WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH, MINERALOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA KAMBRU: ?KAMBR ŚRODKOWY (~ ODDZIAŁ 3)

Utwory kambru (nieprzewiercone) o miąższości 102,3 m stwierdzono na podstawie rdzeni wiertniczych poniżej głęb. 5751,7 m i zalegają z luką stratygraficzną pod utworami ordowiku zaliczonego do piętra darriwil (Podhalańska, ten tom). Według pomiarów geofizycznych utwory kambru występują na głęb. 5755,0–5854,0 m, osiągając miąższość 99,0 m. Fragment profilu Bodzanów IG 1 obejmujący według Lendzion (1982) prawdopodobnie utwory ?środkowego kambru był w niewielkim stopniu rdzeniowany, a wydobyty rdzeń często pokruszony w procesie wiercenia, co wydatnie utrudniło opis rdzeni oraz analizę litologiczno-stratygraficzną utworów kambru.

Większą część nawierconego profilu utworów kambru stanowią szare i ciemnoszare, bardzo zwięzłe piaskowce kwarcytowe, miejscami o spoiwie węglanowym. Piaskowce są spękane, ze szczelinami wypełnionymi kalcytem. Występują w nich liczne, cienkie, nieregularne wkładki ciemnoszarego iłowca, tworząc wraz z warstwami piaskowca pakiety heterolitów piaskowcowo-iłowcowych i mułowcowych. Miejscami w profilu utworów kambru występują piaskowce mułowcowe.

Charakterystyczną cechą sekwencji utworów ?środkowokambryjskich w profilu Bodzanów IG 1 jest obecność relatywnie częstych wkładek wapieni drobnokrystalicznych o miąższości 5–40 cm, zawierających żyłki kalcytu i przewarstwiających się z szarozielonymi iłowcami. W piaskowcach występują nieliczne, nieregularne skupienia pirytu.

Na powierzchniach przeławiceń występują liczne hieroglify mechaniczne w postaci śladów wleczenia, uderzeń oraz działania prądów morskich, a także nieliczne skamieniałości śladowe.

Skały o drobnej frakcji uziarnienia stanowią znacznie mniejszą część litospektrum utworów kambru. Są to iłowce ciemnoszare, miejscami przechodzące w czarne, z nieregularnymi wkładkami piaskowców bardzo zwięzłych, kwarcytowych, szarych, miejscami słabo węglanowych. Na powierzchniach przewarstwień iłowców z piaskowcami występują liczne hieroglify mechaniczne – ślady wleczenia i uderzenia oraz nieliczne, nieregularne skupienia pirytu. W czarnych iłowcach występują lustra tektoniczne.

Mułowce z wkładkami piaskowców w omawianym profilu zostały jedynie stwierdzone w wyniku analizy krzywych pomiarów geofizycznych, głównie profilowania gamma.

Utwory kambru w profilu Bodzanów IG 1 nie mają datowań biostratygraficznych. Lendzion (1982) przypisała im z dużym przybliżeniem wiek ?środkowokambryjski, prawdopodobnie na podstawie korelacji z utworami kambru nawierconymi w otworze Gradzanowo 2, który jest położony też w niecce płockiej, ale w dość dużej odległości na północ od profilu Bodzanów IG 1. W otworze wiertniczym Gradzanowo 2 przewiercono cały profil kambru. Lendzion (1983) wydzieliła w nim kambr dolny i środkowy.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Bodzanów IG 1 jest jednym z nielicznych otworów wiertniczych, w którym rozpoznano utwory ordowickie w podłożu niecki płocko-warszawskiej. Według pomiarów geofizyki otworowej utwory te zostały wyróżnione na głęb. 5692,5–5755,0 m (według rdzenia spąg na głęb. 5751,7 m), a ich miąższość wynosi 62,5 m. Profil ordowiku był dobrze rdzeniowany, a próby rdzeniowe pobrano z interwału 5713,0–5751,7 m. Upad warstw wynosi od 0 do 5°.

W profilu ordowiku reprezentowane są utwory standardowych pięter globalnych: darriwil, sandb, kat i hirnant, które odpowiadają w klasycznym podziale brytyjskim sekwencji od wyższego lanwirnu po aszgil. Granice tych ostatnich, określone przez Modlińskiego i Szymańskiego (2008a), odpowiadają w znacznej mierze granicom pięter standardowych. Utwory ordowiku budują wapienie, margle oraz skały silikoklastyczne, głównie mułowce, w Dokumentacji wynikowej otworu (Modliński, 1982) określone jako iłowce. Utwory te, stanowiąc mieszaninę iłu i pyłu w zmiennych proporcjach, strukturalnie odpowiadają głównie mułowcom. Pod względem mineralogicznym zawierają zmienne, zwykle duże ilości minerałów ilastych, pył kwarcowy i materię organiczną. Podobnie wykształcone utwory ordowiku odnotowano w pobliskich otworach: Polik IG 1 i Szczawno 1 (Tomczyk, 1983a).

Chronostratygrafia

Darriwil (lanwirn)

Darriwil występuje według rdzenia na głęb. 5750,0–5751,7 m (5753,5–5755,0 m wg geofizyki) i jego miąższość wynosi 1,7 m (1,5 m). Jest on najniższym piętrem ordowiku i kontaktuje w spągu wzdłuż wyraźnej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej z utworami oddziału 3 (kambru środkowego). Wykształcony jest jako wapienie margliste i wapienie z przerostami ciemnoszarego mułowca, w spągu zlepieńcowate.

Sandb–niższy kat (karadok)

Utwory sandbu–niższego katu (karadoku), w znacznej części rdzeniowane, zostały udokumentowane obecnością graptolitów najprawdopodobniej poziomów od *Nemagraptus gracilis* do *Climacograptus styloideus*. Występują one na głęb. 5705,0–5750,0 m (5753,5 m; miąższość 45,0 m). Utwory sandbu–niższego katu wykształcone są jako iłowce i mułowce często wapniste formacji z Sasina.

Wyższy kat–hirnant (aszgil)

Utwory najwyższej części ordowiku nie były rdzeniowane. Według miary geofizycznej występują one na głęb. 5692,5–5705,0 m a ich miąższość wynosi 12,5 m. Wykształcone są jako iłowce z wkładkami margli i margle.

Górna granica ordowiku wyznaczona na podstawie pomiarów geofizyki otworowej występuje na głęb. 5692,5 m. Powyżej występują drobnosilikoklastyczne utwory syluru, landoweru.

Litostratygrafia

Podział litostratygraficzny ordowiku oparty jest na wydzieleniach litostratygraficznych dla obszaru podłoża niecki płocko-warszawskiej (Modliński, Szymański, 2008b).

W profilu ordowiku otworu Bodzanów IG 1wyróżniane są utwory trzech jednostek litostratygraficznych (Modliński, Szymański 2008a, b), od najstarszych:

- formacji wapieni z Polika;
- formacji iłowców z Sasina;
- formacji margli i iłowców z Prabut.

Formacja wapieni z Polika

Formacja ta występuje na głębokości rdzeniowej 5751,4 –5751,7 m (spąg według pomiarów geofizyki wiertniczej znajduje się na głęb. 5755,0 m) i jej miąższość wynosi tu zaledwie 0,3 m. Są to wapienie jasnoszare margliste z wyraźnymi powierzchniami rozmyć przechodzące ku dołowi w wapienie ciemnoszare poprzerastane ciemnoszarym iłowcem, w części przyspągowej, na kontakcie z utworami kambru środkowego, przechodzące w zlepieniec złożony ze słabo obtoczonych okruchów iłowca i wapienia. W osadach nie stwierdzono oznaczalnych szczątków makrofauny. Wiek formacji określono na darriwil (Modliński, Szymański, 2008 a, b).

Formacja z Sasina

Według prób rdzeniowych utwory należące do tej formacji występują na głęb. 5705,0–5751,4 m (spąg według geofizyki na głęb. 5754,5 m), a więc ich miąższość osiąga 46,4 m, stanowiąc podstawową część profilu ordowiku.

W spągu jednostki występują zlepieńce złożone z okruchów czarnych skał drobnosilikoklastycznych, na ogół słabo obtoczonych, o średnicy do 2 cm, rozdzielane warstewkami ciemnoszarego wapienia lub mułowca. Warstewki zlepieńca o miąższości 5–10 cm są silnie spirytyzowane i oddzielone powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnej od skał niżej leżących. Wyższą część formacji budują mułowce/iłowce nieco wapniste, ciemnoszare, prawie czarne, o zapachu bituminów, z nielicznymi wkładkami wapieni marglistych drobnokrystalicznych, ciemnoszarych. W skałach tych występują liczne graptolity, datując formację na wyższy darriwil–niższy kat. Poza fauną graptolitową występują głównie ramienionogi bezzawiasowe, w niższej części fragmenty trylobitów i skorupiaków Phyllocarida.

W środkowej części formacji w interwale rdzeniowanym 5724,5–5734,5 m (rdzenia 10,0 m) występują laminy bentonitów o miąższości 2 mm–2 cm, szczególnie liczne w dolnej części marszu. Laminy te występują wśród czarnych mułowców z graptolitami *Dicranograptus clingani* Carruthers, *Diplograptus* sp. i Corynoides sp. W wyższej części powyższego marszu występuje wartewka zsylifikowanego mułowca silnie zbioturbowanego („iłowiec cętkowany”).

W najwyższej części osadów formacji z Sasina występują mułowce czarne i ciemnoszare o zapachu bituminów, o łupliwości płytkowej, miejscami silnie spękane pionowo lub pod kątem 70°. W najwyższej części graptolity są mniej liczne i reprezentowane przez rodzaj Diplograptus.

Formacja z Prabut

Utwory tej formacji według pomiarów geofizyki otworowej występują na głęb. 5692,5–5705,0 m i ich miąższość wynosi 12,5 m. Skały te nie były rdzeniowane. Według in-

terpretacji na podstawie pomiarów geofizyki otworowej i próbek okruchowych są to margle z wkładkami wapieni w górnej części, oraz iłowce/mułowce z wkładkami margli w dolnej. Według regionalnej korelacji stratygraficznej zaliczane są do wyższego katu–hirnantu, t.j. aszgilu według podziału brytyjskiego (Modliński, Szymański, 2008 a, b).

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Wstęp

W profilu Bodzanów IG 1 utwory syluru wyróżniono na podstawie próbek rdzeniowych, próbek okruchowych oraz pomiarów geofizyki otworowej. Górna granica systemu, określona na podstawie pomiarów geofizyki otworowej, znajduje się na głęb. 4930,0 m, natomiast według rdzenia na – 4933,0 m. Utwory syluru kontaktują w stropie, z dużą luką stratygraficzną, z utworami karbonu. Luka ta związana jest z erozją utworów przydolu oraz znacznej części ludlowu. Spąg syluru określony na podstawie pomiarów geofizyki otworowej występuje na głęb. 5692,5 m. Sylur kontaktuje w spągu z utworami ordowiku, hirnantu. Miąższość tak ograniczonej sukcesji syluru wynosi 759,5 m.

Zakres rdzeniowania oraz uzysk rdzenia utworów syluru był bardzo niski. Uzyskano 35,5 m rdzenia, co stanowi 4,4% miąższości całkowitej syluru. Utwory syluru, głównie skały drobnoklastyczne: mułowce, iłowce i pyłowce, leżą poziomo lub pod niewielkim kątem wynoszącym kilka stopni; nie zaobserwowano większych zaburzeń tektonicznych poza nielicznymi powierzchniami ślizgów. Podobnie wykształcone utwory syluru stwierdzono w pobliskich otworach: Polik IG 1, Kamionki IG-3, Bieżuń 1 oraz Szczawno 1 (Tomczyk, 1983b).

Podstawowym źródłem informacji o sylurze w otworze Bodzanów IG 1 jest profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1982). Sylur stratygraficznie został podzielony przez H. Tomczyka na: ludlow, w obrębie którego wyróżnione zostały mielnik górny (4930,0–5285,0 m), mielnik dolny (5285,0–5557,0 m), wenlok z podziałem na bielsk górny (5557,0–5655,0 m) i bielsk dolny (5655,0–5680,0 m), oraz landower na głęb. 5680,0–5692,5 m.

Chronostratygrafia syluru w otworze poddana została późniejszej weryfikacji przez Modlińskiego i Szymańskiego (2008a) i zamieszczona w Centralnej Bazie Danych Geologicznych PIG (CBDG). Głębokości granic oddziałów podano według wspomnianych wyżej autorów.

Wydzielenia chronostratygraficzne rangi pięter określone zostały w niniejszym opracowaniu na podstawie biostratygrafii w odcinkach rdzeniowanych. W przypadku interwałów nierdzeniowanych granica między piętrami mogła być określona tylko w przybliżeniu. Poziomy graptolitowe zostały zweryfikowane, a ich zasięgi głębokościowe określono tylko dla odcinków rdzeniowanych. Przedstawiono aktualny podział litostratygraficzny syluru, oparty na wydzieleniach litostratygraficznych dla obszaru Pomorza (Modliński i in., 2006).

Utwory syluru, podobnie jak pozostałe skały niższego paleozoiku tego regionu, powstały w dystalnej, krawędziowej części basenu bałtycko-podlasko-lubelskiego rozciągającego się od późnego proterozoiku wzdłuż zachodniego skłonu Bałtyki. Przeważają tu osady drobnoklastyczne (ang. mudstones) o zróżnicowanej frakcji: głównie mułowce, rzadziej występują iłowce i pyłowce, w wielu interwałach wapniste lub dolomityczne. Poza tym występują wkładki i soczewki wapieni oraz cienkie wkładki osadów piroklastycznych, bentonitów i tufitów. W utworach ludlowu występuje licznie muskowit. Dominującym rodzajem osadu jest mułowiec – skała silikoklastyczna średnioziarnista, frakcji mułowcowej, będąca mieszaniną iłu i pyłu w zmiennych proporcjach (w dokumentacji wynikowej otworu – skały te są nazywane „iłowcami"). Obecność pyłowców i pyłowców wapnistych (mułowców według dokumentacji wynikowej otworu) jest charakterystyczna dla formacji z Kociewia wyższego wenloku i ludlowu.

