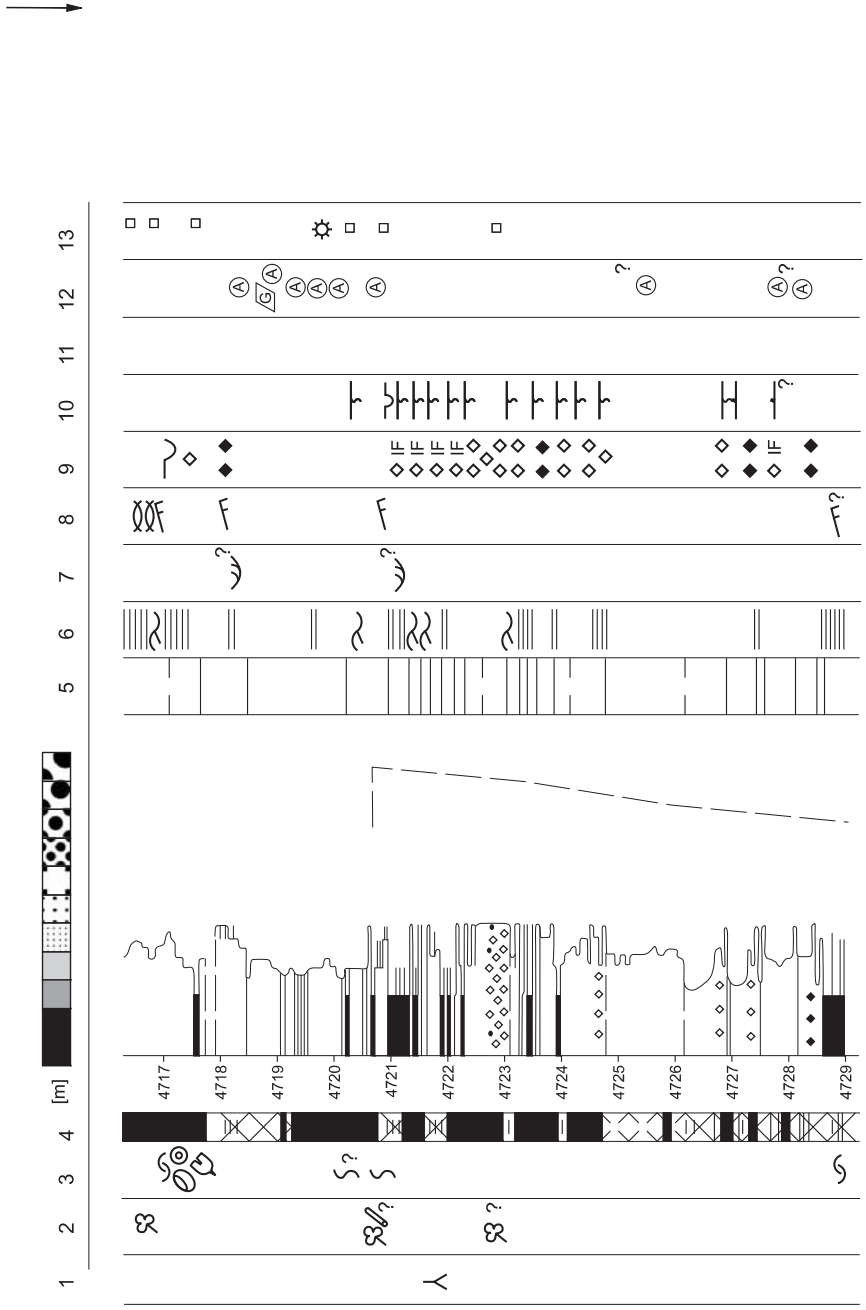
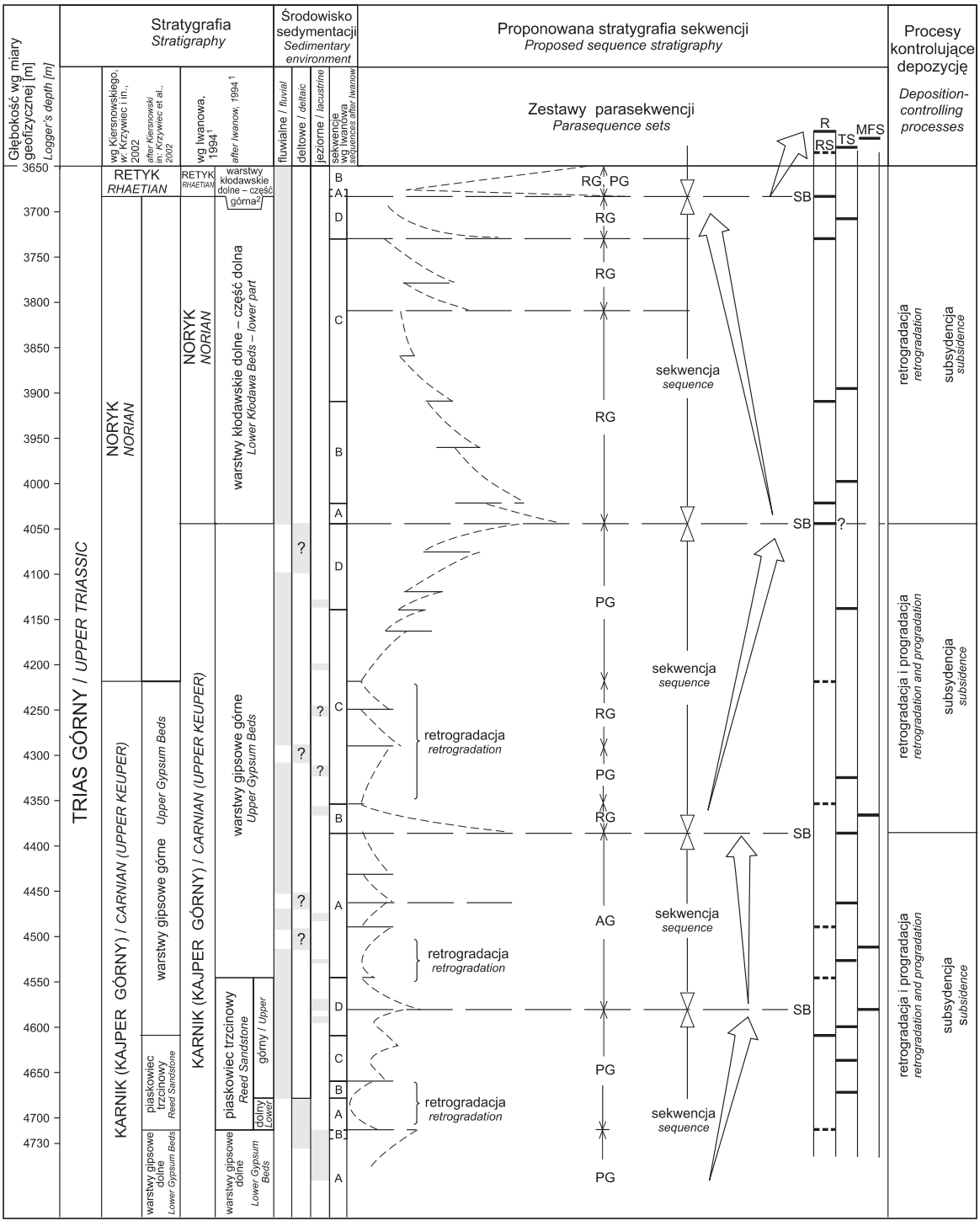

4710–4713 (3 m)
Flood deposits in the delta front zone. Dark grey ?bimodal structureless fine-grained sandstones. Large amount of mudstone intraclasts (occasionally carbonaceous with gypsum or anhydrite impregnations) with mollusk shell detritus (Palaeoneilo cf. elliptica, Modiolus sp., Unionites sp.). Coalified macro-flora detritus. Pyritised siderite spherulite at 4712.9 m
4713–4729 (16 m)
Distal delta front deposits / prodelta – shallow lake. The depositional sequence formed as a result of two overlapping sedimentary processes: delta progradation (with lateral accretion of deposits) and water-level fluctuations within the lake where delta entered. Dark grey-blackish and brownish mudstones/claystones and fine-grained sandstones. Sequence composed of two inversely graded cycles. Lower cycle includes several thin normally graded cycles (deposits are alternately brownish and grey, as a result of shallowing or deepening caused by water-level oscillations). The top unit of the depositional cycle represents deposits of water reservoir deepening: sequences of weak turbidity current deposits (proved delta front migration process). Numerous erosional bounding surfaces with level of intra-formational breccias. Planar and inclined lamination, numerous syneresis fissures. Discrete traces of flora, roots and bioturbation. Slight pyrite or marcasite incrustations.Upper cycle includes a set of poor visible inversely graded depositional cycles. Structureless deposits passing upward into planar and inclined lamination, and ripple cross-bedding at the top of the sequence. Sparse erosional bounding surfaces and with some intraclast addition. A slight water shallowing took place during deposition, with a transition from lacustrine to presumed levee? deposits. In the lower part of the sequence, small anhydrite agglomerates are found, some with polimetalic impregnation and small pyrite concentrations.A level with shelfish shells, ostracod detritus, fish scales and single ?coprolites. Flora detritus and burrow traces in the upper part of the sequence. Dolomitic marl found in a thin section at 4723.5 m and 4724.3 m
4710,0–4713,0 (3,0 m)
Osady powodziowe w strefie czoła delty. Ciemnoszare ?bimodalne piaskowce drobnoziarniste bezstrukturalne. Duża ilość intraklastów iłowców (czasem węglistych z impregnacją gipsu lub anhydrytu) z zachowanym detrytem muszli małży (Palaeoneilo cf. elliptica,Modiolus sp., Unionites sp.). Detrytus zwęglonej makroflory. Na 4712,9 m spirytyzowane sferolity syderytowe
4713,0–4729,0 (16,0 m)
Osady dystalnej części czoła delty/prodelty – płytkiego jeziora. Sekwencja depozycyjna jest wynikiem nakładających się dwóch procesów: migracji delty (lateralnej akrecji) i wahań poziomu zwierciadła wody w zbiorniku, do którego wkraczają osady deltowe. Ciemnoszaroczarne i brunatne mułowce/ítowce i piaskowce drobnoziarniste. Dwa cykle depozycyjne o ziarnie wzrastającym ku stropowi. **Cykl dolny:** depozycja w postaci niewielkich cykli prostych (osady naprzemian brunatne i szare reprezentujące spłycanie i pogłębianie odzwierciedlające wahania zwierciadła wody). W stropie cyklu pogłębienie zbiornika i sekwencja osadów niewielkich prądów zawiesinowych (świadczących o migracji czoła delty). Liczne granice erozyjne z poziomami drobnych brekcji intraformacyjnych. Laminacja płaska i wyklinowująca się, liczne szczeliny synerezyjne. Słabe ślady flory i korzeni i działalności organizmów. Niewielka inkrustacja pirytem lub markasytem. **Cykl górny:** Depozycja w postaci słabo czytelnych cykli odwróconych. Osady bezstrukturalne ku stropowi przechodzące w laminację płaską i wyklinowująca się, a w stropie w warstwowania zmarszczkowe. Nieliczne granice erozyjne i domieszka intraklastów. W trakcie depozycji cyklu następuje nieznaczne spłycenie i przejście osadów jeziornych być może w osady wału brzegowego. W spągu drobne skupienia anhydrytu, niektóre z impregnacją polimetaliczną i niewielkie skupienia pirytu. Poziom z detrytem muszli małży, małżoraczków, łusek ryb i pojedynczymi ?koprolitami W górnej części detrytus flory i ślady drążeń organizmów. Na głębokości 4723,5 m i 4724,3 m opisano w płytce cienkiej margiel dolomityczny
[m]
4700
4701
4702
4703
4704
4705
4706
4707
4708
4709
4710
4711
4712
4713
4714
4715
4716
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Fig. 7 cd.


[m]
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
4717
4718
4719
4720
4721
4722
4723
4724
4725
4726
4727
4728
4729



[1] *w*: Marek, Gaździcka, 1994 / in: *Marek, Gaździcka, 1994*; [2] *Lower Kłodawa Beds – upper part*

Fig. 8. Proponowana stratygrafia sekwencji

AG – agradacja, PG – progradacja, RG – retrogradacja, SB – granica sekwencji, R – powierzchnia regresji, RS – erozyjna powierzchnia regresji, TS – powierzchnia transgresji, MFS – powierzchnia maksymalnego zalewu

Proposed sequence stratigraphy

AG – aggradation, PG – progradation, RG – retrogradation, SB – sequence boundary, R – regressive surface, RS – erosional regressive surface, TS – transgressive surface, MFS – maximum flooding surface

Warstwy gipsowe górne

W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 utwory warstw gipsowych górnych występują w interwale głębokości 4044,0–4545,0 m, osiągając miąższość 501,0 m. W strefie południowo-zachodniego skrzydła wału kujawskiego większą miąższość opisano tylko w profilu otworu wiertniczego Wilczyca 1 (521,0 m). Zbliżona, choć nieco mniejsza niż w otworze Poddębice PIG 2 miąższość (406,5 m) została stwierdzona w otworze wiertniczym Strzelno IG 1. Znaczna jest też miąższość tych warstw w otworze Krośniewice IG 1 (335,0 m). Dużo mniejsze są ich miąższości w otworach wiertniczych: Młyny 2 (229,0 m), Kłokoczyn 1 (245,0 m), Rdutów 1 (235,5 m), Wartkowice 2 – co najmniej 226,0 m, Tuszyn 9 – co najmniej 256,8 m i Uniejów 1 – 191,0 m. Najmniejsze ich miąższości poznano w otworze Trześniew 1 – 140,0 m.

Utwory warstw gipsowych górnych były rdzeniowane bardzo fragmentarycznie. Uzyskano z nich dziesięć rdzeni o łącznej długości 21,5 m, co stanowi tylko ok. 4,5% całkowitej miąższości tych warstw. Profil litologiczny został sporządzony głównie na podstawie analizy krzywych geofizyki otworowej w nawiązaniu do sąsiednich otworów wiertniczych, głównie do otworu Krośniewice IG 1.

Wykształcenie litologiczne i sekwencja zmienności profilu warstw gipsowych górnych w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 są bardzo zbliżone do tych, jakie stwierdzono w otworach Krośniewice IG 1 oraz Rdutów 2.

Utwory warstw gipsowych górnych w profilu otworu Poddębice PIG 2 są dosyć monotonnie wykształcone. Są to głównie mułowce i iłowce z wkładkami piaskowców bardzo drobno- i drobnoziarnistych, miejscami dominujących w profilu, przeważnie słabo węglanowych lub marglistych, głównie wiśniowobrunatnych, a miejscami zielonoszarych z rozproszonymi lub nagromadzonymi w poziomach skupieniami anhydrytu.

W najniższej części sekwencji A, na głębokości 4547,0 m, skupienia anhydrytu są wyjątkowo duże i osiągają średnicę do 5 cm.

Na podstawie analizy karotaży geofizycznych w warstwach gipsowych górnych otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 wydzielono cztery sekwencje litologiczne: A, B, C i D.

Sekwencja A – w interwale głębokości 4386,0–4545,0 m, o miąższości 159,0 m, występują głównie mułowce i iłowce z niewielkimi wkładkami piaskowców, zawierające drobne skupienia anhydrytów, zwęglony detrytus flory oraz w górnej części ślady korzeni (fig. 7). W całym profilu tej sekwencji spotyka się warstwowanie zmarszczkowe i sporadycznie warstwowania przekątne rynnowe, z czego wynika, że są to przeważnie osady fluwialne (czasem być może jeziorne) – głównie utwory korytowe, łachy meandrowej oraz pozakorytowe, równi zalewowej (może zastoiska) lub glifów krewasowych (fig. 7).

Tendencje w rozwoju sedymentacji tej sekwencji często się zmieniały. Jego osady tworzą w części dolnej parasekwencję progradacyjną, w wyższej części zestaw parasekwencji retrogradacyjnych, w środkowej części zestaw parasekwencji agradacyjnych, wyżej znów progradacyjnych i kończą go parasekwencje retrogradacyjne (fig. 8).

Sekwencja B – w interwale głębokości 4353,0–4386,0 m, o miąższości 33,0 m, dominują brunatnowiśniowe piaskowce drobnoziarniste i mułowce z wkładkami drobnoziarnistych zlepieńców dolomitycznych (na głębokości 4365,8 m znaleziono fragmenty muszli małża *Megalodus* sp. występującego w karniku i być może w noryku) z drobnymi skupieniami anhydrytu, ze zwęglonym detrytusem flory oraz śladami drążeń. W osadach tych występuje warstwowanie zmarszczkowe; są wśród nich osady fluwialne: korytowe i łachy śródkorytowej (fig. 7). Osady tej sekwencji stanowią parasekwencję retrogradacyjną (fig. 8).

Sekwencja C – w interwale głębokości 4139,0–4353,0 m, o miąższości 214,0 m, dominują iłowce i mułowce przeważnie czerwonobrązowe lub wiśniowobrunatne, często z drobnymi, rzadziej większymi, plamkami seledynowych odbarwień. Iłowce te charakteryzują się zwiększoną (w niektórych poziomach, np. na głębokości 4250,0 m, do 58,5%) węglanowością. Są one wapnisto- lub marglisto-dolomityczne: zawierają dużą liczbę wkładek piaskowców drobnoziarnistych i liczne intraklasty węglanowe lub iłowcowe, często gromadzące się w poziomach lub tworzące poziomy brekcji intraformacyjnych, związanych z poziomami rozmyć erozyjnych. W osadzie rozproszone są niewielkie, przeważnie drobne skupienia, lecz w niektórych poziomach duże (na głębokości 4199,5 m osiągające średnicę do 5,0 cm) nodule anhydrytu (fig. 7). Osady te tworzą zestaw parasekwencji progradacyjnych (fig. 8).

Sekwencja D – w interwale głębokości 4044,0–4139,0 m, o miąższości 95,0 m, występują głównie mułowce i iłowce przeważnie bardzo słabo lub słabo wapnisto-dolomityczne (i być może jedynie w górnej przystropowej części – jeśli rdzeń z interwału głębokości 4047,0–4060,0 m należałby jednak do opisywanej sekwencji – silnie wapnisto-dolomitycznej – o zawartości do 45% węglanów) w znacznej części wiśniowobrunatne, z niewielkimi wkładkami piaskowców bardzo drobnoziarnistych i poziomami drobnych brekcji intraformacyjnych, z drobnymi skupieniami gipsu w części spągowej, miejscami z warstwowaniami przekątnymi i zmarszczkowymi, ze śladami korzeni i śladami drążenia osadu przez organizmy. Utwory te stanowią zestaw parasekwencji retrogradacyjnych (fig. 7, 8).

Szczątki organizmów znalezione w osadach warstw gipsowych górnych pozwoliły na dobre określenie ich wieku. Najbardziej precyzyjne datowanie umożliwiły okazy małży znalezione w zlepie muszlowym na głębokości 4365,8 m i określone przez L. Karczewskiego jako *Megalodus* sp. Mimo że ten rodzaj jest znany głównie z osadów karniku i może występować także później – w osadach noryku, to przynależność zawierających go warstw do karniku (kajpru górnego) jest najbardziej prawdopodobna.

W warstwach gipsowych górnych tylko jedna próbka zawierała oznaczalne mikroszczątki roślinne. W próbce z głębokości 4501,6–4501,9 m, M. Waksmundzka stwierdziła występowanie licznych ziaren pyłku (patrz rozdział „Badania palinologiczne...”). Obecność ziaren *Schizosaccus keuperi* Mädler – znanego od kajpru górnego aż do liasu górnego (wyższej jury dolnej) w Niemczech (Mädler, 1964) oraz *Triadispora keuperiana* Orłowska-Zwolińska znanego z dolomitu granicznego i warstw gipsowych dolnych kajpru górnego w zachodniej Polsce (Orłowska-Zwolińska, 1983) pozwala, zdaniem M. Waksmundzkiej, wnioskować, że zawierające je utwory należą do kajpru górnego (patrz rozdział „Badania palinologiczne...”).

Noryk

Warstwy kłodawskie dolne – część dolna

W centralnej (kujawskiej) części basenu środkowopolskiego noryk jest reprezentowany przez dolną część serii nazywanej warstwami kłodawskimi dolnymi. Utwory te występują w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 w interwale głębokości 3683,0–4044,0 m, osiągając miąższość 361,0 m. Jest to seria osadów noryku o jednej z większych miąższości, jakie są znane w strefie południowo-zachodniego skłonu wału kujawskiego i północno-wschodniej części niecki łódzkiej. W innych otworach północno-wschodniej części niecki łódzkiej występują jeszcze większe miąższości tych warstw – w profilach: Buków 2 – 504,0 m, Uniejów 1 – 493,0 m oraz Tuszyn 9 – 399,0 m.

Utwory noryku były w otworze Poddębice PIG 2 rdzeniowane bardzo fragmentarycznie; uzyskano z nich osiem rdzeni o łącznej długości 20,6 m, co stanowi zaledwie ok. 5,1% całkowitej długości ich profilu.

Wykształcenie litologiczne i sekwencja zmienności profilu dolnej części warstw kłodawskich dolnych w omawianym otworze wiertniczym są zbliżone do tych, jakie poznano w otworze Krośniewice IG 1 na wale kujawskim. Jest to kompleks głównie utworów mułowcowych, miejscami piaszczystych, z wkładkami piaskowców i niezbyt miąższymi poziomami zlepieńców, składających się przeważnie z materiału węglanowego, głównie rizolitów nagromadzonych wtórnie w postaci bruku korytowego. Są to utwory o barwach pstrych, przeważnie czerwonowiśniowych i wiśniowobrunatnych, miejscami bladych, jasnoróżowych, często z jasnozielonymi i seledynowymi plamkami odbarwień; rzadziej są one zielone i seledynowe. Skały te są przeważnie bezwapniste lub bardzo słabo wapniste, choć miejscami ich węglanowość rośnie do 15, a nawet do 45%.

W znacznej części utworów noryku występują rozproszone „żwirki”, „otoczaki”, czy „intraklasty” węglanowe, które przy dokładniejszym zbadaniu okazują się być w znacznej części węglanowymi konkrecjami pedogenicznymi – rizolitami – pozostałościami ówczesnych gleb kopalnych, występującymi *in situ* lub redeponowanymi. Rizolity powstawały w glebach kopalnych rozwiniętych na bardziej wyniesionych nieczynnych fragmentach równi zalewowej lub łachach meandrowych. Często rizolity zostały uwolnione z osadu później, w wyniku rozmywania poziomów glebowych i redeponowane przez rzeki. Nagromadziły się one wtedy w licznych poziomach bruku korytowego wraz z intraklastami mułowców, pochodzących również z niszczenia tych samych poziomów glebowych. Przyszłe badania powinny dać odpowiedź na pytania: (1) jak szeroki jest zasięg regionalny występowania w utworach noryku rizolitów *in situ* rozproszonych w osadach jako pozostałość dawnych poziomów glebowych oraz zlepieńców rizolitowych w postaci bruku korytowego (?) oraz (2) jaki jest udział tych rizolitów *in situ* oraz zlepieńców rizolitowych wśród rozproszonych otoczaków, tzw. „żwirków” i zlepieńców uważanych dotąd za „prawdziwe” węglanowe, tj. pochodzące z erozji warstw węglanów (?).

Ze względu na swą monotonię, kompleks osadów zaliczanych do noryku jest trudny do podzielenia. Analiza krzywych geofizycznych sugeruje, że występuje w nim wiele cykli sedymentacyjnych, zaczynających się od utworów bardziej gruboziarnistych, miejscami zlepieńcowatych i często bardziej wapnistych, co być może jest związane także ze zwiększoną zawartością drobnego detrytusu węglanowego, a kończących się utworami bardzo drobnoziarnistymi, mułowcowo-iłowcowymi.

Na podstawie analizy karotażu geofizycznego w utworach noryku wyróżniono cztery sekwencje litologiczne (A, B, C i D).

Sekwencja A – w interwale głębokości 4021,0–4044,0 m, o miąższości 23,0 m, występują mułowce i piaskowce mułowcowe, wapnisto-dolomityczne zielonoszare lub brunatne z wkładkami iłowców wiśniowobrązowych z rozproszonymi rizolitami. W dolnej części sekwencja rozpoczyna się warstewką piaskowca silnie węglanowego. Wskutek przypuszczalnego przesunięcia rdzeni z interwałów głębokości 4016,0–4018,0 oraz 4057,0–4060,0 m o kilka metrów w dół w stosunku do danych z karotażu geofizycznego, sekwencja A jest reprezentowana w swej dolnej części przez krzywe geofizyczne z interwału 4057,0–4060,0 m. W tym interwale poza laminacją poziomą równoległą i śladami korzeni nie zaobserwowano innych cech sedymentologicznych. W sekwencji A występują najbardziej prawdopodobnie osady fluwialne, równi zalewowej (powodziowej) (fig. 7). Utwory tej sekwencji tworzą parasekwencję retrogradacyjną (fig. 8).

Sekwencja B – w interwale głębokości 3909,0–4021,0 m, o miąższości 112,0 m, również przeważają mułowce i piaskowce mułowcowe zielonoszare i brunatne z wkładkami iłowców. Ważnym składnikiem są również liczne poziomy zlepieńców węglanowych, zielonoszarych. Mułowce i piaskowce są węglanowe, wapnisto- lub marglisto-dolomityczne o dużej wapnistości (ok. 20% na głębokości 4017,0 m i 25% na głębokości 4016,4 m; w zlepieńcu węglanowość na głębokości 40l6,7 m wynosi około 70%). Utwory tej sekwencji są również słabo udokumentowane materiałem rdzeniowym. W rdzeniu z interwału 4016,0–4018,0 m oprócz laminacji poziomej równoległej stwierdzono warstwowania przekątne rynnowe.

Istotnym składnikiem utworów tej sekwencji są rizolity (niektóre z septariami), czyli węglanowe konkrecje pedogeniczne, występujące *in situ* i nagromadzone w postaci zlepieńcowatych bruków korytowych. Wiele jest w tych utworach śla-

dów korzeni. Utwory te są w znacznej mierze glebami kopalnymi, które wielokrotnie tworzyły się w trakcie sedymentacji tej sekwencji. W dolnej części sekwencji spotyka się detrytus zwęglonej flory, a w części górnej liczne ślady penetracji organizmów drążących. Są to osady fluwialne korytowe oraz równi zalewowej (?powodziowej), w interwale 4016,0–4018,0 m, stanowiące fragment cykli sedymentacji rzecznej (fig. 7). Sekwencja ta jest utworzona przez zestaw parasekwencji retrogradacyjnych (fig. 8).

Sekwencja C – w interwale głębokości 3730,0–3909,0 m, o miąższości 179,0 m, dominują mułowce i iłowce bardzo słabo wapniste, wiśniowobrunatne, z podrzędnymi wkładkami piaskowców oraz grubą warstwą piaskowca drobnoziarnistego o miąższości 11,5 m w części dolnej sekwencji. Wśród nich, również w tej sekwencji, występują poziomy zlepieńców węglanowych, składających się z rizolitów oraz intraklastów iłowców i mułowców nagromadzonych w postaci bruku korytowego. Rizolity występują w tej sekwencji także *in situ*, rozproszone w osadzie. W utworach tych obserwuje się liczne ślady korzeni, kanały drążeniowe oraz przeważnie zwęglony detrytus makroflory. W sekwencji C stwierdzono warstwowania przekątne rynnowe i zmarszczkowe oraz fragmenty z laminacją poziomą równoległą (fig. 7). Utwory tej sekwencji stanowią zestaw parasekwencji retrogradacyjnych (fig. 8).

Sekwencja D – w interwale 3683,0–3730,0 m o miąższości 47,0 m dominują piaskowce bardzo drobnoziarniste mułowcowe i mułowce różnobarwne ciemnowiśniowobrunatne, różowobrunatne, różowoszare oraz zielonoszare bardzo słabo wapniste z intraklastami iłowców i dolomitów, w części środkowej z większą ilością wkładek iłowcowych. Występuje w nich powszechnie warstwowanie przekątne rynnowe oraz warstwowanie zmarszczkowe i soczewkowe. Są to osady fluwialne korytowe, w których piaskowce tworzą sekwencje o ziarnie malejącym ku stropowi (fig. 7). Utwory te stanowią zestaw parasekwencji retrogradacyjnych (fig. 8).

W materiale rdzeniowym w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 nie napotkano charakterystycznych dla noryku, poznanych licznymi otworami gruzłowych zlepieńców ilastych. Można jednak przypuszczać, że występują one w nierdzeniowanych fragmentach profilu.

W dolnej części profilu otworu Poddębice PIG 2 nie znaleziono kompleksu szarych warstw iłowcowo-mułowcowych, w dolnej części z anhydrytami, a w wyższej węglanowych, poznanych w innych otworach – zwłaszcza znajdujących się w strefach ciągłej, intensywnej subsydencji w rowach synsedymentacyjnych. Ponieważ większość zarówno warstw gipsowych górnych, jak i noryku wskazuje na to, że otwór wiertniczy Poddębice PIG 2 został usytuowany w strefie największej subsydencji i sedymentacji osadów z przełomu karniku i noryku, więc i w jego profilu powinny takie szare utwory anhydrytowo-węglanowe występować. Brak tych utworów można tłumaczyć dwojako. Przy przyjęciu założenia o możliwości silnego zróżnicowania facjalnego utworów noryku można wnioskować, że omawianym warstwom odpowiadają węglanowe utwory z poziomami zlepieńców tworzące sekwencje A i B. Utwory te mogą się też znajdować w nierdzeniowanym odcinku dolnej części noryku.

W utworach noryku nie zachowały się żadne szczątki organizmów zwierzęcych, znane są tylko z niektórych poziomów liczne ślady penetracji organizmów – kanały drążeniowe. Dużo jest za to w tych skałach szczątków roślinnych – głównie fragmentów flory, przeważnie zwęglonej oraz nieco wtórnych pozostałości po roślinach, takich jak: ślady korzeni oraz rizolity, znajdowane prawie w całym profilu, poza jego najwyższą częścią.

Z pobranych w utworach noryku próbek do badań paleontologicznych nie uzyskano żadnych szczątków organicznych, zezwalających na udokumentowanie wieku występujących w tym kompleksie skał, a ich wiek ustalono tylko na podstawie korelacji litostratygraficznej.

Retyk

Warstwy kłodawskie dolne – część górna

W tej części basenu środkowopolskiego retyk jest reprezentowany przez górną część warstw kłodawskich dolnych. W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 występują one w interwale głębokości 3652,0–3683,0 m. Miąższość tych utworów wynosi tu 31,0 m i jest zbliżona do miąższości w innych otworach północno-wschodniej części niecki łódzkiej: Wartkowice 1 – 25,0 m oraz Trześniew 1 – 29,0 m. Prawie dwukrotnie większa miąższość jest znana w tym rejonie z otworów wiertniczych: Wartkowice 2 – 63,0 m, Rdutów 2 – 54,2 m oraz Kłokoczyn 1 – 58,0 m, a znacznie większe miąższości stwierdzono w otworach: Krośniewice IG 1 – 120,0 m i Siedlec 1 – l60,5 m.

Wobec tego, że z utworów retyku w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 nie uzyskano rdzeni, ich przynależność stratygraficzną oraz zasięg pionowy ustalono wyłącznie na podstawie korelacji krzywych karotażu geofizycznego, wykonanych w tym otworze z podobnymi krzywymi wykonanymi w sąsiednich otworach wiertniczych, głównie z dobrze opracowanym profilem otworu wiertniczego Krośniewice IG 1.

W otworze Poddębice PIG 2 retyk jest reprezentowany przez bardzo skróconą, liczącą tylko 31,0 m, sekwencję. Prawdopodobnie są to głównie osady mułowcowe i piaskowcowe, szare, z wkładkami zlepieńców drobnoziarnistych.

Na podstawie pomiarów geofizycznych można w górnej części warstw kłodawskich dolnych wyróżnić trzy części: (1) interwał 3683,0–5678,5 m, o przewadze mułowców i piaskowców; (2) interwał 3678,5–3668,5 m, o przewadze iłowców i mułowców oraz (3) interwał 3668,5–3652,0 m o przewadze piaskowców.

Są to osady fluwialne, w których ku górze wzrasta udział piaskowców i rozpoczyna się sedymentacja zlepieńców drobnoziarnistych. Wykazują one, zgodnie z opinią H. Kiersnowskiego, odwrócenie dotychczasowego trendu poprzez rozbudowywanie się parasekwencji progradacyjnej (fig. 7, 8).

Andrzej IWANOW

ROZWÓJ SEDYMENTACYJNO-PALEOTEKTONICZNY TRIASU NA PODSTAWIE DANYCH UZYSKANYCH Z OTWORU WIERTNICZEGO PODDĘBICE PIG 2

Sedymentacja najstarszych nawierconych w otworze Poddębice PIG 2 utworów – warstw gipsowych dolnych – odbywała się w zbiorniku kontynentalnym, który okresami uzyskiwał połączenie z otwartym basenem morskim. Gdy związki te z różnych powodów ulegały utrudnieniom lub w ogóle zanikały, zbiornik przekształcał się w szereg rozległych lagun i przeważnie wysładzających się jezior. W płytkim zbiorniku lagunowo-jeziornym, w dystalnych częściach czoła delty oraz w jej pobliżu – w prodelcie, tworzyły się słabo wapnisto-dolomityczne mułowce i iłowce z warstewkami piaskowców drobnoziarnistych. Sekwencja depozycyjna jest wynikiem nakładających się dwóch procesów: migracji delty (lateralnej akrecji) oraz wahań poziomu zwierciadła wody w zbiorniku, do którego wkraczają osady deltowe (fig. 7). Naprzemianległość warstw szarych i czerwonobrunatnych w dolnej sekwencji świadczy o oddalaniu i osłabianiu lub przybliżaniu i wzmacnianiu wpływów sąsiadującego lądu. Zanik barw czerwonych, wyraźne zaczernienie utworów w sekwencji B oraz obecność w osadach fauny małży, małżoraczków i esterii znanych ze środowisk brakicznych lub słonowodnych, a także otwornic, wskazuje natomiast nie tylko na oddalanie się brzegów zbiornika, ale także o jego otwarciu się na wpływy morskie. Czarna barwa osadów i obecność agregatów pirytowych świadczą o warunkach redukcyjnych środowiska oraz mogą wskazywać na stagnację wód w głębszych częściach zbiornika i spokojne warunki sedymentacji. Autor rozdziału dochodzi do innych wniosków niż H. Kiersnowski (fig. 7), który warstwowania zmarszczkowe w najwyższej części profilu warstw gipsowych dolnych interpretuje jako spłycanie i przejście osadów jeziornych w osady przybrzeżne, być może wału brzegowego.

Osady piaskowca trzcinowego tworzyły się w środowisku deltowo-rzecznym (fluwialnym) i być może okresowo lagunowym. Zaczynają one nowy megacykl sedymentacyjny i stanowią jego dolną część, w której dominują piaskowce. Ich sedymentacja była prawdopodobnie związana z okresem wzrostu aktywności tektonicznej, spowodowanej podnoszeniem się fragmentów otaczającego lądu. Skutkiem tego były zmiana baz erozyjnych i nasilanie się erozji oraz wzrost siły transportowej rzek i zwiększenie ilości transportowanego materiału. Prawdopodobnie na zmianę warunków działalności rzek, tj. erozji, transportu i sedymentacji, wpłynął dodatkowo wzrost wilgotności klimatu. W okresie sedymentacji utworów piaskowca trzcinowego daje się wyróżnić dwie fazy nasilenia tych procesów i związanej z nimi wzmożonej sedymentacji piaskowców: pierwsza faza – bardzo intensywna z osadzaniem wyłącznie piaskowców (sekwencja A) i druga faza – słabsza, o czym świadczy utrata wyłączności przez piaskowce i występowanie wkładek innych osadów – mułowców i iłowców (sekwencja D). Oba te okresy rozdziela faza osłabienia ruchów ?tektonicznych, ?subsydencji i zmniejszenia udziału piaskowców w profilu. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne w sekwencji B, która reprezentuje parasekwencje retrogradacyjne – głównie iłowce i mułowce, a mniej wyraźnie, w sekwencji C, w której udział piaskowców ku górze profilu stopniowo rośnie, czego przyczyną jest nasilanie się erozji na lądzie. Procesy te osiągnęły maksimum w okresie sedymentacji sekwencji D.

Sedymentacja piaskowca trzcinowego zaczęła się od gwałtownego utworzenia się w obrębie zbiornika śródlądowego typowej sedymentacji deltowej w postaci 3-metrowej warstwy ciemnoszarych, bezstrukturalnych piaskowców drobnoziarnistych, zawierających liczne intraklasty ciemnych iłowców, pochodzących z erozji leżących w spągu iłowców najwyższej części warstw gipsowych dolnych. Reprezentują one osady powodziowe w strefie czoła delty. Warstwa ta stanowi dolny fragment 30-metrowej monotonnej sekwencji piaskowców drobno- i średnioziarnistych, których wyższe części są osadami deltowych koryt rozprowadzających i nasypów przyujściowych (?czoło delty) oraz osadami płytkiego przybrzeża.

Wyżej, ku górze profilu osady progradującej uprzednio silnie delty (główna część sekwencji A) były stopniowo zastępowane przez osady dojrzałej rzeki meandrowej, do których należą osady dolnej i górnej łachy meandrowej i osady pozakorytowe (górna część sekwencji A). Powyżej były deponowane osady rzek, o mniejszej energii transportu i dużej krętości, rozwiniętych na obniżającej się równi fluwialnej zdominowanej przez okresowe powodzie. Są one reprezentowane przez liczne różnorodne formy fluwialnych środowisk sedymentacyjnych; są wśród nich osady korytowe, śródkorytowej rynny rzecznej, dolnej i górnej łachy meandrowej, wałów brzegowych, glifów krewasowych i inne osady pozakorytowe równi zalewowych (powodziowych) z licznymi śladami gleb kopalnych (śladami systemów korzeniowych) (fig. 7).

Ogólnie w rozwoju sedymentacji piaskowca trzcinowego środowiska sedymentacji jeziornej, subakwalnej były wypierane, aż zostały całkowicie zastąpione przez środowisko sedymentacji fluwialnej położone coraz dalej od ujścia (rejonu delty). Śródlądowy zbiornik jeziorny uległ zasypaniu. Procesy te zostały wyrażone przez zestaw parasekwencji progradacyjnych (fig. 8).

W końcowym okresie sedymentacji kompleksu piaskowca trzcinowego słabł transport i malała akumulacja materiału klastycznego, która nie kompensowała już subsydencji. Na proces ten nakładały się być może krótkotrwałe eustatyczne podniesienia poziomu morza. Nastąpiła wtedy krótkotrwała ingresja wód morskich, której rezultatem było osadzenie się w zbiorniku ciemnoszarych mułowców silnie węglanowych, a nawet cienkiej warstwy szarego marglu dolomitycznego i dolomitu ilastego. Po ustąpieniu morza powróciła lądowa sedymentacja fluwialna, przerywana jednak kilkakrotnie późniejszymi, znacznie słabszymi i krótszymi wtargnięciami wody morskiej do zbiornika śródlądowego. Ich osady były często niszczone i ujawniają się w profilu występowaniem w osa-

dzie drobnego detrytusu muszli małży morskich lub lagunowych *Palaeoneilo elliptica* Goldfuss (często na wtórnym złożu łącznie z detrytusem zwęglonej makroflory) wśród fluwialnych piaskowców drobnoziarnistych. Ogólnie był to okres niewielkiej retrogradacji utworów kontynentalnych (fig. 8).

Sedymentacja warstw gipsowych górnych odbywała się nadal w zbiorniku śródlądowym w środowisku rzecznym i jeziornym (zastoiskowym). Kontynuują one duży megacykl sedymentacyjny rozpoczęty w trakcie sedymentacji piaskowca trzcinowego i stanowią jego górną część, w którym dominują utwory iłowcowo-mułowcowe. Zmiana typu sedymentacji, która nastąpiła z końcem sedymentacji piaskowca trzcinowego była związana prawdopodobnie ze zmniejszeniem się ruchliwości obszarów przylegających do zbiornika i łączącym się z tym osłabieniem erozji oraz zmniejszeniem ilości dostarczanego do zbiornika materiału detrytycznego. Być może przyczyniło się do tego również pewne osuszenie klimatu. Początek powstawania warstw gipsowych górnych jest związany z wyraźną stabilizacją warunków sedymentacji. Przy braku ukierunkowanej tendencji rozwoju sedymentacji w profilu przeważa agradacja wertykalna, związana najprawdopodobniej ze stałą subsydencją (fig. 8). Na jej tle zaznaczają się słabo wyrażone cykle retro- i progradacyjne. W tym okresie dominowała sedymentacja bardzo drobnoklastyczna (mułowcowo-iłowcowa). Są to głównie osady równi fluwialnej, na której występują osady powodziowe z rozwiniętym systemem niewielkich rzek, osady glifów krewasowych, osady starorzeczy i czasami jezior (fig. 7). Okresowo zaznacza się w ich obrębie sedymentacja bardziej gruboklastyczna w postaci poziomów bruków korytowych, miejscami z nagromadzeniami detrytu i muszli małży z rodzaju *Megalodus* sp. Świadczy to o tym, że w pobliżu były wtedy niszczone i redeponowane poziomy czy sekwencje osadów być może pochodzenia płytkomorskiego, brakicznego (?zastoiskowego) z poziomami koncentracji muszli małży. Jest zatem prawdopodobne, że w warunkach szybkiej niekompensowanej subsydencji dochodziło do powstawania obniżeń zalewanych okresowo przez morze. Prawdopodobnie mogło wtedy powstać w profilu jedno lub kilka niewielkich wtrąceń osadów związanych z małymi ingresjami morskimi. Tworzyły się one w trakcie rozwoju parasekwencji retrogradacyjnych.

Mimo że w całej sekwencji stwierdzono obecność zwęglonego detrytusu makroflory i ślady korzeni, to jednak występują one tu rzadziej, niż w utworach piaskowca trzcinowego. Świadczy to o tym, że w okresie sedymentacji warstw gipsowych górnych nie było stabilnych warunków do tworzenia dojrzałych gleb.

W wyższej części profilu (sekwencja D) zaznacza się wyraźnie progradacja fluwialnego systemu depozycyjnego w kierunku osi zbiornika. Sedymentację warstw gipsowych górnych kończy zestaw parasekwencji progradacyjnych przejawiających się w postaci szeregu drobnych cykli odwróconych. Zbiornik był wtedy zasypywany, powierzchnia sedymentacji uległa zmniejszeniu (fig. 8).

We wczesnym noryku na całym obszarze basenu późnotriasowego wystąpiły regionalnie i lokalnie zróżnicowane co do intensywności ruchy wznoszące. Prowadziło to do zmiany baz erozyjnych i rozwoju intensywnej erozji (powstawanie granic erozyjnych). Jedynie w kilku wąskich, wydłużonych strefach – rowach synsedymentacyjnych, charakteryzujących się szybką i intensywną subsydencją, trwała nieprzerwanie sedymentacja kompensująca tę subsydencję. Po okresie intensywnej aktywności tektonicznej nastąpiło rozszerzenie obszarów subsydencji i związanej z nią sedymentacji dolnej części warstw kłodawskich dolnych. Epikontynentalny basen sedymentacyjny uległ rozszerzeniu i objął znaczną część obszarów dotąd wynurzonych i erodowanych. Z lądów o podobnych jak dla kajpru górnego warunkach klimatycznych (klimatu gorącego, może o nieco zwiększonej wilgotności) oraz morfologicznych, porośniętych jeszcze roślinnością o typie kajprowym, był znoszony przez rzeki, pochodzący z erozji, materiał klastyczny. Był on osadzany w ciągle subsydującym basenie, który okresowo uzyskiwał połączenie ze zbiornikiem morskim. Świadczy o tym zarówno wystąpienie charakterystycznej dla tego typu osadów fauny brakicznej, jak również obecność spoiwa węglanowego (wapnistego lub dolomitycznego) w osadach klastycznych i ilastych, a także powstawanie wkładek dolomitowych.

O wzroście wilgotności panującego w noryku gorącego klimatu świadczy zarówno pojawianie się licznego detrytusu makroflory, jak też bardzo licznych śladów korzeni roślin oraz wapiennych konkrecji pedogenicznych – rizolitów, jako wskaźników gleb kopalnych. Świadczy też o tym pośrednio wzrost ilości piaskowców, przynajmniej w dolnym odcinku profilu noryku (fig. 7).

Rozwój procesów erozyjno-sedymentacyjnych na początku noryku przejawił się w profilu otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 rozwojem osadów bardziej gruboklastycznych w stosunku do warstw gipsowych górnych. Są to głównie brunatne piaskowce i mułowce oraz podrzędnie iłowce, sporadycznie z poziomami zlepieńców, z których wiele składa się z redeponowanych konkrecji pedogenicznych. Powstanie prawie całej tej sekwencji osadowej jest związane z fluwialnym środowiskiem sedymentacji. Są to przeważnie pozakorytowe osady równi zalewowej (powodziowej) oraz osady korytowe z fragmentami cykli sedymentacji rzecznej, a podrzędnie osady górnej i dolnej części łachy meandrowej. Składają się one z poziomów naprzemianległych piaskowców drobnoziarnistych i mułowców z laminacją soczewkową, miejscami z sekwencjami o ziarnie malejącym ku stropowi (fig. 7).

Świeżo złożone osady były często szybko opanowywane przez roślinność. Na bardziej wyniesionych nieczynnych fragmentach równi zalewowej lub na łachach meandrowych tworzyły się gleby kopalne, czego dowodem są liczne ślady korzeni i ich kanałów oraz rizolity – węglanowe konkrecje pedogeniczne.

Ruchy tektoniczne nie zamarły całkowicie, a w ciągu noryku zaznaczyło się jeszcze kilka okresów nasilenia się ruchów wznoszących i erozji. Były one przyczyną pojawienia się w profilu kilku poziomów piaskowców i zlepieńców węglanowych, zaczynających nowe parasekwencje retrogradacyjne. W górnym noryku erozja słabła i osadzały się głównie iłowce i mułowce.

Cały pozany w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 profil noryku tworzy samodzielny magacykl sedymentacyjny,

stanowiący jedną megasekwencję retrogradacyjną powstałą po zmianie baz erozyjnych i luce erozyjnej na pograniczu karniku i noryku, a której rozwój został przerwany z początkiem sedymentacji retyku (fig. 8).

W retyku, z początkiem sedymentacji górnej części warstw kłodawskich dolnych, zaszły zasadnicze zmiany klimatyczne i paleogeograficzne. Wody zbiornika sedymentacyjnego uległy wysłodzeniu w związku z przerwaniem połączenia z alpejskim zbiornikiem geosynklinalnym, wywołanym podnoszeniem się znacznych obszarów południowego obrzeżenia zbiornika. W warunkach zwiększonej wilgotności na lądzie i w zbiornikach wodnych bujnie rozwijała się roślinność dostarczająca dużej ilości szczątków do powstającego osadu. Nastąpiła wyraźna zmiana zabarwienia osadu, zniknęły barwy pstre, a w środowisku bagnisk, równi zalewowych (powodziowych) oraz meandrujących rzek w warunkach redukcyjnych tworzyły się ciemno zabarwione substancje organiczne i prawie czarne osady iłowcowo-mułowcowe z wkładkami jasnoszarych i prawie białych, czasami z odcieniem brunatnawym, piaskowców drobnoziarnistych. Ich udział ku stropowi wyraźnie wzrasta. Występują także zlepieńce drobnoziarniste. W znacznej części są to osady fluwialne korytowe. Do zbiornika był znoszony głównie kwarcowy materiał klastyczny, pochodzący ze wznoszących się i głęboko denudowanych obszarów lądowych oraz podnoszących się śródbasenowych struktur lokalnych. Ilaste wietrzenie skaleni dostarczało materiału na spoiwo i warstwy iłowców. Charakterystyczne jest odwrócenie poprzedniego noryckiego trendu w postaci rozbudowującej się parasekwencji progradacyjnej (fig. 8).

Hubert KIERSNOWSKI

ANALIZA SEDYMENTOLOGICZNO-FACJALNA ORAZ INTERPRETACJA SEDYMENTOLOGICZNA POMIARÓW GEOFIZYKI WIERTNICZEJ UTWORÓW TRIASU

Szczegółowe profilowanie sedymentologiczne (fig. 7) objęło 134 m b. rdzenia, co stanowi niewiele ponad 10% z ponad 1000-metrowego profilu triasu górnego z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2. Z powodu tak nieznacznej ilości materiału rdzeniowego interpretację litologii i środowisk sedymentacji przeprowadzono na podstawie geofizycznych karotaży wiertniczych.

Według przyjętych dotychczasowych założeń, w profilu powinny znajdować się osady kajpru, noryku i retyku. Granice pomiędzy nimi były różnie definiowane na podstawie wydzieleń z sąsiednich otworów wiertniczych i ogólnie przyjętych kryteriów litostratygraficznych i biostratygraficznych.

W niniejszym rozdziale przedstawiono propozycje podziałów stratygraficznych na podstawie badań sedymentologicznych i elementów stratygrafii sekwencji. Analiza sedymentologiczna umożliwiła opis i zdefiniowanie środowisk sedymentacji, ustalenie ich zmienności i następstwa w profilu pionowym. Dane te, w połączeniu z interpretacją karotaży geofizycznych, umożliwiły przedstawienie modelu sukcesji głównych środowisk sedymentacji na przestrzeni całego profilu. Wyróżniono złożone systemy depozycyjne środowisk sedymentacji fluwialnej, jeziornej i deltowej oraz środowisk tranzytowych reprezentujących przejścia pomiędzy nimi.

Są to głównie osady rzek meandrujących, równi zalewowych, okresowych płytkich jezior (zastoisk), delt i równi deltowych oraz osady sporadycznych ingresji morskich (?), mających być może decydujący wpływ na zmiany baz erozyjnych.

Zaproponowano następujące wydzielenia stratygraficzne (według pomiarów geofizycznych) (od góry profilu):

- retyk: od 3652,0 do 3683,0 m;
- noryk: od 3683,0 do 4044,0 m;
- karnik (kajper): od 4044,0 do 4730,0 m (koniec wiercenia)
  - warstwy gipsowe górne: od 4044,0 do 4545,0 m;
  - piaskowiec trzcinowy: od 4545,0 do 4714,0 m;
    - górny: od 545,0 do 4678,0 m;
    - dolny: od 4678,0 do 4714,0 m;
  - warstwy gipsowe dolne: od 4714,0 do 4730,0 m (koniec wiercenia).

Prace prowadzone w 2001 r. nad stratygrafią triasu w projekcie „Zintegrowana analiza geofizyczno-geologiczna basenu triasowego Niżu Polskiego" spowodowały częściowe przewartościowanie wydzieleń stratygraficznych. Zostało to pokazane w tabeli stratygraficznej (fig. 8). Zmieniona stratygrafia przedstawia się następująco (według pomiarów geofizycznych) (od góry profilu):

- retyk: od 3652,0 do 3683,0 m;
- noryk: od 3682,0 do 4217,5 m (zmienione z 4044,0);
- karnik (kajper): od 4217,5 m (zmienione z 4044,0 m) do 4730,0 m (nieprzewiercone, koniec wiercenia);
  - warstwy gipsowe górne: od 4217,5 m (zmienione z 4044,0 m) do 4610,0 (zmienione z 4545,0 m);
  - piaskowiec trzcinowy: od 4610,0 (zmienione z 4545,0 m) do 4714,0 m;
    - górny: od 4610,0 m (zmienione z 4545,0 m) do 4678,0 m;
    - dolny: od 4678,0 do 4714,0 m;
  - warstwy gipsowe dolne: od 4714,0 do 4730,0 m (nieprzewiercone, koniec wiercenia).

Charakterystyka wydzielonych kompleksów osadowych triasu

Karnik (kajper górny) (?)

Warstwy gipsowe dolne. Osady warstw gipsowych dolnych są ograniczone w stropie granicą erozyjną związaną z progradacją osadów piaskowca trzcinowego. Są to ciemnoszare i czarne mułowce, iłowce z niewielkim udziałem bardzo drobnoziarnistych piaskowców, występujące w sekwencjach heterolitowych z rozproszonym detrytusem zwęglonej i spirytyzowanej flory, reprezentujące środowisko sedymentacji płytkiego przybrzeża (być może środowisko prodelty). Ku spągowi występują ciemnoszare, czarne i odcinkami brunatne mułowce i piaskowce drobnoziarniste z rozproszonymi skupieniami anhydrytu lub spirytyzowaną florą i szczątkami małży. Osady te reprezentują środowiska sedymentacji płytkiego i głębszego przybrzeża i okresowo równi brzegowej.

Stwierdzono parasekwencję progradacyjną osadów dystalnych czoła delty i osadów prodelty.

Piaskowiec trzcinowy. Pomimo znacznej ilości uzyskanego rdzenia, granica pomiędzy warstwami gipsowymi górnymi a piaskowcem trzcinowym nie jest łatwa do ustalenia. Podobnie jak w dolnej części warstw gipsowych górnych w piaskowcu trzcinowym występują brunatne mułowce z przewarstwieniami ciemnoszarych piaskowców ze zwęglonym detrytusem flory i śladami korzeni, reprezentujące środowisko sedymentacji równi zalewowej i koryt fluwialnych. W środkowej części kompleksu osadowego piaskowca trzcinowego występują osady w przewadze drobnoklastyczne z niewielkimi skupieniami anhydrytu, reprezentujące na przemian środowisko sedymentacji równi brzegowej i płytkiego przybrzeża. Ku spągowi ponownie występują osady środowiska fluwialnego, w szczególności piaskowce korytowe o znacznej miąższości oraz masywne piaskowce z rozproszonym dużym detrytusem zwęglonej flory – interpretowane jako osady powodzi, być może związanych ze środowiskiem estuariów utworzonych we wciętych dolinach powstałych w związku z przyjmowanym etapem raptownego obniżenia baz erozyjnych (LS – *low stand*).

W osadach tych występuje zestaw parasekwencji progradacyjnych, w tym piaskowiec trzcinowy dolny – osady progradującej gwałtownie delty i piaskowiec trzcinowy górny – osady dojrzałej rzeki meandrującej, przechodzące ku stropowi głównie w osady rzek o dużej krętości, rozwiniętych na równi fluwialnej zdominowanej przez okresowe powodzie, należące zdaniem autora do początkowej sukcesji warstw gipsowych górnych.

Warstwy gipsowe górne. W stropie kompleksu występują ciemnobrunatne i odcinkami ciemnoszaroczarne mułowce i iłowce, nieliczne piaskowce drobnoziarniste oraz gruzły i przewarstwienia brekcji anhydrytowej. Stwierdzono sporadyczne ślady korzeni.

Prawdopodobne jest występowanie przewarstwień anhydrytów reprezentujących poziom anhydrytu stropowego. W środkowej części kompleksu osadowego występują brunatne piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami zlepów muszlowych małży cienkoskorupowych, reprezentujące środowisko sedymentacji strefy przybrzeża. Niżej w profilu występują brunatne mułowce, iłowce i piaskowce drobnoziarniste z bardzo licznymi śladami korzeni i pojedynczymi skupieniami anhydrytu, reprezentujące środowisko sedymentacji równi brzegowej, natomiast w dolnej części kompleksu – ciemnobrunatne mułowce, często zbrekcjonowane z licznymi drobnymi skupieniami anhydrytu.

Ku spągowi występują ponownie osady płytkiego przybrzeża. Są to ciemnoszare mułowce i iłowce z poziomami napławionego drobnego, zwęglonego detrytusu flory. Niżej osady te ponownie reprezentują środowisko równi brzegowej. Są to brunatne mułowce i piaskowce drobnoziarniste z nielicznymi, niewielkimi skupieniami anhydrytów. Ku spągowi powtarza się sekwencja osadów płytkiego przybrzeża. Są to ciemnoszare, laminowane mułowce i iłowce, odcinkami wapniste, ze zwęglonym detrytusem flory i szczątkami małży oraz przewarstwienia szarych wapieni (?dolomitów). W spągu kompleksu ponownie występują osady strefy płytkiego przybrzeża – równi brzegowej. Osady są na przemian ciemnoszare i brunatne. Są wykształcone w postaci drobnoziarnistych piaskowców, tworzących zestawy warstwowań zmarszczkowych (prądowych i falowych) na przemian z poziomami glebowymi.

Osady te przechodzą ku spągowi w osady górnej części piaskowca trzcinowego.

W dolnej części jest to zestaw parasekwencji agradacyjnych, przechodzący ku stropowi w zestawy parasekwencji retrogradacyjnych i progradacyjnych.

W dolnej części są to osady dojrzałej rzeki meandrującej, przechodzące ku stropowi w osady głównie rzek o dużej krętości rozwiniętych na równi fluwialnej zdominowanej przez okresowe powodzie i okresowe jeziora. Stwierdzono węglanowe osady ?jeziorne być może związane z wpływem niewielkiej ingresji morskiej (fig. 7). Niewykluczone jest istnienie podobnych, niewielkich wtrąceń tych osadów – związanych z małymi ingresjami morskimi – powstałych w trakcie rozwoju parasekwencji retrogradacyjnych.

Noryk

Osady noryku mają znaczną miąższość i są litologicznie zróżnicowane. W stropie kompleksu są to ciemnobrunatne mułowce i piaskowce drobnoziarniste, reprezentujące środowisko sedymentacji fluwialnej równi zalewowej i efemerycznych koryt. Stwierdzono drobne szczątki zwęglonej flory, niewielkie węglanowe konkrecje pedogeniczne i ich wtórne nagromadzenia. W części środkowej kompleksu występują częściej piaskowce drobnoziarniste w facjach korytowych, z przewarstwieniami brunatnych mułowców oraz licznymi śladami korzeni, a także liczne drobne węglanowe konkrecje

pedogeniczne i ich wtórne nagromadzenia. W dolnej części kompleksu są obecne na przemian ciemnobrunatne masywne mułowce z drobnymi konkrecjami i sekwencje heterolitów mułowcowo-drobnoziarnistopiaskowcowych z licznymi bioturbacjami. W spągu następuje prawdopodobnie przejście do warstw gipsowych górnych, pozbawione wyraźnej granicy erozyjnej.

Sedymentację warstw utworów noryku rozpoczyna zestaw parasekwencji progradacyjnych w postaci szeregu cykli odwróconych. W górę profilu wydzielono zestawy parasekwencji retrogradacyjnych powstałych po luce erozyjnej i zmianie baz erozyjnych na granicy karniku (kajpru) i noryku. W porównaniu z kajprem są to osady bardziej gruboklastyczne, rozwinięte w postaci fluwialnych systemów depozycyjnych. Charakterystyczny jest wzrost udziału dobrze rozwiniętych gleb kopalnych, świadczący być może o postępujących zmianach klimatycznych.

Retyk

Osadów retyku nie rdzeniowano. Zostały one wydzielone na podstawie krzywych geofizyki otworowej i porównania z sąsiednimi profilami. W skróconym profilu retyku jest widoczne odwrócenie dotychczasowego trendu w postaci rozbudowującej się parasekwencji progradacyjnej. Są to osady fluwialne, w których wyraźnie wzrasta udział piaskowców i pojawiają się przewarstwienia zlepieńców drobnoziarnistych.

Zastosowanie metod stratygrafii sekwencji w przypadku analizy pojedynczego profilu jest trudne i może tylko stanowić przybliżoną podstawę do dalszych korelacji. Wyróżniono parasekwencje zgrupowane w zestawy parasekwencji retro-, pro- i agradacyjnych. Zestawy parasekwencji tworzą sekwencje, których granice (SB – *sequence boundary*) niekoniecznie odpowiadają wydzielonym jednostkom stratygraficznym. Wydzielone sekwencje odzwierciedlają fluktuacje i nasilenie procesów kontrolujących depozycję w basenie. Reprezentują wypadkową subsydencji, regionalnej tektoniki, ruchów eustatycznych (w przypadku połączenia ze zbiornikiem morskim) lub zmian poziomu wody (wywołanych być może czynnikami klimatycznymi) w lokalnym zbiorniku stanowiącym punkt odniesienia dla progradujących lub retrogradujących systemów fluwialno-deltowych (fig. 8). Mając na uwadze problem związany z niedostateczną ilością materiału rdzeniowego, na podstawie analizy karotaży wiertniczych zinterpretowano częściowo: powierzchnie regresji (R – *regression*) i transgresji (TS – *transgressive surface*) oraz poziomy związane z powierzchnią maksymalnego zalewu (MFS – *maximum flooding surface*).

Elżbieta KRYSTKIEWICZ, Anna MALISZEWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW TRIASU GÓRNEGO

Charakterystyka petrograficzna skał

Poniższą charakterystykę utworów triasu górnego wykonano na podstawie wyników badań 60 płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym (Krystkiewicz, 1993, 1994). Wybrane próbki skał poddano także badaniom w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i w mikrosondzie elektronowej z dyspersją energii (EDS). Próbki skalne pochodziły z utworów karniku (kajpru górnego) (?), w których wyróżniono warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy i warstwy gipsowe górne, oraz z utworów noryku.

Karnik (kajper górny) (?)

Warstwy gipsowe dolne. Utwory warstw gipsowych dolnych osiągają miąższość 16,0 m i w ich obrębie zakończono głębienie otworu wiertniczego. Dwanaście zbadanych próbek reprezentuje brunatne, szare lub szarozielonkawe iłowce, wśród których miejscami występują cienkie warstewki szarych piaskowców mułowcowych lub mułowców, a na głębokości 4724,3 m – brunatny margiel.

Iłowce są skałami ilasto-mułowcowymi, często także marglistymi (fig. 9A). Odznaczają się strukturą pelitowo-aleurytową, teksturą zwięzłą, kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem łuseczek mik i lamin mułowców. Głównym składnikiem minerałów ilastych jest illit, zapewne współwystępuje z nim także chloryt. W pelicie ilastym są widoczne ostrokrawędziste ziarna pyłu lub piasku kwarcowego, łuseczki muskowitu, biotytu i chlorytu, a akcesorycznie – ziarna skaleni, cyrkonu i apatytu. Miejscami występują również drobne intraklasty iłowców lub piaskowców drobnoziarnistych. W próbce z głębokości 4718,4 m Krystkiewicz (1993) dostrzegła elementy szkieletowe otwornic i małżoraczków. W próbce z głębokości 4730,0 m stwierdziła obecność węglanowych pseudoooidów, zapewne stanowiących pseudomorfozy po ooidach szamozytowych.

Opisywane iłowce zawierają zmienny udział drobnokrystalicznych minerałów węglanowych, rozproszonych wodorotlenków żelaza, materii organicznej i pirytu. Niektóre próbki zawierają także kwarc autigeniczny i skupienia anhydrytu. W iłowcach z głębokości 4713,7 i 4712,5 m występują cienkie warstewki szarych, mułowcowych piaskowców kwarcowych z anhydrytem.

Piaskowiec trzcinowy. Miąższość tego odcinka profilu wynosi 160,0 m. Występują w nim głównie szare, szarozielonkawe lub szarobrunatne piaskowce, mniej liczne są warstwy szarobrunatnych iłowców i mułowców.

Piaskowce odznaczają się strukturą psamitową lub psamitowo-aleurytową. Należą one do skał drobno- lub bardzo drobnoziarnistych, a na głębokości 4675,0–4712,5 m są średnioziarniste. Ich tekstura jest zwięzła, najczęściej kierunkowa, zaznaczona równoległym przebiegiem lamin mułowcowych lub ilastych. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są drobne, ostrokrawędziste lub półobtoczone ziarna kwarcu, najczęściej o średnicy 0,08–0,12 mm, a maksymalnie – 0,53 mm. Obserwuje się liczne ostrokrawędziste ziarna skaleni potasowych i polisyntetycznie zbliźniaczonych kwaśnych plagioklazów, łuseczki muskowitu, biotytu i chlorytu oraz akcesorycznie ziarna cyrkonu, rutytu, tytanitu, magnetytu i hematytu. Zwraca uwagę częściowa (fig. 9B), miejscami silna argilityzacja ziaren skaleni. Dostrzeżono również częściowe zastąpienie skaleni przez anhydryt. Na niektórych ziarnach skaleni w piaskowcach średnioziarnistych z głębokości 4675,0–4712,5 m występują cienkie obwódki regeneracyjne (fig. 9C). Dotyczy to szczególnie ziaren albitu szachownicowego, obrastanych przez albit autigeniczny, współwystępujący z chlorytem (Krystkiewicz, 1999b). Wśród obecnych licznych okruchów skalnych dostrzeżono fragmenty iłowców, mułowców, krystalicznych łupków kwarcowo-łyszczykowych i fragmenty silnie przeobrażonych skał wulkanicznych z reliktami struktury intersertalnej lub wachlarzowej (fig. 9D).

Z uwagi na skład materiału detrytycznego i zawartość spoiwa zbadane próbki piaskowców należą do arenitów subarkozowo-litycznych (głębokość 4675,0–4712,5 m) lub do wak arkozowych (głębokość: 4583,8; 4613,5; 4614,3 i 4570,2 m). Wśród składników akcesorycznych stwierdzono obecność ziaren cyrkonu, tytanitu, magnetytu i hematytu oraz szczątków węglistych.

Spoiwo piaskowców jest złożone z minerałów ilastych impregnowanych wodorotlenkami żelaza, kwarcu autigenicznego, mikrokrystalicznej krzemionki, a miejscami także z drobnokrystalicznego kalcytu. Najczęściej jest to spoiwo typu kontaktowego lub porowego, rzadziej – podstawowego. W piaskowcach z głębokości 4675,0–4712,5 m występuje również anhydryt (fig. 9E) i baryt. W piaskowcu z głębokości 4697,7 m Krystkiewicz (1999b) dostrzegła autigeniczne kryształy halitu i chlorytu.

Iłowce występujące w środkowej części profilu piaskowca trzcinowego (głębokość: 4673,0; 4652,8; 4625,2 i 4618,0 m), to szarobrunatne skały pelitowo-aleurytowe, często laminowane równolegle iłowcami jaśniej lub ciemniej zabarwionymi pigmentem żelazistym, z wkładkami mułowców lub piaskowców. W podstawowej masie minerałów ilastych tkwią drobne ziarna kwarcu, rozproszone wodorotlenki żelaza i łuseczki łyszczyków. Dostrzeżono tu obecność struktur bioturbacyjnych.

Mułowce odznaczają się strukturą aleurytowo-pelitową, teksturą zwięzłą, obecnością lamin piaszczystych i ilastych (heterolity); zbadane próbki pochodzą z głębokości 4634,0 i 4630,8 m. Są one złożone głównie z ziaren pyłu kwarcowego, akcesorycznie zawierają ziarna skaleni i blaszki łyszczyków, a w spoiwie – minerały ilaste, wodorotlenki żelaza i drobnokrystaliczne węglany.

Na głębokości 4577,5 m występuje szarozielonkawy zwięzły margiel. Skała jest złożona z pelitu ilastego i mikrosparu węglanowego. Udział ziaren pyłu, w którym dominuje kwarc, a podrzędnie występują: skalenie, biotyt, chloryt, cyrkon i minerały nieprzezroczyste, wynosi w niej około 20% obj. Skała zawiera także wodorotlenki żelaza.

Warstwy gipsowe górne. Odcinek profilu, który budują warstwy gipsowe górne, ma miąższość 501,5 m. Jest on reprezentowany przez ułożone na przemian warstwy iłowców, mułowców i margli, zawierające wkładki zlepieńców i piaskowca.

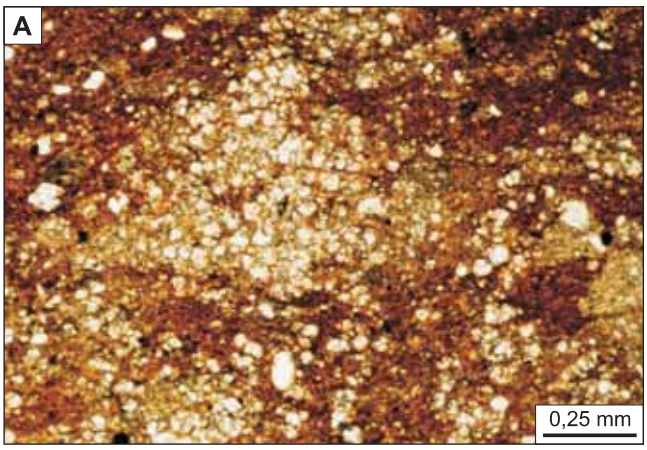
Iłowce występujące na głębokości: 4526,0; 4478,4; 4248,8; 4130,3; 4129,3 oraz 4057,2 m to brunatne skały złożone z pelitu ilastego i ziaren pyłu kwarcowego, impregnowanych wodorotlenkami żelaza. Zawierają one drobne ziarna skaleni, blaszki łyszczyków, a miejscami mikrospar kalcytu i dolomitu. Są bardzo podobne do iłowców znanych z warstw gipsowych dolnych.

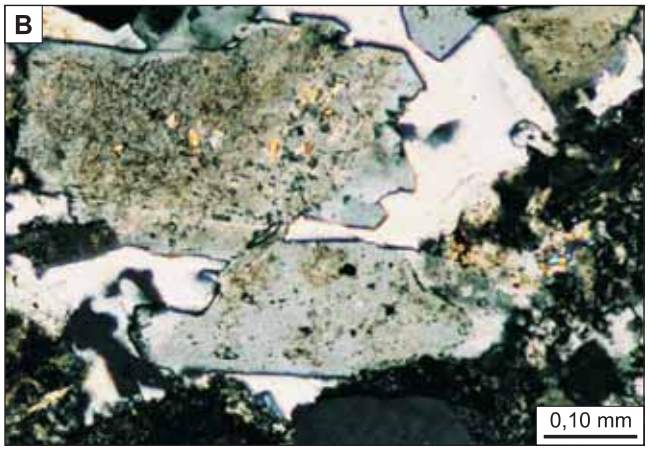
Mułowce z głębokości 4547,3; 4363,2 oraz 4081,6 m to skały szare lub szarobrunatne, złożone głównie z ziaren pyłu kwarcowego o najczęstszej średnicy 0,05 mm, maksymalnej 0,09 mm. Spoiwo typu kontaktowego lub porowego jest złożone z minerałów ilastych, wodorotlenków żelaza, niekiedy także z kwarcu autigenicznego, kalcytu i dolomitu. Liczne są tu blaszki minerałów łyszczykowych. Warstewki mułowców wraz z iłowcami często tworzą pakiety heterolitowe.

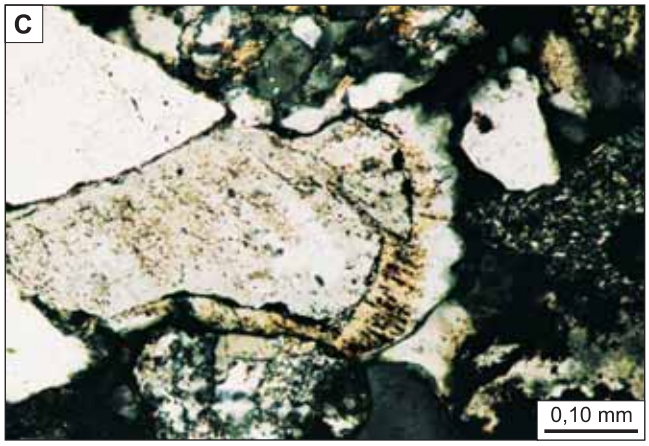
Margle z głębokości 4526,0; 4411,5; 4314,4; 4314,6; 4249,3 i 4199,0 m są skałami szaro- lub czerwonawobrunatnymi, złożonymi z pelitu ilastego, mikrosparu węglanowego i pyłu kwarcowego. Zawierają blaszki łyszczyków, rozproszone wodorotlenki żelaza oraz pojedyncze okruchy wapieni, iłowców i skał kwarcowo-skaleniowych (?). Miejscami dostrzega się w nich skupienia anhydrytu (fig. 9F) lub kwarcu autigenicznego.

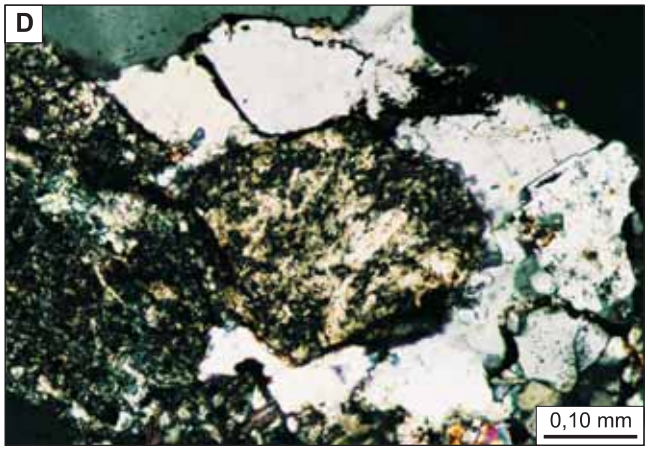
Zlepieńce stwierdzono na głębokości 4478,6; 4365,5 i 4365,8 m. Zlepieniec z głębokości 4478,6 m to drobnookruchowa skała brekcjowata, złożona głównie z ostrokrawędzistych lub słabo obtoczonych klastów mułowców marglistych i kwarcytowych. Średnica okruchów nie przekracza kilkunastu milimetrów. Okruchom skalnym towarzyszą półobtoczone i ostrokrawędziste ziarna kwarcu frakcji aleurytowej i blaszki łyszczyków. Spoiwo jest złożone z pelitu ilastego impregnowanego wodorotlenkami żelaza i mikrosparem węglanowym. Na rdzeniu zaobserwowano gniazda anhydrytu o wielkości średnicy dochodzącej do 10,8 mm.

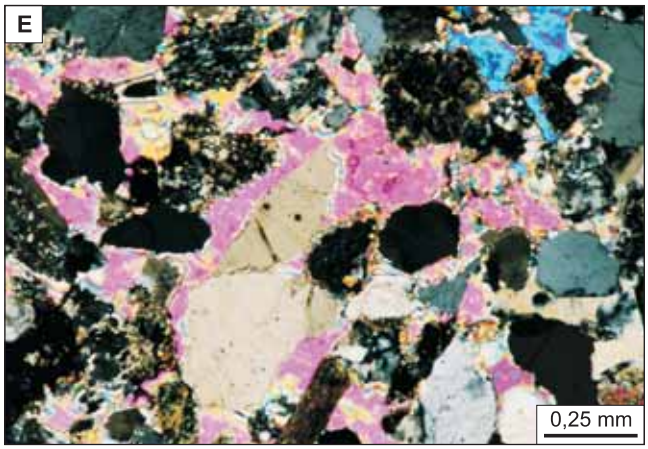
Zlepieniec z głębokości 4365,5 m, to szara, drobnookruchowa skała złożona z brunatnych otoczaków wielkości od 3 mm do 4,5 cm (fig. 9G). Wykazuje strukturę psefitowo-psamitową, teksturę bezładną, miejscami zwięzłą lub porowatą. Otoczaki skalne należą do mikrytów i mikrosparytów, niekiedy impregnowanych wodorotlenkami żelaza lub gipsem. Są one półobtoczone, słabo wysortowane. W materiale detrytycznym występują także ziarna pyłu i piasku kwarcowego oraz pojedyncze ziarna skaleni, cyrkonu i blaszki łyszczyków. W masie wypełniającej zlepieniec obserwuje się minerały

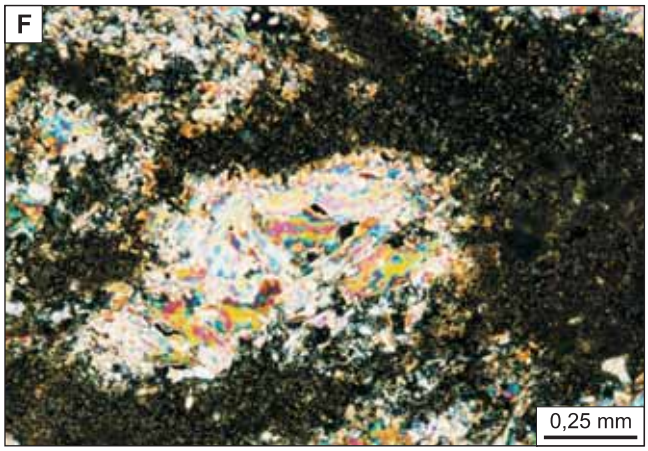

A
0,25 mm

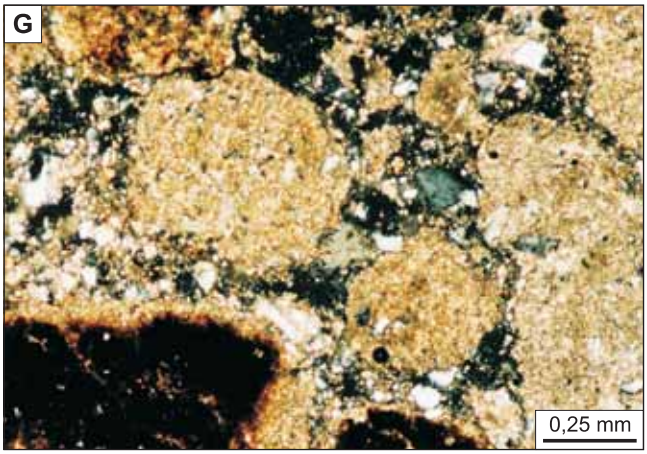

B
0,10 mm


C
0,10 mm


D
0,10 mm


E
0,25 mm


F
0,25 mm


G
0,25 mm

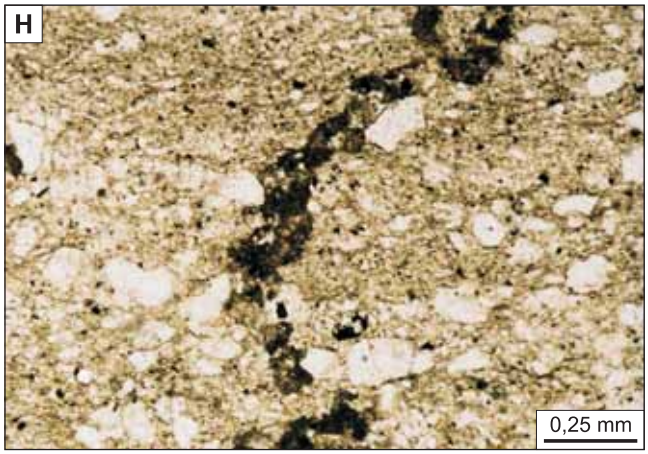

H
0,25 mm

Fig. 9. A. Iłowiec marglisty; zabarwienie plamiste jest efektem nierównomiernego rozmieszczenia wodorotlenków żelaza i węglanów; kajper górny, warstwy gipsowe dolne, głębokość 4725,8 m; bez analizatora. **B.** Częściowo spelityzowane ziarna skaleni i kwarc autigeniczny w piaskowcu; kajper górny, piaskowiec trzcinowy, głębokość 4711,6 m; nikole skrzyżowane. **C.** Ziarno skalenia obrastane obwódką regeneracyjną; kajper górny, piaskowiec trzcinowy, głębokość 4703,8 m; nikole skrzyżowane. **D.** Okruch zwietrzałej skały wulkanicznej z reliktową strukturą ?intersertalną; kajper górny, piaskowiec trzcinowy, głębokość 4703,3 m; nikole skrzyżowane. **E.** Piaskowiec z podstawowym spoiwem anhydrytowym; kajper górny, piaskowiec trzcinowy, głębokość 4712,5 m, nikole skrzyżowane. **F.** Margiel żelazisty ze skupieniami anhydrytu; kajper górny, warstwy gipsowe górne, głębokość 4249,3 m; nikole skrzyżowane. **G.** Fragment zlepieńca złożonego z okruchów skał węglanowych; kajper górny, warstwy gipsowe górne, głębokość 4365,4 m; nikole skrzyżowane. **H.** Fragment piaskowcowo-iłowcowego heterolitu z żyłką syderytu o przebiegu skośnym w stosunku do uwarstwienia; noryk, głębokość 3687,2 m; bez analizatora

A. Marly claystone; spottiness is due to uneven distribution of iron hydroxides and carbonates; Upper Keuper, Lower Gypsum Beds, depth 4725.8 m; without analyser. **B.** Partly pelitized feldspar grains and authigenic quartz in sandstone; Upper Keuper, Reed Sandstone, depth 4711.6 m; crossed polars. **C.** Feldspar grain overgrown with regeneration overgrowth; Upper Keuper, Reed Sandstone, depth 4703.8 m; crossed polars. **D.** Fragment of weathered volcanic rock with relict of intersertal structure (?); Upper Keuper, Reed Sandstone, depth 4703.3 m; crossed polars. **E.** Sandstone with anhydrite cement; Upper Keuper, Reed Sandstone, depth 4712.5 m; crossed polars. **F.** Ferruginous marl with anhydrite patches; Upper Keuper, Upper Gypsum Beds, depth 4249.3 m; crossed polars. **G.** Fragment of conglomerate composed of carbonate clasts; Upper Keuper, Upper Gypsum Beds, depth 4365.4 m; crossed polars. **H.** Fragment of sandstone-claystone heterolith with a siderite veinlet oblique to the bedding; Norian, depth 3687.2 m; without analyser

ilaste, wodorotlenki żelaza, mikrospar i spar węglanowy, a miejscami skupienia anhydrytu. Opisana skała jest przewarstwiona mikrozlepieńcami o podobnym składzie materiału detrytycznego i spoiwa.

Zlepieniec z głębokości 4365,8 m, to zwięzła, szarozielonkawa skała drobnookruchowa, złożona głównie z otoczaków dolomitów o maksymalnej średnicy 14 mm. W niektórych okruchach skała dolomitowa jest przerośnięta z wapieniem, a kilka okruchów z uwagi na budowę koncentryczną przypomina onkoidy. Otoczaki często zawierają wodorotlenki żelaza i drobne tabliczki gipsu, miejscami są poprzecinane żyłkami kalcytowymi. Masa wypełniająca zlepieniec jest złożona głównie z piasku kwarcowego, minerałów ilastych i węglanów. Sporadycznie obserwowano w niej ziarna skaleni, cyrkonu i blaszki chlorytu.