Miąższość niższej części syluru, landoweru i wenloku wynosi łącznie 345,5 m, w ludlowie wzrasta i, obejmując gorst i najniższy ludford, osiąga 417,0 m. Pierwotnie miąższość syluru była znacznie większa; procesy erozyjne spowodowały usunięcie znacznej części ludlowu i całego przydolu. Wzrost miąższości w ludlowie w kierunku południowo-zachodniej części basenu sedymentacyjnego był związany ze zwiększaniem się przestrzeni akomodacyjnej, spowodowanym uginaniem się podłoża krystalicznego i jego pogrążaniem przy jednoczesnym zwiększonym dostarczaniu materiału do zbiornika sedymentacyjnego (Poprawa i in., 1999; Jaworowski, 2000; Lazauskiene, 2002; Modliński, Podhalańska, 2010). W wyniku fleksuralnego uginania skorupy Bałtyki, w basenie miał miejsce systematyczny wzrost tempa subsydencji osiągający maksimum w ludlowie i przydolu (Poprawa i in., 1999, Jaworowski, 2000, 2002; Poprawa 2006 a, b). Za obszar źródłowy materiału klastycznego osadzającego się w basenie uznaje się przede wszystkim kaledońską pryzmę akrecyjną ulokowaną wzdłuż strefy kolizyjnej Bałtyki i Awalonii (Jaworowski, 2000, 2002; Poprawa, 2006b). Utwory wyższej części syluru określone zostały przez Jaworowskiego (2000) jako egzoflisz deponowany w dystalnych częściach basenu przedgórskiego przed formującym się orogenem kaledońskim. Transport materiału węglanowego i bentosowych szczątków organicznych mógł natomiast zachodzić z różnych kierunków, w tym ze stref brzegowych położonych na wschodzie i północnym wschodzie.

Niższy paleozoik w badanym profilu kończą znacznie zerodowane utwory ludfordu (wyższy ludlow) powstałe w warunkach wypełniania zbiornika sedymentacyjnego.

Zespoły skamieniałości w profilu są mało zróżnicowane jednak często są dość liczne. Dominującą grupą skamieniałości są graptolity, oznaczone przez H. Tomczyka i cytowane w profilu litologiczno-stratygraficznym otworu (Tomczyk, 1982). W wenloku i ludlowie oprócz graptolitów, występują małże i łodziki.

Graptolity, dominujące w rdzeniowanych odcinkach profilu, stanowią podstawę biostratygrafii systemu sylurskiego. Umożliwiły one wydzielenie w odcinkach rdzeniowanych poziomów graptolitowych i określenie na ich podstawie chronostratygrafii.

W profilu udokumentowano biostratygraficznie landower, wenlok i ludlow.

Profil litologiczno-stratygraficzny autorstwa H. Tomczyka (*op.cit.*) został przedstawiony w niniejszym artykule w ramach znowelizowanej stratygrafii, obejmującej standardowy podział syluru i datowanie niektórych granic oddziałów i pięter, np. granicy wenlok/ludlow w spągu poziomu *Neodiversograptus nilssoni*, a nie poziomu *Gothograptus nassa*, jak to było określane przez H. Tomczyka dla ogromnej większości analizowanych przez tego autora profili syluru w Polsce. Spowodowało to zmianę głębokości granicy wenlok/ludlow (Modliński, Szymański, 2008a).

Występowanie skamieniałości w profilu podano według dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1982), weryfikując ich przynależność rodzajową. Chronostratygrafia syluru w otworze Bodzanów IG 1 poddana była weryfikacji przez Modlińskiego i Szymańskiego (2008a). Granice oddziałów podano według wspomnianych wyżej autorów. Granice pięter w wenloku i ludlowie są przybliżone ze względu na brak pełnej dokumentacji biostratygraficznej w profilu spowodowanej brakiem rdzenia. Jednostki litostratygraficzne wyróżnione zostały zgodnie z podziałem litostratygraficznym syluru dla obszaru zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński i in., 2006).

Chronostratygrafia

Landower

Według danych z CBDG (Modliński, Szymański, 2008a) utwory landoweru występują według pomiarów geofizycznych na głęb. 5680,0–5692,5 m i ich miąższość wynosi 12,5 m. Landower, według interpretacji geofizyki wiertniczej i próbek okruchowych, wykształcony jest jako skały silikoklastyczne: mułowce lub iłowce wapniste lub dolomityczne, ciemnoszare i czarne formacji z Pasłęka. Obecność w rdzeniowanym interwale (głęb. 5686,9–5690,0 m) takich graptolitów jak: *Monoclimacis* cf. *crenulata* (Elles et Wood), *Retiolites geinitzianus* (Barrande), *Spirograptus* sp., *Mediograptus* sp., dokumentuje piętro telychu. Brak tu więc zarówno rhudanu jak i aeronu.

Wenlok

Występowanie utworów wenloku określono na głęb. 5347,0–5680,0 m, a ich miąższość na 333,0 m (Modliński, Szymański, 2008a).

Odcinek profilu odpowiadający wenlokowi był rdzeniowany w niewielkim stopniu. Uzyskano 11,8 m rdzenia na 333,0 m miąższości całkowitej wenloku. W interwałach rdzeniowanych H. Tomczyk (1982) oznaczył faunę graptolitów pozwalającą dokumentować oba piętra wenloku: sheinwood i homer. Utwory sheinwoodu udokumentowano na głęb. 5631,0–5680,0 m (miąższość 49,0 m). Górną granicę uznano umownie w spągu odcinka rdzeniowanego z oznaczonymi przez H. Tomczyka (1982) graptolitami poziomu *Cyrtograptus lundgreni homeru*: *Cyrtograptus lundgren*i Tullberg, *Testograptus testis* (Barrande) i *Monograptus flemingi* Salter. Utwory homeru występują na głęb. 5631,0–5347,0 m.

Górna granica wenloku i zarazem zasięg homeru, zdaniem autorki, wymaga ponownej rewizji. Modliński i Szymański (2008a) podają granicę wenlok/ludlow na głęb. 5347,0 m w odcinku nierdzeniowanym. Granica ta jest tożsama w profilu z górną granicą poziomu *Colonograptus colonus* wyznaczoną przez Tomczyka (1982) także w odcinku nierdzeniowanym i podaną w dokumentacji geologicznej otworu. Poziom *Colonograptus colonus* stanowi jednak najniższy poziom graptolitowy ludlowu; w związku z tym granica wenlok/ludlow przebiegałaby niżej w profilu: w stropie poziomu *Monograptus ludensis*, najwyższym dla wenloku, który został określony przez Tomczyka (*op.cit.*), także w odcinku nierdzeniowanych, na głęb. 5472,0–5527,0 m. Niestety na głęb. 5347,0–5472,0 m (125,0 m miąższości), gdzie przebiega zapewne górna granica wenloku (i homeru), odwiercono tylko 3,5 m rdzenia z nielicznymi graptolitami. Wyróżnienie poziomów w odcinkach nierdzeniowanych może być obarczone błędem. Zwracając uwagę na brak spójności między wydzieleniami stratygraficznymi H. Tomczyka w dokumentacji wynikowej otworu a weryfikacją stratygrafii Modlińskiego i Szymańskiego (2008a) i związaną z tym potrzebę dalszej weryfikacji, w niniejszym opracowaniu przyjęto podział stratygraficzny tych ostatnich.

Wenlok wykształcony jest jako 2 formacje litostratygraficzne. Niższa część wenloku jest reprezentowana przez formację z Pelplina: mułowce/ iłowce ciemnoszare i szare, często laminowane, łupkowate, miejscami wapniste. W homerze pojawia się w utworze materiał pyłowcowy w formie lamin i soczewek, stanowiący charakterystyczny osad formacji z Kociewia.

Ludlow

Utwory ludlowu charakteryzują się większą miąższością w porównaniu z landowerem i wenlokiem. Występują one według pomiarów geofizyki otworowej na głęb. 4930,0–5347,0 m (miąższość 414,0 m). Rdzeniowanie utworów ludlowu było bardzo małe. Wydobyto tylko 19,7 m rdzenia z ogólnej miąższości 414,0 m. Dolna granica ludlowu została przyjęta według Modlińskiego i Szymańskiego (2008a) na głęb. 5347,0 m. W stropie ludlow graniczy z karbonem. Górna część ludlowu

oraz utwory przydolu zostały zerodowane. Utwory ludlowu są wykształcone jako mułowce, iłowce i pyłowce, często wapniste, zawierające miejscami materiał tufogeniczny formacji z Kociewia. W ludlowie występują skamieniałości graptolitów oraz małży i łodzików. W profilu wydzielić można oba piętra: gorst i ludford. Gorst, na podstawie opisu rdzenia i cytowanych skamieniałości (Tomczyk, 1982), wyróżniono na głęb. ?5042,0–5347,0 m (305,0 m miąższości). Ludford występuje do końca profilu syluru na głęb. 4933,0–?5042,0 m według pomiarów geofizyki wiertniczej (miąższość 109,0 m). Znaczna część ludlowu (ludfordu), jak i cały przydol zostały zerodowane. Najmłodsze utwory syluru występujące w otworze Bodzanów IG 1 należą najprawdopodobniej do poziomu Cucullograptus aversus ludfordu. Poza tym H. Tomczyk (1982) wyróżnił nastepujace poziomy graptolitowe od najwyższych: *Saetograptus leintwardinensis*, *Cucullograptus hemiaversus*, *Lobograptus parascanicus*, *Neodiversograptus nilssoni*. W spągu wyróżnionego przez H. Tomczyka poziomu *Neodiversograptus nilssoni* na głęb. 5347,0 m (według pomiarów geofizyki otworowej) Modliński i Szymański (2008a) wyznaczyli dolną granicę ludlowu. Jak przedstawiono powyżej, w opisie wenloku (poniżej głęb. 5347,0 m) Tomczyk (1982) cytuje w 2 interwałach rdzeniowanych graptolity (o ile prawidłowo oznaczone) datujące jeszcze ludlow. Dlatego też interwał graniczny wenlok/ludlow wymaga weryfikacji.

Litostratygrafia

Podział litostratygraficzny syluru w profilu Bodzanów IG 1 jest analogiczny do podziału wprowadzonego przez Modlińskiego i in. (2006) dla obszaru zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Formacja z Pasłęka jest najniższą formacją w sylurze tego profilu. Według pomiarów geofizycznych formacja z Pasłęka występuje na głęb. 5680,0–5692,0 m i ma tu miąższość 12,5 m. Poniżej głęb. 5692,0 m występuje formacja z Prabut wyższego katu i hirnantu (aszgilu). Formację z Pasłęka tworzą mułowce/iłowce, w niższej części czarne i bitumiczne, w wyższej części szare lub zielonkawe, miejscami dolomityczno-wapniste. Wiek formacji w profilu określono na landower–telych.

Formacja z Pelplina obejmuje utwory mułowcowe, rzadziej iłowce, ciemnoszare, lekko wapniste, występujące na głęb. 5527,0–5680,0 m (miąższość 153,0 m). Jej wiek określono na podstawie graptolitów jako wenlok (sheinwood oraz niższa część homeru).

Formacja z Kociewia jest zbudowana z szarych i ciemnoszarych mułowców/iłowców miejscami wapnistych, gęsto przeławicanych jasnoszarymi lub szarymi pyłowcami, często wapnistymi, opisanymi przez Jaworowskiego (1989, modyfikacja 2018) z profilu Polik IG 1 jako heterolity iłowcowe i pyłowcowe. Skały te zawierają rozproszony muskowit oraz cienkie wkładki tufitów. W utworach tej formacji stwierdza się liczne struktury sedymentacyjne, w tym laminacje: równoległą, riplemarkową, przekątną, soczewkową, niekiedy z pogrązami w spągu (Jaworowski, *op.cit.*; 2007). Formację z Kociewia wyróżnić można na głęb. 4933,0–5527,0 m (miąższość 594,0 m).

Formacja ta w profilu Bodzanów IG 1 obejmuje wyższą część homeru, gorst oraz najniższy ludford. Pozostała część utworów formacji z Kociewia oraz formacja z Pucka uległy erozji. Nad utworami syluru występują utworu karbonu.

Przedstawiony podział litostratygraficzny utworów syluru w profilu Bodzanów IG 1 odpowiada w pełni podziałowi wprowadzonemu przez Modlińskiego i in. (2006) dla obszaru polskiej części obniżenia bałtyckiego.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA SUKCESJI KARBONU

Utwory karbonu w otworze Bodzanów IG 1 występują w obrębie profilu paleozoicznego podłoża niecki płockiej (fig. 5). Karbon na tym obszarze osiągnięto dzięki nielicznym otworom, z których tylko w Bodzanowie IG 1, Nadarzynie IG 1, Mszczonowie IG 2 i Korabiewicach PIG 1 przewiercono cały jego profil. Utwory karbonu sięgają kilkadziesiąt kilometrów na północ i północny wschód od otworu Bodzanów IG 1, aż do skraju wyniesienia mazursko-suwalskiego, od południa zaś graniczą wzdłuż uskoku Grójca z basenem lubelskim, na północnym zachodzie dochodzą po rejon Bydgoszczy i Torunia. Ku południowemu zachodowi, w podłożu wału kujawskiego, utwory karbonu pogrążają się na znaczną, nieosiągniętą otworami wiertniczymi głębokość, dlatego ich zasięg tutaj nie jest poznany.