Na głębokości 4199,3 m występuje piaskowiec. Jest to seledynowa skała bardzo drobnoziarnista, ilasta, o składzie waki kwarcowej. Najczęstsza średnica ziaren kwarcu wynosi 0,06 mm, maksymalna – 0,20 mm, większość ziaren należy do ostrokrawędzistych. Piaskowiec odznacza się strukturą psamitowo-aleurytową, teksturą kierunkową, zaznaczoną obecnością lamin ilasto-węglanowych. Podrzędnie występują w nim ziarna skaleni potasowych i kwaśnych plagioklazów, cyrkonu, chlorytu oraz okruchy wapieni mikrytowych i mułowców.

Spoiwo opisywanego piaskowca jest rozmieszczone nierównomiernie, bywa kontaktowe i podstawowe. Jest ono złożone głównie z minerałów ilastych, częściowo – z mikrosparu węglanowego, a miejscami także z anhydrytu.

Noryk

Warstwy kłodawskie dolne. Miąższość utworów noryku wynosi 368,0 m. W tej części profilu stwierdzono warstwy iłowców, mułowców i piaskowców, niekiedy tworzących heterolity oraz warstwę zlepieńca.

Iłowce to szarobrunatne lub brunatne skały pelitowo-aleurytowe, żelaziste, złożone z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego (głębokość: 3959,3; 3903,5 i 3853,4 m). Próbka iłowca z głębokości 3959,3 m zawiera ponadto około 40% mikrytu i mikrosparu węglanowego.

Mułowce (znane z głębokości 4016,1 i 3903,4 m) to szarozielonkawe skały aleurytowo-pelitowe o teksturze zwięzłej, bezładnej, niekiedy z zaznaczoną laminacją. Są złożone głównie z ostrokrawędzistych lub słabo obtoczonych ziaren kwarcu o najczęstszej średnicy 0,05 mm, maksymalnej – 0,19 mm. W niewielkich ilościach występują w nich ziarna skaleni potasowych, kwaśnych plagioklazów, blaszki łyszczyków, chlorytu, a sporadycznie – ziarna cyrkonu. Zaobserwowano także drobne klasty wapieni mikrytowych, mułowców wapnistych i iłowców żelazistych. Spoiwo jest złożone z minerałów ilastych i wodorotlenków żelaza.

Zlepieniec z noryku dostrzeżono na głębokości 3856,0 m. Skała ta jest złożona z drobnych (do 15 mm średnicy) otoczaków drobnokrystalicznych skał węglanowych, spojonych pelitem ilastym z ziarnami pyłu kwarcowego, łyszczykami i mikrytem węglanowym. Nierównomierne – brunatne lub szarozielonkawe zabarwienie części zbadanej próbki jest skutkiem nierównomiernego rozmieszczenia wodorotlenków żelaza w spoiwie zlepieńca.

W przystropowej części profilu noryku stwierdzono obecność piaskowców, w osobnej warstwie (głębokość 3727,5 m) bądź w heterolicie piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowym (głębokość 3687,2 m). Piaskowce są skałami drobnoziarnistymi, złożonymi głównie z ostrokrawędzistych lub słabo obtoczonych ziaren kwarcu, nielicznych ziaren skaleni oraz okruchów wapieni, mułowców i iłowców. Obfite spoiwo ilaste jest złożone z illitu i chlorytu, częściowo także z węglanów i kwarcu autigenicznego. W heterolicie z głębokości 3687,2 m stwierdzono również rozproszoną materię organiczną oraz drobne soczewki i żyłki syderytowe o przebiegu prostopadłym lub skośnym w stosunku do uwarstwienia (fig. 9H).

Podsumowanie

W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 osady triasu górnego – karniku (kajpru górnego) i noryku – są reprezentowane w przeważającej części przez iłowce i mułowce (niekiedy tworzące wspólnie heterolity), w mniejszym stopniu przez margle. W piaskowcu trzcinowym najliczniej występują piaskowce, a zlepieńce napotkano tylko kilkakrotnie, głównie w warstwach gipsowych górnych. Skały zawierają nierównomiernie rozmieszczone minerały ilaste, wodorotlenki żelaza, drobnokrystaliczne węglany, a miejscami skupienia anhydrytu lub gipsu. Akcesorycznie obserwowano rozproszoną materię organiczną, zwęglone szczątki roślinne i piryt. W opisanych skałach często występują laminy o zaburzonym przebiegu, różniące się nieco uziarnieniem detrytu lub nasyceniem związkami żelaza.

Materiał detrytyczny badanych skał odznacza się umiarkowanym wysortowaniem i słabym stopniem obróbki mechanicznej. Zapewne pochodzi on z resedymentacji osadów starszych od kajpru górnego, również drobno uziarnionych. Podstawowym składnikiem detrytycznym jest kwarc w postaci ziaren pyłu i drobnego piasku, znacznie mniej liczne są ziarna skaleni i blaszki łyszczyków. Ziarna kwarcu monokrystalicznego znacznie dominują nad ziarnami polikrystalicznymi. Wśród skaleni kwaśne plagioklazy (zwykle zbliźniaczone) przeważają nad niezbliźniaczonym skaleniem potasowym.

Ziarna skaleni często zostały przeobrażone w minerały ilaste, a niekiedy uległy anhydrytyzacji lub karbonatyzacji. Obserwowane miejscami okruchy iłowców i mułowców zapewne stanowią intraklasty. Zwraca uwagę skład mineralny średnioziarnistych piaskowców subarkozowo-litycznych, w przyspągowej części profilu piaskowca trzcinowego. Oprócz bardzo licznych okruchów iłowców i mułowców występują w nich fragmenty silnie przeobrażonych skał wulkanicznych.

Otoczaki wapieni i dolomitów obecne w zlepieńcach mogą pochodzić z niszczonych utworów wapienia muszlowego. Zlepieńce te przypominają skały opisywane tradycyjnie jako „brekcja lisowska" (Maliszewska, 1972). W spoiwie piaskowców i zlepieńców, oprócz minerałów ilastych i wodorotlenków żelaza obserwowano kwarc autigeniczny i mikrokrystaliczną krzemionkę. Siarczany, najliczniejsze w warstwach gipsowych dolnych, występują najczęściej w postaci skupień i gruzłów anhydrytowych.

Nasycenie większości osadów brunatnymi wodorotlenkami żelaza sugeruje ich depozycję w warunkach utleniających. Zdaniem Gajewskiej (1997) klimat w okresie sedymentacji osadów kajpru górnego zmieniał się od ciepłego i suchego na cieplejszy i bardziej wilgotny, przy czym pod koniec sedymentacji piaskowca trzcinowego stał się suchy i gorący. Rozwój osadów noryku miał miejsce w warunkach klimatu suchego i gorącego, a na przełomie noryku i retyku stawał się bardziej wilgotny (Deczkowski, 1997). Zdaniem cytowanych autorów, utwory kajpru i noryku w centralnej Polsce tworzyły się w zbiorniku śródlądowym z nielicznymi i krótkotrwałymi ingresjami morskimi. Większość osadów, to utwory jeziorne i rzeczne.

Osady kajpru i noryku noszą liczne ślady przeobrażeń diagenetycznych. W etapie eodiagenezy (w ujęciu Choquette, Pray, 1970) najsilniej działała kompakcja mechaniczna, która spowodowała wzrost upakowania materiału detrytycznego, powyginanie niektórych lamin ilastych i blaszek łyszczyków. Zapewne wcześniej tworzyły się drobnokrystaliczne węglany, impregnujące spoiwo większości osadów. Z tym etapem wiąże się również przeobrażanie skaleni i ich karbonatyzacja. Wcześnie tworzyły się także cementy krzemionkowe i siarczanowe, a szczególnie – gruzły anhydrytowe.

Działanie kompakcji chemicznej, związanej z etapem mezodiagenezy, wyraziło się utworzeniem licznych, międzyziarnowych kontaktów wklęsło-wypukłych. Jeszcze później następowało miejscami spękanie usztywnionego osadu i wypełnienie szczelin minerałami węglanowymi.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW JURY DOLNEJ NA TLE ROZWOJU PALEOTEKTONICZNEGO STREFY PONĘTÓW–WARTKOWICE

Otwór wiertniczy Poddębice PIG 2 został usytuowany w brzeżnej strefie tzw. garbu wielkopolskiego (elementu paleotektonicznego wyodrębniającego się we wczesnej i środkowej jurze) (Dadlez, Franczyk, 1976, 1977), na pograniczu z wałem kujawskim, w obrębie strefy tektonicznej Ponętów–Wartkowice. Wspomniany garb, w okresie starszej wczesnej jury oraz starszej środkowej jury stanowił wyniesiony element paleostrukturalny, w którego obrębie nie zachodziła sedymentacja osadu. W jego brzeżnych partiach stopniowo występują coraz pełniejsze profile (Dadlez, Franczyk, 1976, 1977; Dayczak-Calikowska, 1977).

Utwory jury dolnej występują w profilu otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 na głębokości 3343,5–3652,0 m, a ich miąższość wynosi 308,5 m. Leżą one na utworach iłowcowo-mułowcowych retyku, natomiast bezpośrednio powyżej nich stwierdzono skały środkowojurajskie, reprezentowane przez utwory klastyczne bajosu górnego. Miąższość jury dolnej w omawianym otworze jest wartością pośrednią pomiędzy skrajnymi wartościami uzyskiwanymi w centralnej części garbu wielkopolskiego (od kilku do kilkadziesięciu metrów) i na obszarze wału kujawskiego (od ponad 700 do około 1300 m) (tab. 1).

Największe redukcje miąższości są związane z utworami niższej jury dolnej. W profilu jest to nierozdzielony zespół skalny o miąższości 111,0 m, obejmujący prawdopodobnie przedział czasowy od hetangu do wczesnego pliensbachu. Występują w nim naprzemiennie kilkunasto–dwudziestokilkumetrowe kompleksy skał piaskowcowych i kilku–kilkunastometrowe kompleksy skał iłowcowo-mułowcowych.

Z tej części profilu pobrano jedynie dwa rdzenie kontrolne. W niższym rdzeniu, z głębokości 3621,0–3625,0 m, występują piaskowce kwarcowe, średnioziarniste, jasnoszare, ze żwirkiem w stropie, z kaolinitem w spoiwie oraz klastami iłowców i pojedynczymi smugami ilastymi. Są to utwory pochodzenia rzecznego, reprezentujące prawdopodobnie formację zagajską. W wyższej części profilu, w rdzeniu z głębokości 3572,0–3576,0 m stwierdzono piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, jasnoszare ze smugami ilastymi i klastami iłowców oraz mułowce ciemnoszare poziomo laminowane bardzo drobnoziarnistym piaskowcem. Oznaczone z tych utworów nieliczne miospory i ziarna pyłku zostały określone jako kajprowe (M. Waksmundzka – patrz rozdział „Badania palinologiczne..."), wydaje się jednak, że występują one na wtórnym złożu. Zarówno charakter osadu, jak i jego położenie w profilu sugerują dolnojurajski wiek tych utworów.

Ze względu na brak datowania biostratygraficznego tego zespołu skalnego, niemożliwe jest bardziej precyzyjne określenie jego wieku oraz oszacowanie wielkości luk stratygraficznych. Również korelacje geofizyczne z profilami pobliskich otworów wiertniczych nie są w tym przypadku pomocne. W centralnej części garbu wielkopolskiego brak jest utworów wieku hetang–pliensbach dolny, natomiast w profilach z obszaru wału kujawskiego miąższości tych utworów są znacznie większe, a profile na tyle odmienne, że na obecnym etapie ich precyzyjna korelacja z utworami z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 jest niemożliwa. W obrębie samej strefy Ponętów–Wartkowice większość otworów wiertniczych nie osiągnęła utworów niższej jury dolnej (tab. 1); wyjątkiem, poza otworem Poddębice PIG 2, był otwór Wartkowice 2. Jego profil jest zbliżony do profilu Poddębiece PIG 2, ale brak datowań biostratygraficznych również w nim, uniemożliwił rozdzielenie utworów niższej jury dolnej.

Leżące wyżej w profilu utwory wydzielono jako formację drzewicką, reprezentującą pliensbach górny. Występuje ona na głębokości 3457,5–3541,0 m, a jej miąższość wynosi 83,5 m. Utwory te w dolnym odcinku profilu tworzą jasnoszare piaskowce z kilkoma wkładkami iłowcowo-mułowcowymi, w górnym – głównie ciemnoszare skały iłowcowo-mułowcowe z kilkumetrowymi wkładkami piaskowców. W dwóch kontrolnych rdzeniach pobranych z tego odcinka występują piaskowce kwarcowe bardzo drobnoziarniste, jasnoszare, ze smugami ilastymi lub o warstwowaniu falistym. W wyższej części rdzenia stwierdzono ponadto mułowce ciemnoszare, z muskowitem oraz uwęglonymi fragmentami i detrytem roślin. Omawiane utwory również nie mają dobrej dokumentacji biostratygraficznej. Mikroflora stwierdzona w piaskowcach z niższej części rdzenia wskazuje na trias, co sugeruje, że jest ona redeponowana. Mikrospory oraz ziarna pyłku oznaczone z mułowca z wyższej części rdzenia wskazują natomiast na jurę dolną (M. Waksmundzka – patrz rozdział „Badania palinologiczne..."). Wiek utworów przyjęto jako późny pliensbach, ponieważ tak datuje się formację drzewicką na Niżu Polskim (Pieńkowski, 2004).

Wyżej leżąca formacja ciechocińska (głębokość 3367,0–3457,5 m; miąższość 90,5 m) reprezentuje toark dolny. Podobnie jak na całym obszarze wału kujawskiego, charakteryzuje się ona dwudzielnym wykształceniem litologicznym. W dolnej części jest to kompleks szarozielonych skał iłowcowo-mułowcowych o miąższości 52,5 m, z cienkimi wkładkami jasnoszarych lub jasnoszarozielonych piaskowców. Utwory występujące w tym kompleksie mają wykształcenie typowe dla formacji ciechocińskiej na obszarze całego Niżu Polskiego. Są to osady rozległej zatoki brakicznej (*op. cit.*). W górnej części formacji występuje kompleks szarych mułowców i iłowców o miąższości 38,0 m. Jest to kompleks charakterystyczny jedynie dla centralnej części zbiornika sedymentacyjnego wczesnej jury. Pomimo odmiennej barwy, ze względu na jego genezę, był on zazwyczaj włączany do formacji ciechocińskiej (Dadlez, 1973; Dadlez, Franczyk, 1977; Feldman-Olszewska, 2008). Z tego odcinka pobrano również jeden rdzeń kontrolny, który zawiera mułowce ciemnoszare o laminacji falistej i soczewkowej, z muskowitem oraz śladami działalności organizmów w osadzie, a także wkładką piaskowca bardzo drobnoziarnistego. Kompleks ten reprezentuje przypuszczalnie środowisko deltowe (Feldman-Olszewska, 2008).

Wyżej w profilu, na głębokości 3343,5–3367,0 m, wydzielono formację borucicką o miąższości 23,5 m, reprezentującą toark górny. Są to utwory piaskowcowe, z których pobrano jeden rdzeń. Stwierdzono w nim typowe dla formacji borucickiej piaskowce kwarcowe, bardzo drobnoziarniste, jasnoszare, ze smugami ilastymi o grubości 1,0 mm oraz z muskowitem, powstałe w środowisku rzecznym. Nie są one datowane. Zostały wydzielone na podstawie korelacji regionalnych.

Dane uzyskane z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2, wraz z informacjami pochodzącymi z innych wierceń geologicznych wykonanych na przełomie lat 80. i 90. XX w. w brzeżnej części garbu wielkopolskiego (otwory wiertnicze: Trześniew 1, Ponętów 1, Ponętów 2, Banachów IG 1, Przybyłów 1) i przyległej części wału kujawskiego (otwory wiertnicze: Kłokoczyn 1, Rdutów 2, Siedlec 1) oraz ze starszych wierceń z tego obszaru (otwory wiertnicze: Wartkowice 1, Wartkowice 2, Wartkowice 3, Koło IG 3, Koło IG 4, Uniejów 1) (Dadlez, Franczyk, 1977; Feldman, 1990) (fig. 2), pozwalają zbudować dla wczesnej jury dość złożony obraz strefy granicznej pomię-

Tabela 1

Porównanie miąższości utworów jury dolnej w strefie Ponętów–Wartkowice [m]

Thickness comparison of the Lower Jurassic deposits in the Ponętów–Wartkowice zone [m]

Litostratygrafia	Garb wielkopolski					Strefa „rowu”					Strefa „zrębu”		Wał kujawski		
	Trześniew 1	Przybyłów 1	Koło IG 4	Wartkowice 1	Uniejów 1	Ponętów 1	Ponętów 2	Koło IG 3	Wartkowice 2	Wartkowice 3	Banachów IG 1	Poddębice PIG 2	Kłokoczyn 1	Rdutów 2	Siedlec 1
Formacja borucicka	–	–	–	–	–	57,0 koniec otworu	198,0	105,5	–	31,0 koniec otworu	17,0	23,5	98,5	83,0	118,5
Formacja ciechocińska	–	–	–	–	–		102,0	66,7 koniec otworu	69,0		106,0	90,5	110,0	116,5	114,5
Formacja drzewicka	24,0	66,5	55,0	–	37,0		102,0 koniec otworu		123,0		33,0 koniec otworu	83,5	132,0	130,0	142,5
Formacja gielniowska	–	–	–	–		?				?			27,0	65,0	94,5
Formacja ostrowiecka	–	–	–	–				?					205,0	159,0	184,0
Formacja skłobska	–	–	–	–	–		?		140,0		?	111,0	119,0	125,0	140,0
Formacja zagajska	–	–	–	–	–								75,0	96,0	148,0
Ogóem jura dolna	24,0	66,5	55,0		37,0	>57,0	>402,0	>172,2	332,0	>31,0	>156,0	307,5	766,0	774,5	942,0

dzy garbem wielkopolskim i wałem kujawskim (strefa Ponętów–Wartkowice).

Spośród wyżej wymienionych otworów wiertniczych, jedynie w otworach: Trześniew 1, Przybyłów 1, Koło IG 4, Wartkowice 1 i Uniejów 1, utwory jury dolnej mają profil typowy dla garbu wielkopolskiego (czyli kilkudziesięciometrowej miąższości osady uznane za pliensbach górny). W pozostałych profilach stwierdzono występowanie utworów jury dolnej o szerszym zasięgu wiekowym (od hetangu po toark) i większych miąższościach (tab. 1).

Pomimo że w większości wspomnianych otworów wiertniczych (wyłączając Poddębice PIG 2 i Wartkowice 2) jura dolna nie została przewiercona, to dostarczyły one interesujących danych. Na ich podstawie stwierdzono obecność utworów nie tylko pliensbachu górnego, ale także toarku dolnego i górnego (formacja ciechocińska oraz borucicka), a we wspomnianych dwóch otworach wiertniczych także niższej jury dolnej, o znacznej miąższości (odpowiednio: 140,0 i 111,0 m). Miąższość formacji ciechocińskiej na omawianym obszarze wynosi 90,5–106,0 m i nie różni się od obserwowanej na obszarze wału kujawskiego (tab. 1). Miąższość utworów formacji borucickiej wykazuje natomiast bardzo duże zróżnicowanie pomiędzy poszczególnymi otworami i osiąga wartość od kilkunastu metrów (Banachów IG 1) do 198,0 m (Ponętów 2), przy ich zupełnym braku w otworze wiertniczym Wartkowice 2.

Wszystkie przytoczone dane dla jury dolnej sugerują przynależność strefy Ponętów–Wartkowice, w której zlokalizowano wymienione otwory wiertnicze, do obszaru bruzdy śródpolskiej (segment kujawski). Jednak bardziej szczegółowe analizy dotyczące wykształcenia jury środkowej w tej strefie (A. Feldman-Olszewska, patrz rozdział „Stratygrafia i litologia utworów jury środkowej na tle rozwoju paleotektonicznego strefy Ponętnów–Wartkowice"; tab. 2), połączone z wynikami badań jury dolnej (tab. 1), wskazują na nieco inną budowę geologiczną omawianego obszaru. Na pograniczu pomiędzy obecnym wałem kujawskim a garbem wielkopolskim występują trzy równoległe do siebie strefy sedymentacyjne o przebiegu NW–SE. Charakteryzują się one zróżnicowaną ruchliwością podłoża we wczesnej (i środkowej) jurze. W obręb garbu wielkopolskiego włącza się obszar, w którym zostały usytuowane otwory wiertnicze: Przybyłów 1, Koło IG 4, Trześniew 1, Uniejów 1 i Wartkowice 1. Po jego północno-wchodniej stronie występuje strefa „rowu" synsedymentacyjnego (otwory wiertnicze: Ponętów 1 i 2, Koło IG 3, Wartkowice 2 i 3), charakteryzująca się silną subsydencją, której dowodem jest obecność pełnego profilu jury środkowej oraz znacznie pełniejszego niż w sąsiednich strefach profilu jury dolnej. Jest to profil raczej typowy dla strefy bruzdy kujawskiej, niż dla garbu wielkopolskiego.

Pomiędzy strefą „rowu" a współczesnym wałem kujawskim występuje strefa podniesienia (lub zrębu), na której usytuowano otwory wiertnicze Poddębice PIG 2 oraz Banachów IG 1. Strefa ta charakteryzuje się co prawda obecnością utworów toarku górnego (formacja borucicka), ale o miąższościach znacznie zredukowanych w stosunku do obserwowanych na obszarze wału kujawskiego i w strefie „rowu". Charakteryzuje się ona także brakiem niższej jury środkowej (aalen–bajos dolny–najniższy bajos górny). Jednocześnie miąższość toarku dolnego (formacja ciechocińska) oraz niższej jury dolnej we wszystkich trzech strefach są porównywalne. Fakt ten świadczy o tym, że różnicowanie się subsydencji podłoża rozpoczęło się najwcześniej na przełomie wczesnego i późnego toarku.

Aleksandra KOZŁOWSKA, Elżbieta KRYSTKIEWICZ

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY DOLNEJ

Wstęp

Badania petrograficzne osadów jury dolnej w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 wykonano na podstawie analizy trzynastu próbek. Jedna próbka reprezentuje formację borucicką (toark górny), pięć próbek należy do formacji ciechocińskiej (toark dolny), dwie próbki pochodzą z formacji drzewickiej (pliensbach górny), a pięć próbek reprezentuje pliensbach dolny, synemur i hetang. Osady, z których pobrano próbki, są wykształcone jako skały klastyczne, głównie piaskowce oraz mułowce i iłowce tworzące miejscami pakiety heterolitowe. W jednej próbce występuje zlepieniec. Poszczególne odmiany litologiczne wykazują większość cech wspólnych w obrębie całego profilu. W pracy zastosowano następujące metody badawcze: obserwacje w mikroskopie polaryzacyjnym, które obejmowały standardową analizę mikroskopową płytek cienkich, analizę barwnikową, analizę katodoluminescencyjną oraz badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS. Ponadto odniesiono się do wyników oznaczeń właściwości fizycznych skał zamieszczonych w dokumentacji wynikowej otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 (Marek, Gaździcka, red., 1994). Wykorzystano również wyniki ekspertyzy próbek jury dolnej wykonanej przez Maliszewską (1994).

Charakterystyka petrograficzna

Zlepieńce

Zlepieńce stwierdzono w jednej próbce w spągu osadów jury dolnej na głębokości 3621,3 m. Maliszewska (2000) opisała go jako jasnoszary parazlepieniec polimiktyczny (rudyt kwarcowy). Skała ta wykazuje strukturę psamitowo-psefitową, teksturę bezładną. Zawiera około 60% obtoczonych ziaren żwiru o najczęstszej średnicy 3,0 mm, a maksymalnej –

15,0 mm. Oprócz jasnych ziaren kwarcu (często tzw. „żyłowego") występują w niej okruchy szarych i czarnych iłowców. Masa wypełniająca ma skład gruboziarnistego arenitu kwarcowego. Spoiwo jest złożone z autigenicznego kwarcu, autigenicznego kaolinitu robakowatego, łuseczek illitu oraz z materii organicznej.

Piaskowce

Szkielet ziarnowy. Piaskowce reprezentują drobno-, średnio- i gruboziarniste arenity kwarcowe (tab. 2, fig. 10). Arenity charakteryzują się strukturą psamitową i teksturą bezładną. Materiał detrytyczny jest przeważnie dobrze wysortowany, słabo- i półobtoczony. Stosunek wielkości największego do najczęstszego ziarna kwarcu waha się od 2,0 do 3,2. Upakowanie ziaren w piaskowcach jest na ogół luźne. Kontakty międzyziarnowe w arenitach są punktowe lub proste, sporadycznie wklęsło-wypukłe. Piaskowce jury dolnej charakteryzują się monotonnym składem mineralnym. Głównym składnikiem mineralnym jego szkieletu ziarnowego jest kwarc, który przeciętnie stanowi około 75% obj. skały (tab. 2). Kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym, którego zawartość wynosi około 10% obj. Do grupy ziaren kwarcu polikrystalicznego zaliczono także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Skalenie, reprezentowane wyłącznie przez skalenie potasowe, występują w niewielkiej ilości, maksymalnie stanowiąc 2% obj. skały (tab. 2). Ziarna skaleni potasowych badane w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach niebieskich (fig. 11A, B). Ziarna skaleni były poddane działaniu procesów rozpuszczania, przeobrażania oraz zastępowania przez minerały wtórne. Z łyszczyków obserwowano głównie muskowit, którego zawartość w arenitach przeważnie nie przekracza 1% obj. skały (tab. 2). Blaszki łyszczyków są często powyginane, co jest skutkiem działania kompakcji mechanicznej w skale. Lokalnie występuje materia organiczna. Z minerałów ciężkich występuje cyrkon i rutyl. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność litoklastów, najczęściej w ilości nieprzekraczającej 1% obj. skały (tab. 2). Reprezentują one głównie łupki kwarcowo-łyszczykowe, fragmenty granitoidów i szkliwa wulkanicznego oraz mułowców.

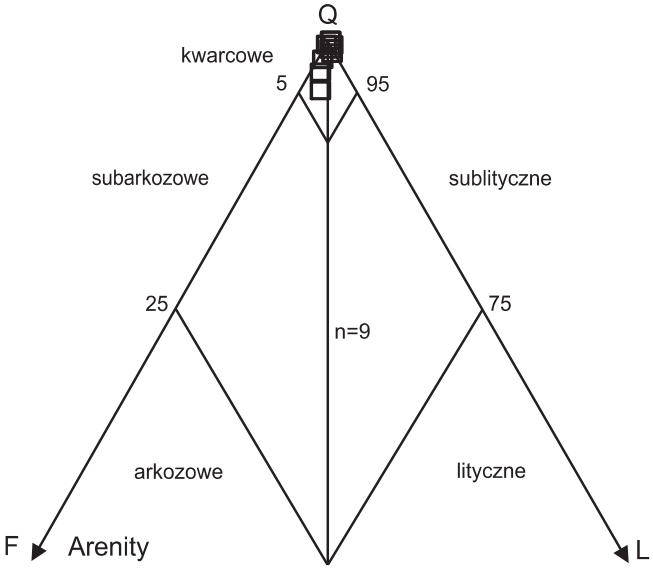


Fig. 10. Piaskowce jury dolnej na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijona i in. (1972)

Lower Jurassic sandstones classified according to the classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

Spoiwo. Materiał detrytyczny jest scementowany głównie spoiwem porowym, które tworzą minerały diagenetyczne. Cementy są złożone z kwarcu autigenicznego, miejscami z autigenicznego kaolinitu oraz węglanów. Skała zawiera także kontaktowe spoiwo – matriks, na który składają się: mieszanina detrytycznych minerałów ilastych, pyłu kwarcowego, wodorotlenków żelaza i materii organicznej.

Największe znaczenie w badanych piaskowcach odgrywa cement kwarcowy. Zawartość kwarcu autigenicznego wynosi maksymalnie 26,7% obj. (tab. 2). Cement kwarcowy tworzy obwódki syntaksjalne na ziarnach kwarcu, które zarastają przestrzenie porowe piaskowca (fig. 11A–D). Granica między kwarcem detrytycznym a obwódką jest niekiedy zaznaczona przez obecność inkluzji fluidalnych (fig. 11C). Analiza katodoluminescencyjna wykazała występowanie jednej generacji obwódek kwarcowych. W obrazie CL kwarc autigeniczny charakteryzuje się luminescencją w barwie ciemnoniebieskiej (fig. 11A–D), odróżniając się wyraźnie od ziaren kwarcu, które wykazują świecenie w barwie brązowoniebieskiej. Obserwacje w SEM ujawniły natomiast występowanie dwóch generacji kwarcu autigenicznego (na starszych, drobniejszych osobnikach narastają większe, młodsze kryształy; Krystkiewicz, 1999a). Miejscami obserwowano efekty procesu rozpuszczania obwódek kwarcu autigenicznego oraz wypierania go przez węglany.

Autigeniczne minerały ilaste są reprezentowane głównie przez kaolinit. Zawartość kaolinitu w piaskowcach jury dolnej waha się od 0 do 4,5% obj. skały. Obserwacje mikroskopowe wskazują na tworzenie się kaolinitu w procesie przeobrażania skaleni oraz muskowitu. W obrazie katodoluminescencyjnym kaolinit charakteryzuje się barwą niebieską (fig. 11C, D). Najczęściej kaolinit występuje w formie płytkowych agregatów, które w elektronowym mikroskopie skaningowym są widoczne jako pseudoheksagonalne kryształy, tworzące charakterystyczne formy książeczkowe. Obserwacje mikroskopowe wskazują na występowanie kaolinitu robakowatego (fig. 12A; Kozłowska, 2004). Obserwacje w skaningowym mikroskopie elektronowym w niektórych próbkach wykazały obecność illitu. Występowanie autigenicznego illitu stwierdzono w próbce z głębokości 3477,1 m. Krystality illitu mają postać włókien, które narastają na illicie blaszkowym (fig. 12B). Minerał ten zarasta przestrzenie porowe w piaskowcu, zmniejszając jego przepuszczalność.

Wyniki analiz planimetrycznych piaskowców jury dolnej [% obj.]

Results of planimetric analyses of Lower Jurassic sandstones [vol. %]

Głębokość [m]		3363,2	3396,4	3432,0	3433,4	3477,1	3521,5	3572,5	3624,1
Typ piaskowca		ar k	ar k	ar k	ar k	ar k	ar k	ar k	ar k
Kwarc	suma	76,3	73,7	75,1	75,3	74,7	60,3	71,7	80,2
	monokrystaliczny	67,0	38,3	64,2	60,0	67,6	50,3	65,3	72,8
	polikrystaliczny	9,3	5,4	10,9	15,3	7,1	10,0	6,4	7,4
Skalenie		0,3	1,0	0,0	1,0	0,4	2,0	0,0	0,3
Litoklasty	suma	0,3	0,3	0,0	0,3	0,6	1,0	0,3	0,0
	osadowe	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
	metamorficzne	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0
	głębinowe	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0
	wylewne	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
Łyszczyki		0,3	3,0	0,0	1,7	0,3	0,3	0,0	0,0
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste		Cr 0,3	0,0	0,0	0,0	Ru 0,3	0,0	0,0	Cr 0,3
Matriks	suma	1,8	5,0	7,6	12,7	6,4	9,7	4,0	2,6
	ilasty	1,8	2,3	3,1	7,7	5,7	9,7	3,0	1,9
	ilasto-żelazisty	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	mułek	0,0	2,7	4,5	5,0	0,7	0,0	1,0	0,7
Kaolinit autigeniczny		1,4	2,0	4,5	2,0	1,8	0,0	2,3	4,3
Węglany		Ak 0,3	Sy 42,7	Sy Ak 7,0	Sy Ak 6,0	Sy Ak 3,7	0,0	0,0	Ak 0,3
Kwarc autigeniczny		19,0	0,0	5,8	1,0	11,8	26,7	21,7	11,7
Materia organiczna		0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma [%]		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory (wartości liczone >300 punktów)		n.o.	n.o.	14,5	n.o	5,7	n.o	n.o	8,2
Wyniki w przeliczeniu na 100%	kwarc	99,2	97,1	100,0	98,3	98,7	95,3	99,6	99,6
	skaleń	0,4	2,2	0,0	1,3	0,5	3,1	0,0	0,4
	litoklasty	0,4	0,7	0,0	0,4	0,8	1,6	0,4	0,0
Najczęstsze ziarno kwarcu [mm]		0,18	0,16	0,66	0,68	0,12	0,10	0,12	0,30
Maksymalne ziarno kwarcu [mm]		0,36	0,45	1,80	1,35	0,38	0,28	0,28	0,80

ar k – arenit kwarcowy / quartz arenite; Ak – ankeryt / ankerite; Cr – cyrkon /zircon; Ru – rutyl / rutile; Sy – syderyt / siderite; n.o. – nie oznaczono / not determined

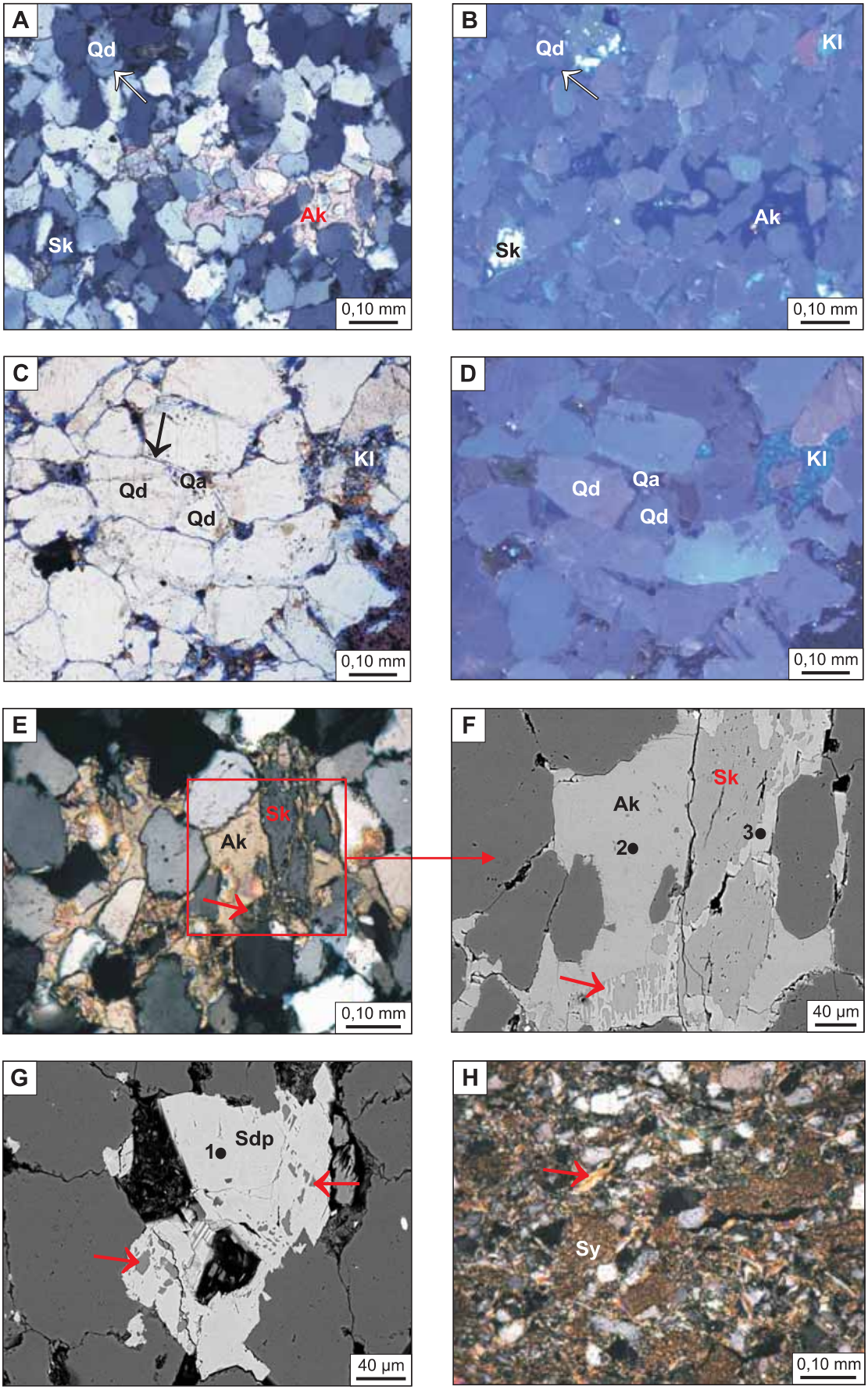

A
Qd
Ak
Sk
0,10 mm
B
Qd
Kl
Ak
Sk
0,10 mm
C
Qd
Qa
Qd
Kl
0,10 mm
D
Qd
Qa
Qd
Kl
0,10 mm
E
Sk
Ak
0,10 mm
F
Sk
Ak
2
3
40 µm
G
1
Sdp
40 µm
H
Sy
0,10 mm

Fig. 11. Zdjęcia skał i minerałów wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (BSE)

A – piaskowiec drobnoziarnisty; ziarna kwarcu (Qd) i skaleni (Sk); widoczny cement kwarcowy (strzałka) i ankerytowy (Ak); głębokość 3477,1 m; PL; nikole skrzyżowane. **B –** obraz w CL próbki z fot. A; ziarna skaleni potasowych (Sk) wykazują luminescencję barwy jasnoniebieskiej, a ziarna kwarcu (Qd) są brązowoniebieskie; kaolinit (Kl) świeci na niebiesko, cement kwarcowy na ciemnoniebiesko (strzałka), a ankeryt (Ak) nie wykazuje luminescencji. **C –** obwódki kwarcu autigenicznego (Qa) na ziarnach kwarcu (Qd), granica między nimi podkreślona przez inkluzje fluidalne (strzałka) i kaolinit autigeniczny (Kl) w piaskowcu średnioziarnistym; głębokość 3624,1 m; PL – bez analizatora. **D –** obraz w CL próbki z fot. C. Ziarna kwarcu (Qd) wykazują luminescencję o barwie brązowoniebieskiej, a obwódki kwarcu autigenicznego (Qa) są ciemnoniebieskie; kaolinit (Kl) świeci na niebiesko. **E –** cement ankerytowy w drobnoziarnistym piaskowcu; widoczne zastępowanie ziaren skaleni (Sk) przez ankeryt (Ak) (strzałka); głębokość 3477,1 m; PL – nikole skrzyżowane. **F –** obraz BSE fragmentu próbki z fot. E; ziarna skaleni (Sk) zastępowane przez ankeryt (Ak) (strzałka); punkty 2 i 3 – miejsca analiz chemicznych EDS. **G –** relikty skalenia (strzałki) w cemencie syderoplesytowym (Sdp); punkt 1 – miejsce analizy chemicznej EDS; głębokość 3477,1 m; obraz BSE. **H –** mułowiec o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem syderytu (Sy) i łyszczyków (strzałka); głębokość 3434,3 m; PL – nikole skrzyżowane

Photographs taken in polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscopy (BSE)

A – fine-grained sandstone, quartz arenite; quartz (Qd) and feldspar (Sk) grains; quartz (arrow) and ankerite (Ak) cements; depth 3477.1 m; PL – crossed nicols. **B –** CL image of sample shown in phot. A; light blue luminescence of potassium feldspar (Sk) and brown-blue luminescence of quartz grains (Qd); blue luminescence of kaolinite (Kl), dark blue of quartz cement (arrow) and non-luminescent ankerite (Ak). **C –** authigenic quartz overgrowths (Qa) on quartz grains (Qd) – contact between them is underlined by fluid inclusions (arrow) and authigenic kaolinite (Kl) in medium-grained sandstone; depth 3624.1 m; PL – without analyser. **D –** CL image of sample shown in phot. A; brown-blue luminescence of quartz grains (Qd) and dark blue of authigenic quartz overgrowths (arrow); blue luminescence of kaolinite (Kl). **E –** ankerite cement in fine-grained sandstone.; feldspar grains (Sk) are replaced by ankerite (Ak); depth 3477.1 m; PL – crossed nicols. **F –** BSE image of part sample shown in phot. E; feldspar grains (Sk) are replaced by ankerite (Ak); points 2 and 3 – EDS chemical analysis. **G –** relicts of feldspar (arrows) in sideroplesite cement (Sdp); point 1 – EDS chemical analyses; depth 3477.1 m; BSE image. **H –** lamination structure of mudstone, marked by arrangement of siderite (Sy) and micas (arrow); depth 3434.3 m; PL – crossed nicols

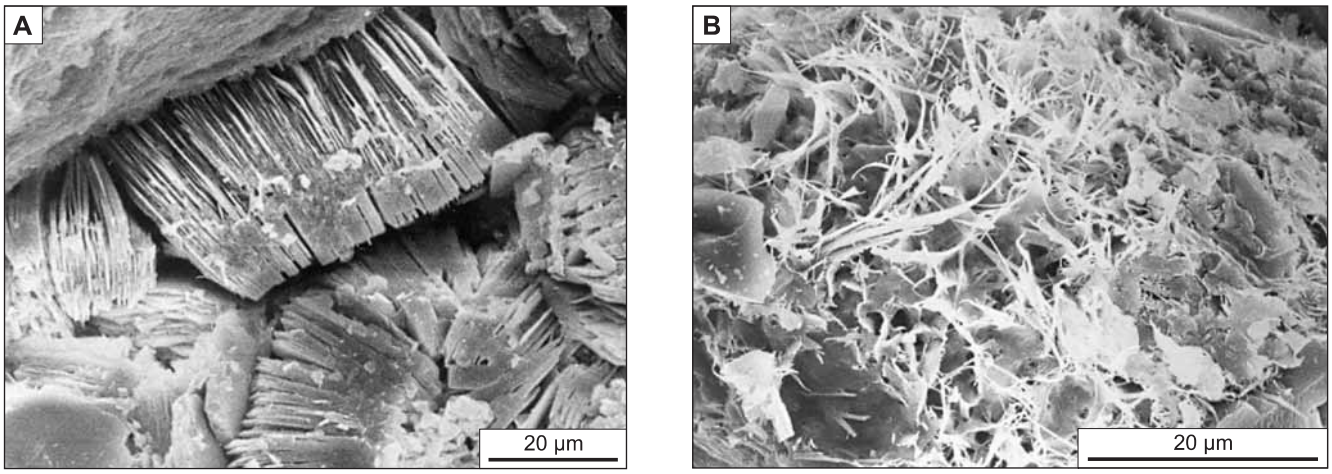


Fig. 12. Zdjęcia minerałów wykonane w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A – kaolinit robakowaty w gruboziarnistym arenicie kwarcowym; głębokość 3433,4 m. **B –** illit włóknisty w drobnoziarnistym arenicie kwarcowym; głębokość 3477,1 m

Scanning electron microscope (SEM) photographs

A – vermiform kaolinite in coarse-grained quartz arenite; depth 3433.0 m. **B –** fibrous illite in fine-grained quartz arenite; depth 3477.1 m

Cementy węglanowe są reprezentowane głównie przez ankeryt i syderyt (minerał szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt). Węglany w piaskowcu tworzą spoiwo typu porowego. Ankeryt jest cementem węglanowym, którego zawartość waha się od 0 do 5% obj. skały. Minerał ten poddany analizie barwnikowej przy użyciu roztworu Evamy'ego zabarwia się na kolor ciemnoniebieski. Badany ankeryt, w próbce z głębokości 3477,1 m zawiera: 22,8–29,1% mol. $FeCO_3$, 19,0–20,7% mol.