Otwór Bodzanów IG 1 położony jest na obszarze blokowego elementu strukturalnego wyróżnionego przez Pożaryskiego i in. (1983) w obrębie podłoża krystalicznego kratonu wschodnioeuropejskiego, jako wyniesienie Bodzanowa. Struktura ta, charakteryzująca się małą miąższością utworów paleozoiku podpermskiego, ciągnie się ku południowemu zachodowi do okolic Kutna.

W centralnej Polsce utwory karbonu leżą z dużą luką stratygraficzną na sylurze, a przykryte są przez czerwony spągowiec. Mała miąższość karbonu występująca na północy wzrasta ku południu, gdzie osiąga ok. 1000 m (Żelichowski, 1983). Współczesny rozkład miąższości jest związany z erozją przedpermską (Pożaryski i in., 1983), kiedy to karbon został znacznie zredukowany – wskazują na to również zaprezentowane poniżej wyniki stratygrafii sekwencji.

Profil karbonu w otworze Bodzanów IG 1 występuje na głębokości wiertniczej według rdzenia 4507,7–4933,0 m i osiąga miąższość 425,3 m, natomiast na podstawie pomiarów geofizycznych na głęb. 4503,0–4930,0 m (miąższość 427,0 m). Profil ten skorelowano z oddalonym o ok. 74 km

ku południowemu wschodowi profilem Nadarzyn IG 1 oraz profilem Wilga IG 1 (fig. 7), oddalonym o ok. 111 km w tym samym kierunku, zlokalizowanym w północno-zachodniej części basenu lubelskiego. Skorelowanie profili karbonu z centralnej Polski do profilu z basenu lubelskiego, pomimo dzielącego ich dużego dystansu, jest uzasadnione dużym podobieństwem litologiczno-facjalnym i umożliwiło zastosowanie metodologii stratygrafii sekwencji (fig. 7, 8), scharakteryzowanie ich rozwoju, zaproponowanie nowego podziału stratygraficznego oraz sformułowanie ważnych wniosków dotyczących rozwoju tego regionu.

Litologia

Profil litologiczny karbonu zinterpretowano na podstawie archiwalnego opisu rdzeni wiertniczych pochodzącego z dokumentacji wynikowej (Żelichowski, Migier, 1982) oraz analizy pomiarów geofizyki otworowej w interwałach nierdzeniowanych. Profil jest przerdzeniowany odcinkowo, w 25% swojej miąższości, przy niepełnym uzysku odwiercono w sumie ok. 68,5 m rdzenia. Najdłuższe odcinki rdzeniowane, 15,3–17,0 m, występują przy stropie karbonu, natomiast poniżej odcinki krótsze,0,5–9,0 m. Interwały pomiędzy rdzeniami najczęściej kilkudziesięciometrowej miąższości zostały przewiercone gryzerem. W wyższej części profilu, do głęb. 4664,0 m, zaobserwowano kilkumetrową rozbieżność miary wiertniczej i geofizycznej, czego rezultatem jest przesunięcie rdzeni wiertniczych ku dołowi. W niższej części profilu przesunięcie to praktycznie nie występuje. Profil utworów karbonu złożony jest w przewadze z piaskowców, które występują głównie w jego niższej części, oraz z mułowców w części wyższej, w obrębie której spotykane są przeławicenia piaskowcowe i iłowcowe.

Piaskowce występują w warstwach o miąższości 0,2–37 m. W rdzeniach są to piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste, czasami nierównoziarniste lub zlepieńcowate, w wyższej części profilu wiśniowe, a w niższej najczęściej jasnoszare. Zwykle są one warstwowane lub laminowane skośnie, soczewkowo lub nieciągle, rzadko masywne. Warstwowanie jest słabo widoczne, czasami podkreślone łuskami jasnych łyszczyków, substancją węglistą oraz klastami ilastymi i węglistymi. W wyższej części profilu występują piaskowce kwarcowe, niektóre zawierają białe spoiwo ilaste oraz mogą być kruche i porowate. Czasami spotykane jest nieregularne zdiagenezowanie substancją syderytyczną. W najniższej części profilu występują drobno- lub gruboziarniste piaskowce tufitowe w warstwach o miąższości 0,25–5,5 m, przeławicone piaskowcami tufitowymi zlepieńcowatymi lub zlepieńcami, charakteryzującymi się obecnością dużych okruchów piaskowców kwarcowych, porfirowych i ryolitowych.

W wyższej części profilu dominują mułowce, które tworzą warstwy o miąższości 0,05–27 m; najczęściej są to interwały kilku–kilkunastometrowe. W rdzeniach spotykane są trzy typy tych skał. Najczęściej są to mułowce lub mułowce piaszczyste, przy stropie karbonu brunatne z plamami ochrowymi, żółtymi i zielonkawymi, natomiast poniżej szare, czasami z wiśniowymi, jasnoszarymi lub ciemnoszarymi przerostami, oraz ciemnoszare. Utwory te są masywne lub laminowane skośnie, faliście, soczewkowo i nieciągle. Laminy podkreślone są jasnymi łyszczykami i detrytusem zwęglonej flory. Czasami występują szczątki roślin paprociolistnych i skrzypów, nieliczne apendiksy (systemy korzeniowe widłaków), sferolity żelaziste i konkrecje syderytowe. Drugi typ mułowców barwy pstrej – brunatno-seledynowej, szarej lub jasnoszarej z plamami brunatno-wiśniowymi lub brunatnymi przerostami, charakteryzuje się bryłową strukturą i obecnością zlustrowań kompakcyjnych, stigmarii i apendiksów, nadających im cechy tzw. gleby stigmariowej. Spotykane są również w ich obrębie przerosty ilaste i piaszczyste oraz sferolity żelaziste. Tylko przy spągu karbonu występują mułowce piaszczyste tufitowe, zielono-szare z ciemnoszarymi plamami lub ciemnoszare, czasami zawierające zwęgloną florę. Niektóre z nich przeławicają się z piaskowcami tufitowymi.

Iłowce występują najrzadziej, w warstwach miąższości 0,2–7,0 m, w wyższej części profilu pstre – brunatne z seledynowymi plamami lub szare i ciemnoszare w części niższej. Często spotykana jest w ich obrębie zwęglona flora kalamitów, neuropterisów, sfenofyllum, paprotników oraz sporadycznie apendiksy i sferolity. Warstwowanie jest słabo widoczne, czasami spotykana jest oddzielność łupkowa i prawie pionowe spękania. Wśród iłowców spotykane są, podobnie jak wśród mułowców, takie które posiadają cechy tzw. gleby stigmariowej. W rdzeniu opisano również warstwę czarnego iłowca węglistego, złożonego z lamin ilastych i węglistych, zawierającego licznie zwęgloną florę.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Pierwszy podział chronostratygraficzny karbonu, znajdujący się w dokumentacji wynikowej otworu Bodzanów IG 1, opracowali Żelichowski i Migier (1982). Obejmował on silez na głębokości geofizycznej 4503,0–4930,0 m (miąższość 427,0 m), a według rdzenia na głębokości wiertniczej 4507,7–4933,0 m (miąższość 425,3 m) oraz nierozdzielony westfal A–B w jego obrębie.

W tym tomie zaproponowano nowy podział na piętra zachodnioeuropejskie oraz globalne. Podstawą ich wydzielenia są wyniki stratygrafii sekwencji (fig. 7, 8), dotychczas stosowanej głównie w karbonie basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2006, 2007ab, 2008ab, 2010a, 2011, 2012ab, 2013, 2018). W wymienionych pracach znajdują się jej założenia metodologiczne i najważniejsze wyniki badań. Dla profilu spoza basenu lubelskiego metodologię tę wykorzystano po raz pierwszy w otworze Nadarzyn IG 1, zlokalizowanym w centralnej Polsce, co wykazało duże podobieństwo wykształcenia litologiczno-facjalnego oraz stratygrafii utworów karbonu obu rejonów (Waksmundzka, 2010b). Bazując na tych analogiach, profil Bodzanów IG 1 skorelowano z Nadarzyn IG 1, jak również Wilga IG 1 – reperowego dla północno-zachodniej części basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2008a, 2010a, 2019).

Interpretację litologiczno-facjalną profilu karbonu otworu Bodzanów IG 1 wykonano na podstawie archiwalnego opi-

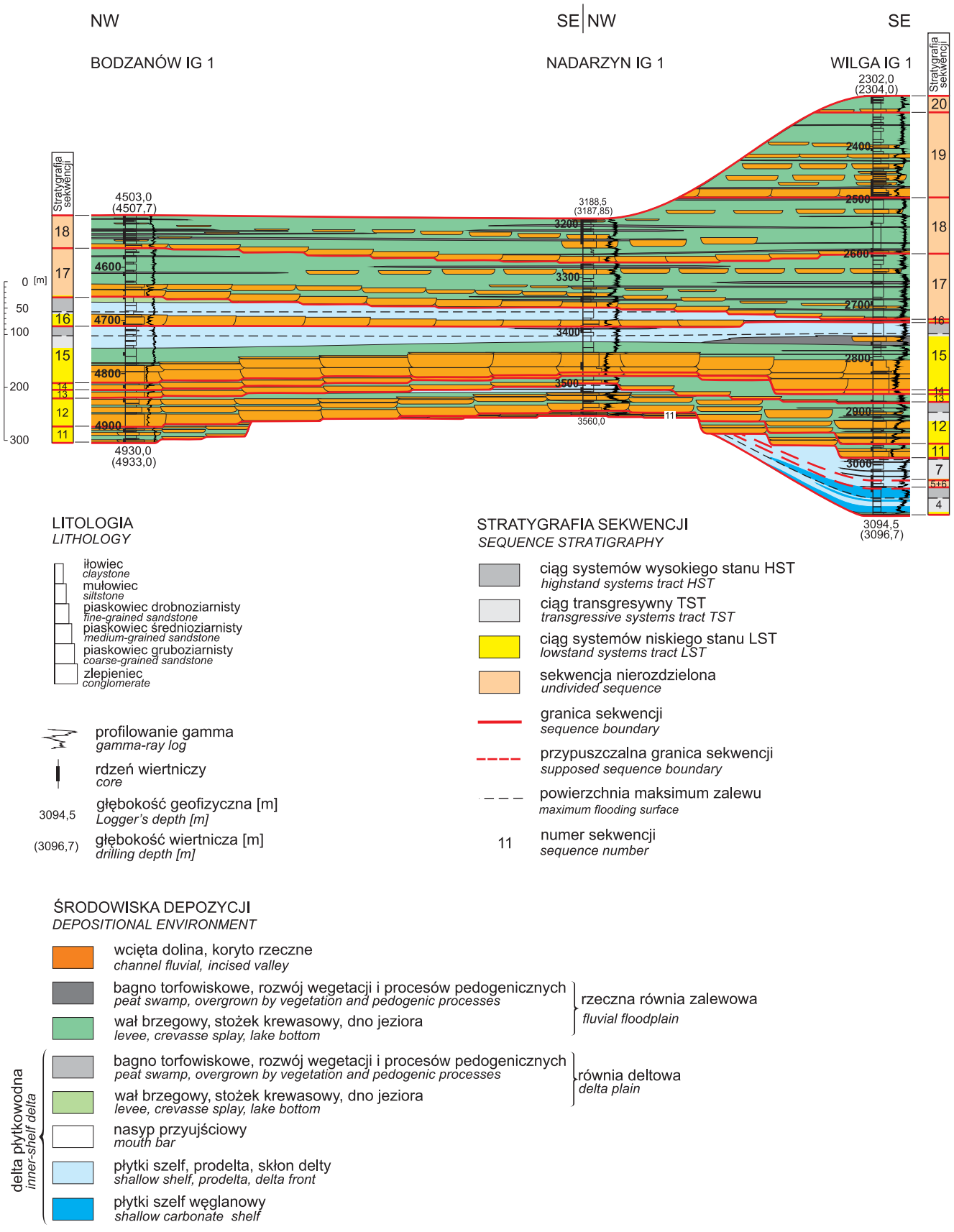
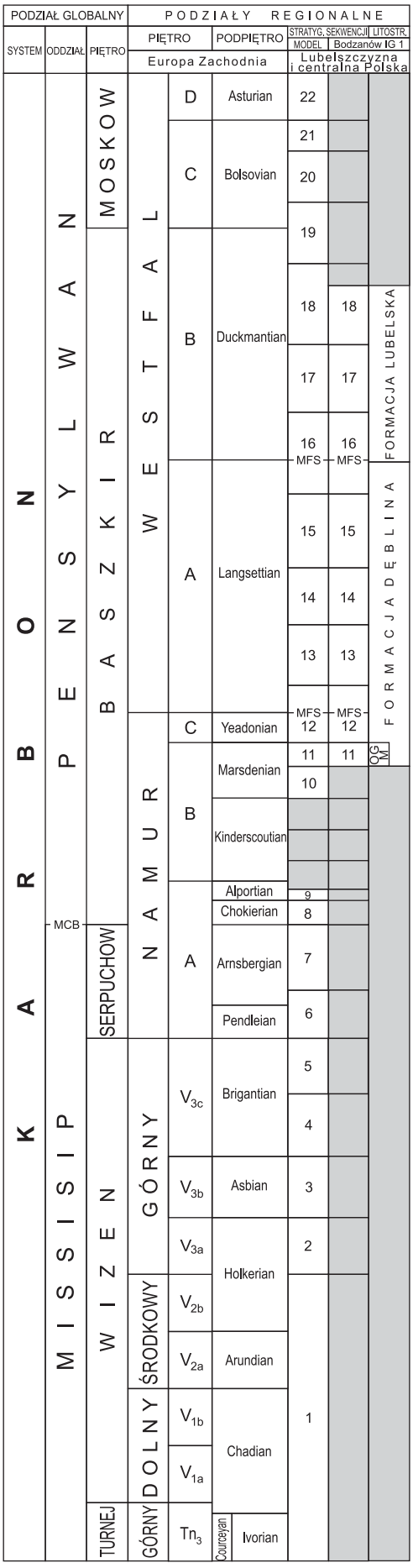


Fig. 7. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu

Lithofacies correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession



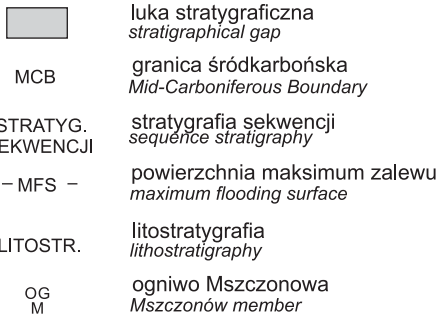


Fig. 8. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu Bodzanów IG 1

Chronostratigraphy, sequence stratigraphy and lithostratigraphy of the Carboniferous succession in the Bodzanów IG 1 borehole

su rdzeni wiertniczych (Żelichowski, Migier, 1982), analizy profili geofizyki otworowej oraz korelacji (fig. 7). Następnie wyróżniono granice sekwencji depozycyjnych, powierzchnie maksimum zalewu oraz ciągi systemowe stosując najnowszy, zmodyfikowany model stratygrafii sekwencji (Waksmundzka, 2018). Model ten, opracowany dla karbonu basenu lubelskiego, może być również stosowany dla utworów tego wieku występujących w centralnej Polsce (fig. 8). Na schemacie korelacyjnym jako poziom odniesienia przyjęto powierzchnię maksymalnego zalewu sekwencji 16, która jest dobrze identyfikowalna na profilach geofizyki otworowej i jest tożsama z datowanym paleontologicznie izochronicznym horyzontem faunistycznym Dunbarella (Musiał, Tabor, 1988), co stwierdzono w wielu analizowanych profilach z basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2007b, 2010a, 2011, 2012a, 2013). W profilach Bodzanów IG 1 i Nadarzyn IG 1 powierzchnię tę zidentyfikowano na podstawie maksimum profilowania gamma, natomiast w profilu Wilga IG 1, ze względu na erozyjne usunięcie, jej przypuszczalną pozycję określono na podstawie korelacji z innymi otworami występującymi w bliskim sąsiedztwie (Waksmundzka, 2008a, 2010a).

Granice pięter zachodnioeuropejskich oraz piętra globalnego wyznaczono poprzez dowiązanie schematu stratygrafii sekwencji do podziałów chronostratygraficznych karbonu (fig. 8), co umożliwia porównanie badanego profilu z innymi zarówno tymi, w których wydzielono jednostki formalne, jak i nieformalne. W podziale zachodnioeuropejskim wyróżniono następujące jednostki w podanych przedziałach głębokości:

- westfal B, na głęb. 4507,7–4685,0 m; miąższość 177,3 m;
- westfal A, na głęb. 4685,0–4847,0 m; miąższość 162,0 m;
- namur C, na głęb. 4847,0–4901,0 m; miąższość 54,0 m;
- namur B, na głęb. 4901,0–4933,0 m; miąższość 32,0 m.

Przedstawiony powyżej podział karbonu różni się od pierwszego podziału wprowadzonego przez Żelichowskiego i Migier (1982), obecnością oprócz westfalu A i B, również namuru B i C. Na obecność namuru wskazuje wydzielenie

w niższej części profilu utworów sekwencji 11 i 12, jak również wyniki badań makroflorystycznych i palinologicznych. W przyspągowej partii profilu, w obrębie sekwencji 11, Migier (Żelichowski, Migier, 1982) oznaczyła florę *Paripteris gigantea*, co potwierdza pozycję stratygraficzną tej sekwencji, gdyż gatunek ten znany jest w basenie lubelskim od namuru B (Kotasowa, Migier, 1995) lub B–C (Migier, 1988; Kotasowa, Migier, 2001), zwykle w Europie pojawia się w namurze B–C, ale w niektórych rejonach, np. w Bułgarii, znany jest już od namuru A (Tenchov, 2011), a poza Europą np. w Chinach jeszcze wcześniej, bo od wizenu (Naugolnykh, Jin, 2014). Na obecność namuru w profilu Bodzanów IG 1 wskazuje również weryfikacja wyników badań palinologicznych Kmiecik (1982) znajdująca się w tej monografii (Trzepierczyńska, Kmiecik, ten tom). Przesłanek o występowaniu utworów namuru w profilach centralnej Polski dostarczyły wyniki badań palinologicznych i makroflorystycznych Kmiecik i Migier (1979), które jednak nie zostały uznane za podstawę jego wydzielenia przez Żelichowskiego (1979, 1983, 1988, 1995).

W podziale globalnym, który jest mniej szczegółowy niż nieformalny podział zachodnioeuropejski, w profilu karbonu wydzielono piętro baszkir, według rdzenia na głęb. 4507,7–4933,0 m (miąższość 425,3 m), a na podstawie pomiarów geofizycznych na głęb. 4503,0–4930,0 m (miąższość 427,0 m). Jego spąg pokrywa się ze spągiem karbonu i przebiega wzdłuż dolnej niezgodności sekwencji 11. Profil baszkiru nie jest pełny, gdyż obejmuje sekwencje 12–18, tak więc leży na sylurze z dużą luką stratygraficzną obejmującą sekwencje 1–10, odpowiadające piętrom turneju, serpuchowu i niższego baszkiru. Przypuszczalnie od góry profil również jest zredukowany, na co wskazuje brak wyższej części sekwencji 18 oraz sekwencji 19–22, które w zastosowanym modelu stratygrafii sekwencji są z wyższego baszkiru i moskowu. Profil Bodzanów IG 1 jest bardzo podobny do profilu Nadarzyn IG 1, gdzie również występują sekwencje 11–18, a ich korelacja nie daje przesłanek do wydzielenia wyższych sekwencji. Podstawy takie daje porównanie ww. profili z dostępnym w literaturze profilem karbonu w otworze Mszczonów IG 2 (Żelichowski i in., 1988; Żelichowski, 1995), który jest najpełniejszy, charakteryzuje się dużo większą miąższością oraz większą ilością ławic piaskowców, gdzie w spągach przypuszczalnie przebiegają granice wyższych sekwencji 19–22 odpowiadających najwyższemu baszkirowi i moskowowi. Potwierdzenie tej sugestii wymaga jednak przeprowadzenia badań zarówno w profilu Mszczonów IG 2, jak i w pozostałych profilach z rejonu centralnej Polski nieopracowanych metodologią stratygrafii sekwencji.

Najniższa część profilu baszkiru odpowiadająca sekwencji 11 charakteryzuje się specyficznym wykształceniem, z występującymi w jej obrębie skałami wulkanoklastycznymi, tj. piaskowcami tufitowymi z okruchami piaskowców kwarcowych, porfirów i ryolitów, przeławicające się z mułowcami i iłowcami tufitowymi. Typ występujących tu skał został określony na podstawie badań petrograficznych, których wyniki znajdują się w dalszej części tomu (Kozłowska, ten tom). W dokumentacji wynikowej otworu były pierwotnie opisane jako różnego typu tufy i tufity (Żelichowski, Migier, 1982). Wskazuje to na znaczny udział w ich powstaniu efuzywnych procesów wulkanicznych, tj. erupcji piroklastycznych, co w świetle nowej interpretacji nie wydaje się prawdopodobne. W sekwencji 11 przypuszczalnie występują utwory niskiego stanu względnego poziomu morza (WPM), w czasie którego w sylurskim podłożu karbonu zostały wyerodowane wcięte doliny i koryta rzeczne, zapełniające się następnie osadami wulkanoklastycznymi. Pomiędzy korytami na obszarze równi zalewowej miejscami porastanej przez roślinność powstały iłowce i mułowce tufitowe. Źródła materiału wulkanoklastycznego mogły znajdować się na północnym wschodzie, gdzie występował wówczas odsłonięty na powierzchni masyw mazurski lub dalej na wschodzie z wychodniami kwaśnych skał wulkanicznych. Okruchy tego typu skał występują również przy spągu profilu karbonu basenu lubelskiego w obrębie sekwencji 1, jednak wiek tej części określono na turnej górny–wizen środkowy (Waksmundzka i in., 2017; Waksmundzka i in., w druku). Przez analogię wydaje się możliwe, że występujące przy spągu karbonu w otworze Bodzanów IG 1 nieme paleontologicznie piaskowce wypełniające wciętą dolinę mogą być odpowiednikiem sekwencji 1 i powstawałyby dużo wcześniej niż sekwencja 11, do której je włączono na podstawie przesłanek florystycznych, pochodzących z leżących na nich mułowców piaszczystych. Jednak zweryfikowanie tej sugestii wymaga przeprowadzenia dalszych badań.

Powyżej, w obrębie sekwencji 12–14 i niższej części 15, występują głównie piaskowce koryt rzecznych powstałe we wciętych dolinach, które reprezentują utwory kolejnych niskich stanów WPM. Pomiędzy piaskowcami leżą cienkie warstwy mułowców powstałych na równiach zalewowych. W tej części profilu utwory transgresywne i wysokiego stanu nie występują, gdyż zostały przypuszczalnie zerodowane. W środkowej części profilu, odpowiadającej wyższej części sekwencji 15 i sekwencji 16, dominują mułowce, spotykane są też iłowce. Te, występujące powyżej piaskowców w sekwencji 15, powstały w czasie niskiego stanu na rzecznej równi aluwialnej, na której następnie pojawiło się morze i powstały utwory ciągów transgresywnego i wysokiego stanu WPM, w środowisku delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego. Wyższa część profilu, odpowiadająca sekwencji 17 i 18, złożona jest wyłącznie z utworów rzecznych: piaskowców, powstałych w korytach oraz mułowców, iłowców i gleb stigmariowych reprezentujących rzeczne równie zalewowe.

Litostratygrafia

Podział litostratygraficzny karbonu na jednostki nieformalne w profilu otworu Bodzanów IG 1 został wykreowany w dokumentacji wynikowej przez Żelichowskiego i Migier (1982). Wydzielono jednostki bazując na podziale stosowanym dla basenu lubelskiego (Porzycki, Żelichowski, 1977 vide Porzycki, 1979), z modyfikacją polegającą na ujęciu przyspągowej części profilu w ogniwo zlepieńców Mszczonowa (Żelichowski, 1979, 1995; Żelichowski i in., 1988).

Ogniwo to wydzielano tylko w karbonie centralnej Polski, w najniższej części formacji Dęblina. W obrębie tej formacji nie wydzielono zaś, przewidzianych w podziale, ogniw kumowskiego i bużańskiego, choć, analizując jej wykształcenie litologiczne, wydaje się to możliwe do wykonania.

Żelichowski i Migier (1982) wyróżnili następujące jednostki:
- lubelska formacja węglonośna, na głęb. 4503,0–4690,0 m (miąższość 187,0 m);
- formacja dęblińska, na głęb. 4690,0–4930,0 m (miąższość 240,0 m);
- ogniwo Mszczonowa, na głęb. 4901,0–4930,0 m (miąższość 29,0 m).

Bazując na tym podziale, autorka zaproponowała jego nowszą wersję po niewielkiej korekcie, która dotyczyła nadania nazwom jednostek brzmienia z pierwotnego podziału Porzyckiego i Żelichowskiego (1977 vide Porzycki, 1979), oraz zmiany głębokości stropu i spągu karbonu na wartości opierające się na mierze wiertniczej. Poniżej przedstawiono podział litostratygraficzny zastosowany w tym opracowaniu:
- formacja lubelska, na głęb. 4507,7–4690,0 m (miąższość 182,3 m);
- formacja Dęblina, na głęb. 4690,0–4933,0 m (miąższość 243,0 m);
- ogniwo Mszczonowa, na głęb. 4901,0–4933,0 m (miąższość 32,0 m).

Porównując przebieg granic tych jednostek z podziałem stratygrafii sekwencji oraz chronostratygraficznym (fig. 8) określono ich rozpiętość czasową. Wiek formacji Dęblina odpowiada niższemu baszkirowi, a w podziale zachodnioeuropejskim – namurowi wyższemu–westfalowi A, natomiast ogniwo Mszczonowa to wyższy namur B. Formacja lubelska obejmuje najwyższy westfal A–niższy westfal B.