$MgCO_3$, 50,9–54,5% mol. $CaCO_3$ i 1,0–2,0% mol. $MnCO_3$. Ze względu na znaczną zawartość Fe^{+2} ankeryt w badaniach w CL nie wykazuje świecenia (fig. 11A, B). Ankeryt najczęściej występuje w postaci izolowanych euhedralnych kryształów romboedrycznych lub tworzy cement sparowy (fig. 11A, B, E, F). Ankeryt jest ponadto produktem wtórnych procesów zastępowania ziaren skaleni (fig. 11E, F) i kwarcu oraz składników cementu: kwarcu autigenicznego, syderytu i kaolinitu.

Syderyt występuje powszechnie. Jego zawartość waha się od 0 do 42,7% obj. skały. Obecność tego minerału potwierdziła analiza barwnikowa przy użyciu roztworu Evamy'ego, w efekcie której minerał ten nie barwi się. Wyróżniono dwie generacje syderytów: wczesną i późną, podobnie jak w piaskowcach karbonu rowu lubelskiego (Kozłowska, 1997, 2001, 2004). Generacja wczesna jest reprezentowana przez syderyt i syderoplesyt, które tworzą skupienia bardzo drobnokrystalicznych ziaren. Wczesna generacja syderytu występuje w ilastych laminach wzbogaconych w materię organiczną i blaszki łyszczyków, jak również wypełnia pierwotną przestrzeń porową w skale. Późna generacja syderytu jest reprezentowana przez syderoplesyt, o składzie chemicznym: 81,5% mol. $FeCO_3$, 12,3% mol. $MgCO_3$, 3,4% mol. $CaCO_3$ i 2,8% mol. $MnCO_3$, w próbce z głębokości 3477,1 m. Późny syderyt najczęściej jest wykształcony w postaci romboedrów. W analizowanych piaskowcach stwierdzono zastępowanie przez późną generację syderytu ziaren skaleni (fig. 11G) i kwarcu oraz cementów: wczesnego syderytu, kwarcu autigenicznego i kaolinitu.

Przestrzeń porowa. Na podstawie analizy płytek cienkich piaskowców jury dolnej, wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą, wyróżniono w nich porowatość pierwotną oraz wtórną. Dominuje porowatość pierwotna. Porowatość wtórna, na którą składają się: porowatość powstała w wyniku rozpuszczania ziaren i cementów oraz mikroporowatość, stanowi niewielki procent. Porowatość pomierzona w płytkach cienkich waha się od 5,7 do 14,5% obj. skały (tab. 2).

W analizowanych piaskowcach są widoczne efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompakcji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Z wyróżnionych procesów największy wpływ na porowatość i przepuszczalność piaskowców miały kompakcja i cementacja. Procent pierwotnej porowatości zredukowanej w piaskowcach przez kompakcję według Houseknechta (1987) wynosi od 20,5 do 42,5%, przeciętnie około 34% (fig. 13). Wyliczony procent pierwotnej porowatości zniszczonej w piaskowcu przez cementację (Houseknecht, 1987) wynosi od 41,5 do 43,2%, przeciętnie około 43% (fig. 13). Wartości te wskazują na większy wpływ cementacji, w porównaniu z kompakcją, oraz na redukcję pierwotnej porowatości w osadach jury dolnej. Cementacja mogła mieć jednak również pozytywny wpływ na porowatość piaskowców. Tworzenie się wczesnych obwódek kwarcowych na ziarnach kwarcu usztywniało skałę i hamowało efekty działania kompakcji mechanicznej. Do wzrostu porowatości skały przyczyniło się natomiast tworzenie porowatości wtórnej w wyniku rozpuszczania ziaren i cementów. Negatywny wpływ na porowatość mają efekty działania procesów zastępowania i przeobrażania, jednak tworzący się kaolinit w wyniku przeobrażania skaleni mógł miejscami przyczynić się do wzrostu porowatości piaskowca.

Porowatość efektywna analizowanych piaskowców waha się od 4,74 do 21,34%, a całkowita od 6,27 do 21,36%. Większość próbek charakteryzuje się dobrą porowatością – około 10%, w tym dwie (na głębokości 3432,1–3433,3) około 20% (Jenyon, 1990). Przepuszczalność piaskowców jury dolnej waha się od 0,88 do 33 mD, lokalnie osiąga 1200 mD. Wśród nich piaskowce o przepuszczalności bardzo dobrej (100–1000 mD) występują na głębokości 3432,1–3433,3 (formacja ciechocińska – toark dolny), a dobrej (10–100 mD) na głębokości 3621,2–3624,1 m (pliensbach dolny, synemur, hetang; Levorsen, 1956).

Mułowce

Mułowce charakteryzują się strukturą aleurytową i teksturą przeważnie kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym miejscami towarzyszą materia organiczna i drobnokrystaliczny syderyt (fig. 11H). Skład mineralny mułowców jest analogiczny do składu piaskowców. Materiał detrytyczny jest najczęściej nieobtoczony. W materiale detrytycznym, poza kwarcem, liczne są blaszki muskowitu i biotytu oraz dostrzega się nieliczne ziarna skaleni. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych, pyłu kwarcowego oraz materii organicznej. Analiza rentgenowska mułowca z otworu wiertniczego Banachów IG 1, usytuowanego na północny zachód od otworu wiertniczego Poddębice PIG 2, wykazała występowanie następujących minerałów ilastych: illitu, chlorytu i kaolinitu (Kozłowska, 2009).

Iłowce

Iłowce są skałami pelitowymi lub pelitowo-aleurytowymi, złożonymi głównie z ilastej masy podstawowej bogatej w illit. Zawierają one także podrzędnie pył kwarcowy, łyszczyki, materię organiczną, a niekiedy syderyt.

W badanych osadach stwierdzono również obecność heterolitów złożonych najczęściej z warstewek mułowców i iłowców, podrzędnie – z bardzo drobnoziarnistych piaskowców i mułowców. Heterolity odznaczają się warstwowaniem konwolutnym, przekątnym i soczewkowym. Najczęściej występują w formacji ciechocińskiej (Maliszewska, 2000).

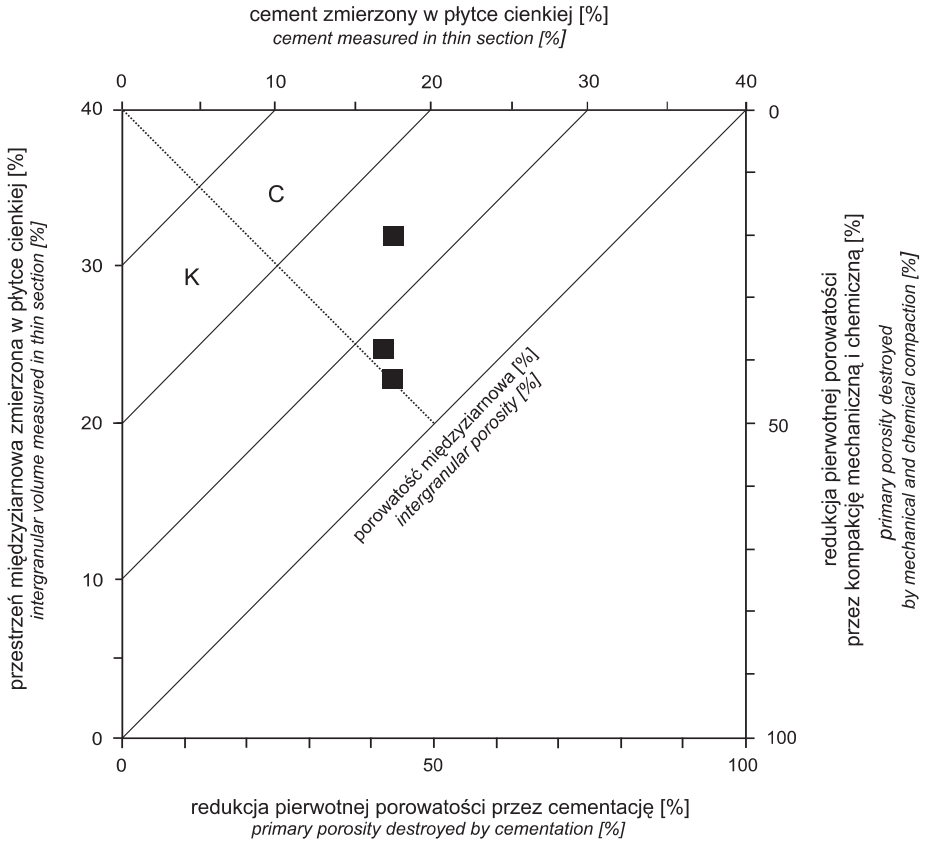


Fig. 13. Diagram Houseknechta (1987) obrazujący wpływ kompakcji i cementacji na pierwotną porowatość piaskowców jury dolnej

C – przewaga cementacji, K – przewaga kompakcji

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of the Lower Jurassic sandstones

C – predominance of cementation, K – predominance of compaction

Wnioski

1. Osady jury dolnej są wykształcone jako skały klastyczne: piaskowce, mułowce i iłowce. Piaskowce reprezentują najczęściej drobnoziarniste, miejscami średnio- i gruboziarniste arenity kwarcowe. W materiale detrytycznym, przeważnie słabo obtoczonym i dobrze wyselekcjonowanym, występuje głównie kwarc, natomiast skalenie, łyszczyki i litoklasty obserwowano w ilości poniżej 2% obj. skały.

2. Materiał detrytyczny jest spojony matriksem oraz cementem. Z cementów największe znaczenie ma kwarc, tworzący obwódki autigeniczne na ziarnach kwarcu. Wśród minerałów ilastych dominuje kaolinit robakowaty, natomiast illit włóknisty występuje podrzędnie. Cementy węglanowe są reprezentowane przez ankeryt i minerał szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt o składzie chemicznym syderoplesytu i syderytu.

3. Porowatość piaskowców wynosi najczęściej około 10% (maksymalnie dochodzi do 21,36%) przy przepuszczalności 0,88–33,00 mD. Miejscami w piaskowcach gruboziarnistych przepuszczalność osiąga 1200 mD (formacja ciechocińska). Wpływ na redukcję przepuszczalności miał tworzący się w końcowym etapie diagenezy illit włóknisty. W piaskowcach jury dolnej dominuje porowatość pierwotna, natomiast porowatość wtórna, na którą składają się: porowatość powstała w wyniku rozpuszczania ziaren i cementów oraz mikroporowatość, stanowią niewielki procent.

4. W piaskowcach jury dolnej wyróżniono efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompakcji, cementacji, rozpuszczania, zastępowania i przeobrażania. Największy wpływ na rozwój przestrzeni porowej piaskowców miały kompakcja i cementacja, które zredukowały porowatość odpowiednio o około 34 i 43%. Pozytywną rolę w rozwoju przestrzeni porowej piaskowców odegrały jednak wczesne cementy obwódkowe, które usztywniły skałę i ograniczyły działanie kompakcji mechanicznej. Ponadto, do zwiększenia porowatości skały przyczyniło się rozpuszczanie, którego efekty widoczne są w postaci wtórnej porowatości.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ NA TLE ROZWOJU PALEOTEKTONICZNEGO STREFY PONĘTÓW–WARTKOWICE

W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2, na głębokości 3188,5–3343,5 m, stwierdzono występowanie osadów jury środkowej o miąższości 155,0 m. Profil rozpoczynają utwory iłowcowo-mułowcowe bajosu górnego, leżące bezpośrednio na piaskowcach toarku górnego. Stwierdzona w profilu luka stratygraficzna obejmuje aalen i bajos dolny oraz prawdopodobnie najniższą część bajosu górnego. Taka budowa geologiczna jest charakterystyczna dla obszaru tzw. garbu wielkopolskiego (elementu paleotektonicznego wyodrębniającego się we wczesnej i środkowej jurze) (Dadlez, Franczyk, 1976, 1977; Dayczak-Calikowska, 1977), na którego skraju został zlokalizowany omawiany otwór wiertniczy. W górze profilu utwory jury środkowej przechodzą w wapienie oksfordu (jura górna).

Najstarszymi utworami jury środkowej stwierdzonymi w wiertniczym Poddębice PIG 2 jest dwudziestometrowy, nierdzeniowany kompleks ciemnoszarych iłowców z wkładkami mułowców. Na podstawie korelacji regionalnej z profilami otworów wiertniczych zlokalizowanych w strefie garbu wielkopolskiego i wału kujawskiego uznano, że reprezentuje on środkową część bajosu górnego (dawny kujaw środkowy – poziom *subarietis* i *parkinsoni*). Wyższą część bajosu tworzy kompleks piaskowców z wkładkami mułowców, o łącznej miąższości 8,5 m. Pobrano z niego 2 m rdzenia, z którego opisano: jasnoszare piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste z wkładkami i smugami mułowców oraz szare mułowce piaszczyste z *Planolites* sp. i *Chondrites* isp. Kompleks ten odpowiada wydzielanemu dawniej poziomowi *schloenbachii* kujawu środkowego. Łącznie utwory bajosu górnego mają miąższość 28,5 m, co jest wielkością typową dla obszaru garbu wielkopolskiego. Również wykształcenie litologiczne nie odbiega od standardowego.

Powyżej, na głębokości 3281,0–3315,0 m, występują utwory batonu dolnego o miąższości 34,0 m. Są to ciemnoszare utwory iłowcowo-mułowcowe z nielicznymi wkładkami piaskowców i piaskowców mułowcowych, z fauną małżową, belemnitami, ślimakami i otwornicami.

Utwory batonu środkowego (głębokość 3245,0–3281,0 m) są wykształcone głównie w postaci piaskowców, rozdzielonych kilkoma wkładkami utworów iłowcowo-mułowcowych.

Profil batonu górnego rozpoczynają na głębokości 3245,0 m mułowce, ku górze stopniowo przechodzące w piaskowce. Wyżej występuje kompleks mułowców piaszczystych, a następnie ponownie piaskowce. Z tego odcinka profilu pobrano sześć metrów rdzenia kontrolnego, z którego opisano piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, szare, wapniste lub lekko dolomityczne, ze smugami ilastymi. Stwierdzono również obecność warstewki zlepieńca śródformacyjnego o miąższości 10 cm. Najwyższy odcinek profilu batonu tworzą utwory iłowcowo-mułowcowe. Łączna miąższość batonu górnego wynosi 43,5 m.

Odcinek profilu z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2, należący do keloweju, został w znacznym stopniu przerdzeniowany. Uzyskano obraz typowy dla rejonu centralnej Polski. Większość profilu tworzą piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, dolomityczne, miejscami glaukonitowe, jasnoszare z lekkim odcieniem zielonkawym lub szarozielone. Regionalne rozpoznanie utworów keloweju w centralnej Polsce pozwala zaliczyć te utwory do keloweju dolnego (Dayczak-Calikowska, 1977, 1990). W stropie występuje tzw. warstwa bulasta, stanowiąca skondensowany profil środkowego i górnego keloweju (Dayczak-Calikowska, 1977, 1987; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). Jest to skała niejednorodna o miąższości 15 cm, zbudowana z fragmentów piaskowców, wapieni, syderytów oraz małży i belemnitów, zlepionych spoiwem marglisto-dolomityczno-glaukonitowym.

Obserwowana w profilu otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 łączna miąższość utworów batonu (113,5 m) oraz keloweju (13,0 m) jest typowa raczej dla obszaru wału kujawskiego niż garbu wielkopolskiego (niecki uniejowskiej) (tab. 3). Należy przy tym zaznaczyć, że ze względu na brak pozytywnych wyników analiz mikrofaunistycznych oraz niewielką ilość materiału rdzeniowego, granice stratygraficzne poszczególnych pięter wyznaczono tylko z korelacji krzywych geofizycznych.

Otwór wiertniczy Poddębice PIG 2, wraz z innymi wykonanymi w latach 80. i 90. XX wieku na północno-wschodnim skłonie garbu wielkopolskiego (Ponętów 1 i 2, Banachów IG 1, Przybyłów 1) oraz starszymi (Koło IG 3 i 4, Wartkowice 1, 2 i 3) (fig. 2), dały nowy obraz paleogeograficzny strefy Ponętów–Wartkowice dla środkowej jury (i wczesnej jury – A. Feldman-Olszewska, patrz rozdział „ Stratygrafia i litologia utworów jury dolnej na tle rozwoju paleotektonicznego strefy Ponętów–Wartkowice”).

Badania wykazały, że w otworach wiertniczych: Ponętów 1, 2, Koło IG 3, Wartkowice 2 i 3 występuje pełny profil jury środkowej (tab. 3). Wiercenia te zostały usytuowane w strefie o zwiększonej subsydencji (strefa „rowu”), po obu

Tabela 3

Porównanie miąższości utworów jury środkowej w strefie Ponętów–Wartkowice [m]

Thickness comparison of the Middle Jurassic deposits in the Ponętów–Wartkowice Zone [m]

Stratygrafia		Garb wielkopolski					Strefa „rowu”					Strefa „zrębu”		Wał kujawski		
		Trześniew 1	Przybyłów 1	Koło IG 4	Wartkowice 1	Uniejów 1	Ponętów 1	Ponętów 2	Koło IG 3	Wartkowice 2	Wartkowice 3	Banachów IG 1	Poddębice PIG 2	Kłokoczyn 1	Rdutów 2	Siedlec 1
Kelowej		11,0	7,0	12,5	3,5	3,0	4,0	10,5	15,0	6,0	7,0	5,5	13,0	5,5	11,0	–
Baton		80,0	113,0	73,0	9,5	69,5	119,0	99,0	118,0	114,0	103,5	99,5	113,5	147,0	136,0	–
Bajos	górny	–	40,0	30,0	59,0	35,0	91,0	79,5	88,5	123,5	74,5	–	28,5	102,0	125,0	74,5
	dolny	–	–	–	–	–	12,0	72,0	44,5	30,5	44,5	–	–	48,0	62,5	99,5
Aalen	górny	–	–	–	–	–	10,0	17,0	11,0	16,0	20,5	–	–	26,5	41,0	30,5
	dolny	–	–	–	–	–	40,0	37,0	7,0	25,0	58,0	–	–	41,5	46,5	56,0
Ogółem jura środkowa		91,0	160,0	115,5	72,0	107,5	275,0	311,0	284,0	325,0	308,0	105,0	155,0	370,0	416,5	260,0

stronach której występują obszary o zredukowanym profilu jury środkowej (obszary w tym czasie wyniesione). Na południowy zachód od tej strefy jest położony obszar garbu wielkopolskiego, o typowym zredukowanym profilu, rozpoczynającym się w różnych poziomach bajosu górnego (otwory wiertnicze: Trześniew 1, Przybyłów 1, Koło IG 4, Wartkowice 1, Uniejów 1) (tab. 3). Profile uzyskane dla otworów Banachów IG 1 oraz Poddębice PIG 2 wskazują na istnienie strefy „zrębu" o podobnie zredukowanym profilu (bajos górny–kelowej) również na północny wschód od strefy „rowu". Ta ostatnia strefa graniczy bezpośrednio z obszarem obecnego wału kujawskiego, charakteryzującym się pełnym profilem jury środkowej i znacznymi jej miąższościami.

Szczegółowa analiza litologiczno-miąższościowa profili otworów wiertniczych ze strefy Ponętów–Wartkowice pozwala stwierdzić, że w przedziale czasowym aalen–najwcześniejszy późny bajos dno basenu było bardzo mobilne. Świadczy o tym zarówno obecność utworów tego wieku jedynie w strefie rowu, jak i duże zróżnicowanie miąższości równowiekowych osadów pomiędzy poszczególnymi otworami tej strefy (tab. 3). Po okresie ruchliwości podłoża, począwszy od poziomu *parkinsoni* (późny bajos), czyli od początku dawnego kujawu środkowego), ruchy pionowe podłoża ustały, o czym świadczy unifikacja miąższości osadów batonu i keloweju na całym obszarze.

Porównując wyniki badań jury środkowej (i dolnej – A. Feldman-Olszewska, patrz rozdział „Stratygrafia i litologia utworów jury dolnej...") z mapą tektoniczną strefy Gopło–Ponętów–Wartkowice (patrz fig. 2 *w*: Marek, 1977), można zaobserwować, że strefa „rowu" istniejącego we wczesnej środkowej jurze pokrywa się ze strefą poduszki solnej w podłożu, natomiast strefa „zrębu" jurajskiego, stwierdzonego pomiędzy strefą „rowu" a wałem kujawskim, pokrywa się z obniżeniem pomiędzy poduszką solną strefy Ponętów–Wartkowice a poduszką i wysadem solnym Kłodawy. W rejonie tym nastąpiło więc odwrócenie kierunku ruchu pionowego podłoża omawianych stref we wczesnej i środkowej jurze w stosunku do okresu późniejszego. Taka zależność wskazuje wyraźnie, że początek tworzenia się poduszki solnej strefy Ponętów–Wartkowice należy wiązać najwcześniej z późną jurą.

Anna MALISZEWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Charakterystyka petrograficzna skał

Opis próbek skał jury środkowej wykonano na podstawie wyników standardowych badań 23 płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym. Wybrane próbki zbadano za pomocą analizy katodoluminescencyjnej (CL) w luminoskopie angielskiej firmy CITL mk 3, analizy barwnikowej z zastosowaniem płynu Evamy'ego (1963) oraz w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i w mikrosondzie elektronowej z dyspersją energii (EDS). Wyniki analizy planimetrycznej składu mineralnego próbek zamieszczono w tabeli 4. W badaniach wykorzystano dane z profilu litologiczno-stratygraficznego utworów jury środkowej z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 opracowanego przez Feldman-Olszewską (1994). Przedmiotem badań były skały należące do bajosu górnego (o miąższości 51,5 m), batonu dolnego (1 próbka ze skał o miąższości 11,0 m), batonu górnego (o miąższości 62,0 m) i keloweju (o miąższości 13,0 m). Większość próbek reprezentuje piaskowce, część – mułowce i iłowce, jedna próbka to zlepieniec warstwy bulastej.

Piaskowce

Piaskowce są skałami szarymi, zwięzłymi, drobno- lub średnio uziarnionymi (tab. 4). Z uwagi na skład materiału detrytycznego i niewielki udział ilasto-mułkowego spoiwa zostały zaliczone do arenitów kwarcowych (fig. 14A). Piaskowce zawierają często przerosty i smugi ciemnych iłowców, a miejscami w postaci cienkich warstewek wchodzą w skład pakietów heterolitowych (fig. 14B).

Materiał detrytyczny piaskowców jest złożony głównie z ziaren kwarcu (59,4–88,1% obj.), wśród których kwarc monokrystaliczny znacznie przeważa nad polikrystalicznym. Ziarna kwarcu są najczęściej ostrokrawędziste lub częściowo obtoczone, przy czym stopień obtoczenia wzrasta w piaskowcach średnioziarnistych. Materiał detrytyczny jest na ogół dobrze wysortowany i wyselekcjonowany. Oprócz kwarcu obserwowano w nim ziarna mikroklinu, kwaśnych plagioklazów i kaolinitowe pseudomorfozy po skaleniach (łącznie 0,1–0,6%), akcesorycznie występują blaszki muskowitu i biotytu (0,0–1,6%) i nieliczne litoklasty (0,0–1,6%). W tej grupie występują okruchy mułowców oraz fragmenty drobnoziarnistych piaskowców, wapieni mikrytowych i skał złożonych z szamozytu (tylko w batonie górnym). Przypuszczalnie wymienione fragmenty skalne stanowią intraklasty. W piaskowcach dostrzeżono też pojedyncze ziarna minerałów ciężkich: cyrkonu i turmalinu. W większości próbek obserwowano drobne, kalcytowe bioklasty, należące do muszli małży i elementów szkieletowych szkarłupni (0,0–6,0%), a w niektórych próbkach – ooidy szamozytowe lub szamozytowo-getytowe (0,0–4,5%, fig. 14C, D). Część bioklastów uległa szamozytyzacji lub dolomityzacji.

Materiał detrytyczny piaskowców jest częściowo spojony szarobrunatnym matriksem, na który składają się łuseczki detrytycznych minerałów ilastych, ziarna pyłu kwarcowego, materia organiczna i wodorotlenki żelaza (0,0–10,0%). W wielu próbkach obok matriksu występuje kwarc autigeniczny, tworzący spoiwo kontaktowe, miejscami porowe (0,0–3,0%). We wszystkich próbkach stwierdzono obecność mikrosparu i sparu węglanowego (0,3–37,1%). Analiza barwnikowa węglanów wykazała, że występuje tu głównie bar-

Tabela 4

Skład mineralny skał jury środkowej z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 [% obj.]

Mineral composition of Middle Jurassic rocks from the Poddębice PIG 2 borehole [vol. %]

Wiek		Głębokość [m]	Typ skały	Kwarc	Skalenie	Litoklasty	Łyszczyki	Bioklasty	Ooidy	Matriks	Węglany	Kwarc autigeniczny	Inne minerały autigeniczne	Piryt	Szczątki organiczne
Kelowej		3189,0	piaskowiec drobnoziarnisty	85,0	0,1	0,2	0,0	0,4	ślad	1,5	2,3	2,8	6,0 szamozyt	0,9	0,8
		3190,5	piaskowiec drobnoziarnisty	84,4	0,2	0,0	0,0	0,6	ślad	2,0	2,5	3,0	6,5 szamozyt	0,4	0,4
		3190,6	piaskowiec drobnoziarnisty	84,4	0,1	0,2	0,0	0,3	0,2	3,0	2,0	2,5	6,0 szamozyt	0,5	0,4
		3191,5	piaskowiec drobnoziarnisty	88,1	0,1	0,0	0,0	0,7	ślad	1,7	1,0	3,0	4,5 szamozyt	0,6	0,3
		3192,9	piaskowiec drobnoziarnisty	85,1	0,2	0,3	0,0	2,0	0,1	1,8	1,5	2,8	5,0 szamozyt	0,8	0,4
Baton	górny	3193,7	piaskowiec drobnoziarnisty	80,6	0,2	0,0	0,0	3,1	0,0	2,0	4,0	3,2	4,5 szamozyt	1,5	0,9
		3223,1	piaskowiec drobnoziarnisty	88,0	0,2	0,0	0,0	0,5	0,0	1,5	5,0	2,0	2,0 szamozyt	0,4	0,4
		3223,6	piaskowiec drobnoziarnisty	83,4	0,2	0,1	0,1	1,8	0,0	2,0	7,0	2,5	2,0 szamozyt	0,5	0,4
		3226,7	piaskowiec średnioziarnisty	83,7	0,1	1,6	0,1	3,5	3,0	4,0	2,2	0,0	0,8 szamozyt	0,4	0,6
		3227,3	piaskowiec średnioziarnisty	60,6	0,6	0,3	0,0	3,0	3,5	6,0	15,0	0,0	5,2 szamozyt	1,8	4,0
		3227,7	piaskowiec drobnoziarnisty	70,8	0,3	0,4	0,3	2,5	4,5	10,0	2,3	0,1	0,8 szamozyt	2,0	6,0
Bajos	górny	3226,7	piaskowiec drobnoziarnisty	66,5	0,6	0,0	0,2	1,5	0,0	2,0	22,4	0,0	0,0	1,8	5,0
		3293,5	piaskowiec drobnoziarnisty	74,4	0,2	0,4	0,6	6,0	0,0	7,0	6,0	0,6	2,0 anhydryt	2,1	0,7
		3320,7	piaskowiec drobnoziarnisty	69,5	0,4	0,6	2,2	0,0	0,0	8,4	0,3	0,0	2,2 szamozyt	4,4	12,0
		3320,8	piaskowiec drobnoziarnisty	59,4	0,6	0,7	0,8	0,0	0,0	0,0	37,1	0,0	0,0	1,0	0,4

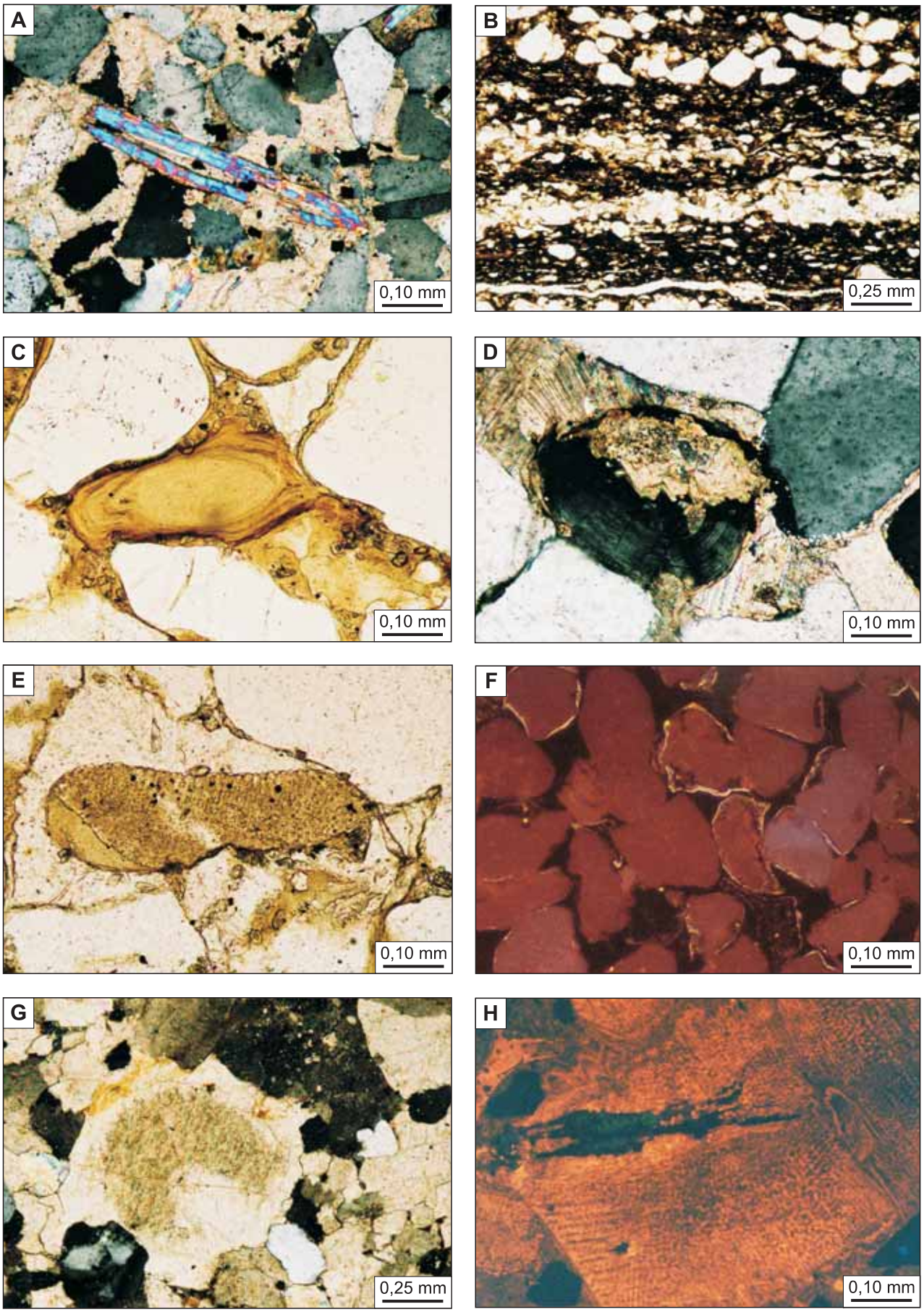

A
0,10 mm
B
0,25 mm
C
0,10 mm
D
0,10 mm
E
0,10 mm
F
0,10 mm
G
0,25 mm
H
0,10 mm

Fig. 14. Obrazy mikroskopowe skał jury środkowej

A – drobno uziarniony piaskowiec wapnisty (arenit kwarcowy); w centrum fotografii jest widoczna blaszka muskowitu, częściowo zastąpiona kalcytem; zwracają uwagę skorodowane powierzchnie ziaren kwarcu; bajos górny, głębokość 3320,8 m; nikole skrzyżowane. **B** – heterolit złożony z lamin piaskowca, mułowca i iłowca żelazistego; baton górny, głębokość 3262,5 m; bez analizatora. **C** – ooid szamozytowy o budowie współśrodkowej w piaskowcu; obok widoczne drobne romboedry syderoplesytu; baton górny, głębokość 3227,7 m; bez analizatora. **D –** ooid szamozytowy, częściowo zastąpiony przez ankeryt w piaskowcu; baton górny, głębokość 3227,3 m; nikole skrzyżowane. **E –** fragment piaskowca z fot. D – w centrum jest widoczny okruch szkarłupnia, w którym pierwotny węglan został zastąpiony przez szamozyt; bez analizatora. **F –** piaskowiec drobnoziarnisty; brunatno świecące ziarna kwarcu są miejscami otoczone fosforanami o żółtej luminescencji; kelowej, głębokość 3189,0 m; obraz w CL. **G –** fragment piaskowca dolomitycznego z warstwy bulastej; w centrum jest widoczny okruch szkarłupnia, obrastany przez dolomit; kelowej, głębokość 3188,7 m; nikole skrzyżowane. **H –** fragment wapienia z warstwy bulastej; jest widoczna pęknięta skorupka małża (?) zbudowana z Fe/Mn-kalcytu, świecącego na pomarańczowo; kelowej, głębokość 3188,5 m; obraz w CL

Microscopic images of the Middle Jurassic rocks

A – fine-grained calcareous sandstone (quartz arenite); in the centre, muscovite flake partly replaced by calcite is visible; note corroded surfaces of quartz grains; Upper Bajocian, depth 3320.8 m; crossed nicols. **B –** heterolith composed of sandstone, mudstone and ferruginous claystone laminae; Upper Bajocian, depth 3262.5 m; without analyser. **C –** chamosite ooid of concentric structure in sandstone, sideroplesite rhombohedrons visible nearby; Upper Bajocian, depth 3227.7 m; without analyser. **D –** chamosite ooid partly replaced by anhydrite in sandstones; Upper Bajocian, depth 3227.3 m; crossed nicols. **E –** fragment of sandstone from photo D – fragment of a crinoid is visible in the centre, in which primary carbonate has been replaced by chamosite; without analyser. **F –** Fine-grained sandstone, brown-luminescent quartz grains locally encircled by yellow-luminescent phosphates; Callovian, depth 3189.0 m; CL image. **G –** fragment of dolomitic sandstone from the Nodular Bed; in the centre: crinoid fragment overgrown with dolomite; Callovian, depth 3188.7 m, crossed nicols. **H** – fragment of carbonate rock from the Nodular Bed; note a broken bivalve shell (?) composed of Fe/Mn-calcite, orange-luminescent; Callovian, depth 3188.5 m; CL image

wiący się na różowo kalcyt, podrzędnie – na niebiesko Fe-dolomit, w próbce z głębokości 3227,3 m – na ciemnoniebiesko ankeryt. W niektórych próbkach piaskowców należących do batonu górnego i keloweju występują także bardzo drobne romboedry (0,01–0,02 mm) syderoplesytu, niebarwiącego się płynem Evamy'ego. W analizie CL minerałów węglanowych stwierdzono, że tylko kalcyt wykazuje świecenie w barwach pomarańczowych, Fe-dolomit świeci w barwach brunatnych, natomiast ankeryt i syderoplesyt nie wykazują luminescencji z uwagi na zbyt dużą zawartość żelaza. Drobne romboedry syderoplesytu najczęściej występują w przerostach ciemnych iłowców i w spoiwie ilastym. Minerały węglanowe tworzą zwykle spoiwa typu porowego, jedynie w próbce z piaskowca z głębokości 3320,8 m spoiwo ma charakter podstawowy. Próbka piaskowca z głębokości 3227,3 m zawiera ciemne smugi i przerosty drobnokrystalicznych syderytów ilastych o strukturze ikrowej.

Nielicznym, lecz pospolicie występującym składnikiem spoiwa piaskowców jest zielony lub oliwkowy minerał o niskiej dwójłomności, umownie określany jako szamozyt (leptochloryt – Bolewski, 1982). Niewykluczone, że jest to berthieryn (serpentyn o strukturze 1:1), możliwy do zidentyfikowania jedynie na drodze analizy rentgenowskiej. Obecność berthierynu w skałach jury środkowej Niżu Polskiego została stwierdzona w sześciu próbkach, dość bogatych w „zielony" minerał występujący w otworach wiertniczych: Borsztyn 1/XIX (Kujawy), Gorzów Wielkopolski IG 1 (Wielkopolska), Niczów–Karnice 2, Sulikowo 1 i Koszalin IG 1 (Pomorze Zachodnie). W próbkach tych nie występuje leptochloryt (Maliszewska i in., 2007). Z uwagi na to, że „zielony" minerał ze skał pobranych z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 nie był identyfikowany mineralogicznie, nadal będzie nazywany szamozytem.

Spoiwo szamozytowe ma charakter kontaktowy lub porowy. W niektórych próbkach szamozyt tworzy także obwódki tangencjalne na ziarnach detrytycznych lub częściowo zastępuje skalenie i bioklasty (fig. 14E). W piaskowcu z głębokości 3226,7 m, na ziarnach kwarcu oprócz zielonych obwódek szamozytowych zaobserwowano delikatne obwódki krustyfikacyjne (prostopadłe do powierzchni ziaren) złożone z igiełek bezbarwnego chlorytu. Miejscami szamozyt wykazuje znacznie podwyższone barwy interferencyjne, zapewne wskutek glaukonityzacji. Analiza katodoluminescencyjna piaskowców wykazała, że miejscami szamozytowi towarzyszą fosforany, świecące żółto w CL (fig. 14F). W piaskowcu z głębokości 3320,7 m obok szamozytu stwierdzono drobne agregaty robakowatego kaolinitu. W piaskowcach z głębokości 3293,5 i 3191,5 m występują małe skupienia tabliczek anhydrytu. We wszystkich próbkach występują: drobnokrystaliczny piryt i drobne szczątki roślinne.

Badaniami petrofizycznymi udokumentowano niewielką porowatość efektywną piaskowców bajosu i batonu w granicach 3,01–12,89%, w keloweju około 18%, oraz nikłą przepuszczalność od 0,35 do 1,90 mD (tab. 4, zestawienie wyników badań fizykochemicznych).

Mułowce

Mułowce są skałami zwięzłymi, o ciemnoszarej barwie. Występują w postaci osobnych warstw lub stanowią części składowe heterolitów. Wykazują one strukturę pelitowo-aleurytową, są złożone głównie z ostrokrawędzistych ziaren pyłu kwarcowego o najczęstszej średnicy około 0,05 mm. Ziarna grubsze – o średnicy większej od 0,1 mm bywają częściowo obtoczone. W bardzo drobnych ilościach występują ziarna mikroklinu, blaszki muskowitu i chlorytu, okruchy piaskow-

ców i iłowców oraz zwęglone szczątki roślinne. Spoiwo mułowców jest złożone z pelitu ilastego, materii organicznej, miejscami także z drobnokrystalicznych węglanów i pirytu.