Aleksandra TRZEPIERCZYŃSKA, Halina KMIECIK

PALINOSTRATYGRAFIA KARBONU NA PODSTAWIE MIOSPOR

Wstęp

Badania palinostratygraficzne utworów karbonu w profilu Bodzanów IG 1 wykonano na początku lat 80. minionego stulecia, na wstępnym etapie rozpoznawania występowania utworów karbonu w rowie mazowiecko–lubelskim, oraz opracowywania pierwszej lokalnej zonacji sporowej karbonu dla obszaru Polski środkowo-wschodniej (Kmiecik, 1978). Dokumentacja wynikowa stanowi, że badaniom poddano utwory klastyczne na głęb. 4535,4–4927,7 m (Kmiecik, 1982) (tab. 2). Analizy miosporowe wykonano dla 21 prób pochodzących ze skał płonnych – mułowców, iłowców oraz piaskowców, czasem z domieszką substancji węglistej w postaci lamin oraz klastów. Do maceracji osadów zastosowano zmodyfikowaną metodę chemiczną Schulza (96% HNO_3) z dodatkowym użyciem kwasu fluorowodorowego (36% HF) w celu wypreparowania sporomorf ze skał płonnych, jak również z lamin i okruchów węgla. Pozyskana materia organiczna była przedmiotem analiz miosporowych wykonanych metodą planimetryczną pod mikroskopem biologicznym. Próbki z głęb. 4515,4 m oraz 4521,2 m nie zawierały organiki (palinologicznie negatywne). W pozostałych stwierdzono względną obfitość zarodników flory karbońskiej – do kilkuset egzemplarzy w jednostkowym preparacie. Stan zachowania miospor uznano jednak za niedoskonały (destrukcja egzyn sporowych wskutek wysokiego uwęglenia materiału organicznego), dlatego znaczną ilość oznaczeń ograniczono do rodzaju, lub podano jedynie z prawdopodobieństwem, stosując znak zapytania. W niektórych przypadkach posłużono się także zapisem skrótowym (np. *Vestispora* spp.) (tab. 3, 4). W wyniku identyfikacji taksonomicznej oznaczono 37 rodzajów oraz 65 gatunków miospor (Dybova, Jachowicz, 1957; Potonie, Kremp, 1954, 1955–1956; Jachowicz, 1966; Smith, Butterworth, 1967). Stwierdzono dominację mikrospor reprezentowanych przez 34 rodzaje i 59 gatunków. Ziarna pyłku *Florinites* spp. i *Schulzospora* spp., oraz relikty zarodników grzybów *Chaetosphaerites pollenisimilis* stanowiły dopełnienie spektrum miosporowego (tab. 5). Wykazano występowanie rodzajów i gatunków w próbach, lecz nie określono ich zawartości procentowej (tab. 3). Przedstawiono ogólną charakterystykę zespołów miospor odpowiadających wydzielonym odcinkom profilu, wskazując obecność taksonów długowiecznych i charakterystycznych, oraz proporcje udziału. Nie zdefiniowano pozycji palinostratygraficznej zbadanych utworów, natomiast określono ich wiek w odniesieniu do podziału stratygraficznego karbonu (II Międzynarodowy Kongres Karboński, Heerlen, 1935) (tab. 2, 6). Na podstawie frekwencji oraz znanych zasięgów taksonów ważnych stratygraficznie uznano, że profil osadów karbonu w tym otworze datowany miosporowo na głęb. 4535,4–4927,7 m reprezentują prawdopodobnie w całości utwory westfalu (A?–B) (Jachowicz, 1966; Smith, Butterworth, 1967; Grebe, 1972; Coquel i in., 1976, Loboziak i in., 1976; Clayton i in., 1977; Kmiecik, 1978; Owens i in., 1978). Do westfalu (A?) zaliczono odcinek na głęb. 4853,3–4927,7 m. Pozycję stratygraficzną wyższej części profilu na głęb. 4615,4–4824,0 m określono niejednoznacznie w zakresie westfalu A(?)–B(?). Utwory westfalu B wydzielono na głęb. 4535,4–4584,7 m (Kmiecik, 1982). Szczegółowe rozpoznanie miosporowe utworów karbonu na całym obszarze lubelskiego basenu karbońskiego (LBK), ustanowienie lokalnej zonacji sporowej dla Lubelskiego Zagłębia Węglowego oraz zonacji zunifikowanej dla polskich zagłębi węglowych (Kmiecik, 1978, 1987, 1988, 1995, 2001; Kmiecik i in., 1997) w korelacji z biozonacją standardową i podziałem chronostratygraficznym karbonu Europy Zachodniej (Clayton i in., 1977) umożliwiło weryfikację dotychczasowych wydzieleń stratygraficznych w profilu Bodzanów IG 1 (tab. 2, 6).

Na podstawie zintegrowanych kryteriów biostratygraficznych – zasięgów stratygraficznych taksonów diagnostycznych (przewodnich, charakterystycznych i wskaźnikowych) oraz poziomów rozkwitu i współwystępowania

taksonów (Zasady polskiej klasyfikacji terminologii i nomenklatury stratygraficznej, 1975), przedstawiono poniżej aktualną charakterystykę zespołów miospor w tym profilu oraz interpretację palinostratygraficzną w odniesieniu do biozonacji standardowej (Clayton i in., *op.cit.*), lokalnej zonacji sporowej LBK, a także zonacji zunifikowanej polskich zagłębi węglowych (Kmiecik, 2001).

Odnośnie wieku zastosowano aktualną terminologię chronostratygraficzną (Wagner, 2008) (tab. 2, 6).

Palinostratygrafia

W utworach klastycznych karbonu na głęb. 4535,4–4927,7 m odnotowano różne rodzaje i gatunki zarodników roślin karbońskich. Analiza spektrum miosporowego w kontekście palinostratygraficznym skłoniła do jego weryfikacji. Zgodnie z bieżącą nomenklaturą dokonano korekty dwóch oznaczeń taksonomicznych. Dotyczyło to gatunków, które aktualnie sklasyfikowano jako: *Auroraspora hyalina* (Naumova) Streel oraz *Punctatosporites minutus* (Ibrahim) Alpern *et* Doubinger (tab. 2–6). Krytycznie odniesiono się do sposobu prezentacji spektrum gatunków niektórych rodzajów długowiecznych (*Calamospora, Densosporites, Lycospora* i *Schulzospora*) oraz diagnostycznych (*Endosporites, Florinites, Raistrickia, Tripartites* i *Vestispora*) (tab. 3, 4). Dokumentacja archiwalna stanowi, że w niektórych zespołach oznaczono wiele gatunków danego rodzaju, dokonując jednocześnie zapisu skrótowego (np. *Densosporites* spp., *Florinites* spp.) (tab. 3, 4). Umieszczenie skrótu po nazwie rodzajowej znajduje zastosowanie w taksonomii i oznacza wszystkie lub różne gatunki danego rodzaju. W kontekście stratygraficznym dotyczy zazwyczaj szerokiego spektrum powszechnie występujących gatunków długowiecznych tego rodzaju, bez wymieniania ich nazw (np. *Lycospora* spp.). Taka forma zapisu może również odnosić się do taksonów nieoznaczonych gatunkowo ze względu na niedoskonały stan zachowania. W zespołach miospor w tym profilu prawdopodobnie dotyczy niektórych gatunków z wyżej wymienionych rodzajów diagnostycznych oraz długowiecznych (Kmiecik, 1982) (tab. 3, 4). Interpretując takie wyniki analiz można wnioskować o obecności innych gatunków danego rodzaju (z wyjątkiem oznaczonych), oraz potencjalnie wyższej frekwencji względem innych taksonów. Weryfikację tej kwestii uniemożliwia jednak brak wyników analiz planimetrycznych. W tym opracowaniu, zapis skrótowy zastosowano zatem wyłącznie dla oznaczonych, typowych gatunków z rodzajów długowiecznych (*Cyclogranisporites* spp., *Granulatisporites* spp., *Calamospora* spp., *Cingulizonates* spp., *Densosporites* spp., *Lycospora* spp., *Leiotriletes* spp., *Laevigatosporites* spp., *Verrucosisporites* spp. i *Schulzospora* spp.), wyróżniając jedynie ważne stratygraficznie (*Lycospora brevijuga*, *L. triangulata, Leiotriletes adnatoides, L. adnatus, Cyclogranisporites orbiculus* i *C. orbicularis*) (tab. 2).

Przedmiotem weryfikacji w kontekście znaczenia stratygraficznego były też inne oznaczenia taksonomiczne, których dokonano jedynie z prawdopodobieństwem ze względu na stan zachowania sporomorf (?*Acanthotriletes spinosus*, ?*Apiculatisporis spinosaetosus*, ?*Auroraspora* sp., ?*Calamospora* sp., ?*Cingulizonates* sp., ?*Cingulizonates* (?*Radiizonates*) sp., ?*Crassispora* sp., ?*Cristatisporites* sp., ?*Cyclogranisporites microgranus*, ?*Cyclogranisporites* sp., ?*Densosporites anulatus*, ?*Densosporites coronarius*, ?*Diatomozonotriletes* sp., ?*Endosporites globiformis*, ?*Endosporites zonalis*, ?*Endosporites* (?*Florinites* sp.), ?*Florinites antiquus*, ?*Florinites mediapudens*, ?*Florinites* (?*Endosporites*) sp., ?*Florinites* (?*Potonieisporites* sp.), ?*Florinites* sp., ?*Granisporites* sp., ?*Granulatisporites* sp., ?*Laevigatosporites* sp., ?*Leiotriletes* sp., ?*Lophotriletes* sp., ?*Microreticulatisporites nobilis*, ?*Punctatisporites* sp., ?*Rotaspora knoxi*, ?*Schulzospora* sp., ?*Schulzospora rara*, ?*Schulzospora* spp., ?*Spencerisporites* sp., ?*Tripartites* sp., ?*Triquitrites* (?*Ahrensisporites* sp.), ?*Verrucosisporites* sp., ?*Verrucosisporites* (?*Grumosisporites*) sp. i ?*Wilsonites* sp. (tab. 3). Wobec braku dokumentacji fotograficznej status taksonomiczny tych oznaczeń uznano za niezdefiniowany i większości nie uwzględniono we wnioskach palinostratygraficznych (tab. 2). Krytycznie odniesiono się jedynie do prawdopodobnych oznaczeń taksonów: ?*Torispora securis*, ?*Torispora* sp., ?*Vestispora magna*, ?*Vestispora reticulata*, prekursorów mikroflory górnego westfalu B oraz westfalu C, jak również do oznaczeń rodzajowych niektórych innych taksonów ważnych stratygraficznie (*Endosporites* sp., *Florinites* sp., *Grumosisporites* sp., *Radiizonates* sp., *Raistrickia* sp., *Reticulatisporites* sp. i *Stenozonotriletes* sp.). W kontekście palinostratygraficznym znaczenie posiadają jedynie ich gatunki, spośród których w zespołach stwierdzono: *Endosporites globiformis*, *E. ornatus*, *Florinites antiquus, F. junior, F.* cf. *junior*, *Florinites mediapudens, Florinites cf. pumicosus, Radiizonates aligerens, Raistrickia* cf. *pallida* i *Reticulatisporites reticulatus* (tab. 2). Uwzględniając zweryfikowane zagadnienia, palinostratygrafia utworów klastycznych karbonu w profilu Bodzanów IG 1 na głęb. 4535,4–4927,7 m przedstawia się następująco.

Baszkir. Wiek utworów na głęb. 4615,4–4927,7 m określono z prawdopodobieństwem w zakresie górnego namuru B, C (?)–górnego westfalu A na podstawie niżej scharakteryzowanych cech asocjacji. W spektrum sporowym przeważają taksony długowieczne z rodzajów i gatunków powszechnych w karbonie – od górnego wizenu do westfalu D, reprezentowane najliczniej przez mikrospory *Lycospora* spp. i *Laevigatosporites* spp., oraz *Calamospora* spp., *Cingulizonates* spp., *Densosporites* spp., *Dictyotriletes* sp., *Granulatisporites* spp., *Knoxisporites* sp., *Leiotriletes* spp., *Lophotriletes* sp., *Punctatisporites* sp., *Reticulatisporites* sp., *Verrucosisporites* sp., oraz ziarna pyłku *Schulzospora* spp. Spektrum taksonów diagnostycznych jest skrajnie ubogie, reprezentowane przez nieliczne rodzaje i gatunki mikrospor: *Bellispores nitidus, Crassispora kosankei, Cyclogranisporites orbicularis*, *Endosporites* spp., *Grumosisporites* sp., *Latosporites* sp., *Raistrickia* sp., *Stenozonotriletes* sp., oraz ziaren pyłku *Florinites* cf. *pumicosus* i *Florinites* sp., charakterystycznych dla biozon wyższego serpuchowu – baszkiru (górny namur A–westfal B). Stwierdzono także mio-

Zasięgi stratygraficzne ważnych rodzajów

Ranges of stratigraphically important genera and

Głębokość Depth [m] / Gatunki i rodzaje Genera and species	*Leiotriletes adnatoides*	*Endosporites* spp.	*Verrucosisporites* spp.	*Granulatisporites* spp.	*Punctatisporites* sp.	*Densosporites* spp.	*Lycospora* spp.	*Leiotriletes* spp.	*Calamospora* spp.	*Radizonates aligerens*	*Cingulizonates* spp.	*Latosporites* sp.	*Raistrickia* sp.	*Stenozonotriletes* sp.	*Lophotriletes* sp.	*Crassispora kosankei*	*Cyclogranisporites orbicularis*	*Laevigatosporites* spp.	*Florinites* cf. *pumicosus*	*Florinites* sp.	*Schulzospora* spp.	*Grumosisporites* sp.	*Monilospora* sp.	*Reticulatisporites* sp.	*Tripartites* cf. *vetustus*	*Tripartites* spp.	*Auroraspora hyalina*	*Knoxisporites* sp.	*Bellispores nitidus*	*Chaetosphaerites pollenisimilis*	*Radizonates sp.*	*Lophotriletes mosaicus*	*Florinites mediapudens*
4535,4			x	x	x	x	x	x	x						x	x	x	x															
4545,5			x	x	x	x	x	x	x						x	x		x												x			
4550,2				x		x	x	x	x					x	x	x		x														x	x
4552,9				x		x	x		x																								
4584,7		x	x				x									x		x		x											x	x	x
4615,4				x				x																									
4620,8				x		x	x	x			x										x			x	x	x	x	x	x	x			
4658,1						x	x	x	x				x									x	x										
4660,8				x			x		x				x																				
4705,2						x	x																										
4761,0						x	x	x	x		x				x																		
4761,2		x		x	x	x	x														x												
4824,0						x	x																										
4853,5						x	x																										
4855,7					x	x	x		x							x			x	x													
4856,4			x	x		x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x															
4857,8						x	x		x	x	x																						
4906,5					x	x	x	x	x																								
4927,7	x	x	x	x	x	x	x																										

spory na wtórnym złożu – relikty taksonów przewodnich dla biozon *vetustus-fracta* (VF) oraz *nitidus-carnosus* (NC) górnego wizenu–niższego serpuchowu: *Monilospora* sp., *Tripartites* cf. *vetustus*, *Tripartites* spp. (tab. 3) (Clayton i in., *op.cit.*, Kmiecik, 2001). Obecność taksonów diagnostycznych, z których większość oznaczono do rodzaju, nie jest wystarczającą przesłanką do jednoznacznej weryfikacji wieku oraz określenia pozycji palinostratygraficznej tej części profilu. Jedynie poziom rozkwitu mikrospor z gatunku *Crassispora kosankei* (Potonie *et* Kremp) Smith *et* Butterworth skłania do postawienia tezy, że zespoły miospor w tym odcinku profilu mogą być częściowymi odpowiednikami biozon *kosankei-varioreticulatus* (KV), jak również *fulva-reticulatus* (FR) faunistycznie udokumentowanego wyższego baszkiru (namur B–C) w zakresie zon goniatytowych R1–R2 (*Reticuloceras*) pięter Kinderscourtian – Marsedian oraz zony G1 (*Gastrioceras*) piętra Yaedonian (Clayton i in., *op.cit.*). Ekwiwalentami tych biozon w lubelskim basenie karbońskim są poziomy sporowe: *Reticulatisporite*s carnosus (Rc) i *Grumosisporites varioreticulatus* (Gv), a także