Iłowce

Iłowce obserwowano w postaci lamin, stanowiących części składowe heterolitów. Iłowce, to skały zwięzłe, czarne, wykazujące strukturę aleurytowo-pelitową i teksturę kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem blaszek łyszczyków. Są złożone z pelitu ilastego, impregnowanego materią organiczną, zawierają także pył kwarcowy, łuseczki łyszczyków, wodorotlenki żelaza, zwęgloną sieczkę roślinną i drobnokrystaliczny piryt.

Zlepieńce

Feldman-Olszewska (1994) odnotowała występowanie zlepieńców dwukrotnie, w utworach batonu górnego i keloweju. Zlepieniec batonu występuje na głębokości 3226,6 m w postaci warstewki o miąższości 10 cm pomiędzy piaskowcami drobnoziarnistymi. Jest on złożony z otoczaków piaskowca jasnoszarego, bardzo drobnoziarnistego o spoiwie krzemionkowo-wapnistym. Otoczaki mają zarysy kuliste i elipsoidalne, dochodzące do 3 cm długości. Spoiwo zlepieńca jest ciemnoszare, złożone z pyłu i iłu (*op. cit*.).

Zlepieniec keloweju reprezentuje „warstwę bulastą" (głębokość 3188,5 m). Jest to ciemnobrunatny zlepieniec drobnookruchowy, o dobrym obtoczeniu ziaren żwiru i złym jego wysortowaniu. Udział ziaren żwiru wynosi w nim około 70% obj., najczęstsza wielkość ich średnicy wynosi 1,5 cm, a maksymalna – 3,5 cm. Wśród okruchów skalnych stwierdzono: (1) ciemnobrunatne, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe o spoiwie getytowym; (2) ciemnobrunatne, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe o spoiwie kalcytowym z bioklastami i z obwódkami getytu na ziarnach detrytycznych; (3) szare piaskowce dolomityczne z bioklastami (fig. 14G), niekiedy zawierające syderoplesyt; (4) szare wapienie krystaliczne, sparytowe oraz (5) szarobrunatne wapienie organodetrytyczne, piaszczyste, złożone z bioklastów, ziaren kwarcu i sparu kalcytowego. Kalcyt obecny w bioklastach i cemencie wykazał w analizie CL świecenie w barwach ciemnopomarańczowych (fig. 14H). Wśród bioklastów wyróżniono elementy szkieletowe: szkarłupni, muszli małży, ślimaków i otwornic oraz gałązki mszywiołów – na ogół są one częściowo zgetytyzowane. Wapienie zawierają także nieliczne ooidy szamozytowe i getytowe.

Spoiwo opisanego zlepieńca jest złożone z kalcytu, getytu, a częściowo także z szamozytu, zawiera także piasek kwarcowy i drobne elementy szkieletowe fauny.

Podsumowanie

Najpospolitszą litofacją osadów jury środkowej w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 są szare, drobno- lub średnioziarniste piaskowce, występujące bądź w postaci grubych warstw, bądź w postaci cienkich warstewek w mułowcowo-iłowcowych heterolitach. Charakterystyczną ich cechą jest częsta obecność w nich lamin, przerostów lub przemazów czarnych iłowców bogatych w materię organiczną, a niekiedy zawierających drobne romboedry syderoplesytu. Wyjątkowo w piaskowcach tych obserwowano przerosty ciemnych syderytów ilastych. Materiał detrytyczny piaskowców odznacza się dobrym lub umiarkowanym wysortowaniem i słabym stopniem obróbki mechanicznej. Głównym składnikiem piaskowców są ziarna kwarcu, a ziarna skaleni, blaszki łyszczyków i bioklasty są nieliczne. Ziarna kwarcu pochodzą zapewne z resedymentacji starszych od jury środkowej skał osadowych. Nieliczne litoklasty obecne w piaskowcach, zwłaszcza okruchy skał szamozytowych, mogły mieć źródło w redeponowanych osadach bajosu i batonu. Fragmenty piaskowców dolomitycznych i wapieni, obserwowane w warstwie bulastej, są podobne do skał jury środkowej, znanych ze strefy Ciechocinek–Brześć Kujawski–Wojszyce na wale kujawskim (Maliszewska, 1999). Można sądzić, że skały te tworzyły się w podobnych warunkach sedymentacji na szelfie silikoklastycznym, a częściowo na szelfie węglanowym (Feldman-Olszewska, 1997a, 2005).

Obecne struktury i skład mineralny osadów jury środkowej są wynikiem procesów sedymentacyjnych i nałożonych na nie procesów diagenetycznych. Najwcześniej miało miejsce przerabianie świeżo złożonych osadów przez żyjące w nich organizmy, co jest najlepiej widoczne w heterolitach. Jednocześnie rozwijała się kompakcja mechaniczna, która spowodowała gęste upakowanie ziaren materiału detrytycznego, wygięcie lamin ilastych oraz blaszek łyszczyków. Do cementów tworzących się najwcześniej należały: kwarc autigeniczny, syderoplesyt i szamozyt. Ostatnie dwa minerały wskazują na redukcyjne warunki eodiagenezy. Istotne znaczenie podczas tworzenia cementu miał pewien udział materii organicznej rozproszonej w warstewkach ilastych i piaskowcach oraz tworzący się wcześnie piryt.

W etapie mezodiagenezy (w ujęciu Choquette, Pray, 1970) postępowała nadal kompakcja mechaniczna, a kompakcja chemiczna spowodowała utworzenie się w piaskowcach licznych, wklęsło-wypukłych kontaktów międzyziarnowych. Krystalizowały cementy kalcytowe, które miejscami uległy dolomityzacji lub ankerytyzacji. Gdy występują obok siebie syderoplesyt i ankeryt, drugi z nich zawsze jest późniejszy. Niektóre bioklasty uległy szamozytyzacji lub dolomityzacji, a niewielka część szamozytu zaczęła przeobrażać się w glaukonit. Intensywną getytyzację szczątków organicznych zaobserwowano tylko w okruchach skalnych, tworzących warstwę bulastą keloweju.

Krystalizacja węglanów powodowała korozję ziaren kwarcu oraz częściowe zastępowanie ziaren skaleni i skupień szamozytu, szczególnie w ooidach. Niewykluczone, że okruchy silnie żelazistych piaskowców obecnych w warstwie bulastej stanowią okruchy piaskowców pierwotnie syderytowych, w których w etapie późniejszej telodiagenezy, żelazo zostało utlenione, tworząc getyt.

Elżbieta GAŹDZICKA

BADANIA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNE UTWORÓW JURY GÓRNEJ I BERIASU DOLNEGO

W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 utwory jury górnej występują w interwale głębokości 2414,0–3188,5 m, osiągając 774,5 m miąższości. Były one rdzeniowane tylko fragmentarycznie (uzyskano 28,5 m rdzenia, co stanowi 3,8% profilu), dostarczyły więc niedużej ilości materiału litologicznego i paleontologicznego. Profil litologiczno-stratygraficzny sporządzono na podstawie wyników pomiarów geofizycznych, wykorzystując analogię z otworami wiertniczymi Poddębice IG 1, Koło IG 3 (Dembowska, 1990) oraz Banachów IG 1 (Marek, Feldman, 1988). Makro- i mikrofauna uzyskane z rdzeni były pomocne w określeniu granic poszczególnych pięter. Wyróżniono formacje litostratygraficzne zaproponowane dla obszaru Polski północnej i środkowej przez Dembowską (1979) oraz piętra jury górnej: oksford, kimeryd i wołg (Gaździcka, *w*: Marek, Gaździcka, 1994). W wyniku późniejszej rewizji piętro wołżańskie zastąpiono obowiązującym obecnie piętrem tytońskim (Wagner, 2008). Skutkowało to jednocześnie włączeniem do beriasu części profilu zaliczanej wcześniej do górnego wołgu oraz przesunięciem w dół o 66,5 m granicy systemów jurajskiego i kredowego. Wydzielenie podpięter i biostratygraficznych poziomów amonitowych w badanym profilu nie było możliwe ze względu na niedostateczną dokumentację paleontologiczną. Podjęto jednak próbę wydzielenia sekwencji depozycyjnych (fig. 15), określenia ich charakteru i możliwości zastosowania wyróżnionych jednostek do korelacji czasowo-facjalnej.

Oksford

Utwory oksfordu, o miąższości 513,0 m, reprezentują prawdopodobnie całe piętro. Zostały wyodrębnione w profilu jako grupa wapienna A, o charakterystycznej dla Niżu Polski trójdzielności (Dembowska, 1979). W części przyspągowej są wykształcone jako organodetrytyczne wapienie gąbkowe, wyżej – wapienie mikrytowe oraz wapienie organodetrytyczno-onkoidowe, przechodzące w wapienie margliste w części najwyższej. Od utworów keloweju są oddzielone marglisto-syderytyczną warstwą bulastą, stanowiącą dobry horyzont korelacyjny w bruździe śródpolskiej i w przyległych rejonach niecki mogileńsko-łódzkiej. W omawianym profilu warstwę bulastą zaliczono do keloweju.

Formacja wapienno-gąbkowa (3188,5–3037,0 m; miąższość 151,5 m). Profil utworów oksfordu rozpoczyna się serią organodetrytycznych wapieni gąbkowych z pojedynczymi przeławiceniami wapieni marglistych w części przyspągowej i wapieni mikrytowych w stropie. Kompleks ten wyróżniono jako formacja wapienno-gąbkowa (Dembowska, 1979). Jest on wykształcony jako wakstony i pakstony gąbkowe, niekiedy flotstony i bandstony, w których głównym składnikiem strukturalnym skały są mumie gąbek. Bioklasty obejmują ponadto: szkarłupnie, ślimaki, ramienionogi, belemnity, otwornice i małżoraczki. Osady charakteryzuje struktura smużysta, podkreślona ciemnoszarymi laminami ilastymi. Powszechnie występują stylolity. Fauny o znaczeniu stratygraficznym nie znaleziono. Wiek formacji wapienno-gąbkowej Dembowska (1979) określiła jako oksford dolny i środkowy.

Formacja wapienno-marglista (3037,0–2835,0 m; miąższość 202,0 m). Kompleks wapieni gąbkowych przechodzi ku górze profilu w wapienie mikrytowe (madstony) szare lub beżowe, twarde, zwięzłe, o strukturze bezładnej. Zostały one wyróżnione jako formacja wapienno-marglista, która na Kujawach jest wykształcona w postaci wapieni mikrytowych, zwanych litograficznymi (Marek, 1961). Głównym składnikiem wapieni mikrytowych jest muł wapienny, przy znikomej ilości szczątków organicznych. Pomiary geofizyki otworowej wskazują na możliwość występowania przeławiceń wapieni marglistych. W kompleksie tym stylolity występują mniej licznie.

Formacja oolitowa (kompleks wapieni organodetrytycznych z onkoidami) (2835,0–2675,5 m; miąższość 159,5 m). Powyżej wapieni mikrytowych znajduje się kolejny kompleks wapieni organodetrytycznych z przeławiceniami wapieni mikrytowych oraz wapieni marglistych. W najniższej części, oprócz intra- i bioklastów, wapienie organodetrytyczne zawierają onkoidy. Kompleks ten może być odpowiednikiem formacji oolitowej, wyróżnionej przez Dembowską (1979). Zespół szczątków organicznych występujących w tych osadach obejmuje: gąbki, koralowce, szkarłupnie, ślimaki, amonity, otwornice i małżoraczki. Fauny o znaczeniu stratygraficznym nie znaleziono. Wiek formacji oolitowej na Kujawach określono na podstawie mięczaków jako oksford górny (Karczewski, 1961).

Kimeryd

Utwory kimerydu osiągają miąższość 206,0 m. Są one wykształcone jako wapienie margliste i margle, odpowiadające formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej kimerydu dolnego oraz margle i mułowce reprezentujące formację pałucką kimerydu górnego.

Kimeryd dolny

Formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa (2675,5–2554,5 m; miąższość 121,0 m). Formacja ta obejmuje interwał między wapieniami organodetrytycznymi najwyższego oksfordu a kompleksem osadów ilasto-marglisto-muszlowcowych kimerydu górnego. Spąg formacji wyznacza trzymetrowej miąższości pakiet iłowców, przechodzący ku górze profilu w osady margliste. W kompleksie tym margle współwystępują z szarymi wapieniami marglistymi (madstona-

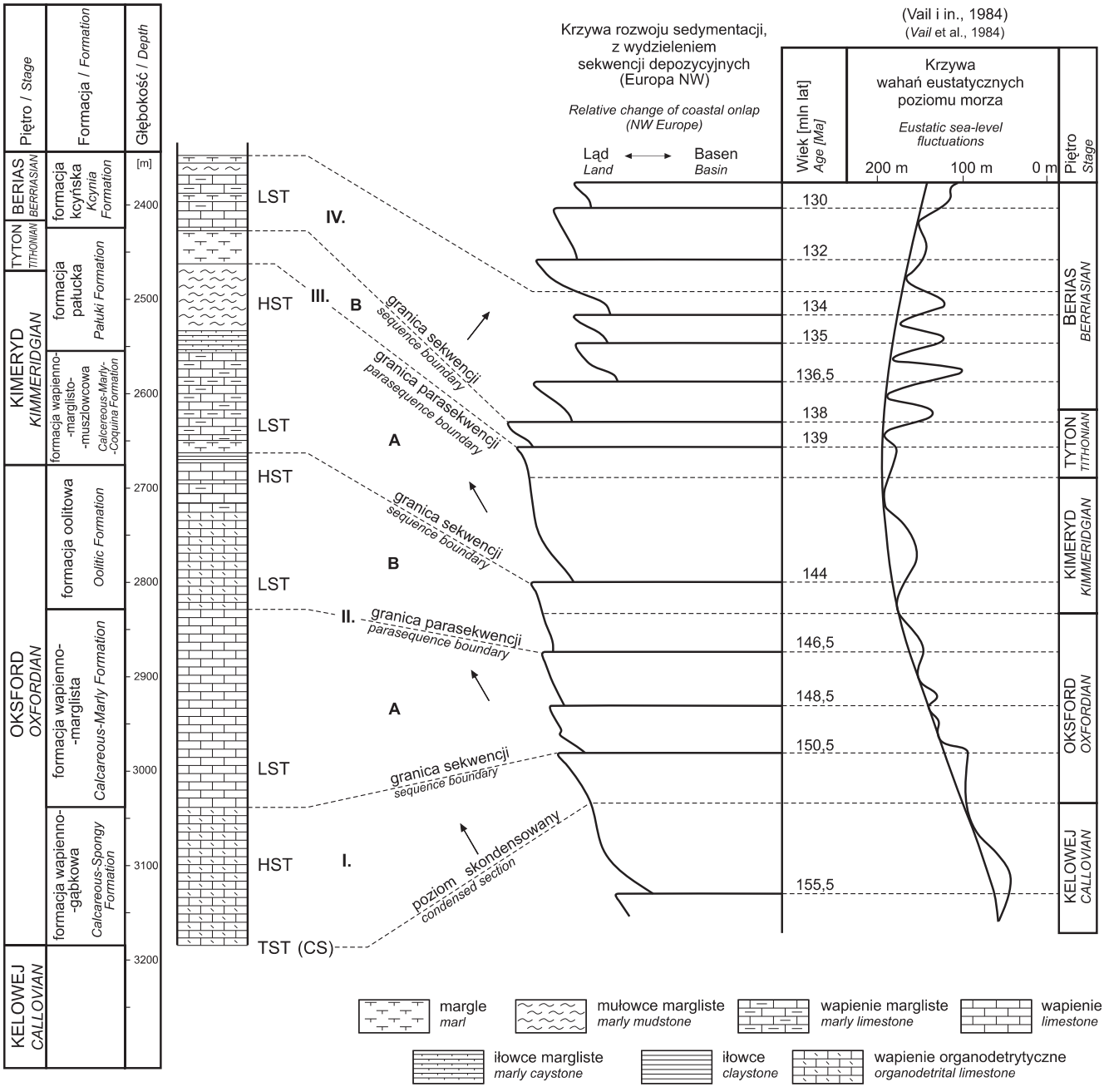


Fig. 15. Sekwencje depozycyjne w profilu jury górnej w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2

LST – system depozycyjny niskiego poziomu morza; HST – system depozycyjny wysokiego poziomu morza; TST (CS) – transgresywny system depozycyjny; I–IV – sekwencje, A , B – parasekwencje

Depositional sequences in the Upper Jurassic of the Poddębice PIG 2 borehole

LST – lowstand systems tract; HST – highstand systems tract; TST (CS) – transgressive systems tract; I–IV – sequence; A , B – parasequence

mi), zbitymi, zwięzłymi, o strukturze smużystej. Wapienie zawierają ziarna kwarcu, blaszki muskowitu, niekiedy także skupienia pirytu oraz bioklasty, wśród których oznaczono: igły gąbek, fragmenty mięczaków, otwornice, małżoraczki i stomiosfery. Wśród wapieni marglistych i margli występują przeławicenia dolomitów określonych jako prawie syngenetyczne lub wczesnodiagenetyczne, utworzone w częściowo scementowanym osadzie (Radlicz, 1972, 1997). W badanym profilu nie stwierdzono obecności ławic muszlowców, charakterystycznych dla formacji V w centralnej Polsce, czego przyczyną może być jednak fragmentaryczne rdzeniowanie. Nie znaleziono także makro- ani mikrofauny o znaczeniu stratygraficznym. Górną granicę formacji postawiono w stropie kompleksu wapieni marglistych, poniżej pakietu mułowców i iłowców.

Kimeryd górny

Formacja pałucka (łupkowo-marglisto-mułowcowa) (2554,5–2469,5 m; miąższość 85,0 m). Osady kimerydu górnego charakteryzują się przewagą ciemnych mułowców i mułowców marglistych. W przyspągowej części formacji występuje kilkumetrowej miąższości pakiet margli. Mułowce o spoiwie wapienno-ilastym zawierają kwarc, muskowit oraz bioklasty węglanowe: otwornice, małżoraczki, stomiosfery. Towarzyszą im drobne, zwęglone szczątki roślinne oraz piryt. W niektórych ławicach występuje dość licznie makrofauna zawierająca gatunki przewodnie kimerydu górnego: *Amoeboceras volgae* (Pavlov), *Aulacostephanus* sp., *Virgataxioceras* sp., *Lima laeviscula* (Sowerby), *Nanogyra nana* (Sowerby). Wyższa część formacji pałuckiej reprezentuje wczesny i środkowy tyton.

Tyton

Utwory tytonu reprezentują prawie całe piętro, osiągając miąższość 55,5 m. W dolnej części profilu są one wykształcone w facji marglistej (formacja pałucka), wyżej przeważają wapienie. Górną część sekwencji węglanowych o cechach sedymentacji płytkomorskiej, przykrytych pakietem osadów silikoklastycznych facji purbeku, zaliczono już do beriasu (formacja kcyńska, ogniwo skotnickie i ogniwo z Wieńca). Obecności ewaporatów w profilu tytonu nie stwierdzono.

Tyton dolny i środkowy (część niższa)

Formacja pałucka (łupkowo-marglisto-mułowcowa) (2469,5–2429,0 m; miąższość 40,5 m). Mułowce margliste i margle tytonu dolnego zaliczono do formacji pałuckiej. Osady te stanowią kontynuację cyklu sedymentacyjnego rozpoczętego w kimerydzie. Ciemnoszare, zwięzłe mułowce o strukturze laminowanej zawierają kwarc, muskowit, intraklasty pochodzenia organicznego obejmujące: fragmenty szkarłupni, mięczaków, otwornice, a także niezbyt liczne muszle małży i amonitów. Wśród nich oznaczono rodzaj Subplanites sp. wskazujący na tyton dolny. W profilu występują liczne przeławicenia margli dolomitycznych, natomiast węglanowe elementy szkieletowe mięczaków często są impregnowane pirytem. Na podstawie analogii z sąsiednimi otworami wiertniczymi, górną granicę formacji pałuckiej wyznaczono ponad kompleksem mułowców z marglami ilastymi w stropie.

Tyton środkowy (część wyższa) i górny

Obejmuje 15-metrowej miąższości kompleks węglanowo-marglisty, częściowo zdolomityzowany, reprezentujący prawdopodobnie ogniwo wapieni korbulowych formacji kcyńskiej. Brak rdzeni nie pozwolił na dokładniejszą interpretację.

Berias

Utwory beriasu dolnego mają miąższość 66,5 m. Reprezentowane są przez formację kcyńską, na którą składają się: węglanowo-margliste ogniwo z Wieńca i ilasto-mułowcowo-margliste ogniwo skotnickie.

Berias dolny (dawniej wołg górny i część środkowego)

Formacja kcyńska (wapienno-ewaporatowa) (2414,0–2347,5 m; miąższość 66,5 m). Kompleks osadów wykształconych w dolnej części jako wapienie i margle, częściowo zdolomityzowane, wyróżniono jako ogniwo z Wieńca. Wapienie barwy szarej, zbite, zwięzłe, o strukturze smużystej opowiadają wakstonom, madstonom i boundstonom. Zawierają liczne szczątki morskich organizmów bentonicznych (małże, ślimaki, małżoraczki, otwornice), nektonicznych (szczątki ryb), a także węglanowe fragmenty maty glonowej. Wapienie występujące w dolnej części kompleksu zawierają także ooidy. W całym profilu obserwuje się obecność pirytu w postaci charakterystycznych skupień, których ilość dochodzi miejscami do 5% składników skały. Pomiary geofizyki otworowej wskazują na możliwość występowania anhydrytów w kompleksie wapieni marglistych, w nierdzeniowanym odcinku profilu (2373,0–2407,0 m).

Najwyższą część profilu stanowią iłowce i mułowce margliste z przeławiceniami piaskowców drobnoziarnistych. Są one interpretowane jako ogniwo skotnickie, reprezentujące fację purbeku.

W utworach tych stwierdzono obecność małżoraczków z poziomów E i D (Dembowska, Marek, 1976), należących do beriasu dolnego. Mikrofauny reprezentującej wyższe poziomy nie stwierdzono, lecz przejście do młodszych ogniw beriasu ma charakter ciągły. Granicę jura/kreda wyznaczono w obrębie utworów formacji kcyńskiej, w spągu kompleksu wyróżnionego jako ogniwo z Wieńca. Wyraźnej zmiany facji, ani oznak emersji (granicy erozyjnej) nie zaobserwowano.

Elżbieta GAŹDZICKA

ROZWÓJ SEDYMENTACJI I STRATYGRAFIA SEKWENCYJNA

W okresie późnej jury, obszar bruzdy śródpolskiej, w granicach której jest zlokalizowany otwór wiertniczy Poddębice PIG 2, znajdował się w obrębie epikontynentalnego zbiornika morskiego. Basen ten łączył się na południu z Oceanem Tetydy, z morzem borealnym na północnym zachodzie oraz z centralnymi basenami platformy wschodnioeuropejskiej na wschodzie. Obszar bruzdy stanowił oś basenu o przebiegu NW–SE, znajdującą się bezpośrednio na południowy zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista. Obszar ten charakteryzował się przyspieszoną subsydencją tektoniczną oraz intensywną sedymentacją (Dadlez i in., 1994). Miąższość utworów jury górnej osiąga największe wartości wzdłuż linii Ciechocinek–Gostynin–Tomaszów Mazowiecki–Kielce i sukcesywnie maleje w kierunku północno-wschodnim oraz południowo-zachodnim (Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988). W profilach jury górnej na obszarze bruzdy śródpolskiej obserwuje się także mniejszy udział facji płytkowodnych i ewaporatowych w porównaniu z obszarem platformy wschodnioeuropejskiej oraz ciągłość sedymentacji pomiędzy utworami tytonu i beriasu.

Osady oksfordu dolnego stanowią kontynuację cyklu sedymentacyjnego rozpoczętego w keloweju. Po okresie zwolnienia tempa sedymentacji na granicy kelowej/oksford, który zaznaczył się powstaniem skondensowanych osadów marglisto-syderytowych (warstwa bulasta), we wczesnym oksfordzie zaczęła się intensywna sedymentacja wapienna, pozostająca w ścisłym związku z konfiguracją dna basenu, jego batymetrią, a także klimatem oraz bujnym rozwojem świata organicznego. Na skłonie bruzdy śródpolskiej masowo rozwijały się gąbki, tworząc wraz z innymi organizmami biohermy lub podłużne bariery.

Skład bioklastów występujących w wapieniach gąbkowych wskazuje na głębokość zbiornika rzędu 200 m. Przyspieszona subsydencja umożliwiała rozwój struktur biohermalnych o dużej miąższości. W obniżeniach dna basenu między biohermami, w wyniku akumulacji mułu wapiennego wymywanego ze stref o podwyższonej turbulencji wody, tworzyły się wapienie mikrytowe (madstony). Miejsca takie ze względu na nieustabilizowane, muliste dno i szybką sedymentację nie sprzyjały zasiedlaniu przez organizmy bentoniczne. Wskazuje na to znikoma ilość szczątków organicznych w facji wapieni mikrytowych. Obniżenia dna i zagłębienia na skłonach bruzdy były także miejscem gromadzenia się grubszego detrytusu wapiennego, pochodzącego z niszczenia struktur biohermalnych i rafowych. Materiał ten był transportowany wzdłuż stoku i deponowany w formie stożków. Rozwój tego typu struktur jest związany głównie z obniżaniem się poziomu morza, toteż występują one w dolnych częściach cykli depozycyjnych. Również występowanie w profilu ławic muszlowców wskazuje na fazę obniżania się poziomu morza. W przypadku współwystępowania w muszlowcach organizmów bentonicznych i amonitów można przypuszczać, że wymieszanie fauny nastąpiło wskutek spływów grawitacyjnych osadów zdeponowanych przy krawędzi platformy do strefy głębszej.

Utwory margliste i mułowcowe kimerydu górnego reprezentują facje głębszego morza. Ich powstanie było związane z podnoszącym się poziomem i „zatopieniem" platformy węglanowej. Wskutek ograniczenia produktywności węglanów wzrosła procentowa zawartość materiału terygenicznego w osadach. Był on prawdopodobnie transportowany przez prądy morskie wzdłuż osi basenu. Analiza minerałów ciężkich wskazuje na kierunek transportu z północy/północnego zachodu od strony tarczy skandynawskiej (Radlicz, 1972). Skład taksonomiczny zespołów amonitów świadczy o połączeniach basenu sedymentacyjnego Niżu Polskiego zarówno z Oceanem Tetydy, jak i z morzem borealnym (Malinowska, 1986).

Serie osadowe tytonu dolnego, reprezentujące wyższe ogniwo formacji pałuckiej i stanowiące kontynuację cyklu sedymentacyjnego rozpoczętego w kimerydzie, powstały w podobnych warunkach batymetrycznych. U schyłku środkowego tytonu nastąpiła wyraźna zmiana warunków sedymentacji, spowodowana gwałtownym obniżeniem się poziomu morza (Vail i in., 1984; Haq i in., 1988). Wapienie zawierające ooidy, onkoidy i struktury laminowane utworzone przy udziale cyjanobakterii (sinic) powstały w warunkach płytkowodnych. Regresywny charakter basenu w późnym tytonie zaznaczył się także gwałtownym zmniejszeniem miąższości osadów.

Zastosowanie metody stratygrafii sekwencyjnej w utworach jury górnej w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 jest trudne ze względu na ograniczony zakres rdzeniowania oraz nieprecyzyjny zapis krzywych pomiarów profilowań geofizycznych. Dodatkowe utrudnienie jest spowodowane nakładaniem się efektów przyspieszonej subsydencji dna i lokalnych zjawisk tektonicznych na globalne zmiany poziomu morza oraz położeniem badanego obszaru w wewnętrznej strefie basenu, z daleka od brzegu. W późnej jurze obszar bruzdy śródpolskiej podlegał silnej subsydencji, na co wskazuje analiza miąższości osadów górnojurajskich w Polsce centralnej. W pewnych okresach była ona tak intensywna, że w znacznym stopniu zniwelowała globalne zmiany poziomu morza i spowodowała, że obszar ten nie ulegał wynurzeniu przez ponad 20 milionów lat. W badanym profilu nie stwierdzono powierzchni niezgodności, objawów erozji lądowej ani luk stratygraficznych. Także utwory kredy dolnej leżą w ciągłości sedymentacyjnej na sekwencjach osadowych tytonu górnego. Podstawą wydzielenia sekwencji depozycyjnych (fig. 15) mogą być zatem jedynie osadowe odpowiedniki powierzchni niezgodności. Jednak ze względu na bardzo fragmentaryczne rdzeniowanie, często trudno jest je jednoznacznie określić.

Formacja wapienno-gąbkowa oksfordu dolnego jest kontynuacją sekwencji depozycyjnej rozpoczętej w keloweju i odpowiada jej najwyższej części deponowanej przy wysokim poziomie morza. Silnie skondensowane osady na granicy kelowej/oksford (warstwa bulasta) sugerują, że jest to ciąg

transgresywnych systemów depozycyjnych (*transgressive systems tract*, TST). Warstwa taka powstaje w czasie szybkiego podnoszenia się poziomu morza, gdy tempo zmian przewyższa tempo dostawy materiału osadowego do basenu. Większa część materiału detrytycznego dostarczanego do zbiornika była deponowana w jego części proksymalnej, natomiast w głębszej strefie utworzyła się warstwa skondensowana (*condensed section*). Leżące wyżej wapienie gąbkowe utworzyły się przy wysokim poziomie morza (*highstand systems tract*, HST). Wyższą część utworów oksfordu, tj. formację wapienno-marglistą oraz formację oolitową (kompleks wapieni organodetrytycznych z onkoidami), można uznać za odrębną sekwencję depozycyjną złożoną z trzech parasekwencji. Intensywny dopływ mułu wapiennego, z którego utworzyły się wapienie mikrytowe, można wiązać z obniżeniem poziomu morza i erozją proksymalnej części platformy węglanowej. Zawiesina była transportowana w kierunku bruzdy i deponowana w zagłębieniach dna osłoniętych biohermami gąbkowymi. Występowanie wkładek wapieni marglistych w tym kompleksie, na co wskazują krzywe pomiarów geofizycznych, zostało spowodowane wahaniami poziomu morza i okresowym zwiększaniem się dopływu materiału terygenicznego do basenu.

Kompleks wapieni organodetrytycznych z ławicami zawierającymi onkoidy i szczątki bentosu płytkowodnego w części przyspągowej stanowi odrębną parasekwencję, której dolna część reprezentuje ciąg systemów depozycyjnych niskiego poziomu morza (LST – *lowstand systems tract*). Trzecia parasekwencja osadzona przy podnoszącym się poziomie morza reprezentuje wapienie mikrytowe i wapienie margliste. Cykl sedymentacyjny kończy pakiet iłowców zaliczony do najniższego kimerydu, który odpowiada fazie wysokiego poziomu morza (HST – *highstand systems tract*). Górną granicę sekwencji (SB – *sequence boundary*) należy zatem postawić w obrębie dolnej części formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej kimerydu dolnego. Utwory tej formacji nie wykazują cech odrębnej, kompletnej sekwencji depozycyjnej. Stanowią prawdopodobnie niższą część sekwencji obejmującej także formację pałucką łupkowo-marglisto-mułowcową. Globalna krzywa zmian poziomu morza charakteryzuje się gwałtownym spadkiem w kimerydzie dolnym (Vail i in., 1984; Haq i in., 1988). Brak wyraźnych oznak spłycenia środowiska sedymentacyjnego w badanym profilu mógł być spowodowany wpływem subsydencji dna w bruździe śródpolskiej. Wapienie margliste z przeławiceniami margli mogą reprezentować stadium powolnego zatapiania platformy węglanowej, gdy produkcja węglanów nie nadążała za podnoszącym się poziomem morza, przez co zwiększała się procentowa zawartość materiału ilastego w osadzie. Ciemnoszare mułowce i iłowce margliste formacji pałuckiej, reprezentujące kimeryd górny i tyton dolny mogą stanowić wyższą część sekwencji, utworzoną w warunkach wysokiego poziomu morza (HST). Ciemna barwa osadu i obecność framboidów pirytu wskazują na warunki anaerobowe przy dnie basenu. Zespół szczątków organicznych jest typowy dla głębszej strefy szelfu (amonity, otwornice, małżoraczki, cysty *Dinoflagellata*). Okresowi późnego kimerydu i wczesnego tytonu jest przypisywany najwyższy w jurze poziom oceanu światowego (*op. cit.*).

Margle i wapienie dolomityczne leżące ponad formacją pałucką utworzyły się w płytszym środowisku niż sekwencje leżące niżej. Wskazuje na to zespół bioklastów i ooidy występujące w wapieniach, a także przejawy synsedymentacyjnej lub wczesnodiagenetycznej dolomityzacji. Kompleks ten można uznać za dolną część sekwencji osadowej, stanowiącą ciąg systemów depozycyjnych niskiego poziomu morza (LST). Iłowce i mułowce margliste reprezentujące ogniwo skotnickie formacji kcyńskiej i zaliczone do beriasu dolnego wskazują na nieznaczne pogłębienie basenu i mogą reprezentować ciąg systemów depozycyjnych wysokiego poziomu morza (HST) zamykający sekwencję.

Powyższa interpretacja różni się zasadniczo od schematu cykli eustatycznych opracowanego dla najwyższej jury zachodniej Europy. Schemat ten obejmuje pięć sekwencji depozycyjnych w tytonie i najniższym beriasie, odpowiadających krótkim interwałom czasowym (rzędu 1,5 miliona lat) i wskazującym na globalne obniżanie się poziomu morza. Różnice pomiędzy schematem sekwencji depozycyjnych Vaila i innych (1984) oraz Haq'a i innych (1988) a zaproponowanym dla utworów tytonu w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 (fig. 15) mogą być spowodowane wpływem lokalnej i regionalnej tektoniki na warunki i procesy geologiczne w bruździe śródpolskiej.

Próba wydzielenia sekwencji depozycyjnych w utworach jury górnej w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 jest obarczona wieloma uproszczeniami wynikającymi głównie ze zbyt małej liczby rdzeni wiertniczych (które umożliwiłyby analizę litologii i struktur sedymentacyjnych) oraz z małej dokładności zapisu profilowań geofizycznych. W celu opracowania dokładniejszego schematu stratygrafii sekwencyjnej niezbędne wydaje się szczegółowe przeanalizowanie profili wierceń zlokalizowanych w pobliskich rejonach bruzdy śródpolskiej i niecki mogileńsko-łódzkiej, co pozwoliłoby uzyskać obraz przestrzennego rozwoju poszczególnych kompleksów osadowych.

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ I BERIASU DOLNEGO

Z serii osadowej utworów jury górnej i beriasu dolnego w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 analizie mikropaleontologicznej poddano 12 próbek, które pochodzą z głębokości od 2614,3 do 2361,5 m. Ograniczona liczba próbek, które zostały dostarczone do badań, w znacznym stopniu utrudniła przeprowadzenie szczegółowej analizy biostratygraficznej profilu. Dodatkowo materiał mikropaleontologiczny jest ubogi zarówno pod względem taksonomicznym, jak i ilościo-

wym, a stan zachowania mikrofauny nie zawsze pozwala na dokładną identyfikację gatunkową okazów. Przeprowadzona analiza mikropaleontologiczna potwierdziła jedynie w części badanego profilu obecność osadów kimerydu górnego.

W próbkach pobranych z głębokości 2614,3; 2566,9 i 2565,4 m z utworów formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej kimerydu dolnego nie znaleziono mikrofauny. W nieco wyżej części profilu, na głębokości 2522,5 m, są obecne pojedyncze okazy otwornic z rodzajów *Epistomina* i *Lenticulina*, jednak stan zachowania skorupek nie pozwala na dokładną identyfikację gatunkową, a co za tym idzie określenie wieku osadów z powyższej próbki.

Dopiero na głębokościach 2519,3 i 2518,4 m występuje nieco więcej gatunków otwornic. Są to duże formy o skorupkach zlepieńcowatych, należące do gatunków: *Ammobaculites elenae* Dain i *A. coprolithiforme subaequale* (Mjatliuk), *Ammobaculites* sp., *Haplophragmium monstratus* (Dain) oraz *Everticyclammina* cf. *virguliana* (Koech). Otwornice wapienne są reprezentowane jedynie przez gatunek *Pseudolamarckina polonica* (Bielecka et Pożaryski) oraz inne, niekompletnie zachowane taksony z rodzaju *Epistomina* i *Lenticulina*. Wymieniony wyżej zespół otwornic wskazuje na utwory kimerydu górnego. Od górnego kimerydu notowane są na Niżu Polskim i na platformie wschodnioeuropejskiej pierwsze wystąpienia takich gatunków, jak: *Pseudolamarckina polonic*a (Bielecka et Pożaryski), *Haplophragmium monstratus* (Dain) oraz *Everticyclammina* cf. *virguliana* (Koech) (Bielecka, 1975; Dain, Kuznetsova, 1976; Kuznetsova, Gorbatchik, 1985). Wymienione gatunki są obecne także w osadach tytonu dolnego, jednak za górnokimerydzkim wiekiem osadów z próbek z głębokości 2519,3 i 2518,4 m przemawia również fakt, że brak jest w nich otwornic charakterystycznych dla tytonu dolnego.

Pozostałe próbki pobrane z wyższej części profilu Poddębice PIG 2 (głębokość od 2467,1 do 2361,5 m), przekazane do badań mikropaleontologicznych, nie zawierają mikrofauny. Ich pozycja stratygraficzna została ustalona na podstawie przesłanek litologicznych i geofizycznych.

Krzysztof RADLICZ

PETROGRAFIA I MIKROFACJE UTWORÓW JURY GÓRNEJ I BERIASU DOLNEGO

Wstęp

Osady jury górnej i beriasu dolnego z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 zbadano pod względem petrograficznym i mikrofacjalnym na podstawie 21 próbek z interwału głębokości 2365,7–3188,05 m, które pobrano z 14 odcinków rdzenia wiertniczego obejmującego stratygraficznie profil od oksfordu do tytonu środkowego. Pobranie próbek poprzedził opis litologiczny rdzeni wykonany przez E. Gaździcką. Grupy mikrofacji określono według klasyfikacji Dunham'a (1962) i Folka (1962) oraz Embry'ego i Klovana (1971). Dla ziarnowego materiału węglanowego przyjęto nazwę „allochemy". Dla materiału mieszanego allochemowego i terygenicznego zastosowano nazwę „terallochemy". Mikrofacje wyznaczają udział głównych składników w osadach. Pod nazwą „tekstura" rozumie się zwięzłość osadu i rozmieszczenie w nim materiału ziarnowego. Wyróżnia się tekstury: masywne, porowate, oczkowe, włókniste i kawerniste. Ze względu na rozmieszczenie materiału ziarnowego wyróżniono tekstury: bezładne, równoległe, smużyste, laminowane, frakcjonalne.

Dla osadów chemogenicznych przyjęto terminologię według Friedmana (1965): kryształy własnokształtne – idiotopowe; współwłasnokształtne – hipidiotopowe; obcokształtne – allotriotopowe. W określeniu udziału procentowego materiału ziarnowego posłużono się wzorcem według Tanaka i Katada (1966). Szczątki fauny i mikrofauny oraz glonów określonono na podstawie następujących prac: Johnson (1951, 1961, 1964), Masłow (1956, 1962), Mišik (1966), Majewske (1969), Horowitz i Potter (1971).

Badania płytek cienkich (tab. 5), przeprowadzone pod mikroskopem polaryzacyjnym firmy Zetopan, umożliwiły identyfikację mikrofacji oraz określenie facji osadów. Do identyfikacji wykorzystano następujące prace: Elf-Aquitaine (1977), Heckel (1972), Wolf (1973), Gradziński i in. (1986).

Analiza petrograficzna i mikrofacjalna

Wśród mikrofacji wapieni wyróżniono: madstony, wakstony i biopakstony, flotstony sparytowe z onkoidami i intraklastami (wapienie sparytowe zawierające onkoidy i intraklasty), bandstony – maty glonowe, ponadto łupki ilasto-mułowcowe. W interwale głębokości 2361,0–2368,0 m występują przewarstwienia łupkowatych i kruchych margli ilastych ciemnoszarych, prawie czarnych, o grubości 0,6–1,8 m (głębokość 2356,0 +4,7 m) oraz margli twardych i masywnych zielonkawoszarych z przeławiceniami ciemnoszarych iłowców marglistych (głębokość 2361,0 +6,2 m). Margle ilaste (głębokość 2361,0 +4,7 m) są madstonem zawierającym 90% mikrytu, 2% mikrodolosparu o średnicy 0,005–0,030 mm, skupienia pirytu i zwęglone strzępki roślin, łuseczki muskowitu i ziarna pyłu kwarcowego oraz 3% bioklastów: małżoraczków, *Stomiosphaera* sp. i *Globochaete* sp.

W marglach zielonkawoszarych (głębokość 2361,0 +6,2 m) tekstura jest smużysta, podkreślona smugami wapienia mikrytowego zawierającego 25% bioklastów: małżoraczków (często obustronne), *Stomiosphaera* sp., *Globochaete* sp., strzępki zwęglonych roślin, skupienia pirytu i 1% ziaren kwarcu o średnicy 0,03–0,08 mm.

Tabela 5

Spis płytek cienkich wykonanych z utworów jury górnej i beriasu dolnego z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2

Thin sections from Upper Jurassic and Lower Berriasian deposits of the Poddębice PIG 2 borehole

Numer płytki cienkiej	Głębokość [m]	Litologia
1	2361,0 +4,7	margiel mikrytowy – madston z małżoraczkami, *Stomiosphaera* sp., *Globochaete* sp. i zwęglone strzępki roślin; impregnacje pirytem
2	2361,0 +6,2	wapień mikrytowo-bioklastyczny, smużysty – wakston z małżoraczkami obustronnymi, *Stomiosphaera* sp., *Globochaete* sp. ze skupieniami pirytu
3	2368,0 +1,9	laminowany pakston i madston – wapień marglisty ze ślimakami, małżoraczkami, małżami i *Stomiosphaera* sp.
4	2368,0 +3,0	wapień marglisty – wakston smużysty z małżami, małżoraczkami, *Stomiosphaera* sp., łuskami ryb
5	2407,0 +0,05	wapień glonowy laminowany *birdseye* – mata glonowa – bandston z otwornicami
6	2407,0 +1,3	wapień mikrytowy, madston laminowany mikrostylolitami z otwornicami i małżoraczkami
7	2407,0 +3,8	wapień mikrytowy, madston dysmikrytowy z małżoraczkami
8	2407,0 +4,5	wapień mikrytowy, madston z licznymi osobnikami anhydrytu i fluorytu
9	2407,0 +4,9	wapień mikrytowy, madston z licznymi osobnikami anhydrytu i fluorytu
10	2463,0 +0,5	łupek pylasty kwarcowo-muskowitowy z małżami i otwornicami
11	2565,0 +0,2	wapień marglisty – madston z otwornicami, małżoraczkami, zwęglonymi włóknami roślin i anerobowym pirytem
12	2611,0 +0,9	wapień marglisty – madston z małżoraczkami, *Stomiosphaera* sp., igłami gąbek, norkami bioturbacyjnymi, bioklastami małży, drążeniami grzybów *Palaeachya*
13	2717,0 +1,1	wapień mikrytowy, madston z otwornicami, małżoraczkami, spikulami gąbek, *Stomiosphaera* sp., glonami, strzępkami zwęglonych roślin
14	2821,0 +1,0	wapień onkointrabiosparytowy – flotston ze ślimakami, otwornicami, mszywiołami i liliowcami
15	2930,0 +1,0	wapień mikrytowy – madston
16	3037,0 +0,2	wapień onkobiomikrytowy – pakston z otwornicami, *Tubiphytes* sp., małżami, małżoraczkami, kolcami jeżowców, ślimakami, ramienionogami
17	3140,0 +0,1	wapień biolitytowy powłokowo-kolumnowo-oczkowy pelbiomikrytowy ze spikulami gąbek, otwornicami, ramienionogami, ślimakami; spikule wypełnione chalcedonem
18	3140,0 +0,5	wapień biomikrytowy – pakston ze spikulami gąbek, małżami, otwornicami, małżoraczkami, kolcami jeżowców i ramienionogami; spikule wypełnione kalcysparem
19	3140,0 +0,05	wapień biomikrytowy – pakston z mumiami i spikulami gąbek, małżami, otwornicami i ramienionogami
20	3165,0 +0,05	wapień biomikrytowy – wakston z mumiami, spikulami gąbek i belemnitami wypełnionymi chalcedonem, otwornicami, małżami, liliowcami, mszywiołami
21	3188,0 +0,05	wapień dolomityczny, biosparmikrytowy – wakston ze spikulami gąbek, otwornicami, małżoraczkami i małżami

W odcinku rdzenia z interwału 2368,0–2373,0 m występuje wapień marglisty (madston, głębokość 2368,0 +1,9 m) o teksturze laminowanej i smużystej z pakstonem zawierającym 60% bioklastów o średnicy 0,04–1,50 mm, wśród których stwierdzono: ślimaki, małżoraczki, małże i *Stomiosphaera* sp. Ośródki ślimaków są wypełnione sparem kalcytowym. Cement jest mikrytowy. Laminy madstonu zawierają 100% mikrytu, natomiast pakstonu – 40% mikrytu. Na głębokości 2368,0 +3,0 m występuje wapień marglisty, smużysty zawierający 3–30% bioklastów o średnicy 0,04–2,40 mm, wśród których znaleziono: małżoraczki, małże, *Stomiosphaera* sp., łuski ryb i strzępki roślin. Obok nich stwierdzono 3% ooidów o średnicy 0,20–0,40 mm. Cement jest mikrytowy.

W rdzeniu z interwału 2407,0–2414,0 m następuje zmiana facjalna osadów. W tym przedziale głębokości występują wapienie miejscami nieco dolomityczne, wapienie z wtórną mikrostylolitową laminacją, wapienie biolitytowe typu bandston – mata glonowa ze strukturą oczkową typu *birdseye* (głębokość 2407,0 +0,05 m) i wapienie mikrytowe – madston z kryształami anhydrytu o średnicy 0,30–0,90 mm oraz halitu lub fluorytu o średnicy 0,06–0,45 mm (głębokość 2407,0 +4,5 m; +4,9 m). Maksymalny udział mikrosparu dolomitowego o średnicy 0,005–0,060 mm dochodzi do 30% (głębokość 2407,0 +3,8 m).

W formacji pałuckiej tytonu środkowego–dolnego i kimerydu górnego następuje zmiana facjalna i litologiczna w mułowce ciemnoszare z przeławiceniami łupków marglistych (głębokość 2463,0 +0,5 m). Zawierają one 30% ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,06 mm, 25% łuseczek muskowitu o wielkości 0,02–0,20 mm, pojedyncze otwornice, szkarłupnie, małże i amonity. Niektóre bioklasty są impregnowane pirytem.

W interwale głębokości 2565,0–2568,0 i 2611,0–2615,0 m występują wapienie margliste – madstony, szare, z przeławiceniami margli ciemnoszarych (głębokość 2565,0 +0,2 m oraz 2611,0 +0,9 m). Odznaczają się one teksturą smużystą i zawierają 2% ziaren kwarcu o średnicy 0,005–0,060 mm, 1% łuseczek muskowitu oraz pojedyncze bioklasty otwornic, małżoraczki, małże, *Calcisphaera* sp., spikule gąbek oraz strzępki zwęglonych roślin.

W mikrycie licznie występują kuleczki anerobowego pirytu oraz 2–3% mikrodolosparu o średnicy 0,01–0,05 mm. W skorupie małża występują perforacje grzybami *Paleachlya* sp., a na głębokości 2611,0 +0,9 m dołek bioturbacyjny *Cubichnia*.

W grupie wapiennej A oksfordu (formacja oolitowa) oraz formacja wapienno-marglista) zbadano próbki madstonów (głębokość 2717,0 +1,1 i 2930,0 +1,0 m) i flotstonu onkoidowego kalcysparowego (głębokość 2821,0 +1,0 m).

Madstony są wapieniami masywnymi, twardymi, o barwie szarej lub beżowej. W próbce z głębokości 2717,0 +1,1 m występują cienkie przewarstwienia ilasto-margliste, ciemnoszare, o grubości 1,0 cm. Madstony są różnokierunkowo spękane z wypełnieniem ciemnoszarym, prawie czarnym, ilastym (powierzchnie suturopodobne – Radlicz, 1966) oraz kalcytowym.

Madston z głębokości 2717,0 +1,1 m odznacza się teksturą smużystą. Zawiera 5% bioklastów o średnicy 0,02–0,50 mm: otwornice, małżoraczki, *Stomiosphaera* sp., spikule gąbek, glony i strzępki zwęglonych roślin. Pojedynczo występują skupienia autigenicznego kwarcu. Masa podstawowa jest kalcymikrytowa i stanowi: w próbce z głębokości 2717,0 +1,1 m – 95% osadu, natomiast w próbce z głębokości 2930,0 +1,0 m – 100%.

Próbka z głębokości 2821,0 +1,0 m jest wapieniem flotstonowym. Zawiera ona 45% onkoidów o średnicy 0,90–20,00 mm, 25% intraklastów o średnicy 0,30–6,00 mm (należących do wapieni spikulowych) oraz 5% bioklastów, wśród których stwierdzono: ślimaki, otwornice, mszywioły, liliowce i amonity. Miejscami występują kawerny po wyługowanej faunie wyścielone krystalicznymi szczotkami kalcytowymi. Cement jest kalcymikrytowy.

W obrębie formacji wapienno-gąbkowej, o miąższości 151,5 m (głębokość 3037,0–3188,5 m) wyróżniono następujące mikrofacje: wakston gąbkowy, pakston spikulowo-gąbkowy, pakston onkobiomikrytowy oraz bandston – stromatolit kolumnowy peloidowo-bioklastyczny. Mikrofację wakstonu gąbkowego stwierdzono w próbkach z głębokości 3165,0 +0,05 i 3138,0 +0,05 m. Wakston z głębokości 3165,0 +0,05 m odznacza się teksturą równoległą. Zawiera 40% bioklastów o średnicy 0,03–4,50 mm. Wśród nich wyróżniono: spikule i mumie gąbek, belemnita, otwornice, małżoraczki, małże, liliowce i mszywioły. Spikule, mumie gąbek i *rostrum* belemnita są wypełnione sferolityczno-włóknistym chalcedonem. Cement jest kalcymikrytowy i stanowi 60% masy osadu. Wakston z głębokości 3188,0 +0,05 m odznacza się teksturą równoległą. Złożony jest z 55% kalcymikrytowej masy podstawowej, 15% mikrosparu dolomitowego o średnicy 0,005–0,060 mm i 30% bioklastów o średnicy 0,03–0,90 mm. Wśród nich znajdują się: spikule gąbek oraz skorupki otwornic, małżoraczków i małży.

Mikrofacja pakstonu jest reprezentowana przez próbki z głębokości 3140,0 +0,5 i 3144,0 +0,05 m. Pakston z głębokości 3140,0 +0,5 m jest zwięzły, twardy, jasnoszary i odznacza się teksturą równoległą. Zawiera on 75% bioklastów o średnicy 0,06–3,50 mm. Wyróżniono wśród nich: spikule gąbek, małże, otwornice, ramienionogi, małżoraczki i kolce jeżowców. Cement jest kalcymikrytowy i stanowi 25% obj. osadu. Spikule gąbek są skalcytyzowane.

Pakston biomikrytowy z głębokości 3144,0 +0,05 m odznacza się teksturą smużystą i zawiera 30–75%, średnio 60% bioklastów o średnicy 0,06–9,0 mm. Są to: spikule i mumie gąbek, małże, otwornice i ramienionogi. Szczątki gąbek są skalcytyzowane. Cement jest złożony z mikrosparu kalcytowego i stanowi 25–70% obj. osadu. Pakston onkobiomikryto-

wy stwierdzono w próbce z głębokości 3037,0 +0,2 m. Jest on twardy, zwięzły, szarobeżowy, o teksturze równoległej. Wśród składników stwierdzono: 50% onkoidów o średnicy 0,05–2,10 mm, z przewagą frakcji 0,1–0,3 mm, 5% *Tubiphytes* sp., 30% bioklastów o średnicy 0,06–3,5 mm z przewagą frakcji 0,15–0,60 mm, wśród których znaleziono: otwornice, małże, małżoraczki, liliowce, kolce jeżowców, ramienionogi oraz pojedyncze intraklasty greinstonu spikulowego o średnicy do 3,5 mm. W pakstonie występuje 5% materiału o średnicy poniżej 2,0 mm. Kontakty międzyziarnowe są najczęściej wklęsło-wypukłe. Cement jest kalcymikrytowy i stanowi 15% obj. osadu.

W opisywanej formacji występują także skały mikrofacji bandstonu stromatolitu powłokowo-kolumnowo laminowanego pelsparytem i biomikrytem (głębokość 3140,0 +0,1 m). Laminacja jest falista. W laminach mikrytowych występują oczka typu *birdseye* wypełnione kalcysparem. W laminach pelsparytowych występuje 60% peloidów o średnicy 0,06–0,20 mm, natomiast w laminach biomikrytowych występują bioklasty: spikul i mumii gąbek – wypełnionych sferolityczno-włóknistym chalcedonem, otwornic, ramienionogów i ślimaków. Wydaje się, że krzemionka w gąbkach jest pierwotna. Znaczyłoby to, że krzemionkowe bioklasty gąbek zostały przytransportowane z głębszej strefy basenu i są na wtórnym złożu.

Podsumowanie

Na warstwie bulastej jury środkowej znajdują się osady wakstonów i pakstonów bioklastycznych o teksturze równoległej i smużystej, ze zróżnicowanym składem fauny: głównie spikul i mumii gąbek, podrzędnie z małży, szkarłupni, otwornic, ramienionogów, lokalnie z belemnitami i mszywiołami (głębokość 3165,0 +0,05 m). Część spikul i mumii gąbek jest wypełniona chalcedonem, część skalcytyzowana. Z obserwacji autora (Radlicz, 1972) wynika, że sferolityczno-włóknisty chalcedon stanowi stadium pośrednie z opalu do rekrystalizacji w kwarc lub metasomatycznej kalcytyzacji. *Rostrum* belemnita jest w większej części zastąpione chalcedonem. Z zestawienia szczątków fauny pod względem środowiska i strefy facjalnej można wnioskować o jej wymieszaniu z różnych stref przedbarierowego zbiornika morskiego o normalnym zasoleniu, powyżej strefy falowania. Procesy kalcytyzacji były mezodiagenetyczne pod dużym nadkładem. Wyraźna zmiana facjalna zaznaczyła się na głębokości 3140,0 +0,1 m, na której stwierdzono stromatolit powłokowy, kolumnowo-oczkowy, peloidowo-bloklastyczny, wskazujący na genezę w strefie zabarierowej (peloidy) z okresowym dopływem bioklastów z różnych stref morza otwartego w klimacie ciepłym. Na głębokości 3140,0–3144,0 m, E. Gaździcka opisuje fragmenty maty glonowej, czyli jej okruchy (patrz rozdział „Badania litologiczno-stratygraficzne jury górnej i beriasu dolnego"). Jeśli grubość stromatolitu przekroczyła wymiary płytki cienkiej (24 × 24 mm), świadczy to o dużych rozmiarach tych fragmentów. Tak duże fragmenty bardzo odpornej na erozję skały mogą wskazywać, że pokruszenie maty nastąpiło w dwóch etapach: (1) spękania i (2) zerodowania w wyniku ogromnej energii hydrodynamicznej. Mogło być to trzęsienie ziemi o dużej sile i fale tsunami. Materiał okruchowy z płytkiej części zbiornika został przetransportowany do części głębszej otwartego morza. Jest to porównywalne do wyniku sedymentacji sztormowej (Brenner, Davies, 1973; Dżułyński, Kubicz, 1975).

Powyżej w profilu, w interwale głębokości 3041,0–3140,0 m, znajduje się odcinek bezrdzeniowy, określony na podstawie materiału okruchowego i geofizyki wiertniczej jako wapienie mikrytowe i bioklastyczne szarobeżowe i jasnoszare, twarde i zwięzłe. Tego rodzaju wapienie mikrytowe jury górnej w Górach Świętokrzyskich tworzyły się w strefach wód spokojnych bez wpływu prądów morskich, w rowach lub kotlinach podmorskich, gdzie mógł osiadać na dnie osad z zawiesiny (Peszat, 1991).

W próbce z głębokości 3037,0 +0,2 m stwierdzono wapień typu pakstonu z onkoidami i bioklastami frakcji drobno- i średnioziarnistej z 5% udziałem frakcji żwirowej. Kontakty międzyziarnowe są najczęściej wklęsło-wypukłe. Wskazują one na szybką sedymentację materiału ziarnowego, uniemożliwiającą osiadanie osadu z zawiesiny w strefie przybarierowej. W formacji wapienno-marglistej, w próbce z głębokości 2930,0 +1,0 m stwierdzono madston – wapień mikrytowy o teksturze bezładnej. Cechy osadu wskazują na sedymentację w środowisku wód spokojnych osadu z zawiesiny bez udziału prądów morskich (Peszat, 1991). Ze względu na brak badań w elektronowym mikroskopie skaningowym, nie można dokładnie określić charakteru nano- i mikrokryształów węglanów z zawiesiny – czy są allogeniczne, czy autigeniczne. Ze względu na przeławicenia madstonami wapieni marglistych można postawić tezę, że minerały węglanowe są allochtoniczne, przyniesione z mikrołuseczkami hydromik (*op. cit.*).

W grupie wapiennej A (2675,5–2835,0 m) zbadano dwie próbki z głębokości 2717,0 +1,1 m (madston) i 2821,0 +1,0 m (flotston). Ten ostatni zawiera: 45% onkoidów o średnicy 0,90–20,0 mm, 25% intraklastów madstonów i wakstonów spikulowych o średnicy 0,40–6,0 mm oraz 5% bioklastów. Jest to osad słabo wysortowany, dobrze przemyty, powstały w warunkach bardzo wysokiej energii hydrodynamicznej, sztormowej. Reprezentuje on fację zabarierową płytką, wymieszaną z materiałem strefy subpływowej, przedbarierowej. Onkoidy powstały w strefie zabarierowej, pływowej z bujnym rozwojem sinic. Onkoidy są więc allochemami. Osad ten zawiera materiał wymieszany z dwóch środowisk i utworzył się na skutek inwersji strukturalnej (*textural inversion* – Folk, 1962, 1968).

W niecce mogileńsko-łódzkiej w profilu otworu wiertniczego Pagórki IG 1 autor wyróżnił pięć poziomów skał onkoidowych. W otworze Poddębice PIG 2 uchwycono w odcinkach rdzeniowanych dwa poziomy: pierwszy – z głębokości 2821,0 +1,0 m i drugi z głębokości 3037,0 +0,2 m.

W formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej kimerydu dolnego (2554,5–2675,5 m) o miąższości 121,0 m zbadano próbki z głębokości 2565,0 +0,2 i 2611,0 +0,4 m. Reprezentowane są one przez wapienie margliste o teksturze smużystej, szare i jasnoszare. W smugach zawierają 2–3% ziaren kwarcu o średnicy 0,005–0,060 mm, 1% łuseczek muskowitu o wielkości 0,01–0,15 mm i do 1% bioklastów o średnicy 0,03–0,15 mm, wśród których stwierdzono: otwornice, spikule gąbek *Calcisphaera* sp., małże oraz zwęglone strzępki roślinne.

W wapieniu z głębokości 2611,0 +0,9 m stwierdzono ślad spoczynku *Cubichnia*. W norce znaleziono ułamek skorupy małża z perforacją grzybów *Paleachlya*. W mikrytowej masie podstawowej występują grudki anerobowego pirytu oraz 2–3% mikrodolosparu o średnicy 0,01–0,05 mm. Osady te reprezentują strefę głębszą zbiornika lagunowego o słabym wpływie prądów dennych i środowisku redukcyjnym.

Z formacji pałuckiej tytonu środkowego i kimerydu górnego zbadano próbkę z głębokości 2463,9 +0,5 m mikrofacji łupków mułowcowo-ilastych z 20 cm przerostami marglu dolomitycznego. W odcinku rdzeniowanym 2518,0–2523,0 m występuje łupkowaty mułowiec marglisty z bogatą, oznaczalną fauną amonitową i pojedyncze drobne małże. Fauna amonitowa datuje ten odcinek na kimeryd górny. Facja mułowców marglistych przechodzi w obrębie formacji pałuckiej w fację łupków mułowcowo-ilastych, z pojedynczymi amonitami, małżami, liliowcami i otwornicami. Tekstura łupków jest soczewkowa z laminami muskowitowymi. Z łupków tych pobrano próbkę z głębokości 1463,0 +0,5 m. Zawiera ona 30% ziaren kwarcu o średnicy 0,01–0,08 mm, z przewagą frakcji 0,03 mm, 25% łuseczek muskowitu wielkości 0,02–0,20 mm i pojedynczych liliowców częściowo impregnowanych pirytem. Cement jest ilasty, bogaty w kuleczki anerobowego pirytu. Osady mułowcowe kimerydu górnego z amonitami reprezentują fację otwartego morza, odznaczającą się bardzo słabymi prądami morskim.

Powyżej w profilu znajdują się osady formacji kcyńskiej ogniwa z Wieńca (głębokość 2369,0–2429,0 m) o miąższości 60 m, reprezentowanego przez wapienie i wapienie margliste.

W interwale tym pobrano siedem próbek z głębokości: 2407,0 +4,9; 2407,0 +4,5; 2407,0 +3,8; 2407,0 +1,3; 2407,00 +0,05; 2368,0 +3,0 i 2363,0 +1,9 m. Próbki z głębokości 2407,0 +4,9 m i +4,5 m są wapieniem o zawartości 99,4% $CaCO_3$, o teksturze równoległej i strukturze porfirotopowej. W madstonie kalcymikrosparowym występują: kryształy anhydrytu o średnicy 0,30–0,90 mm w ilości 3%, fluorytu lub halitu o średnicy 0,06–0,45 mm w ilości 5% rozmieszczone równolegle. Mikrofacja ta wykazuje cechy osadu równi glonowej w sebhce (Gradziński i in., 1986). Próbka madstonu z głębokości 2407,0 +3,8 m zawiera pojedyncze skorupki małżoraczków i 30% dolomikrosparu średnicy 0,005–0,060 mm, który powstał w etapie wczesnej diagenezy (*op. cit.*). W próbce z głębokości 2407,0 +1,3 m w kalcymikrycie występują otwornice i małżoraczki świadczące o wpływie środowiska morskiego. W próbce tej jest obecny zespół równoległych mikrostylolitów pozorujących równoległą laminację (pseudolaminacja). Mikrostylolity są wypełnione substancją organiczną.

W próbce z głębokości 2407,0 +0,05 m występuje wapienna mata glonowa z laminami mikrytowymi, sinicowymi ułożona na przemian z laminami kalcymikrosparowymi i oczkami kalcymikrosparowymi. Osady te powstały na płyciznach równi glonowej sebhi (*op. cit.*). W odcinku rdzenia 2361,0–2373,0 m zbadano cztery próbki z głębokości: 2361,0 +4,7; 2361,0 +6,2; 2368,0 +1,9 i 2368,0 +3,0 m. Stwierdzono wśród nich wapienie margliste i wapienie mikrofacji madstonu i wakstonów bioklastycznych. Wakstony odznaczają się teksturą smużystą i laminowaną równolegle. Stwierdzono je w próbkach z głębokości: 2368,0 +3,0; 2368,0 +1,9 i 2361,0 +6,2 m. W wapieniach – wakstonach z głębokości 2368,0 +3,0 m i 2361,0 +6,2 m występuje 3–30% bioklastów o średnicy 0,04–2,40 mm, z przewagą frakcji 0,30 mm, a wśród nich: małże, małżoraczki (głębokość 2361,0 +6,0 m; ze skorupkami obustronnymi), *Stomiosphaera* sp., *Globochaete* sp. oraz 1% ziaren kwarcu o średnicy 0,02–0,00 mm.W próbce z głębokości 2368,0 +3,0 m występują: fragmenty ryb, zwęglone strzępki roślin i 3% ooidów o średnicy 0,20–0,40 mm o budowie współśrodkowo-promienistej. Ośródki małżoraczków z obustronnymi skorupkami są wypełnione kalcysparem. Mikrytowa masa podstawowa stanowi 67–94%. Zawiera ona skupienia pirytu.

W próbce wapienia z głębokości 2368,0 +1,9 m zaobserwowano teksturę laminowaną równolegle z laminami biopakstonu zawierającego 60% bioklastów oraz laminami madstonu złożonego z mikrytu. Wśród bioklastów występują: ślimaki z ośródkami wypełnionymi kalcysparem, małżoraczki, małże i *Stomiosphaera*.

Próbka madstonu marglistego z głębokości 2361,0 +4,7 m zawiera 3% bioklastów, wsród których stwierdzono: małżoraczki, *Stomiosphaera* sp., *Globochaete* sp., 0,5% zwęglonych strzępków roślin oraz 1% łuseczek muskowitu o wielkości 0,03–0,08 m. Została ona zaliczona do skał ogniwa skotnickiego, mimo że zawiera podobny skład mikroorganizmów, jak osady ogniwa z Wieńca. Różni się tylko większym – 4,5% udziałem skupień pirytu i 2% dolomikrosparu o średnicy 0,005–0,03 mm. Udział mikrytu wynosi 90%. Cechy strukturalno-teksturalne oraz skład bioklastów wskazują na środowisko wód brakicznych o okresowo aktywnej energii hydrodynamicznej prądów dennych i nieznacznym dopływie pylastego materiału terygenicznego. Wydaje się, że basen uległ pogłębieniu. Środowisko basenu było redukcyjne.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA KREDY NA TLE ROZWOJU PALEOTEKTONICZNEGO STREFY PONĘTÓW–WARTKOWICE

Tło paleotektoniczne

Otwór wiertniczy Poddębice PIG 2 został odwiercony w interesującej pod względem geologicznym strefie tektonicznej Ponętów–Wartkowice. Strefa ta była w późnym permie i mezozoiku przykrawędziową częścią ruchliwej i wyraźnie subsydentnej bruzdy kujawskiej (będącej częścią całej bruzdy śródpolskiej). Od północnego wschodu rozwijała się najbardziej subsydentna i labilna strefa bruzdy kujawskiej o osi NW–SE, określana mianem bloku Kutna, stanowiącego część segmentu kutnowskiego bruzdy kujawskiej (Marek, Znosko, 1972) (fig. 3). Wyróżniała się ona prawie ciągłą sedymentacją w mezozoiku z maksymalnymi miąższościami dochodzącymi do 6–7 km. W okresie pemsko-mezozoicznej ewolucji basenu polskiego w strefie tej znajdowały się centra depozycji osadów, nieznacznie zmieniające swe położenie w czasie (Dadlez, 1989). Przerwy w sedymentacji były tu nieliczne i krótkotrwałe. Tu też najsilniej zaznaczyła się tektonika solna z ciągiem słupów i grzebieni solnych Izbica–Kłodawa–Ozorków ciągnących się wzdłuż wyraźnej strefy uskokowej. Strefa Ponętów–Wartkowice rozwijała się zatem wzdłuż strefy dyslokacyjnej ograniczającej od południowego zachodu bruzdę śródpolską.

Dynamika procesów tektonicznych, sedymentacyjnych i denudacyjnych zachodzących w późnym permie i mezozoiku w strefie krawędziowej platformy prekambryjskiej była warunkowana zróżnicowaną ruchliwością bloków waryscyjskiego podłoża podcechsztyńskiego rozbitego strefami dyslokacyjnymi (Marek, Znosko, 1972; Dadlez, 1994).

Ewolucja permsko-mezozoicznego basenu Niżu Polskiego rozpoczęła się we wczesnym permie sedymentacją osadów czerwonego spągowca. W okresie od późnego permu po wczesną kredę, w czasie ryftowej fazy ewolucji basenu, międzypłytowe, tensyjne naprężenia skorupy powodowały jej fragmentację i reaktywowanie głęboko zakorzenionych stref nieciągłości tektonicznych, zapewne o starszych założeniach (Ziegler, 1987, 1990; Dadlez i in., 1994). Z kolei istnienie w rejonie Ponętów–Wartkowice takiej właśnie aktywnej strefy warunkowało powstawanie w tym miejscu rowów synsedymentacyjnych, kontrolowanych systemem synsedymentacyjnych uskoków i ograniczonych od południowego zachodu okresowo mocno zarysowanym paleogeograficznym garbem wielkopolskim (Dadlez, Franczyk, 1976; Marek red., 1977; Feldman-Olszewska, 1997a, b). Pierwsze założenia takich rowów datuje się na późny karnik (Marek, red., 1977). Ich istnienie zaznaczyło się również wyraźnie we wczesnej jurze i starszej środkowej jurze, a następnie w najwcześniejszej kredzie. Intensywność i zróżnicowanie ruchów pionowych powodowało, że rowy te okresowo zanikały.

Przesuwając się od północnego wschodu (od osi basenu sedymentacyjnego Niżu Polskiego) ku południowemu zachodowi (a więc ku jego brzegom), można wyróżnić następujące strefy paleogeograficzne: (1) strefę silnie subsydentnej bruzdy kujawskiej, (2) strefę skłonu (podniesienia) bruzdy kujawskiej, (3) strefę okresowo aktywnych rowów synsedymentacyjnych Gopło–Ponętów–Pabianice i (4) strefę garbu wielkopolskiego (fig. 3).

Wraz z nastaniem w tej części Europy późnokredowo-wczesnopaleogeńskiego reżimu kompresyjnego wiązanego z procesem kolizji płyt litosfery i faz orogenezy alpidów europejskich (Ziegler i in., 1995), strefowość ta została zaburzona i częściowo zatarta, rozwój rowów zahamowany, a tendencje całkowicie odwrócone. W miejscu dawnych rowów synsedymentacyjnych utworzyła się strefa antyklinalna z towarzyszącymi jej w jądrze lokalnymi strukturami solnymi typu poduszek i wałów lub nawet grzebieni czy słupów solnych rejonu Ponętowa i Wartkowic, ograniczona od południowego zachodu i północnego wschodu uskokami (fig. 3). Procesy inwersji tektonicznej doprowadziły do powstania wału kujawskiego na miejscu centralnej części dawnej bruzdy śródpolskiej, z przyległą do niego od południowego zachodu niecką uniejowską (łódzką). W jej obrębie wyróżnia się obecnie szereg mniej więcej równoległych ciągów antyklinalnych i synklinalnych o przebiegu NW–SE. Są to (od NE ku SW): ciąg struktur solnych Izbica–Kłodawa–Łęczyca, strefa synklinalna Wrzącej, antykliny Ponętowa i Wartkowic, synklina Koła, antykliny Trześniewa i Uniejowa, synklina Brudzewa oraz antyklina Turka.

Kreda dolna

W rozdziale tym zostały scharakteryzowane utwory kredy dolnej bez beriasu dolnego, który zgodnie z wcześniejszym schematem stratygraficznym był włączony do jury górnej jako wołg górny (Marek, Gaździcka, 1994). Berias dolny został omówiony przez E. Gaździcką w tym tomie, w rozdziale „Badania litologiczno-stratygraficzne jury górnej i beriasu dolnego".

W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 miąższość utworów kredy dolnej (łącznie z beriasem dolnym) wynosi 352,5 m, łączna długość odcinków rdzeniowanych – 78,0 m, co stanowi 22% miąższości kredy dolnej, a uzysk rdzenia – 63,6% (49,6 m).

Profil litologiczny opracowano na podstawie opisu rdzeni, obserwacji próbek okruchowych oraz analizy pomiarów geofizyki wiertniczej. Stratygrafię ustalono posługując się korelacją pomiarów geofizyki wiertniczej w porównaniu z sąsiednimi otworami wiertniczymi (Poddębice IG l, Koło IG 3, Wartkowice 1, 2 i 3), zgodnie ze schematem litostratygraficznym opracowanym przez Raczyńską i Marka (Marek, Raczyńska, 1979; Raczyńska, 1979). Dla najniższej części profilu kredy istnieją skąpe informacje mikropaleontologiczne (opracowania wykonane przez J. Sztejn i E. Gaździcką – Marek, Gaździcka red., 1994).

W profilu obejmującym berias środkowy–górny (riazań) po alb wydzielono wszystkie formacje od rogoźniańskiej po mogileńską oraz alb górny (fig. 6). Pewne trudności korelacyjne pojawiły się przy rozpoziomowaniu formacji włocławskiej i dolnej części formacji mogileńskiej (od górnego walanżynu po barrem – głębokość 2270,0–2291,0 m). Trudności te wynikają z dużej zmienności facjalnej i miąższościowej osadów w tym rejonie (redukcje w profilach), braku dokumentacji paleontologicznej, fragmentarycznego rdzeniowania oraz słabego zapisu geofizyki wiertniczej, a zatem niemożności skutecznej korelacji litostratygraficznej. Prawdopodobnie występują tu ogniwa wierzchosławickie i gniewkowskie (walanżyn górny–hoteryw dolny), na których leżą fragmenty ogniw żychlińskiego (?hoteryw górny) i goplańskiego (?apt). Wydaje się, że w strefie antykliny Wartkowic zachodzi w porównaniu z antykliną Ponętowa istotna różnica. Podczas gdy w rejonie ponętowskim utwory zaliczone do ogniwa wierzchosławickiego po ogniwo pagórczańskie (walanżynu górnego–?barremu) są zachowane i pełniej wykształcone, to w strefie antykliny Wartkowic profile są zredukowane i mają małe miąższości, jak w otworach wiertniczych Koło IG 4, Poddębice IG l, PIG 2 i Wartkowice 1. Natomiast w profilach otworów Wartkowice 2 i 3 na osadach piaszczystych formacji bodzanowskiej walanżynu dolnego przypuszczalnie leżą bezpośrednio piaszczysto-mułowcowe osady ogniwa goplańskiego, uznawanego za apt (Leszczyński, 2002).

Formacja rogoźniańska (berias środkowy–górny (riazań)–walanżyn dolny, warstwy z *Platylenticeras*)

Sedymentację osadów beriasu środkowego i górnego (riazania) rozpoczynają piaskowce przechodzące ku górze profilu w mułowce z wkładkami piaskowców i heterolity mułowcowo-piaszczyste zaliczone do ogniwa zakrzewskiego o miąższości 9,5 m. Reprezentują one płytki morski zbiornik (przybrzeże), który w późnym beriasie uległ pogłębieniu i rozszerzeniu. Odzwierciedleniem tej tendencji jest pojawienie się w profilu utworów drobnoklastycznych, na ogół bardzo drobnoziarnistych i drobnoziarnistych: mułowców i mułowców piaszczystych laminowanych, heterolitów piaszczysto-mułowcowych i piaskowców kwarcowych z fauną małżową i bioturbacją. Liczne są struktury sedymentacyjne reprezentowane przez wiele typów laminacji. Utwory te reprezentują dolną część ogniwa z Opoczek. Jest to sekwencja związana z transgresją morza połączoną z pogłębieniem się zbiornika (odbrzeże). Wnajwyższej części tego interwału występuje 0,10 m miąższości warstewka marglu interpretowana jako reprezentująca powierzchnię maksymalnego zalewu (*maximum flooding surface*).

W próbkach z głębokości 2334,3 oraz 2337,7 m, E. Gaździcka (patrz rozdział „Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego...") oznaczyła zespół nanoplanktonowy należący do poziomu CC 2, wskazujący na późny berias. Miąższość utworów beriasu środkowego–górnego (riazania) wynosi 13,5 m. Powyżej występuje seria mułowcowo-ilasta (górna część ogniwa z Opoczek; warstwy z *Platylenticeras*) reprezentująca prawdopodobnie niższy dolny walanżyn o miąższości 19,0 m. Jest to sukcesja reprezentująca zapewne ciąg systemów wysokiego poziomu morza (HST). Osady te są ciemne, laminowane z bioturbacją i z fauną małży i reprezentują maksymalny zasięg i pogłębienie zbiornika wczesnego walanżynu.

Formacja bodzanowska (walanżyn dolny, warstwy z *Polyptychites*)

Formację bodzanowską reprezentują piaskowce z wkładkami mułowców o miąższości 24,0 m. Częsta jest domieszka substancji marglistej. Piaszczysta seria odpowiada okresowi zmniejszonego zasięgu zbiornika i jest odzwierciedleniem progradacji utworów piaszczystych przybrzeża na ilaste osady morza otwartego (Dadlez, Dadlez, 1987). Należy nadmienić, że pojawiały się interpretacje przypisujące przynależność rdzenia z tej serii do ogniwa pagórczańskiego (por. Leszczyński, Waksmundzka, 2008). W takim ujęciu alternatywna litostratygrafia kredy dolnej w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 przedstawiałaby się następująco:

- 2347,5–2328,0 m – formacja rogoźniańska;
- 2328,0–2321,5 m – formacja bodzanowska;
- 2321,5–2305,0 m – formacja włocławska;
  - 2321,5–2319,0 m – ogniwo wierzchosławickie;
  - 2319,0–2314,0 m – ogniwo gniewkowskie;
  - 2314,0–2305,0 m – ogniwo żychlińskie;
- 2305,0–2115,0 m – formacja mogileńska;
  - 2305,0–2273,0 m – ogniwo pagórczańskie;
  - 2273,0–2254,0 m – ogniwo goplańskie;
  - 2254,0–2115,0 m – ogniwo kruszwickie.

Kwestia litostratygrafii tego interwału nie została jednoznacznie wyjaśniona i pozostaje nadal otwarta.

Formacja włocławska: ogniwo wierzchosławickie–ogniwo gniewkowskie–ogniwo żychlińskie (walanżyn górny–?hoteryw górny)

Formacja ta ma miąższość 19,5 m. W najniższej części występują utwory ilasto-mułowcowe z przewarstwieniami piaskowców, o miąższości 13,5 m. Utwory te można korelować z ogniwami wierzchosławickim i goplańskim. Powyżej leży

czterometrowej miąższości seria iłowców z piaskowcami ilastymi w spągu, reprezentująca być może ogniwo żychlińskie.

Formacja mogileńska: ogniwo pagórczańskie, goplańskie i kruszwickie (?barrem–alb środkowy)

Ogniwo pagórczańskie – „A" (?barrem). Warstwa piaskowców o miąższości 1,5 m leżąca nad iłowcami prawdopodobnie reprezentuje ogniwo pagórczańskie.

Ogniwo goplańskie – „B" (?apt). Spąg ogniwa goplańskiego wyznaczają heterolity równoskładnikowe piaskowcowo-mułowcowe z glaukonitem, przechodzące ku górze profilu w piaskowce bardzo drobnoziarniste, z substancją węglistą, czasem smugami ilastymi i bioturbacją. W stropie serii wzrasta ilość frakcji grubszej, piaskowiec jest fragmentami różnoziarnisty. Osady te odpowiadają impulsowi transgresywnemu w basenie. Ogniwo goplańskie ma miąższość 31,0 m.

Ogniwo kruszwickie – „C" (?alb dolny–alb środkowy). Ogniwo to jest zbudowane z serii piaskowców od bardzo drobnoziarnistych, mułowcowych po różnoziarniste. Frakcja wyraźnie grubieje ku stropowi. W części dolnej występują przemazy ilaste, miejscami laminacja falista lub soczewkowa, niekiedy bioturbacje. Barwy są na ogół jasnoszare.

Seria piaskowców ogniwa kruszwickiego ma miąższość 124,0 m. Odzwierciedla ona powolną transgresję płytkiego zbiornika morskiego, która kontynuuje się w późnym albie.

Utwory albu górnego są reprezentowane przez szare i ciemnoszare margle i iłowce margliste. Dolna granica albu górnego została wyznaczona umownie w spągu wyraźnej i powszechnej w wielu otworach wiertniczych Niżu Polskiego dodatniej anomalii na wykresach profilowania gamma. Odpowiada ona występującej w samym spągu tak zdefiniowanego albu górnego warstwie piaskowców (?kilkadziesiąt centymetrów) z glaukonitem i być może konkrecjami fosforytowymi, przechodzących w iłowce piaszczyste i iłowce. Ku stropowi zailenie maleje, aż do wystąpienia szarych margli. Miąższość utworów albu górnego na tym obszarze jest znaczna i wynosi 53,5 m (w pozostałych otworach wiertniczych strefy Ponętów–Wartkowice nie przekracza 44,5 m, por. Leszczyński, 2002).

Alb górny dokumentuje zespół nanoplanktonu, wskazujący na niższą część poziomu nanoplanktonowego CC 9 *Eiffellithus turriseiffeli* (E. Gaździcka – patrz rozdział „Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego...").

Osady albu górnego powstawały w pogłębiającym się zbiorniku transgredującego morza późnokredowego. W wyniku znacznego już oddalenia od linii brzegowej następował stopniowy zanik dopływu materiału terygenicznego i wzrost węglanowości osadów.

W rozwoju wczesnokredowego basenu sedymentacyjnego zarysowuje się pewna cykliczność sedymentacji. Można wyodrębnić szereg cykli transgresywno-regresywnych. Pierwszy z nich rozpoczyna się transgresją, której odpowiadają utwory formacji rogoźniańskiej. Transgresja ta prawdopodobnie osiągnęła swe maksimum na przełomie beriasu i walanżynu. Na osady otwartego morza wyższej części ogniwa z Opoczek progradują utwory płytkiego przybrzeża (formacja bodzanowska). Kolejna transgresja rozwijała się w późnym walanżynie–wczesnym hoterywie. Następny cykl obejmuje osady formacji mogileńskiej z utworami płytkomorskimi ogniwa pagórczańskiego, impulsem transgresywnym zarejestrowanym utworami ogniwa goplańskiego, stagnacją i spłyceniem zbiornika we wczesnym albie, a następnie wzmagającą się powoli i sukcesywnie transgresją albu środkowego i późnego, zaznaczoną piaskowcami różnoziarnistymi i zlepieńcowatymi z glaukonitem.