Tabela 2

i gatunków miospor z utworów karbonu

species of miospores in Carboniferous deposits

Latosporites latus	*Cyclogranisporites* spp.	*Leiotriletes adnatus*	*Florinites antiquus*	*Vestispora costata*	*Florinites junior*	*Punctatosporites minutus*	*Lycospora triangulata*	*Vestispora pseudoreticulata*	*Cirratriradites saturni*	*Cyclogranisporites orbiculus*	*Raistrickia* cf. *pallida*	*Dictyotriletes* cf. *reticulocingulum*	*Endosporites globiformis*	*Vestispora reticulata*	*Cristatisporites* cf. *solaris*	*Microreticulatisporites* cf. *sulcatus*	*Endosporites ornatus*	*Savitrisporites nux*	*Granisporites medius*	*Acanthotriletes microspinosus*	*Dictyotriletes* sp.	*Vestispora* sp.	*Lycospora brevijuga*	*Calamospora flexilis*	*Florinites* cf. *junior*	*Punctatasporites sabulosus*	*Reticulatisporites reticulatus*	Stratygrafia zachodnioeuropejska (Heerlen, 1935) West European Stratigraphy	Lokalne poziomy miosporowe Lubelski Basen Karboński (LBK) (Kmiecik, 2001 Local miospore zones Lublin Carboniferous Basin (LCB)	Standardowa zonacja miosporowa (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004) West European Palynozonation	Stratygrafia globalna (Wagner red., 2008) Global stratigraphy
	x	x	x	x	x	x	x	x											x				x	x	x	x	x	WESTFAL B	Vm, Ts, Eg	NJ	BASZKIR
x						x	x													x	x	x									
x			x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x												
							x	x	x	x	x																				
x	x	x	x	x	x	x	x	x																							
																												GÓRNY NAMUR (B-C) (?) - - GÓRNY WESTFAL A	Vm, Ts, Eg	KV - RA	

variabilis-carnosus (VC) i *varioreticulatus-loricatus* (VL) (Kmiecik, 2001) (tab. 6). Prekursoryczne wystąpienie na głęb. 4856,4 m gatunku wskaźnikowego *Radiizonates aligerens* (Knox) Staplin *et* Jansonius, może sugerować także względnie młodszy wiek zespołu, poprzez korelację ze standardową biozoną *Radiizonates aligerens* (RA) faunistycznie udokumentowanego górnego westfalu A w zakresie zony *communis* do poziomu Katarzyna (Clay Cross) górnej części piętra Langsettian (Clayton i in., *op. cit.*), której lokalnymi odpowiednikami w LBK są poziomy sporowe: *Radiizonates aligerens* (Ra) i *Schulzospora rara* (Sr), a także *aligerens-rara* (AR) (Kmiecik, 2001) (tab. 6).

Wiek utworów na głęb. 4535,4–4584,7 m określono na westfal B na podstawie spektrum taksonów charakterystycznych dla zespołów miosporowych tej części karbonu (Clayton i in., *op. cit.*, Kmiecik, 2001). Wśród taksonów długowiecznych stwierdzono niektóre rodzaje oraz gatunki powszechne w karbonie: *Acanthotriletes*, *Calamospora* spp., *Cyclogranisporites* spp., *Densosporites* spp., *Granulatisporites* spp., *Leiotriletes* spp., *Lycospora* spp., *Punc-*

Tabela 3

Występowanie rodzajów i gatunków miospor w próbkach

Genera and species in samples

Głębokość Depth [m]	Miospory (Kmiecik, 1982) Miospores
4535,4	*Acanthotriletes spinosus* ?, *Apiculatisporis spinosaetosus* ?, *Calamospora flexilis*, *Calamospora minuta*, *Calamospora pedata*, *Calamospora* spp., *Crassispora kosankei*, *Cyclogranisporites aureus*, *Cyclogranisporites microgranus* ?, *Cyclogranisporites orbicularis*, *Densosporites* sp., *Florinites antiquus*, *Florinites* cf. *junior*, *Florinites mediapudens* ?, *Florinites* spp., *Granisporites medius*, *Granulatisporites granulatus*, *Granulatisporites microgranifer*, *Granulatisporites minutus*, *Laevigatosporites desmoinensis*, *Laevigatosporites minor*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Leiotriletes adnatus*, *Leiotriletes flaccus*, *Leiotriletes sphaerotriangulus*, *Leiotriletes* cf. *tumidus*, *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Lycospora brevijuga*, *Lycospora granulata*, *Lycospora parva*, *Lycospora pellucida*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora triangulata*, *Lycospora* spp., *Punctatasporites sabulosus*, *Punctatisporites* sp., *Punctatosporites minutus*, *Reticulatisporites reticulatus*, *Torispora* ? *securis* ?, *Verrucosisporites donari*, *Verrucosisporites microverrucosus*, *Vestispora costata*, *Vestispora magna* ?, *Vestispora pseudoreticulata*, *Vestispora reticulata* ?, *Vestispora* spp.
4545,5	*Acanthotriletes microspinosus*, *Acanthotriletes* sp., *Calamospora flexilis*, *Calamospora microrugosa*, *Chaetosphaerites pollenisimilis*, *Crassispora kosankei*, *Densosporites* sp., *Dictyotriletes* sp., *Endosporites globiformis* ?, *Florinites* spp., *Granulatisporites granulatus*, *Granulatisporites* sp., *Laevigatosporites minor*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Latosporites latus*, *Leiotriletes sphaerotriangulus*, *Lophotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora pellucida*, *Lycospora triangulata*, *Lycospora* sp., *Punctatisporites* sp., *Punctatosporites minutus*, *Raistrickia* spp., *Torispora* sp.?, *Tripartites* sp.?, *Verrucosisporites* sp., *Vestispora* sp., *Wilsonites* sp.?
4550,2	*Calamospora microrugosa*, *Calamospora pallida*, *Calamospora* sp., *Cirratriradites saturni*, *Crassispora kosankei*, *Cristatisporites* cf. *solaris*, *Cyclogranisporites orbiculus*, *Densosporites granulatus*, *Densosporites* sp., *Dictyotriletes* cf. *reticulocingulum*, *Endosporites globiformis*, *Endosporites ornatus*, *Florinites antiquus*, *Florinites junior*, *Florinites mediapudens*, *Florinites* spp., *Granisporites medius*, *Granulatisporites granulatus*, *Granulatisporites microgranifer*, *Laevigatosporites minor*, *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes mosaicus*, *Lophotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Microreticulatisporites* cf. *sulcatus*, *Punctatosporites minutus*, *Raistrickia* cf. *pallida*, *Savitrisporites nux*, *Stenozonotriletes* sp., *Vestispora costata*, *Vestispora pseudoreticulata*, *Vestispora reticulata*, *Vestispora* spp.
4552,9	*Calamospora* sp.,*Cirratriradites saturni*, *Cyclogranisporites orbiculus*, *Densosporites* sp., *Florinites* spp., *Granulatisporites microgranifer*, *Lycospora parva*, *Lycospora pellucida*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora triangulata*, *Raistrickia* cf. *pallida*, *Vestispora pseudoreticulata*
4584,7	*Crassispora kosankei*, *Cyclogranisporites leopoldii*, *Cyclogranisporites* sp., *Endosporites zonalis* ?, *Endosporites* sp., *Florinites antiquus*, *Florinites junior*, *Florinites mediapudens*, *Florinites* sp., *Laevigatosporites vulgaris*, *Latosporites latus*, *Leiotriletes adnatus*, *Lophotriletes mosaicus*, *Lycospora granulata*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora triangulata*, *Microreticulatisporites nobilis* ?, *Punctatosporites minutus*, *Radiizonates* sp., *Verrucosisporites microverrucosus*, *Vestispora costata*, *Vestispora pseudoreticulata*
4615,4	*Granulatisporites microgranifer*, *Leiotriletes* cf. *sphaerotriangulus*
4620,8	*Auroraspora hyalina*, *Auroraspora* ? sp., *Bellispores nitidus*, *Chaetosphaerites pollenisimilis*, *Cingulizonates* sp., *Crassispora* ? sp., *Densosporites* sp., *Dictyotriletes* sp., *Knoxisporites* sp., *Leiotriletes* cf. *sphaerotriangulus*, *Leiotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* spp., *Reticulatisporites* sp., *Schulzospora* spp., *Tripartites* cf. *vetustus*, *Tripartites* spp.
4658,1	*Calamospora* sp., *Densosporites* spp., *Diatomozonotriletes* ? sp., *Grumosisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* sp., *Monilospora* sp., *Raistrickia* sp., *Rotaspora*? *knoxi* ?
4660,8	*Calamospora* sp., *Granulatisporites* sp., *Lycospora* cf. *pusilla*, *Lycospora* sp., *Raistrickia* sp.
4705,2	*Cingulizonates* ? sp., *Crassispora* ? sp., *Densosporites anulatus* ?, *Densosporites coronarius* ?, *Densosporites* spp., *Laevigatosporites* ? sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* cf. *pusilla*, *Lycospora* spp.
4761,0	*Calamospora* sp., *Cingulizonates* cf. *tuberosus*, *Densosporites* spp., *Florinites* ? (*Endosporites* ?) sp., *Granulatisporites* ? sp., *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* spp.
4761,2	*Cingulizonates* cf. *radiatus*, *Crassispora* ? sp., *Densosporites* spp., *Endosporites* spp., *Granulatisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* ? sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Punctatisporites* sp., *Schulzospora* ? spp., *Spencerisporites* ? sp., *Triquitrites* ? (*Ahrensisporites* ?) sp., *Verrucosisporites* ? (*Grumosisporites* ?) sp.
4824,0	*Densosporites* spp., *Granulatisporites* ? sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp.
4853,5	*Calamospora* ? sp., *Cingulizonates* ? (*Radiizonates* ?) sp., *Crassispora* ? sp., *Densosporites* spp., *Florinites* ? sp., *Lophotriletes* ? sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* spp., *Punctatisporites* ? sp., *Verrucosisporites* ? sp.
4855,7	*Calamospora microrugosa*, *Calamospora* sp., *Crassispora kosankei*, *Densosporites* spp., *Endosporites* ? (*Florinites* ?) sp., *Florinites* cf. *pumicosus*, *Florinites* sp., *Granulatisporites* ? sp., *Leiotriletes* ? sp., *Lycospora pellucida*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Punctatisporites* sp., *Schulzospora* ? sp., *Verrucosisporites* ? sp.
4856,4	*Calamospora microrugosa*, *Calamospora* sp., *Cingulizonates radiatus*, *Crassispora kosankei*, *Cristatisporites* ? sp., *Cyclogranisporites orbicularis*, *Densosporites* spp., *Endosporites globiformis* ?, *Florinites antiquus* ?, *Florinites* ? (*Potonieisporites* ?) sp., *Granulatisporites* sp., *Laevigatosporites vulgaris*, *Latosporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Lycospora pellucida*, *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Radiizonates aligerens*, *Raistrickia* sp., *Schulzospora rara* ?, *Stenozonotriletes* sp., *Verrucosisporites* sp.
4857,8	*Cingulizonates* sp., *Densosporites anulatus*, *Densosporites* spp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* spp.
4906,5	*Calamospora pallida*, *Calamospora* spp., *Densosporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Punctatisporites* sp.
4927,7	*Cyclogranisporites* ? sp., *Densosporites* sp., *Endosporites* sp., *Florinites* ? sp., *Granisporites* ? sp., *Granulatisporites* sp., *Leiotriletes adnatoides*, *Lophotriletes* ? sp., *Lycospora punctata*, *Lycospora* spp., *Punctatisporites* sp., *Verrucosisporites* sp.

Tabela 4

Zespoły miospor w karbonie

Carboniferous miospore assemblages

Głębokość Depth [m] Wiek zespołu Age of assemblage (Kmiecik, 1982)	Zespoły miospor w profilu Bodzanów IG 1 Miospore assemblages in the Bodzanów IG 1 section
4535,4–4584,7 westfal B	*Acanthotriletes microspinosus*, *Acanthotriletes* sp., *Calamospora* spp. (*C. flexilis*, *C. microrugosa*, *C. minuta*, *C. pallida*, *C. pedata*, *Calamospora* sp., oraz inne *Calamospora* spp.), *Chaetosphaerites pollenisimilis*, *Cirratriradites saturni, Crassispora kosankei*, *Cristatisporites* cf. *solaris*, *Cyclogranisporites* spp. (*C. aureus*, *C. leopoldii*, *Cyclogranisporites* sp.), *Cyclogranisporites orbicularis*, *C. orbiculus*, *Densosporites* spp. (*D. granulatus*, *Densosporites* sp.), *Dictyotriletes* cf. *reticulocingulum*, *Dictyotriletes* sp., *Endosporites globiformis*, *Endosporites ornatus*, *Endosporites* sp., *Florinites antiquus*, *Florinites junior*, *Florinites* cf. *junior*, *Florinites mediapudens*, *Florinites* sp., oraz inne *Florinites* spp., *Granisporites medius*, *Granulatisporites* spp. (*G. granulatus*, *G. microgranifer*, *G. minutus*, *Granulatisporites* sp.), *Laevigatosporites* spp. (*L. minor*, *L. vulgaris*, *L. desmoinensis*), *Latosporites latus*, *Leiotriletes* spp. (*L. flaccus*, *L. sphaerotriangulus*, *Leiotriletes* cf. *tumidus, Leiotriletes* sp.), *Leiotriletes adnatus*, *Lophotriletes mosaicus*, *Lophotriletes* sp., *Lycospora* spp. (*L. granulata*, *L. parva*, *L. pellucida*, *L. punctata*, *L. pusilla*, *Lycospora* sp., oraz inne *Lycospora* spp.), *Lycospora brevijuga*, *Lycospora triangulata*, *Microreticulatisporites* cf. *sulcatus*, *Punctatasporites sabulosus*, *Punctatisporites* sp., *Punctatosporites minutus*, *Radiizonates* sp., *Raistrickia* cf. *pallida* oraz inne *Raistrickia* spp., *Reticulatisporites reticulatus*, *Savitrisporites nux*, *Stenozonotriletes* sp., *Verrucosisporites* spp. (*V. donari*, *V. microverrucosus*, *Verrucosisporites* sp.), *Vestispora costata*, *Vestispora pseudoreticulata*, *Vestispora reticulata*, *Vestispora* sp. oraz inne *Vestispora* spp.
4615,4–4824,0 westfal A?–westfal B?	*Auroraspora hyalina*, *Bellispores nitidus*, *Calamospora* sp., *Chaetosphaerites pollenisimilis*, *Cingulizonates* spp. (*C.* cf. *radiatus*, *C.* cf. *tuberosus*, *Cingulizonates* sp.), *Densosporites* sp. oraz inne *Densosporites* spp., *Dictyotriletes* sp., *Endosporites* spp., *Granulatisporites* spp. (*G. microgranifer*, *Granulatisporites* sp.), *Grumosisporites* sp., *Knoxisporites* sp., *Leiotriletes* spp. (*L.* cf. *sphaerotriangulus*, *Leiotriletes* sp.), *Lophotriletes* sp., *Lycospora* spp., (*L. punctata*, *L. pusilla*, *L.* cf. *pusilla*, *Lycospora* sp., oraz inne *Lycospora* spp.), *Monilospora* sp., *Punctatisporites* sp., *Raistrickia* sp., *Reticulatisporites* sp., *Schulzospora* spp., *Tripartites* cf. *vetustus* oraz inne *Tripartites* spp.
4853,3–4927,7 westfal A?	*Calamospora* spp., (*C. microrugosa*, *C. pallida*, *Calamospora* sp., oraz inne *Calamospora* spp.), *Cingulizonates* spp. (*C. radiatus*, *Cingulizonates* sp.), *Crassispora kosankei*, *Cyclogranisporites orbicularis*, *Densosporites* spp. (*D. anulatus*, *Densosporites* sp., oraz inne *Densosporites* spp.), *Endosporites* sp., *Florinites* cf. *pumicosus*, *Florinites* sp., *Granulatisporites* sp., *Laevigatosporites vulgaris*, *Latosporites* sp., *Leiotriletes* spp. (*L. adnatoides*, *Leiotriletes* sp.), *Lophotriletes* sp., *Lycospora* spp. (*L. punctata*, *L. pusilla*, *L. pellucida*, oraz inne *Lycospora* spp.), *Punctatisporites* sp., *Radiizonates aligerens*, *Raistrickia* sp., *Stenozonotriletes* sp., *Verrucosisporites* sp.

tatisporites i *Verrucosisporites* spp. Spektrum taksonów diagnostycznych stanowią rodzaje i gatunki zespołów wyższego baszkiru – w zakresie górnego westfalu A–westfalu B, reprezentowane przez: *Acanthotriletes microspinosus, Cirratriradites saturni, Crassispora kosankei, Cristatisporites* cf. *solaris*, *Cyclogranisporites orbicularis*, *Cyclogranisporites orbiculus, Dictyotriletes* cf. *reticulocingulum, Endosporites globiformis, Endosporites ornatus, Florinites* (*F. antiquus, F. junior, F. mediapudens*), *Laevigatosporites* (*L. desmoinensis, L. minor, L. vulgaris*), *Latosporites latus*, *Leiotriletes adnatus*, *Lophotriletes mosaicus, Lycospora brevijuga*, *Lycospora triangulata*, *Punctatosporites minutus, Radiizonates* sp., *Raistrickia* cf. *pallida*, *Reticulatisporites reticulatus, Savitrisporites nux*, *Stenozonotriletes* sp. oraz *Vestispora* (*V. costata, V. pseudoreticulata*) (tab. 2, 3). Obecność wielu gatunków *Endosporites* spp., *Florinites* spp., *Laevigatosporites* spp. i *Vestispora* spp. sugeruje związek z biozoną *Radiizonates aligerens* (RA) górnego westfalu A, a także częścią biozony *nobilis-junior* (NJ) w zakresie westfalu B (Clayton i in., *op. cit.*) (tab. 2, 4, 6). Brak gatunków: *Bellispores nitidus* oraz *Schulzospora* spp., znaczący udział mikrospor *Crassispora kosankei*, *Laevigatosporites* spp., *Vestispora* spp., a także ziaren pyłku *Florinites*, stanowi przesłankę do identyfikacji biozony NJ. Potwierdza to również regularne występowanie gatunku wskaźnikowego tej biozony – *Florinites junior* Potonie *et* Kremp (Clayton i in., *op. cit.*) (tab. 2, 3, 4). Na podstawie powyższej charakterystyki należałoby uznać, że ta część profilu jest wiekowym odpowiednikiem wyższego baszkiru, poprzez korelację z częścią standardowej biozony *nobilis-junior* faunistycznie udokumentowanego westfalu B w zakresie górnej części zony *modiolaris*, od poziomu Katarzyna (Clay Cross), oraz dolnej części zony *similis-pulchra*, do poziomu Ägir piętra Duckmantian (Clayton i in,. *op.cit.*), oraz lokalnym poziomem *Endosporites globiformis* (Eg), a także częścią poziomu g*lobiformis-bireticulatus* (GB) (Kmiecik, 2001) (tab. 6). Jednocześnie, regularne i liczne występowanie mikrospor *Monoletes* z gatunku *Punctatosporites minutus* od głęb. 4550,2 m inicjuje cechy młodszego zespołu westfalu B i stanowi przesłankę do identyfikacji

Tabela 5

Rodzaje i gatunki miospor karbonu

Genera and species of Carboniferous miospores

Acanthotriletes sp.	*Laevigatosporites minor* Loose
Acanthotriletes microspinosus (Ibrahim) Potonie et Kremp	*Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger
Auroraspora hyalina (Naumova) Streel	*Latosporites latus* (Kosanke) Potonie et Kremp
Bellispores nitidus (Horst) Sullivan	*Latosporites* sp.
Calamospora flexilis Kosanke	*Leiotriletes adnatoides* Potonie et Kremp
Calamospora microrugosa (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall	*Leiotriletes adnatus* (Kosanke) Potonie et Kremp
Calamospora minuta Bharadwaj	*Leiotriletes flaccus* Ischenko
Calamospora pallida (Loose) Schopf, Wilson, Bentall	*Leiotriletes sphaerotriangulus* (Loose) Potonie et Kremp
Calamospora pedata Kosanke	*Leiotriletes* cf. *sphaerotriangulus* (Loose) Potonie et Kremp
Calamospora sp.	*Leiotriletes* cf. *tumidus* Butterworth et Williams
Chaetosphaerites pollenisimilis (Horst) Butterworth et Williams	*Leiotriletes* sp.
Cingulizonates radiatus Dybova et Jachowicz	*Lophotriletes mosaicus* Potonie et Kremp
Cingulizonates cf. *radiatus* Dybova et Jachowicz	*Lophotriletes* sp.
Cingulizonates cf. *tuberosus* Dybova et Jachowicz	*Lycospora brevijuga* Kosanke
Cingulizonates sp.	*Lycospora granulata* Kosanke
Cirratriradites saturni (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall	*Lycospora parva* Kosanke
Crassispora kosankei (Potonie et Kremp) Smith et Butterworth	*Lycospora pellucida* (Wicher) Schopf, Wilson, Bentall
Cristatisporites cf. *solaris* (Balme) Butterworth et Smith	*Lycospora punctata* Kosanke
Cyclogranisporites aureus (Loose) Potonie et Kremp	*Lycospora* cf. *pusilla* (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall
Cyclogranisporites leopoldii (Kremp) Potonie et Kremp	*Lycospora pusilla* (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall
Cyclogranisporites orbicularis (Kosanke) Potonie et Kremp	*Lycospora triangulata* Bharadwaj
Cyclogranisporites orbiculus Potonie et Kremp	*Lycospora* sp.
Cyclogranisporites sp.	*Microreticulatisporites* cf. *sulcatus* (Wilson et Kosanke) Smith et Butterworth
Densosporites anulatus (Loose) Smith et Butterworth	*Monilospora* sp.
Densosporites granulatus (Loose) Dybova et Jachowicz	*Punctatasporites sabulosus* Ibrahim
Densosporites sp.	*Punctatisporites* sp.
Dictyotriletes cf. *reticulocingulum* (Loose) Smith et Butterworth	*Punctatosporites minutus* (Ibrahim) Alpern et Doubinger
Dictyotriletes sp.	*Radiizonates aligerens* (Knox) Staplin et Jansonius
Endosporites globiformis (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall	*Radiizonates* sp.
Endosporites ornatus Wilson et Coe	*Raistrickia* cf. *pallida* Dybova et Jachowicz
Endosporites sp.	*Raistrickia* sp.
Florinites antiquus Schopf	*Reticulatisporites reticulatus* (Ibrahim) Ibrahim
Florinites cf. *junior* Potonie et Kremp	*Reticulatisporites* sp.
Florinites junior Potonie et Kremp	*Savitrisporites nux* (Butterworth et Williams) Smith et Butterworth
Florinites mediapudens (Loose) Potonie et Kremp	*Schulzospora* spp.
Florinites cf. *pumicosus* (Ibrahim) Schopf, Wilson, Bentall	*Stenozonotriletes* sp.
Florinites sp.	*Tripartites* cf. *vetustus* Schemel
Granisporites medius Dybova et Jachowicz	*Verrucosisporites donari* Potonie et Kremp
Granulatisporites granulatus Ibrahim	*Verrucosisporites microverrucosus* Ibrahim
Granulatisporites microgranifer Ibrahim	*Verrucosisporites* sp.
Granulatisporites minutus Potonie et Kremp	*Vestispora costata* (Balme) Spode ex Smith et Butterworth
Granulatisporites sp.	*Vestispora pseudoreticulata* Spode ex Smith et Butterworth
Grumosisporites sp.	*Vestispora reticulata* (Laveine) Loboziak
Knoxisporites sp.	*Vestispora* sp.
Laevigatosporites desmoinensis (Wilson et Coe) Schopf, Wilson, Bentall	

Tabela 6

Korelacja podziałów palinostratygraficznych karbonu Europy Zachodniej i lokalnych basenu lubelskiego

Comparison of Carboniferous palynozonation schemes between Western Europe and the Lublin Carboniferous Basin, Poland

Stratygrafia globalna (Wagner i in., 2008) Global stratigraphy	Chronostratygrafia Europa Zachodnia (Clayton i in., 1977) Chronostratigraphy West Europe						Palinostratygrafia Palynostratigraphy		
							Europa Zach. West Europe	Polska Poland	
							Clayton i in., 1977	Lubelski Basen Karboński (lokalna zonacja sporowa) (Kmiecik, 1987, 1988, 2001) Lublin Carboniferous Basin local miospore zones	Zunifikowana zonacja miosporowa karbonu Polskich Zagłębi Węglowych (Kmiecik, 1987) Unified palynozonation of Polish coal basins
KAZIMOW	STEFAN	A		Prolifera		Barruelian / Cantabrian	ST		LU *laevigatus-unicus* / GT *gigantea-trileta*
MOSKOW	WESTFAL	D		*Tenuis*		(no formal name)	OT	Wi *W. irregularis*	OE *obscura-exiquus*
		C	p.f. Agir	*Phillipsii*		Bolsovian	SL	Vf *V. fenestrata*	SF *securis-fenestrata*
BASZKIR		B	P.f. Katarzyna (Clay Cross)	*Similis Pulchra* / Modiolaris		Duckmantian	NJ	Vm *V. magna* / Ts *T. sculptilis* / Eg *E. globiformis*	GB *globiformis-bireticulatus*
		A	p.f. *Gastrioceras subcrenatum*	Communis		Langsettian	RA	Sr *Sch. rara* / Ra *R. aligerens*	AR *aligerens-rara*
							SS	Lp *L. punctata*	PF *punctata-fulva*
	NAMUR	C		G2 Lenisulcata / G1		Yeadonian	FR	Gv *G. varioreti--culatus*	VL *varioreticulatus--loricatus*
		B		R	R2	Marsdenian	KV	Rc *R. carnosus*	VC *variabilis-carnosus*
					R1	Kinderscoutian			
SERPUCHOW		A		H	H2	Alportian	SO		PK *pollenisimilis-knoxi*
					H1	Chokierian		Chp *Ch. pollenisimilis*	
				E	E2 c / b / a	Arnsbergian	TK		RU *rugosus-ubertus*
					E1	Pendleian	NC	Tr *T. rugosus*	
WIZEN	WIZEN	V3	V3c	Go γ / β	P	P2	VF	Ds *D. saetosus*	AS *aurita-saetosus*
						P1			

wyższej części biozony *nobilis-junior* oraz jej lokalnych odpowiedników – poziomów *Triquitrites sculptilis* (Ts) i *Vestispora magna* (Vm), a także poziomu *globiformis – bireticulatus* (GB) (Kmiecik, 2001) (tab. 5). Wskazuje na to również prekursoryczne współwystępowanie gatunków reprezentatywnych dla młodszych biozon westfalu (C, D): *Punctatasporites sabulosus*, *Microreticulatisporites* cf. *sulcatus* i *Vestispora reticulata* (tab. 2, 3, 4). Uwzględniając zatem wszystkie przesłanki palinologiczne można zauważyć, że ta część profilu jest wiekowym odpowiednikiem wyższego baszkiru w zakresie westfalu B, poprzez korelację z częścią standardowej biozony *nobilis-junior* oraz lokalnymi poziomami: *Endosporites globiformis* (Eg), *Triquitrites sculptilis* (Ts), *Vestispora magna* (Vm), a także poziomem *globiformis-bireticulatus* (GB) (Clayton i in., *op cit.*, Kmiecik, 2001) (tab. 6).