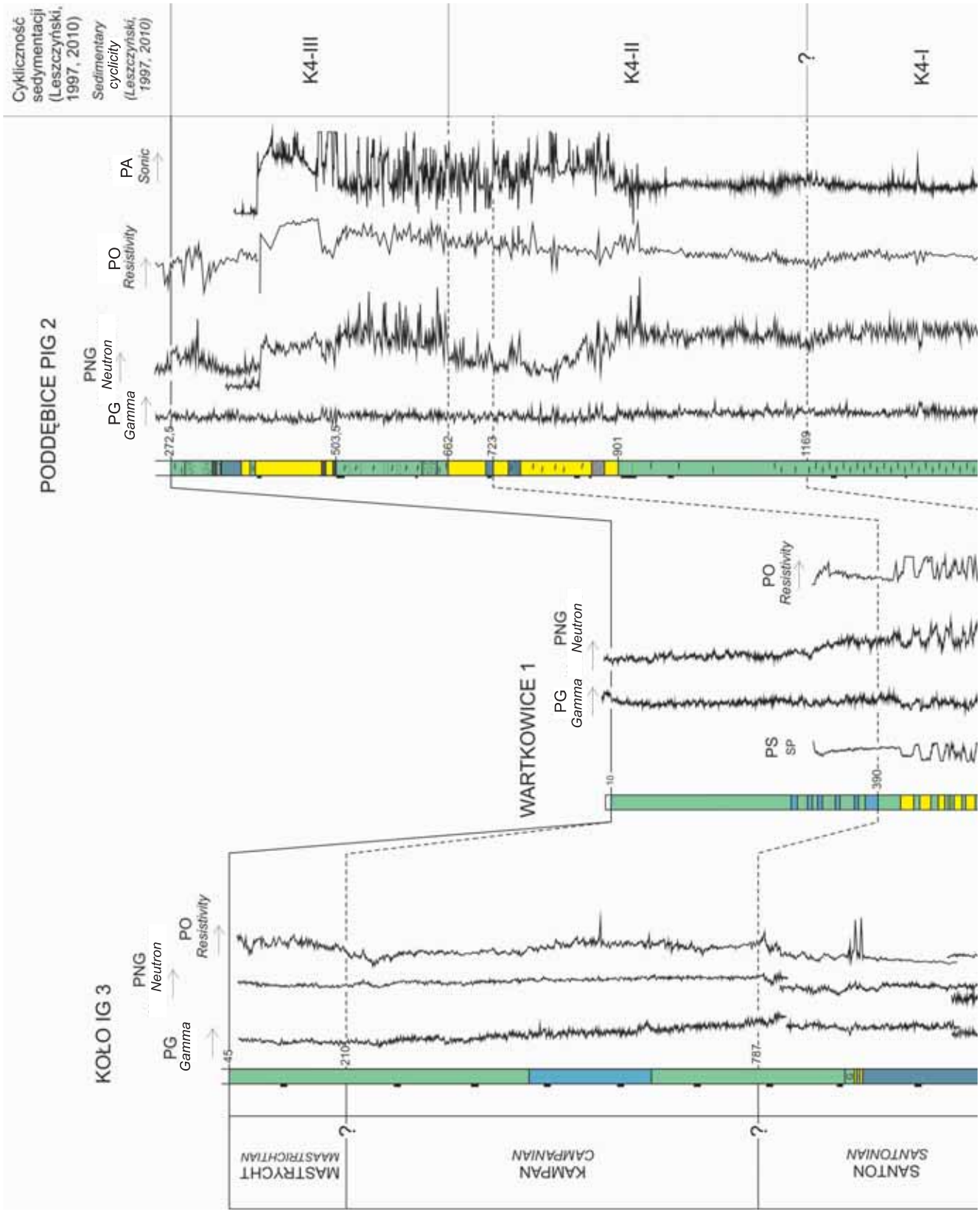
Kreda górna

W otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 miąższość utworów kredy górnej wynosi 1789,0 m. Rdzenie pobierano mniej więcej co 100 m, a łączny uzysk rdzenia wyniósł 54,4 m, co stanowi około 3,1% miąższości osadów kredy górnej. Profil litologiczny opracowano na podstawie opisu rdzeni, próbek okruchowych i analizy pomiarów geofizyki wiertniczej. Granice chronostratygraficzne przyjęto umownie na podstawie korelacji krzywych geofizyki wiertniczej z otworami wiertniczymi Poddębice IG l, Koło IG 3 i IG 4 oraz Wartkowice 1, 2 i 3, analizy nanoplanktonu wapiennego (E. Gaździcka, patrz rozdział „Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego...") i badań zespołów otwornicowych z ekspertyzy mikropaleontologicznej (E. Gawor-Biedowa – patrz rozdział „Biostratygrafia osadów kredy na podstawie otwornic"). Korelację litologiczno-stratygraficzną z otworami Koło IG 3 i Wartkowice 1 oraz interpretowaną cykliczność sedymentacji w otworze Poddębice PIG 2 przedstawiono na figurze 16.

Litologia profilu kredy górnej w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 i w całej strefie rejonu Wartkowic jest szczególna ze względu na występowanie w santonie i kampanie dużej miąższości serii piaskowców (fig. 16). Podobne wkładki piaszczyste, lecz o mniejszych miąższościach, stwierdzono już wcześniej w utworach tego wieku w profilach otworów wiertniczych Poddębice IG l, Koło IG 4 oraz Wartkowice l, 2, i 3. Można tu wyróżnić dwie główne fazy sedymentacji osadów piaszczystych: pierwsza przypada na późny santon–wczesny kampan, druga – na późny kampan (Leszczyński, 2000, 2002).

Cenoman

W cenomanie dominują jasnoszare wapienie i wapienie margliste o zawartości $CaCO_3$ wynoszącej około 80%, z wkładkami ciemnoszarych margli. Wapienie te, o strukturze organogenicznej i organodetrytycznej typu madstonów i wakstonów z bioklastami (głównie fragmenty inoceramów) są faliście la-


Cykliczność sedymentacji (Leszczyński, 1997, 2010)
Sedimentary cyclicity (Leszczyński, 1997, 2010)
K4-III
K4-II
?
K4-I
PODDĘBICE PIG 2
PA Sonic
PO Resistivity
PNG Neutron
PG Gamma
272.5
503.5
662
723
901
1169
WARTKOWICE 1
PO Resistivity
PNG Neutron
PG Gamma
PS SP
10
390
KOŁO IG 3
PNG Neutron
PO Resistivity
PG Gamma
45
210
787
?
?
MASTRYCHT
MAASTRICHTIAN
KAMPAN
CAMPANIAN
SANTON
SANTONIAN

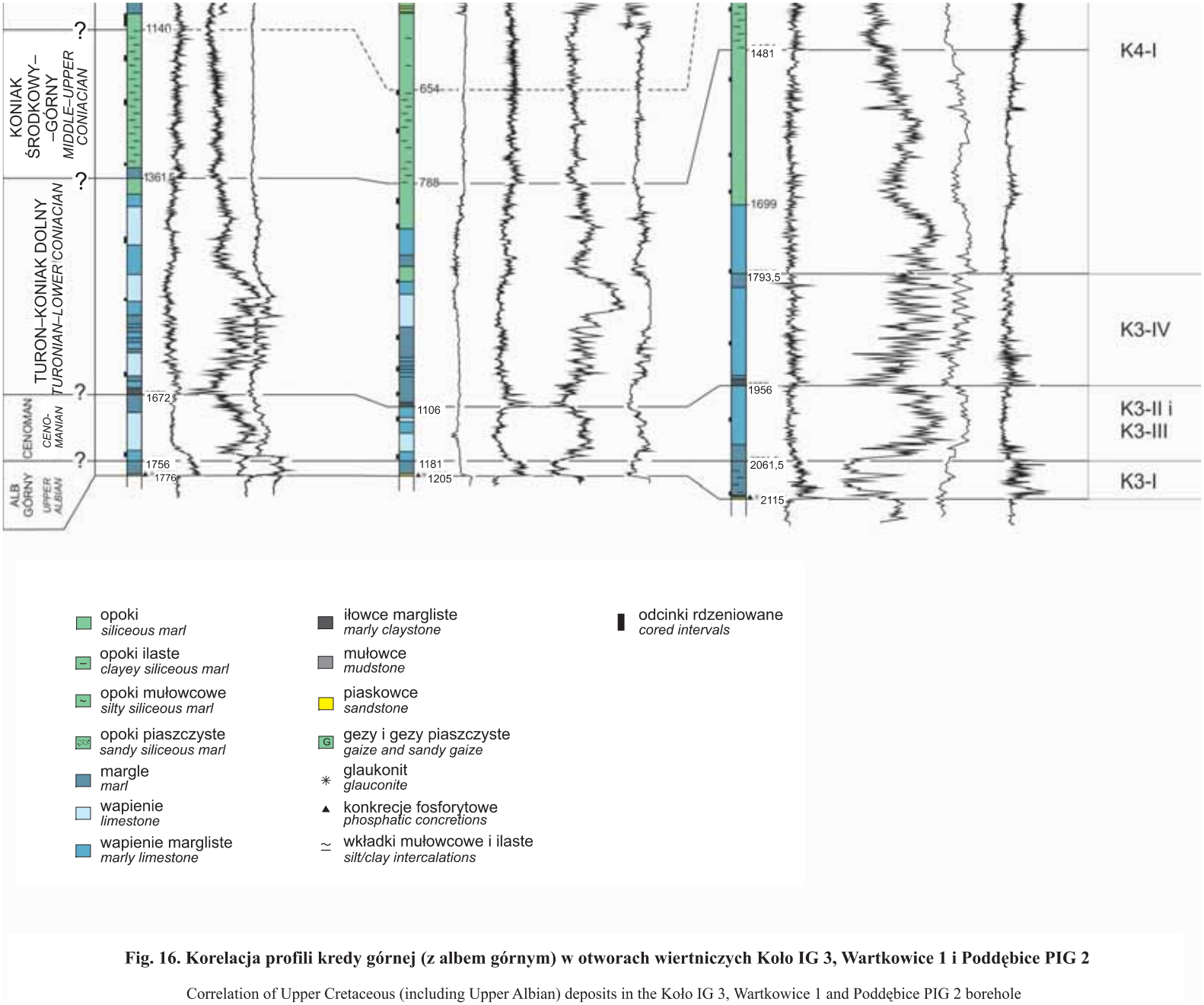


Fig. 16. Korelacja profili kredy górnej (z albem górnym) w otworach wiertniczych Koło IG 3, Wartkowice 1 i Poddębice PIG 2

Correlation of Upper Cretaceous (including Upper Albian) deposits in the Koło IG 3, Wartkowice 1 and Poddębice PIG 2 borehole

minowane i smugowane materiałem marglistym i ilastym. Są to utwory głębszego szelfu węglanowego sukcesywnie pogłębiającego się morza o linii brzegowej znacznie już oddalonej. Nanoplankton z próbki z głębokości 2004,3 m dokumentuje dolny cenoman. Miąższość utworów cenomanu wynosi 105,5 m.

Turon–koniak dolny

Spąg utworów turonu wyznacza warstwa iłowców marglistych, dająca charakterystyczny zapis na krzywych geofizycznych PG i PNG. Koreluje się ona doskonale na szerokim obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej i występuje w wielu pobliskich otworach wiertniczych (Leszczyński, 2002, 2010, 2012). Została ona przerdzeniowana w otworach: Ślesin IGH 1, Strzelno IG 1, Banachów IG 1, Przybyłów 1 i Sarnów IG 1. Iłowce, których miąższość w profilu Poddębice PIG 2 wynosi 8,0 m, mają w środkowej partii wkładkę margli ilastych o miąższości 2,5 m. Nie wykluczone, że ta ilasta seria zawiera wkładki czarnych iłowców, mogących odpowiadać czarnym łupkom zdarzenia anoksycznego na pograniczu cenomanu i turonu (OAE 2, por. Jenkyns, 1980).

Interwał turon–dolny koniak jest dwudzielny litologicznie. Część dolną o miąższości 257,0 m stanowią wapienie margliste z wkładkami margli (w wyższej partii także z wkładkami opok) i wspomnianą już warstwą iłowców w spągu, natomiast część górną o miąższości 218,0 m budują opoki, a na głębokości 1675,0–1699,0 opoki i wapienie margliste.

Wśród wapieni dominują wapienie organodetrytyczne z fauną głównie inoceramów, laminowane i przewarstwiane marglami lub smugowane substancją ilastą. Miejscami wykazują one skrzemionkowanie. Opoki charakteryzuje znaczna zwięzłość i twardość oraz słabo widoczne smugowanie, czasem przerosty margli ilastych. Nielicznie występują fragmenty skorup inoceramów. Litofacja opok jest interpretowana jako związana z najgłębszą strefą basenu, a jednocześnie prawdopodobnie z rozwojem gąbek. Opoki występują także w wyższym koniaku, santonie i kampanie.

Na głębokości 1892,9 m E. Gaździcka (patrz rozdział „Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego...") wyróżniła nanoplanktonowy poziom CC 11 *Quadrum gartneri*, odpowiadający turonowi dolnemu, a na głębokości 1523,4 m – poziom CC 12 *Lucianorhabdus maleformis*, obejmujący najniższy koniak i turon górny. Skały turonu–koniaku dolnego mają miąższość 475,0 m.

Koniak środkowy–koniak górny

Ten odcinek profilu budują szare i ciemnoszare opoki nieco ilaste, z przewarstwieniami margli, na ogół zapewne skrzemionkowanych. Także i w tym interwale występują fragmenty skorup inoceramów. Zawartość $CaCO_3$ w opokach waha się w granicach 40–50%. Miąższość tego interwału wynosi 312,0 m.

Santon

Niższa część santonu to kontynuacja sedymentacji szarych opok zwięzłych, twardych i smugowanych, zawierających detrytus skorup inoceramów. Występują tu też dwie warstwy wapieni o miąższości 1 m. W wyższej części dominują piaskowce, mułowce oraz mułowce piaszczyste i ilaste z wkładkami margli lub opok marglisto-piaszczystych. Piaskowce santonu są reprezentowane przez waki kwarcowe od bardzo drobnoziarnistych po gruboziarniste. Spotykany jest też glaukonit, muskowit i litoklasty, a także szczątki organiczne. Miejscami skała jest słabo zwięzła i bardzo krucha. We fragmentach rdzeni obserwowano uziarnienie frakcjonalne osadu (Leszczyński, 2002). Czasem występuje bimodalny rozkład wielkości ziarna, zwłaszcza w piaskowcach gruboziarnistych.

W santonie E. Gaździcka (Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego...") wydzieliła trzy poziomy nanoplanktonowe: CC 14 *Micula decussata* (głębokość 1207,6 m), obejmujący najwyższy koniak–santon dolny, CC 15 *Reinhardtites anthophorus* (głębokość 1070,8 m), reprezentujący najwyższy dolny santon oraz CC 16 *Lucianorhabdus cayenxi* (głębokość 916,2–976,5 m), dokumentujący santon górny. Miąższość osadów santonu wynosi 446,0 m.

Kampan

Najniższy kampan to kontynuacja sedymentacji piaskowców, mułowców marglistych oraz margli piaszczystych i ilastych często smugowanych. Powyżej występuje seria osadów o miąższości 158,5 m, w której dominują opoki, często piaszczyste, z wkładkami margli i piaskowców. Wyżej w profilu leżą iłowce piaszczyste przewarstwione piaskowcami, o miąższości 18,5 m. Ponad nimi występuje kolejny kompleks piaskowców o miąższości 118,0 m z wkładkami opok w górnej partii. Ponad kompleksem piaskowców leży seria marglisto-ilasta o miąższości 49 metrów. Najwyższy kampan budują ponownie szare opoki w niższej części profilu z wkładkami piaszczystymi. Piaskowce kampanu są reprezentowane przez drobnoziarnisty arenit kwarcowy, silnie porowaty, o złym wysortowaniu i ostrokrawędzistych ziarnach, ze spoiwem kwarcowym regeneracyjnym oraz domieszką ilastą.

W osadach kampanu udało się wyróżnić poziom nanoplaktonowy CC 17 *Calculites obscurus* (głębokość 716,2–716,7 m), odpowiadający najniższemu kampanowi, poziom CC 18 *Aspidolithus parcus* (głębokość 617,3–617,7 m), reprezentujący dolny kompan oraz poziom CC 22b *Quadrum trifidum* (głębokość 275,0–529,0 m), który odpowiada najwyższemu kampanowi. Prawdopodobnie brak tu poziomów CC 19–CC 21. Przyczyną może być luka obejmująca środkową część kampanu albo wcześniejsze wystąpienie gatunku *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh na obszarze centralnej Polski niż w Europie Zachodniej (E. Gaździcka – patrz rozdział „Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego").

Występowanie w santonie i kampanie kompleksów piaskowcowych jest związane z wczesną fazą inwersji tektonicznej i aktywnością diapiru solnego Kłodawy, położonego na pograniczu obecnego wału kujawskiego i niecki uniejowskiej. Ruch soli cechsztyńskich i wznoszenie szczytów antyklin spowodowało niszczenie starszych utworów kredy górnej oraz dolnej (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1972, 1977; Leszczyński, 2000, 2002) i depozycję u podnóża serii piaszczystych i drobnoklastycznych typu podmorskich stożków wśród utworów węglanowo-krzemionkowych głębszego morza. Serie piaszczyste występują w tym rejonie także w profilach otworów wiertniczych: Koło IG 3 i IG 4, Wartkowice 1, 2 i 3 oraz Poddębice IG 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977; Leszczyński, 2000, 2002). Ich sumaryczne miąższości wahają się od 29,0 m w otworze Koło IG 3 do około 390,0 m w otworze Poddębice PIG 2 (tab. 6) .

Sedymentacja w późnej kredzie trwała na tym obszarze jeszcze w mastrychcie (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977), lecz w wyniku późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej inwersji tektonicznej osady najwyższego kampanu i mastrychtu zostały usunięte. Na osadach kredy leży seria utworów czwartorzędowych o miąższości 272,5 m. Brak utworów paleogenu i neogenu świadczy o trwających procesach denudacyjnych także w kenozoiku. W czwartorzędzie powstał tu głęboki rów tektoniczny Krzepocina, o założeniach związanych zapewne z najmłodszymi stadiami przemieszczeń mas solnych (Baraniecka, 1971).

Tabela 6

Miąższość serii piaszczystej santonu i kampanu [m] (według Leszczyńskiego, 2002)

Thickness of the Santonian and Campanian sandstone series [m] (after Leszczyński, 2002)

Seria	Nazwa otworu						
	Koło IG 3	Wartkowice 2	Wartkowice 3	Wartkowice 1	Koło IG 4	Poddębice IG 1	Poddębice IG 2
Górna (kampan)	–	–	–	–	–	17	ok. 150
Dolna (santon najniższy kampan)	29	71	86	109	128,5	ok. 334	ok. 240

Krzysztof LESZCZYŃSKI

ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI WCZESNEJ KREDY

Na rdzeniach z utworów kredy dolnej przeprowadzono profilowanie sedymentologiczne (fig. 17). Profilowany odcinek obejmuje interwał głębokościowy 2209,0–2339,0 m, zaliczony do beriasu środkowego–albu środkowego (ogniwo z Opoczek formacji rogoźniańskiej, formacja bodzanowska oraz ogniwa goplańskie i kruszwickie formacji mogileńskiej). Są to marsze rdzeniowe z następujących głębokości: 2209,0–2211,0; 2257,0–2273,0; 2295,0–2308,0 i 2330,0–2339,0 m. Stratygrafia kredy dolnej została opracowana przez Leszczyńskiego (2002). Granice stratygraficzne wyznaczono na podstawie korelacji regionalnej z zastosowaniem litostratygraficznego schematu dla kredy dolnej według Marka i Raczyńskiej (1979) oraz Raczyńskiej (1979).

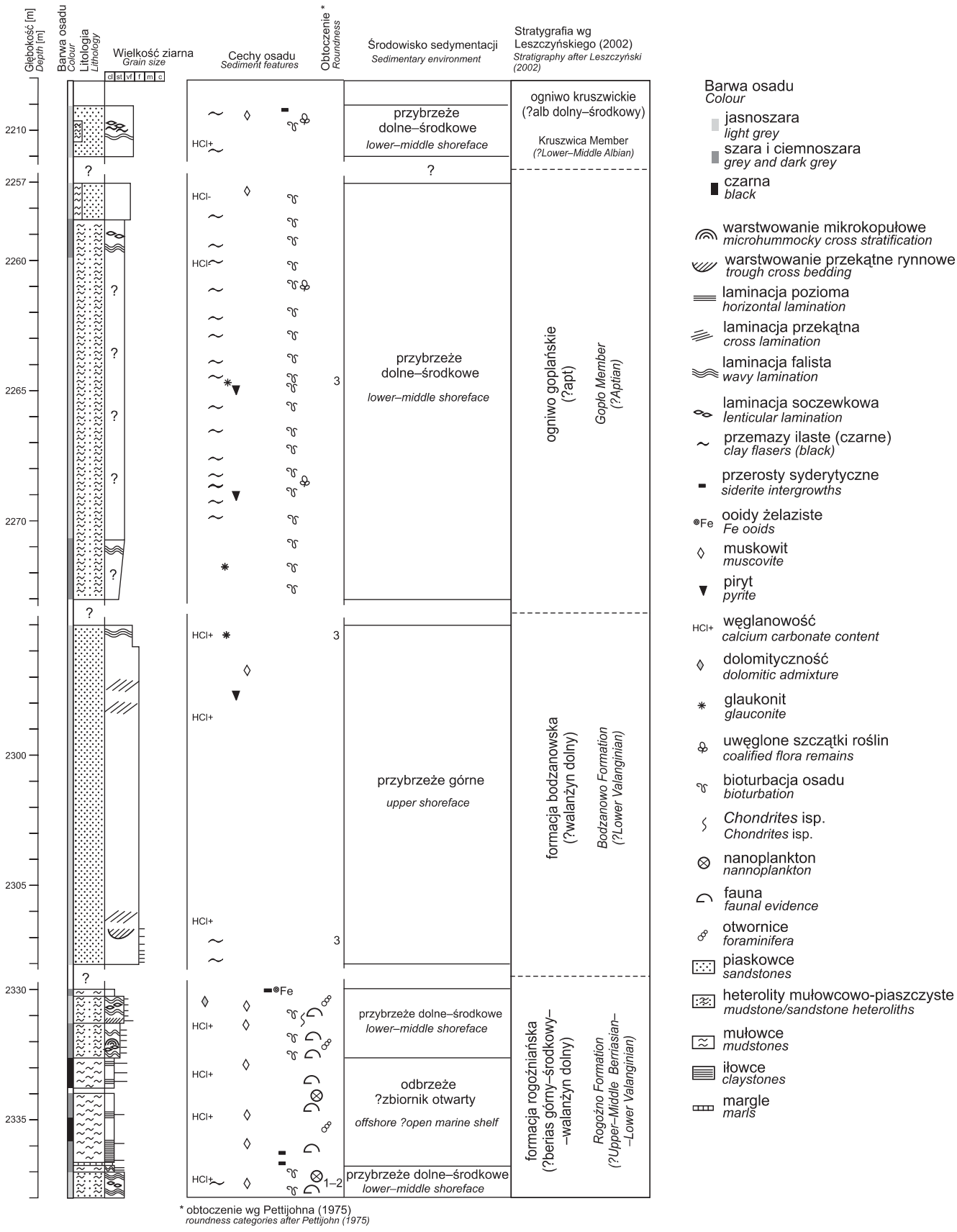
Litologia

Analizowany fragment profilu jest reprezentowany głównie przez mułowce, heterolity piaszczysto-mułowcowe i piaskowce kwarcowe na ogół bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste. Heterolity wykazują niekiedy silną bioturbację. W dolnej części profilu liczne są struktury sedymentacyjne reprezentowane przez wiele typów laminacji.

Środowiska sedymentacji

Utwory z interwału 2330,0–2339,0 m, prawdopodobnie z beriasu górnego (riazania)–walanżynu dolnego (ogniwo z Opoczek, formacja rogoźniańska), w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 są reprezentowane przez środowiska typowo morskie przybrzeża dolnego-środkowego (*lower-middle shoreface*) z przejściem do odbrzeża (*offshore*) zbiornika otwartego szelfu (*open marine shelf*).

Najniższa część tego interwału (poniżej głębokości 2336,8 m; fig. 17) jest reprezentowana przez heterolity mułowcowo-piaszczyste laminowane falisto, soczewkowo, miejscami poziomo (fig. 18G). Stwierdzono tu występowanie nanoplanktonu wapiennego i szczątków fauny. Występuje bioturbacja osadu, miejscami można zaobserwować wyraźne pionowe ka-



* obtoczenie wg Pettijohna (1975)
roundness categories after Pettijohn (1975)

nały *Teichichnus* isp. (fig. 18F). Osady te były deponowane w strefie przybrzeża dolnego-środkowego. Powyżej występują ciemnoszare oraz czarne mułowce laminowane poziomo, z fauną, z warstewką marglu zsyderytyzowanego (0,1 m; głębokość około 2336,7 m) w spągu. Warstewka tego marglu może reprezentować powierzchnię maksymalnego zalewu (MFS – *maximum flooding surface*, Haq i in., 1988), która prawdopodobnie przypada mniej więcej na przełom beriasu i walanżynu dolnego. Ten odcinek profilu jest interpretowany jako strefa odbrzeża z przejściem do zbiornika otwartego szelfu.

Ponad mułowcami występują ponownie heterolity (do głębokości 2330,3 m) z asortymentem laminacji falistej, smużystej, miejscami soczewkowej i w niewielkim odcinku rdzenia, warstwowania mikrokopułowego (fig. 18E). Miejscami pierwotne struktury sedymentacyjne są zaburzone silną bioturbacją osadu (fig. 18C), między innymi z *Chondrites* isp. Stwierdzono tu występowanie nanoplanktonu, otwornic i szczątków fauny małżowej. W najwyższej części tego odcinka występują mułowce syderytyczne z pseudoooidami szamozytowo-syderytycznymi i mikrosparytowymi, a skała jest nieco zdolomityzowana.

Piaskowce kwarcowe drobnoziarniste z głębokości 2295,0–2308,0 m, z warstwowaniami przekątnymi rynnowymi (?) i tabularnymi (fig. 18A), reprezentują prawdopodobnie środowisko przybrzeża górnego (*upper shoreface*). W stropie tej serii piaskowce są bardziej drobnoziarniste, występuje też laminacja falista.

Osady z interwału 2257,0–2273,0 m to silnie zbioturbowane (miejscami można zaobserwować występowanie pionowych kanałów) heterolity równoskładnikowe piaskowcowo-mułowcowe z zaburzonymi strukturami sedymentacyjnymi (fig. 18D), na ogół praktycznie niemożliwymi do identyfikacji. Wydaje się, że pierwotnie mogła to być laminacja falista, ewentualnie miejscami soczewkowa. Utwory te były deponowane zapewne w strefie przybrzeża dolnego-środkowego.

Podobne środowisko przypisuje się osadom stwierdzonym na głębokości 2209,0–2211,0 m i reprezentowanym w przewadze przez piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste. Występuje tu laminacja falista, smużysta i soczewkowa (fig. 18B) oraz bioturbacja i szczątki roślin, a w stropie skała jest zsyderytyzowana.

W pracy sedymentologicznej dotyczącej środowisk sedymentacji i palinofacji kredy dolnej (Leszczyński, Waksmundzka, 2008) autorzy uznali, że seria piaszczysta z Poddębic PIG 2 rdzeniowana w interwale 2295,0–2308,0 m może reprezentować ogniwo pagórczańskie (?barrem), a nie formację bodzanowską (walanżyn dolny), jak pierwotnie interpretowano. Założono przy tym, że ogniwo pagórczańskie nie jest zredukowane i ma na tym obszarze większą miąższość (rzędu 13,0–35,5 m), podobnie jak wcześniej uważał S. Marek (np. otwory wiertnicze: Poddębice IG 1 – 13,0 m; Koło IG 3 – 15,0 m; Wartkowice 2 – 20,0 m; Koło IG 4 – 22,0 m; Wartkowice 1 – 25,0 m; Wartkowice 3 – 27,0 m; Ponętów 1 – 35,5 m, *w*: Marek red., 1977). Poglądy na wiek skał tego interwału zmieniały się z biegiem czasu (por. Marek, red., 1977; Leszczyński, 2002; Leszczyński, Waksmundzka, 2008), jednak po ponownej analizie materiału rdzeniowego i korelacji pomiarów geofizyki wiertniczej wydaje się, że bardziej prawdopodobna jest jednak przynależność owej serii piaszczystej do formacji bodzanowskiej (por. też rozdział „Litologia i stratygrafia kredy na tle rozwoju paleotektonicznego strefy Ponętów–Wartkowice"). Kwestia korelacji i przynależności stratygraficznej poszczególnych ogniw litologicznych w interwale walanżyn dolny–apt w strefie Ponętów–Wartkowice pozostaje nadal otwarta i konieczne będą dalsze szczegółowe badania.

Osady formacji bodzanowskiej (czy, jak poprzednio uznano – ogniwa pagórczańskiego) w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 dokumentują spłycenie basenu i depozycję w środowisku przybrzeża górnego (*upper shoreface*). Osady ?aptu (ogniwo goplańskie formacji mogileńskiej) oraz ?albu dolnego–środkowego (ogniwo kruszwickie formacji mogileńskiej) były deponowane w środowisku przybrzeża dolnego–środkowego (*lower–middle shoreface*). Obecność *Dinoflagellata* przy ogólnej przewadze spor i materii organicznej sugeruje utlenione środowisko morskie zdominowane przez prądy.

Fig. 17. Profil sedymentologiczny kredy dolnej w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 (Leszczyński, Waksmundzka, 2008, zmieniony)

Sedimentological log of the Lower Cretaceous from the Poddębice PIG 2 borehole (Leszczyński, Waksmundzka, 2008, modified)

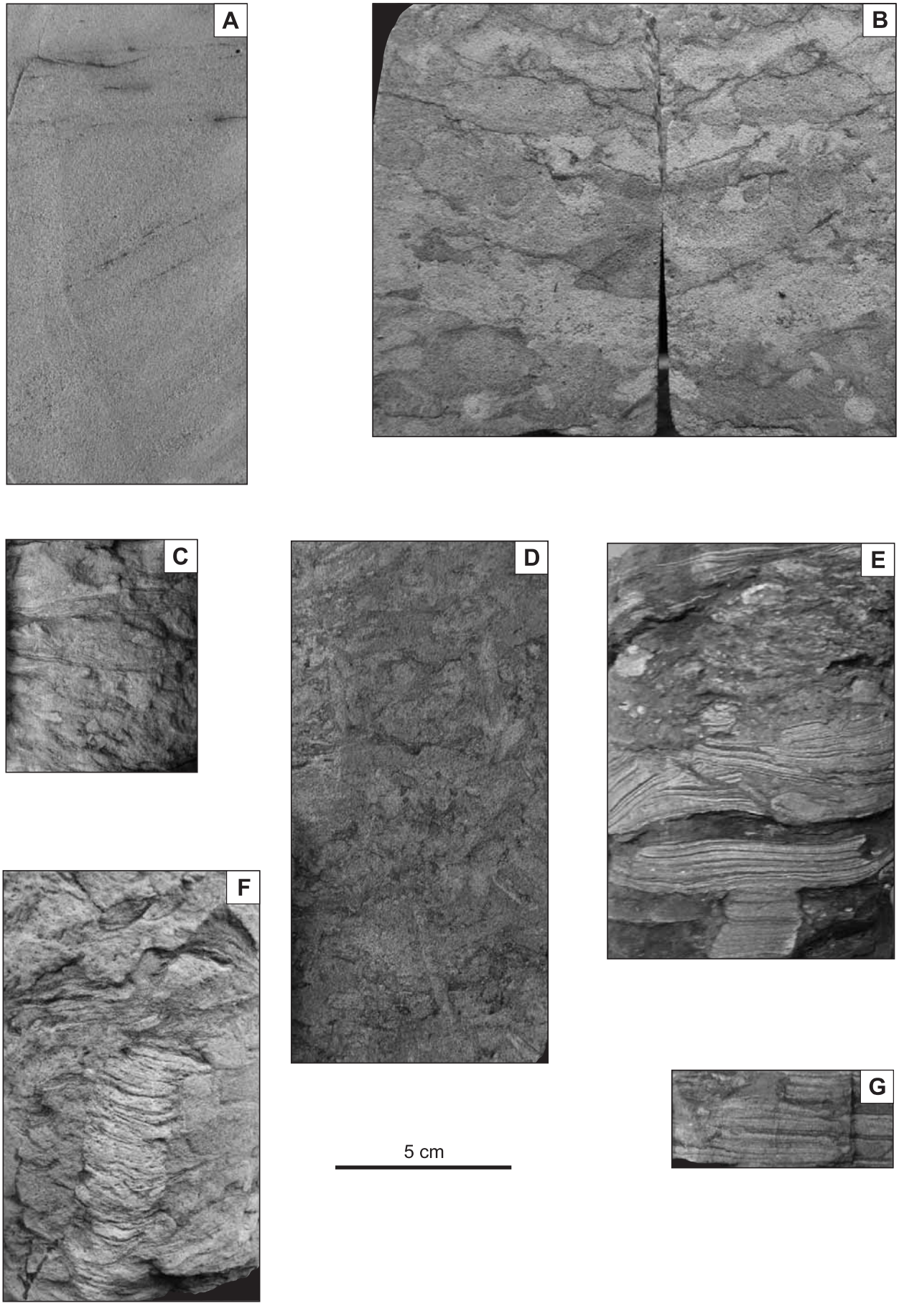

A
B
C
D
E
F
G
5 cm

Fig. 18. Struktury sedymentacyjne w rdzeniach ze skał kredy dolnej otworu wiertniczego Poddębice PIG 2

A – słabo widoczne warstwowanie przekątne tabularne; system depozycyjny przybrzeża, przybrzeże górne; głębokość 2295,0 +1,6 m; ?walanżyn dolny, formacja bodzanowska (?barem; ?ogniwo pagórczańskie). **B** – piaskowiec drobnoziarnisty silnie zbioturbowany; system depozycyjny przybrzeża, przybrzeże dolne-środkowe; głębokość 2209,0 +0,1 m; ?alb dolny–?środkowy; formacja mogileńska; ogniwo kruszwickie. **C** – heterolit równoskładnikowy; struktury sedymentacyjne zaburzone bioturbacją; system depozycyjny przybrzeża, przybrzeże dolne–środkowe; głębokość 2334,0 +3,7 m; berias środkowy–górny (riazań)–walanżyn dolny; formacja rogoźniańska. **D** – heterolit równoskładnikowy; struktury sedymentacyjne zaburzone silną bioturbacją; system depozycyjny przybrzeża, przybrzeże dolne–środkowe; głębokość 2264,0 +2,2 m; ?apt; formacja mogileńska; ogniwo goplańskie. **E** – heterolit równoskładnikowy; laminacja falista i skośna mikrokopułowa; silna bioturbacja osadu; system depozycyjny przybrzeża, przybrzeże dolne–środkowe; głębokość 2330,0 + 2,5 m; berias środkowy–górny (riazań)–walanżyn dolny; formacja rogoźniańska. **F** – heterolit równoskładnikowy piaszczysto-mułowcowy; laminacja zaburzona silną bioturbacją osadu; wyraźny kanał *Teichichnus* isp.; system depozycyjny przybrzeża, przybrzeże dolne–środkowe; głębokość 2334,0 +3,8 m; berias środkowy–górny (riazań)–walanżyn dolny; formacja rogoźniańska. **G** – heterolit równoskładnikowy; laminacja pozioma, słaba bioturbacja osadu; system depozycyjny przybrzeża, przybrzeże dolne–środkowe; głębokość 2330,0 +1,3 m; berias środkowy–górny (riazań)–walanżyn dolny; formacja rogoźniańska

Sedimentary structures in Lower Cretaceous drill cores from the Poddębice PIG 2 borehole

A – poorly marked tabular cross-bedding; nearshore depositional system, upper shoreface; 2295.0 +1.6 m; ?Barremian; Mogilno Formation; Pagórki Member. **B** – strongly bioturbated fine-grained sandstone; nearshore depositional system, lower-middle shoreface; depth 2209.0 +0.1 m; ?Lower–?Middle Albian; Mogilno Formation; Kruszwica Member. **C** – bioturbated sandstone-mudstone heterolith with obliterated sedimentary structures; nearshore depositional system, lower–middle shoreface; depth 2334.0 +3.7 m; Middle–Upper Berriasian (Ryazanian)–Lower Valanginian; Rogoźno Formation. **D** – strongly bioturbated sandstone-mudstone heterolith with obliterated sedimentary structures; nearshore depositional system, lower–middle shoreface; depth 2264.0 +2.2 m; ?aptian; Mogilno Formation; Gopło Member. **E** – sandstone-mudstone heterolith, locally strongly bioturbated; wavy and micro-hummocky cross lamination; nearshore depositional system, lower–middle shoreface; Poddębice PIG 2 borehole; depth 2330.0 +2.5 m; Middle–Upper Berriasian (Ryazanian)–Lower Valanginian; Rogoźno Formation. **F** – sandstone-mudstone heterolith, strongly bioturbated with *Teichichnus* isp.; nearshore depositional system, lower–middle shoreface; depth 2334.0 +3.8 m; Middle–Upper Berriasian (Ryazanian)–Lower Valanginian; Rogoźno Formation. **G** – sandstone-mudstone heterolith; horizontal lamination with minor bioturbation; nearshore depositional system, lower–middle shoreface; depth 2330.0 +1.3 m; Middle–Upper Berriasian (Ryazanian)–Lower Valanginian; Rogoźno Formation

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW KREDY (ALB GÓRNY–TURON DOLNY) NA PODSTAWIE OTWORNIC

Na podstawie otwornic pochodzących z pięciu próbek rdzeniowych autorka dokonała wstępnego podziału stratygraficznego osadów kredowych w profilu Poddębice PIG 2 w interwale alb górny–turon dolny. Skąpe opróbowanie odcinka osadów z głębokości od 1789,00 +0,30 do 2106,00 +1,50 m, liczącego ponad 30 m, nie pozwoliło na dokładne określenie wieku skał całego profilu.

Alb górny

Najbogatszą biocenozę złożoną z licznych gatunków i osobników zawierają utwory z głębokości 2106,00 +1,50 m, tj. z najniżej leżących badanych skał. Gatunkiem przewodnim dla górnego albu jest tu *Pleurostomella reussi* Berthelin. Górnoalbski wiek tych osadów potwierdzają szczególnie *Gavelinella intermedia* (Berthelin), występująca jeszcze w spągowych warstwach cenomanu, i *G. versoviensis* Gawor-Biedowa, tworząca w osadach cenomanu dolnego podpoziom *Gavelinella varsoviensis* poziomu *Eotalipora appenninica*, odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi *Mantelliceras mantelli* (Gawor-Biedowa, 1984). Pozostałe gatunki, takie jak: *Gavelinella spinosa* (Plotnikova), *Heterohelix washitensis* (Tappan), *Bolivina texstilarioides* Reuss, *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), wchodzą również w skład biocenoz cenomańskich i zanikają w stropowych osadach tego piętra. Najszersze zasięgi występowania mają *Neobulimina minima* Tappan, *Lingulogavelinella arachnoides* Gawor-Biedowa, *Gavelinella kaptarenkae* (Plotnikova) i *Hedbergella planispira* (Tappan) ginące z końcem wczesnego turonu. Notuje się masowe występowanie osobników dwóch ostatnio wymienionych gatunków w omawianej biocenozie. Jest to zjawisko dość często obserwowane w osadach albu górnego Niżu Polskiego. Otwornicom w tej biocenozie towarzyszą liczne radiolarie z rodzaju *Dicolocapsa* sp. i *Dictyomitra* sp., co jest zjawiskiem w osadach albu górnego spotykanym sporadycznie (fig. 19).

Cenoman

W skałach z głębokości 2001,00 +2,50 m nieliczne otwornice o przekrystalizowanych skorupkach mają często zatarte cechy diagnostyczne.

W skład tej ubogiej biocenozy wchodzą: *Gavelinella baltica* Brotzen, *G. kaptarenkae* (Plotnikova), *Lingulogavelinella arachnoides* Gawor-Biedowa, *Hedbergella planispira* (Tappan), *Eggerellina inariae* Ten Dam i *Gyroidinoides* sp. oraz przedstawiciel rodzaju *Rotalipora* (*Rotalipora* sp.), który wskazuje, że są to osady cenomanu, ponieważ jest on w zasa-

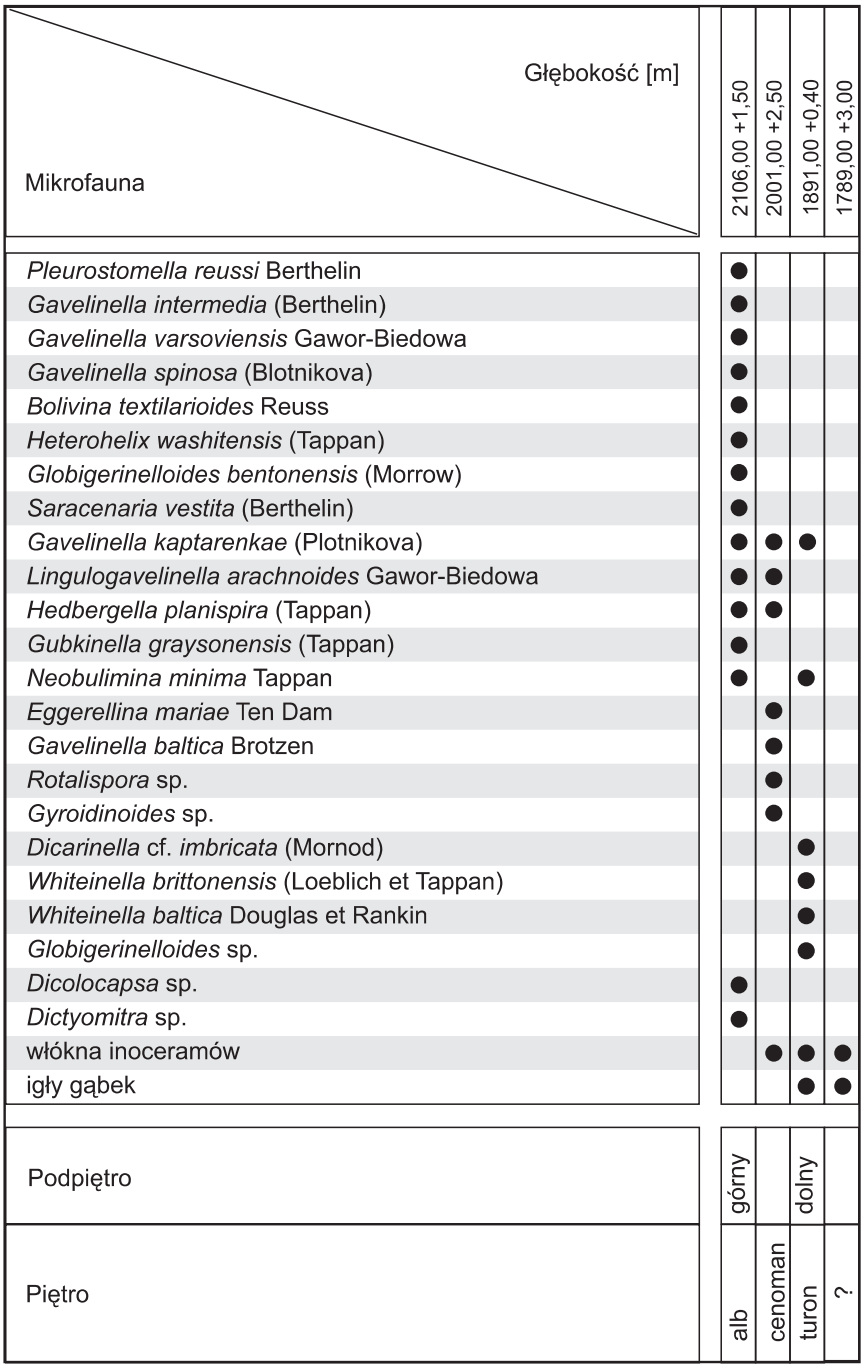


Fig. 19. Mikrofauna osadów albu górnego–turonu w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2

Upper Albian–Turonian microfauna in the Poddębice PIG 2 borehole

dzie przewodni dla tego piętra na Niżu Polskim (Gawor-Biedowa, 1972, 1982, 1984; Gawor-Biedowa i in., 1984). Sporadycznie można znaleźć jego przedstawiciela, i to tylko *Rotalipora appenninica* (Renz), w warstwach granicznych albu górnego i cenomanu. *Eggerellina mariae* Ten Dam jest w tej biocenozie gatunkiem wykluczającym osady turonu. Liczne włókna inoceramów towarzyszące otwornicom mogą wskazywać na ich optymalny rozwój.

Turon dolny

Otwornice o silnie przekrystalizowanych skorupkach i słabo czytelnych cechach diagnostycznych pochodzą z osadów z głębokości 1891,00 +0,40 m. Nie budzącymi wątpliwości gatunkami wchodzącymi w skład biocenozy z powyższych osadów są: *Gavelinella kaptarenkae* (Plotnikova), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *W. baltica* Douglas et Rankin, *Neobulimina minima* Tappan, *Globigerinelloides* sp. Wskazują one na warstwy turonu dolnego, co potwierdzają słabo zachowane okazy przewodniego dla dolnego turonu gatunku *Dicarinella imbricata* (Mornod). Otwornicom towarzyszą nieliczne igły gąbek i włókna inoceramów.

W osadach z głębokości 1789,00 +3,00 m stwierdzono nieliczne igły gąbek i włókna inoceramów, a skały z głębokości 1789,06 +0,30 m są płone. Wieku tych osadów nie można określić stosowaną metodą.

Elżbieta GAŹDZICKA

WYNIKI ANALIZY NANOPLANKTONU WAPIENNEGO

Od lat 60. XX wieku nanoplankton wapienny jest z powodzeniem wykorzystywany w stratygrafii morskich sekwencji osadowych kredy, ponieważ pozwala na określenie pozycji stratygraficznej osadów na podstawie minimalnej ilości (2–3 g) materiału skalnego. Metoda ta jest stosowana głównie w odniesieniu do profili wiertniczych. Otwór wiertniczy Poddębice PIG 2 był drugim z głębokich otworów na Niżu Polskim, obok otworu wiertniczego Korabiewice PIG 1, w którym zastosowano tę metodę w odniesieniu do serii kredowych w sposób kompleksowy. W profilu Poddębice PIG 2 zbadano łącznie 40 próbek, z czego 7 pobrano z interwału głębokości 2106,3–2340,0 m, odpowiadającego kredzie dolnej oraz 33 próbki z interwału 275,0–2004,3 m, odpowiadającego kredzie górnej. Próbki pobrano głównie z rdzeni wiertniczych, uzupełniając profil próbkami okruchowymi w najwyższej, nierdzeniowanej części otworu.

Badania nanoplanktonu wapiennego wykonano w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym OLYMPUS BH-2. Do próbek pobranych z sekwencji kredy dolnej, oprócz maceracji zastosowano metodę separacji frakcji aleurytowej przy pomocy wirówki, w celu wzbogacenia zawartości nanoplanktonu w osadzie. Preparaty mikroskopowe typu *smear-slides* wykonano metodą standardową, opisaną przez Perch-Nielsen (1985) oraz Bowna i Younga (1999).

Serie osadowe kredy dolnej zawierały nieliczne i na ogół źle zachowane zespoły nanoplanktonu wapiennego lub były ich całkowicie pozbawione, pomimo że do badań wybrano wyłącznie osady zawierające węglan wapnia. W interwale głębokości 2334,3–2337,3 m (formacja rogoźniańska, ogniwo z Opoczek) występują niezbyt liczne, ale dość dobrze zachowane zespoły nanoplanktonu wapiennego. Dominują w nich gatunki o dużym zasięgu stratygraficznym, takie jak: *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *W. biporta* Bukry i *Cyclagelosphaera margerelii* Noël. Jednak występowanie gatunku przewodniego *Retacapsa angustiforata* Black wraz z towarzyszącymi *Biscutum salebrosum* Black, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre i *Rhagodiscus asper* (Stradner) pozwala na wyróżnienie poziomu nanoplanktonowego CC 2 *Stradneria crenulata*, obejmującego berias środkowy i górny (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985; Bown i in., 1999). Zaznaczyć należy, że gatunek ten występuje po raz pierwszy wcześniej w prowincji Tetydy niż w prowincji borealnej. W prowincji Tetydy wyznacza granicę między beriasem dolnym a środkowym, natomiast w prowincji borealnej występuje dopiero w wyższej części beriasu środkowego, gdzie jego obecność wyznacza tzw. górny riazań, wyróżniany w strefie wysokich szerokości geograficznych. Zespoły nanoplanktonu wapiennego w profilu otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 są podobne pod względem składu taksonomicznego do górnoriazańskich zespołów z basenu Morza Północnego, stwierdzonych w basenie Yorkshire (Black, 1971; Bralower, 1991) oraz w basenie Moray Firth, położonym u wybrzeży Północnej Szkocji (Jakubowski, 1987). Analogia ta oraz całkowity brak ciepłolubnego rodzaju *Nannoconus*, licznie występującego w seriach najniższej kredy w prowincji Tetydy, wskazuje na silne wpływy morza borealnego w bruździe śródpolskiej, w udokumentowanej części beriasu. Sugeruje kierunek przepływu prądów morskich roznoszących te planktoniczne organizmy z północnego zachodu na południowy wschód.

Kolejne dobrze udokumentowane sekwencje osadowe występują dopiero w interwale głębokości 2106,3–2107,7 m. Zawierają także niezbyt liczne zespoły nanoplanktonu wapiennego, lecz o całkowicie innym składzie taksonomicznym. Dominują w nich gatunki znane od albu: *Prediscosphaera columnata* (Stover) i *Tranolithus gabalus* Stover. Pojawienie się gatunku *Eiffellithus turriseiffeli* (Defladre) wskazuje na najwyższą część albu górnego, odpowiadającą poziomowi nanoplanktonowemu CC 9 o tej samej nazwie (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985). Gatunek ten pojawia się w tym samym czasie zarówno w prowincji Tetydy, jak i borealnej. Jest korelowany z poziomem amonitowym dispar, wyróżnianym na niżu europejskim oraz w domenie tetydzkiej (Bown i in., 1999).

Sekwencje osadowe kredy górnej zawierają liczniejsze i bardziej zróżnicowane pod względem taksonomicznym zespoły nanoplanktonu wapiennego, niż sekwencje kredy dolnej. Jednak fragmenty profilu, w których występują twarde margle krzemionkowe i piaskowce drobnoziarniste o wysokim stopniu diagenezy i dużej zawartości krzemionki, są ubogie pod względem zawartości nanoplanktonu. Charakteryzują się ponadto złym stanem zachowania kokkolitów, co utrudnia identyfikację taksonomiczną. Najliczniejsze zespoły nanoplanktonu stwierdzono w wapieniach marglistych i piaskowcach drobnoziarnistych o spoiwie wapnistym (głębokość 519,5–617,7 i 716,2–918,2 m). W badanych sekwencjach wyróżniono standardowe poziomy nanoplanktonowe zaproponowane przez Sissingha (1977) i zmodyfikowane przez Perch-Nielsen (1985), do dziś najczęściej stosowane w stratygrafii kredy górnej.

Na głębokości 2004,3 m, powyżej dobrze udokumentowanego albu górnego, występuje zespół nanoplanktonu wapiennego z liczną reprezentacją rodzaju *Gartnerago*. Gatunki *Gartnerago nanum* Thierstein i *G. segmentatum* Stover występują po raz pierwszy w dolnym cenomanie, przy czym zasięg stratygraficzny tego pierwszego jest ograniczony do tego podpiętra (Burnett, 1999). Pozycję stratygraficzną omawianego interwału określono jako cenoman dolny, odpowiadający wyższej części poziomu nanoplanktonowego CC 9 *Eiffellithus turriseiffeli*.

W sekwencjach osadowych, występujących na głębokości 1892,3 m, stwierdzono gatunek *Quadrum gartneri* Prins et Perch-Nielsen, który pozwala zaliczyć je do turonu. Wyróżniono poziom nanoplanktonowy CC 11 *Quadrum gartneri* obejmujący turon dolny i środkowy (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985). Zespół nanoplanktonu występujący na głębokości 1523,4 m jest mocno ograniczony pod względem ilości kokkolitów i słabo zróżnicowany taksonomicznie. Była to jedyna próbka zawierająca kokkolity w blisko pięćsetmetrowym interwale sekwencji górnokredowych. Wiek tej sekwencji można określić jako pogranicze turonu i koniaku, poziom nanoplanktonowy CC 12 *Lucianorhabdus maleformis*. Podobny problem stwarzają osady z interwału głębokości 1310,4–1520,8 m, w których brak nanoplanktonu wapiennego lub zespoły są mało zróżnicowane taksonomicznie i nie zawierają gatunków przewodnich.

Liczniejsze zespoły nanoplanktonu występują na głębokości 1207,6 m. Ich skład taksonomiczny wskazuje na poziom nanoplanktonowy CC 14 *Micula decussata*, obejmujący najwyższy koniak i dolny santon. Sekwencje występujące na głębokości 1070,8 m można natomiast zaliczyć do najwyższej części santonu dolnego, poziomu nanoplanktonowego CC 15 *Reinhardtites anthophorus*.

Odcinek profilu z interwału głębokości 916,2–976,5 m zawiera liczniejsze i bardziej zróżnicowane zespoły kokkolitów. Stan zachowania nannoflory jest tu także znacznie lepszy. Skład taksonomiczny zespołów nanoplanktonu wskazuje na poziom CC 16 *Lucianorhabdus cayeuxi*, odpowiadający santonowi górnemu. W próbkach z głębokości 716,2–716,7 m występuje gatunek *Calculites obscurus* (Deflandre), którego pierwsze wystąpienie jest korelowane z granicą santon/kampan (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985). Sekwencje te zaliczono do najniższej części kampanu dolnego, odpowiadającej poziomowi nanoplanktonowemu CC 17 *Calculites obscurus*. Sekwencje osadowe występujące o sto metrów wyżej, na głębokości 617,3–617,7 m zawierają dobrze zachowane i zróżnicowane taksonomicznie zespoły nanoplanktonu wapiennego. Brak w zespole występującego w niższej części profilu gatunku *Marthasterites furcatus* (Deflandre), przy jednoczesnym braku gatunków późnokampańskich, wskazuje na poziom nanoplanktonowy CC 18 *Broinsonia parca*, obejmujący wyższą część kampanu dolnego (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985).

Sekwencje osadowe z interwału głębokości 275,0–529,0 m zawierają liczne, na ogół dobrze zachowane i zróżnicowane pod względem taksonomicznym zespoły kokkolitów. Jest to seria osadowa kończąca profil osadów mezozoiku, występująca bezpośrednio pod utworami plejstocenu. Obfita reprezentacja gatunków: *Broinsonia parca* (Stradner), *Eiffellithus eximius* (Stover), *Orastrum campanensis* (Čepek) i *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre), których górna granica występowania jest umieszczana w najwyższej części kampanu, wskazuje na brak osadów mastrychtu w badanym profilu. Sekwencje te zaliczono do poziomu nanoplanktonowego CC 22 *Quadrum trifidum*. Poziom ten obejmuje większą część kampanu górnego, odpowiadającą poziomom głowonogowym *Bostrychoceras polyplocum* oraz *Belemnitella langei*.

Zespoły nanoplanktonu wapiennego, występujące w profilu otworu wiertniczego Poddębice PIG 2, wykazują sukcesję gatunków analogiczną do tej, którą opisano w licznych publikacjach dotyczących prowincji borealnej (Manivit, 1971; Sissingh, 1977; Mortimer, 1987; Crux, 1989), jak też tzw. oceanu światowego (Roth, 1978). Pozwoliło to na wyróżnienie większości poziomów nanoplanktonowych ze standardowego schematu stratygraficznego kredy górnej. Brak poziomów CC 10 i CC 13 odpowiadających cenomanowi górnemu i koniakowi dolnemu może

być spowodowany brakiem rdzeni wiertniczych (z tego interwału nie badano próbek okruchowych), jak też występowaniem facji niesprzyjających zachowaniu się nanoplanktonu wapiennego. Poważniejsza luka stratygraficzna występuje w górnej części profilu i obejmuje poziomy kampańskie CC 19–CC 21. Przyczyną takiej sytuacji może być kondensacja osadów na pograniczu dolnego i górnego kampanu (jest to okres wysokiego poziomu oceanu światowego – Haq i in., 1988) lub różnica w sukcesji zespołów nanoplanktonu, polegająca na wcześniejszym wystąpieniu gatunku *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh. Brak gatunku *Ceratolithoides aculeus* (Stradner) wyznaczającego poziom CC 20 i jednocześnie górną granicę poziomu ścieśnionego CC 19, charakterystycznego dla niższych szerokości geograficznych, może też wskazywać na cyrkulację wód w basenie sedymentacyjnym Niżu Polskiego z północy na południe.

Małgorzata POŁOŃSKA

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ KREDY

Wstęp i metody badań

Przedmiotem obserwacji i analiz były dominujące w kredzie dolnej skały silikoklastyczne: głównie piaskowce, podrzędnie mułowce i iłowce oraz górnokredowe wapienie, opoki i margle.

Badania petrograficzne objęły standardową analizę płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym firmy Reichert. Ponadto przeprowadzono pomiary planimetryczne składu skał przy użyciu stolika integracyjnego Eltinor. Na ich podstawie dokonano wydzielenia mikrolitofacji piaskowców według klasyfikacji Pettijohna i in. (1972). W obrębie piaskowców wyróżniono arenity, zawierające poniżej 15% matriksu, o ziarnach o średnicy ≤0,06 mm oraz waki o zawartości matriksu między 15–50% obj. Zgodnie z tym podziałem mułowcami i iłowcami są osady z ponad 50-procentową ilością matriksu. Dla skał węglanowych zastosowano klasyfikację Dunhama rozwiniętą przez Embry'ego i Klovana (1972) oraz nazewnictwo Folka (1959). Obserwacja płytek cienkich umożliwiła także dostrzeżenie skutków przemian diagenetycznych.

W celu stwierdzenia obecności żelaza w minerałach węglanowych płytki cienkie odkryte potraktowano roztworem Evamy'ego (Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Do obserwacji minerałów węglanowych i K-skaleni zastosowano analizę katodoluminescencyjną, której podstawą jest występowanie charakterystycznych barw luminescencyjnych. Wykonano ją przy użyciu aparatury z zimną katodą typu CCl 8200 mk 3 firmy CITL, sprzężonej z mikroskopem polaryzacyjnym. Obrazy powierzchni próbek rdzeni w SEM (SE) uzyskano przy użyciu skaningowego mikroskopu elektronowego LEO 1430. Spektrometr dyspersji energii promieniowania rentgenowskiego EDS ISIS firmy Oxford Instruments współdziałający z mikroskopem umożliwił oznaczenia składu chemicznego w mikroobszarach.

Niniejszą charakterystykę petrograficzną wykonano na podstawie ekspertyzy płytek cienkich (Połońska, 1994) oraz danych zawartych w pracach Połońskiej (1998, 2009). Wprowadzono przy tym, dzięki szczegółowym pomiarom składu skał i zastosowaniu wyżej wymienionych klasyfikacji, pewne zmiany nazw mikrolitofacji.

Litofacje i skład ziarnowy

Litofacja piaskowcowa

Piaskowce są reprezentowane przez odmiany od bardzo drobno- do gruboziarnistych. Wykazują strukturę psamitowo-pelitową i psamitowo-psefitową oraz teksturę kierunkową lub bezładną, porowatą i masywną. W składzie piaskowców rozpoznano głównie kwarc, podrzędnie skalenie, litoklasty, miejscami łyszczyki i glaukonit oraz niekiedy bioklasty i pseudoooidy żelaziste (fig. 20) (Połońska, 1994, 1998, 2009).

W obrębie kwarcu dominują ziarna monokrystaliczne, o prostym i falistym wygaszaniu światła (fig. 20A). W mniejszej ilości występują ziarna kwarcu polikrystalicznego, do których zaliczono również fragmenty kwarcytów i łupków kwarcowych. Większy ich udział zawierają różnoziarniste piaskowce barremu–albu środkowego, z domieszką otoczaków frakcji psefitowej. Skalenie reprezentują odmiany potasowe, które w CL świecą w kolorze niebieskim. Część skaleni stanowią zbliźniaczone mikrokliny i sporadycznie plagioklazy. Wśród litoklastów występują także okruchy łupków kwarcowo-ilastych i skał ilasto-żelazistych. Łyszczyki reprezentuje zwykle muskowit, tworzący niekiedy grubsze pakiety (fig. 20A, D). Glaukonit występuje w postaci agregatów o barwie zielonej i miejscami bardziej brunatnych ziaren. W piaskowcach wapnistych kredy dolnej i górnej stwierdzono obecność ziaren węglanowych, w tym szczątków fauny. Pseudoooidy, obecne w skałach walanżynu, stanowią owalne ziarna o składzie ilastym i ilasto-getytowym.

Spoiwo piaskowców ma charakter bazalny, wypełniający oraz porowy. W jego składzie znajduje się matriks i cementy. Matriks składa się z minerałów ilastych pochodzenia detrytycznego oraz tlenków i wodorotlenków żelaza i materii organicznej. W nieznacznej ilości bywa obecny pelit kwarcowy.

Cementy są reprezentowane przez kwarc, węglany, minerały ilaste oraz związki żelaza (fig. 20B, C).

Dzięki szczegółowym pomiarom planimetrycznym wśród badanych piaskowców wyróżniono głównie arenity i waki kwarcowe, sporadycznie subarkozowe i sublityczne (Połońska, 1994, 1998).

Litofacja mułowcowa

Mułowce stanowią skały o strukturze pelitowo-aleurytowo-psamitowej, teksturze kierunkowej, bezładnej, masywnej i niekiedy porowatej. Osady te budują minerały ilaste impregnowane materią organiczną, związkami żelaza oraz ziarna frakcji mułkowej i w mniejszej ilości piaskowcowej. W materiale detrytycznym rozpoznano kwarc, glaukonit, blaszki łyszczyków, skalenie, bioklasty, węgliste szczątki roślin, częściowo spirytyzowane.

Litofacja iłowcowa

Iłowce odznaczają się strukturą aleurytową lub aleurytowo-pelitową. Składają się z minerałów ilastych, zmiennej zawartości rozproszonych związków żelaza oraz składników ziarnowych. Wśród tych skał wyróżniają się iłowce węgliste, obfitujące w rozproszoną materię organiczną. Notowano

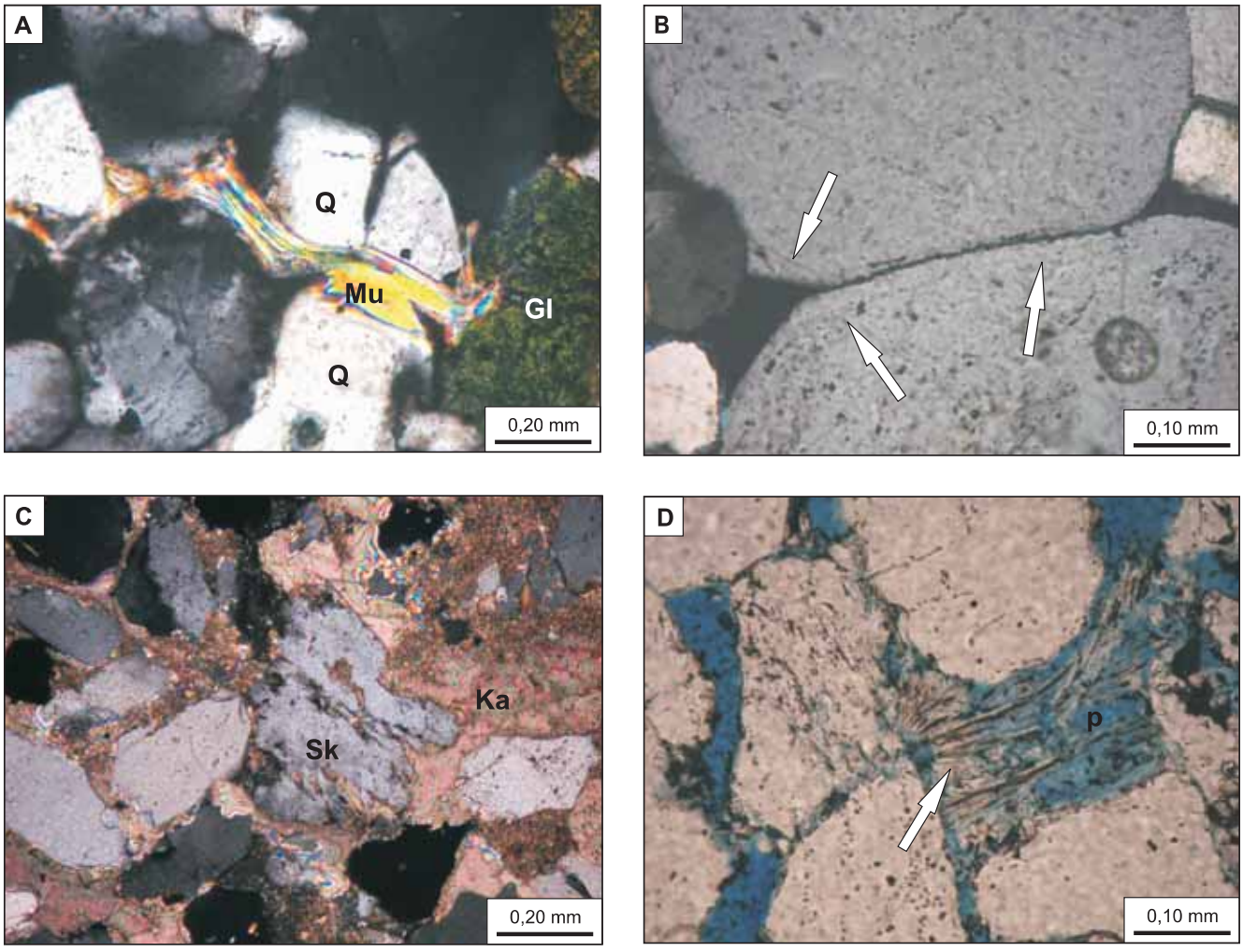


Fig. 20. A. Zdeformowane blaszki muskowitu (Mu) między ziarnami kwarcu monokrystalicznego (Q) i glaukonitu (Gl); głębokość 2257,6 m; nikole skrzyżowane. **B.** Obwódki kwarcowe (strzałki) na ziarnach kwarcu; głębokość 2207,5 m; nikole skrzyżowane. **C.** Korodowane ziarno skalenia (Sk) w cemencie kalcytowym (Ka); głębokość 916,5 m; nikole skrzyżowane. **D.** Pory (p) powstałe w wyniku rozpuszczania pakietu łyszczyku (strzałka); próbka impregnowana niebieską żywicą; głębokość 2306,9 m; bez analizatora

A. Deformed muscovite flakes (Mu) between monocrystalline quartz (Q) and glauconite (Gl) grains; depth 2257.6 m; crossed nicols. **B.** Quartz overgrowths (arrows) on quartz grains; depth 2207.5 m; crossed nicols. **C.** Corroded feldspar grain (Sk) in calcite cement (Ka); depth 916.5 m, crossed nicols. **D.** The pores (p) after a dissolved mica sheet (arrow); sample impregnated with blue resin; depth 2306.9 m, without analyser

także występowanie iłowca syderytowego, składającego się z minerałów ilastych, syderytu i związków żelaza, w tym pirytu oraz skupień ziaren detrtycznych i fragmentów muszli małży.

Litofacja wapienna

Wapienie występują w cenomanie i turonie. Odznaczają się strukturą organogeniczną i organodetrytyczną oraz teksturą bezładną, niekiedy kierunkową, wywołaną ułożeniem składników biogenicznych oraz smug minerałów ilastych. Skały te składają się z mikrosparu kalcytowego, którego ważnym budulcem są kokkolity. Ponadto w skałach są obecne mikro- i makroszczątki. Wśród nich rozpoznano szkielety otwornic, kalcisfery, skorupki inoceramów, igły gąbek i fragmenty szkarłupni. Inoceramy występują w postaci pokruszonych muszli, w tym powstałych z ich silnej dezintegracji pojedynczych kryształów, rozproszonych w masie skalnej. Komory otwornic są wypełnione cementem, przeważnie kalcytowym, miejscami fosforanowym i pirytem.

Część wapieni tworzy odmiany margliste. Obserwowana próbka skały z kampanu (głębokość 193,3 m) odznacza się zwiększonym udziałem minerałów ilastych, rozproszonych w skale i tworzących smugi oraz obecnością kwarcu, glaukonitu, łyszczyków i pirytu.

Badane skały są reprezentowane przez wapienie mikrytowe, zaliczone do madstonu (mikrytu) o niewielkim udziale szczątków fauny oraz wapienie ziarnowe typu wakstonu i sporadycznie pakstonu bioklastycznego (biomikrytu).

Litofacja marglista

Margle kredy górnej wykazują strukturę organodetrytyczną i teksturę kierunkową, podkreśloną ułożeniem minerałów ilastych, często wzbogaconych w materię węglistą. Tworzą one wśród pozostałych skał wkładki i przewarstwienia wyróżniające się ciemniejszą barwą. Analizowana płytka cienka marglu górnoalbskiego (głębokość 2108,2 m) zawiera skorupki otwornic oraz nieliczne pelitowe ziarna kwarcu i łyszczyki.

Litofacja opok

Opoki są skałami wapienno-krzemionkowymi o strukturze organodetrytycznej i teksturze bezładnej oraz kierunkowej. Składają się one z mikrosparu kalcytowego oraz impregnującego go opalu. Obserwowano w nich skorupki otwornic, igły gąbek (głównie kalcytowych, niekiedy krzemionkowych), pokruszone muszle małży, radiolarie, fragmenty szkarłupni, zęby ryb oraz kokkolity, dostrzegane podczas obserwacji w mikroskopie elektronowym (fig. 21A). W zależności od rodzaju domieszek wyróżniono opoki margliste obfitujące w minerały ilaste oraz opoki piaszczyste (Leszczyński, 1994). W materiale piaskowcowym obecne są drobnoziarniste i pelitowe ziarna kwarcu, glaukonit, niekiedy skalenie i łyszczyki. Przestrzenie wewnątrzziarnowe w szczątkach fauny wypełnia cement kalcytowy, opal, niekiedy piryt, a częściowo pozostają puste (fig. 21B).

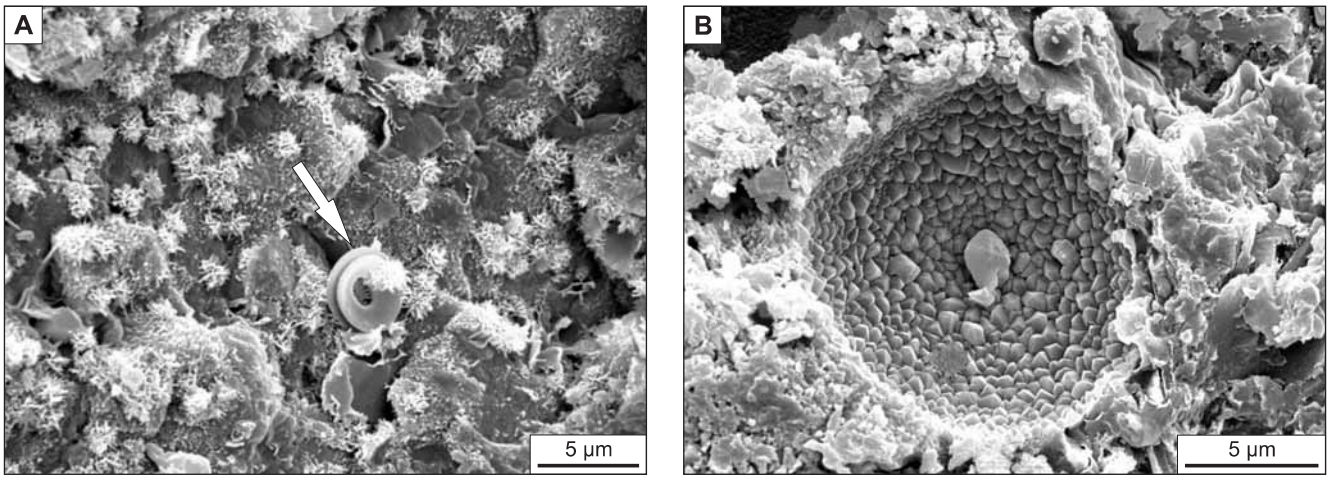


Fig. 21. A. Kokkolit (strzałka) w otoczeniu spoiwa kalcytowego z rozetami opalu; głębokość 617,9 m; obraz SEM (SE). **B.** Fragment skorupki otwornicy, złożonej z mikrokryształów kalcytu; głębokość 617,9 m; obraz SEM (SE)

A. Coccolite (arrow) in calcite cement with opal rosettes; depth 617.9 m; SEM image (SE). **B.** Foraminifer shell consisting of calcite microcrystals; depth 617.9 m; SEM image (SE)

Przemiany diagenetyczne i ich wpływ na porowatość

Utwory kredy z otworu wiertniczego Poddębice PIG 2 uległy przemianom diagenetycznym, głównie kompakcji, cementacji i rozpuszczaniu oraz w mniejszym stopniu innym procesom.

Kompakcja

Pod wpływem kompakcji mechanicznej w piaskowcach dolnokredowych doszło do powstania kontaktów punktowych i prostych między ziarnami. Bardziej podatne na odkształcenia ziarna, takie jak glaukonit, pseudooidy żelaziste, okruchy skał ilastych i łyszczyki, uległy deformacji (fig. 20A). Wygięte pakiety muskowitu są miarą silniejszej kompakcji. Niekiedy obserwowano ślady kompakcji chemicznej wyrażone w postaci kontaktów wklęsło-wypukłych między ziarnami oraz szwów mikrostylolitowych, podkreślonych materią organiczną. Proces kompakcji doprowadził do ograniczenia porowatości skał piaskowcowych.

W osadach kredy górnej, obfitujących w mikrospar kalcytowy, efekty kompakcji są często wyrażone równoległym ułożeniem szczątków fauny, ich niewielkim zgnieceniem i wobec obecności ziaren kwarcu ich wciskami w bioklasty. Zachowany w opokach kształt skorupek otwornic wskazuje na słabą kompakcję tych skał.

Cementacja

W analizowanych osadach stwierdzono głównie cementację kwarcem, miejscami węglanami oraz rzadziej krystalizację innych minerałów autigenicznych. Cement kwarcowy w piaskowcach kredy dolnej tworzy obwódki na ziarnach detrytycznych (fig. 20B). Spoiwo krzemionkowe w osadach kredy górnej ma postać opalu CT, zwanego krystobalitowym, który impregnuje mikrospar kalcytowy. Minerał ten został zidentyfikowany metodą XRD w próbkach skał z sąsiednich otworów wiertniczych. Dostrzega się go w komorach otwornic i skorupkach radiolarii. Obserwowany w mikroskopie elektronowym ma formę rozet o średnicach około 1 μm (fig. 21A). Sporadycznie występujący chalcedon tworzy nieregularne podstawienia kalcytowych szczątków inoceramów oraz wypełnia igieł gąbek.

Wśród cementów węglanowych dominuje kalcyt, obecny w ziarnach i spoiwie. Cementy kalcytowe odznaczają się luminescencją w barwach brunatnych i pomarańczowych. Przyczyną tego są zmienne domieszki żelaza i manganu. W ich składzie chemicznym zawiera się do 4% mol. $FeCO_3$ i najwyżej 0,5% mol. $MnCO_3$. W wapieniach i opokach kalcyt wypełnia bioklasty. Przykładem jest widoczna w obrazie SEM skorupka otwornicy zbudowana z ciasno przylegających mikrokryształów (fig. 21B).

W spągowych partiach kredy stwierdzono obecność syderytu, który jest wykształcony w postaci mikro- i drobnokrystalicznej. Podobny minerał występujący w skałach dolnokredowych centralnej Polski wykazuje domieszkę Mg i skład syderoplesytu (Połońska, 1998, 2009). W tle skalnym osadów górnej kredy rozpoznano dolomit w postaci pojedynczych romboedrów.

Wśród diagenetycznych minerałów ilastych w niektórych miejscach jest widoczny kaolinit, który przeważnie występuje w formie robakowatej. Inną odmianą kaolinitu są skupienia złożone z płytek ułożonych książeczkowo. Niekiedy na ziarnach detrytycznych dostrzega się obwódki ilaste. Glaukonit obecny w osadach uznaje się za powstały w etapie diagenezy. W spągowych partiach profilu składnikiem spoiwa bywa mikrokrystaliczny minerał, określany jako szamozyt. W wyniku analizy XRD został zidentyfikowany berthieryn, należący do podgrupy serpentynu (Połońska, 2009).

Związki żelaza reprezentują tlenki i wodorotlenki żelaza oraz piryt. Te pierwsze współwystępują w spoiwie ilastym i syderytowym. Piryt rozpoznano w węglistych szczątkach roślin, bioklastach, w obrębie glaukonitu oraz w spoiwie kalcytowym. Ma postać drobnych autigenicznych osobników lub framboidów, które stanowią kuliste formy złożone z licznych kryształów.

Rozpuszczanie

W piaskowcach miała miejsce korozja i rozpuszczanie ziaren kwarcu i skaleni, widoczne na kontakcie z cementem kalcytowym (fig. 20C). Skutki niszczenia objęły też ziarna glaukonitu i pakiety łyszczyków, co daje się zaobserwować w płytkach cienkich nasączonych niebieską żywicą (fig. 20D). Dzięki temu tworzyły się wtórne pory. W skałach kredy górnej, szczególnie podatne na rozpuszczanie były składniki węglanowe oraz krzemionkowe. Procesy biorące w tym udział częściowo miały charakter rozpuszczania/wytrącania, co nie spowodowało powstania porów.

Inne procesy

W osadach zaznaczyły się słabe efekty procesu zastępowania ziaren i cementów głównie przez kalcyt i piryt (Połońska, 1998). Część kaolinitu mogła zostać utworzona w efekcie przeobrażania skaleni i muskowitu. Neomorfizm agradacyjny mikrytu kalcytowego doprowadził do powstania mikrosparu w skałach górnokredowych. Rekrystalizacja bioklastów spowodowała ich homogenizację w cemencie kalcytowym. Obecność opalu CT uznaje się za efekt przeobrażenia polimorficznego opalu A, pochodzenia organicznego. Procesy te miały niewielki wpływ na porowatość analizowanych osadów.

Wymienione powyżej przemiany zachodziły w trakcie płytkiego i głębszego pogrzebania oraz wynoszenia skał, to jest w etapach: eo-, mezo- i telodiagenezy. Podczas eodiagenezy miała miejsce kompakcja mechaniczna i krystalizacja wczesnodiagenetycznych minerałów ilastych, węglanowych i żelazistych. Rozpoczął się proces tworzenia obwódek kwarcu i impregnacja opalem. W mezodiagenezie nasiliła się cementacja kwarcem i kalcytem, rozpuszczanie ziaren, doszło do kompakcji chemicznej oraz i innych procesów diagenetycznych. Podczas telodiagenezy zaznaczyły się procesy rozpuszczania składników węglanowych i two-

rzenia kaolinitu i wystąpiły procesy zastępowania i przeobrażania. W etapie telodiagenezy kontynuował się proces rozpuszczania, tworzył się kaolinit i związki żelaza.

Podsumowanie

Analizowane skały piaskowcowe kredy reprezentują głównie arenity i waki kwarcowe. Zachowaniu pierwotnych porów w tych osadach służyła wysoka odporność ziaren i mały udział ziaren nietrwałych i łatwo rozpuszczalnych. Procesy diagenetyczne, takie jak kompakcja i cementacja, przyczyniły się do zmniejszenia przestrzeni porowej. Materiał ziarnowy został upakowany dzięki kompakcji mechanicznej i chemicznej. Cementy w różnym stopniu zredukowały przestrzeń porową piaskowców. Negatywne skutki miała cementacja węglanowa w arenitach walanżynu i santonu. Tworzenie obwódek kwarcowych usztywniło szkielet ziarnowy, przyczyniając się do zachowania pozostałej części pierwotnych porów, następnie poszerzonych wskutek rozpuszczania. W efekcie przestrzeń międzyziarnowa znacznej części piaskowców ma charakter makroporowy.

Obecne w profilu górnej kredy wapienie i opoki reprezentują głównie madstony i wakstony bioklastyczne, typu mikrytu i biomikrytu. Skały te uległy słabszym procesom diagenetycznym, a dominująca w nich przestrzeń międzykrystaliczna jest mikroporowata.

Krzysztof LESZCZYŃSKI

KENOZOIK

Kenozoik w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 jest reprezentowany wyłącznie przez osady czwartorzędowe. Utworów neogenu i paleogenu nie stwierdzono. Profil litologiczny opracował M. Piwocki.

Dokładnych badań w osadach czwartorzędu nie prowadzono. Nie pobrano żadnego rdzenia. Nie dokonano bardziej szczegółowego rozpoziomowania osadów czwartorzędu, poza wydzieleniem warstw litologicznych na podstawie pomiarów profilowań geofizycznych i próbek okruchowych.

Miąższość utworów czwartorzędu w otworze wiertniczym Poddębice PIG 2 jest znaczna i wynosi 272,5 m. Tak duża miąższość wynika z usytuowania otworu wiertniczego w strefie tzw. staroczwartorzędowego rowu tektonicznego Krzepocina. W profilu Poddębice PIG 2 występują osady reprezentowane przez utwory lodowcowe – gliny lodowcowe szare oraz utwory wodnolodowcowe – piaski kwarcowe różno- i gruboziarniste oraz pylaste. Utwory czwartorzędu są położone bezpośrednio na skałach kampanu (kreda).

Mapa spągowej powierzchni kenozoiku, skonstruowana dla obszaru na południowy wschód od kłodawskiego wysadu solnego przez Leszczyńskiego (2002) na bazie mapy wykonanej przez Piwockiego (1991), wykazuje znaczne deniwelacje i główne nachylenie ku północy. Omawiana powierzchnia występuje na głębokościach od ponad 100 m powyżej poziomu morza do poniżej –205 m, w staroczwartorzędowym rowie tektonicznym Krzepocina. Wzdłuż strefy przywysadowej diapiru solnego Kłodawy jest ona bardziej urozmaicona. Występują tu liczne depresje i obniżenia, ciągnące się od Izbicy Kujawskiej po rejon Leźnicy Wielkiej. Największe miąższości osadów czwartorzędu notowane w rowie Krzepocina przekraczają 300 m (Baraniecka, 1971).