Aleksandra TRZEPIERCZYŃSKA, Teresa MIGIER

CHARAKTERYSTYKA PALEOBOTANICZNA I FITOSTRATYGRAFIA KARBONU

Charakterystykę paleobotaniczną i fitostratygrafię utworów karbonu w profilu Bodzanów IG 1 opracowano na podstawie dokumentacji archiwalnej (Migier, 1982). Badania makroflorystyczne wykonano dla kilkunastu próbek pochodzących z głęb. 4513,5–4927,8 m. Względnie dobrze zachowane pojedyncze okazy flory karbońskiej stwierdzono na głęb.: 4535,4; 4550,2; 4552,0–4552,5; 4552,5–4553,9; 4584,0 oraz 4927,8 m. Na podstawie powinowactwa rodzajów i gatunków skamieniałości do roślin macierzystych (systematyka naturalna Kotasowa, 1989, 1990; Kotasowa, Migier, 2001), oznaczono 13 rodzajów i 9 gatunków skamieniałości pochodnych paprotników (*Pteridophyta*), roślin paprociolistnych (*Pteridophylla*) i kordaitów (*Cordaites*). Paprotniki reprezentowane są przez widłaki (*Lycopsida*) i rośliny skrzypowe (*Sphenopsida*). Wśród roślin skrzypowych stwierdzono: *Calamites* i *Stylocalamites* – przedstawicieli skrzypowców (*Equisetales*), oraz *Sphenophyllum* z grupy klinolistów (*Sphenophyllales*). Zachowały się fragmenty pni kalamitów z rodzajów i gatunków: *Calamites* sp. i *Stylocalamites undulatus*. Przetrwały także organy generatywne kalamitów – korzonki typu *Pinnularia* sp., oraz okółki liściowe klinolistów z gatunków: *Sphenophyllum cuneifolium* i *Sphenophyllum myriophyllum*. Widłaki są reprezentowane przez drzewiaste lepidofity (lepidodendrony i sigilarie). Stwierdzono skamieniałości sigilarii – fragmenty pni i kory z poduszeczkami liściowymi z rodzajów oraz gatunków *Syringodendron* sp. i *Sigillaria mamillaris*, a także organy generatywne lepidodendronów – liście asymilacyjne *Lepidophyllum* sp. i szyszki zarodniowe *Lepidostrobus* sp. Gromadę roślin paprociolistnych reprezentują skamieniałości paproci nasiennych – liście i listeczki *Neuropteris* (*N. loshii, N.* cf. *loshii N. obliqua, N.* cf. *tenuifolia*, *N. tenuifolia*), *Paripteris gigantea* i *Sphenopteris* sp., oraz zarodnikowych

Tabela 7

Rodzaje i gatunki makroflory karbonu

Genera and species of Carboniferous macroflora

Calamites sp.
Cordaites sp.
Lepidophyllum sp.
Lepidostrobus sp.
Neuropteris loshii Lindley et Hutton
Neuropteris cf. *loshii* Lindley et Hutton
Neuropteris obliqua (Brongniart) Zeiller
Neuropteris tenuifolia (Schlotheim) Brongniart
Neuropteris cf. *tenuifolia* (Schlotheim) Brongniart
Pecopteris (Asterotheca) miltoni Artis
Pinnularia sp.
Sigillaria mamillaris Brongniart
Sphenophyllum cuneifolium (Sternberg) Zeiller
Sphenophyllum myriophyllum Crepin
Stylocalamites undulatus Sternberg
Syringodendron sp.

Tabela 8

Komponenty paleofitocenozy karbonu

Flora assemblage of Carboniferous paleophytocenosis

I. Rośliny paprociolistne (Pteridophylla)
1. *Neuropteris loshii* Lindley et Hutton
2. *Neuropteris* cf. *loshii* Lindley et Hutton
3. *Neuropteris obliqua* (Brongniart) Zeiller
4. *Neuropteris tenuifolia* (Schlotheim) Brongniart
5. *Neuropteris* cf. *tenuifolia* (Schlotheim) Brongniart
6. *Pecopteris (Asterotheca) miltoni* Artis
II. Widłaki (Lycopsida)
1. *Lepidophyllum* sp.
2. *Lepidostrobus* sp.
3. *Sigillaria mamillaris* Brongniart
4. *Syringodendron* sp.
III. Rośliny skrzypowe (Sphenopsida)
1. *Calamites* sp.
2. *Pinnularia* sp.
3. *Sphenophyllum cuneifolium* (Sternberg) Zeiller
4. *Sphenophyllum myriophyllum* Crepin
5. *Stylocalamites undulatus* Sternberg
IV. Kordaity (Cordaitopsida)
1. *Cordaites* sp.

Pecopteris (*Asterotheca*) *miltoni*. Fragmenty liści *Cordaites* sp. dowodzą obecności kordaitów (*Cordaitopsida*), prekursorów terestrycznych roślin szpilkowych. Jedynie w próbkach na głęb. 4513,5 oraz 4516,3 m występowały nieoznaczalne szczątki roślin paprociolistnych i skrzypów (tab. 7–9).

Wskaźnikami stratygraficznymi są gatunki: *Sigillaria mamillaris*, występujący najczęściej w zespołach westfalu B, *Pecopteris* (*Asterotheca*) *miltoni* i *Neuropteris* (*N. loshii, N.* cf. *loshii N. obliqua, N.* cf. *tenuifolia, N. tenuifolia*), diagnostyczne dla flory wyższego baszkiru i moskowu (w zakresie westfalu A–C), a także *Paripteris gigantea*, którego górna granica zasięgu stratygraficznego w karbonie lubelskiego zagłębia węglowego sięga maksymalnie dolnego westfalu B. Pozostałe rodzaje i gatunki jak: *Sphenophyllum cuneifolium*, *Sphenophyllum myriophyllum*, *Stylocalamites undulatus* i *Sphenopteris* sp. należą do taksonów długowiecznych reprezentujących florę serpuchowu, baszkiru i moskowu (namur A–westfal). Znane zasięgi stratygraficzne taksonów występujących w zespole z głęb. 4513,5–4927,8 m sugerują, że ta część profilu jest prawdopodobnie odpowiednikiem wyższego baszkiru w zakresie górnego westfalu A–westfalu B (Kotasowa, Migier, 2001).

Tabela 9

Zespoły flory wyższego baszkiru (westfal A–B)

Flora assemblages of the Upper Bashkirian

Grupa roślinności/rodzaje i gatunki Type of flora / Genera and species	Liczba wystąpień skamieniałości Quantity of fossils
Zespół flory wyższego baszkiru (4513,5–4927,8 m)	
I. Rośliny paprociolistne (Pteridophylla)	
Neuropteris loshii Lindley et Hutton	1
Neuropteris cf. *loshii* Lindley et Hutton	1
Neuropteris obliqua (Brongniart) Zeiller	1
Neuropteris tenuifolia (Schlotheim) Brongniart	1
Neuropteris cf. *tenuifolia* (Schlotheim) Brongniart	1
Pecopteris (Asterotheca) miltoni Artis	1
II. Widłaki (Lycopsida)	
Lepidophyllum sp.	1
Lepidostrobus sp.	1
Sigillaria mamillaris Brongniart	1
Syringodendron sp.	1
III. Rośliny skrzypowe (Sphenopsida)	
Calamites sp.	1
Pinnularia sp	1
Sphenophyllum cuneifolium (Sternberg) Zeiller	1
Sphenophyllum myriophyllum Crepin	1
Stylocalamites undulatus Sternberg	1
IV. Kordaity (Cordaitopsida)	
Cordaites sp.	1

Aleksandra KOZŁOWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW KARBONU

Wstęp

Charakterystyka skał karbonu, należących do utworów baszkiru, powstała na podstawie analizy 72 próbek (tab. 10). Zastosowano podział stratygraficzny globalnych pięter karbonu przyjęty przez Waksmundzką (ten tom). Badane utwory są reprezentowane przez skały klastyczne i lokalnie skałę węglanową (syderyt). W dolnej części profilu występują skały wulkanoklastyczne: zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce (tab. 10), powyżej – piaskowce od drobno- do gruboziarnistych. Profil zamykają iłowce, mułowce i bardzo drobnoziarniste piaskowce oraz syderyt.

Popek (1982) przedstawiła charakterystykę petrograficzną utworów karbonu w otworze wiertniczym Bodzanów IG 1, która jest zamieszczona w dokumentacji wynikowej tego otworu (Dokumentacja…, 1982). Następnie, Kozłowska (1996, 1998) wykonała szczegółową analizę petrograficzną tych skał, wykorzystując nowe metody badawcze. Wszystkie próbki objęto badaniami w mikroskopie polaryzacyjnym, stosując standardową analizę mikroskopową płytek cienkich. Część próbek poddano analizie barwnikowej oraz analizie porowatości. Dodatkowo szczegółowe badania wykonano w piaskowcach, stosując następujące metody: analizę katodoluminescencyjną, badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS, badania chemiczne, oznaczenia izotopowe wieku K/Ar (Środoń, 2011) i badania wybranych właściwości fizycznych skał (zob. Narkiewicz, 1996; Kozłowska, 1998). W iłowcach, mułowcach i piaskowcach wykonano badania rentgenowskie.

Charakterystyka petrograficzna

Skały wulkanoklastyczne

Skały zawierające materiał piroklastyczny występują w przyspągowej części profilu otworu Bodzanów IG 1, poniżej 4900 m. Wśród nich wyróżniono piaskowce (fig. 9A), lokalnie zlepieńce oraz iłowce i mułowce. Skały te opisane zostały przez Popek (1982) jako tufy i tufity.

Piaskowce i zlepieńce wulkanoklastyczne (tufy) mają strukturę psamitowo-psefitową, nierównoziarnistą i teksturę kierunkową lub bezładną. Piaskowce reprezentują waki i arenity lityczne, a zlepieńce – parazlepieńce polimiktyczne (wg Jaworowski, 1987). Materiał okruchowy stanowiący

Tabela 10

Wybrane cechy utworów karbonu

Selected features of the Carboniferous deposits

Głęb. Depth [m]	Nazwa skały Rock type	Tekstura Structure	M_fQ [mm]	$M_{max}Q$ [mm]	Q/M_fQ [mm]	Główne składniki spoiwa Main components of cement	Główne procesy diagenetyczne Main diagenetic processes					
							Kompakcja Compaction		Cementacja Cementation	Rozpuszczanie Dissolution	Zastępowanie Replacement	Przeobrażanie i neomorfizm Alteration and neomorphism
							mechaniczna mechanical (Wk_{kz})	chemiczna chemical (Tp_{kz})				
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**
4526,0	pc dr nr wa sl	be	0,22	0,73	3.,3	Il	3,5	ww	Kl Qa Ba He	–	Qd L Il Kl→He, Qd Il→Ba	Kl L Ł→It Chl
4534,5	mc	k	0,05	0,17	3,4	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4536,5	ic p-ty	be	0,02	0,42	21	Il W	n.o.	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
4538,0	ic p-ty sy	be	0,01	0,27	27	Il	n.o.	n.o.	SfSy	n.o.	n.o.	n.o.
4539,0	pc bdr wa l	be	0,10	0,44	4,4	Il W Qa Kl	n.o.	ww	Sy He Qa Kl	–	L Qa→Sy, Sy→He	L→It
4542,7	ic m-wy sy	lk	0,02	0,08	4,0	Il W	n.o.	n.o.	SfSy	n.o.	n.o.	n.o.
4546,0	ic	be	n.o	n.o	n.o	Il	n.o.	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
4548,8	pc bdr wa sl	lk	0,08	0,23	2,9	Il Mł	n.o.	n.o.	Sy He	–	Qa L→Sy, Sy→He	L→It
4549,3	mc p-ty	be	0,02	0,10	5,0	Il He	n.o.	n.o.	He	n.o.	n.o.	n.o.
4549,5	mc	be	0,03	0,08	2,7	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4552,7	mc	k	0,05	0,25	5,0	Il W Mł	n.o.	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
4553,5	sy	be	n.o.	n.o.	n.o.	W	n.o.	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
4560,0	ic	k	n.o.	n.o.	n.o.	Il WdFe	n.o.	n.o.	Sy He	n.o.	n.o.	n.o.
4584,0	ic	be	n.o.	n.o.	n.o.	Il WdFe W	n.o.	n.o.	Sy He	n.o.	n.o.	n.o.
4584,5	ic sy	be	n.o	n.o	n.o	It Sy	n.o.	n.o.	SfSy	n.o.	n.o.	n.o.
4615,5	ic	be	0,02	0,06	3,0	Il	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4616,5	ic sy	be	0,02	0,02	1,0	It Sy	n.o.	n.o.	SfSy	n.o.	n.o.	n.o.
4621,0	pc bdr wa sl	k	0,06	0,25	4,2	Il Mł	n.o.	ww	Sy	–	n.o.	L→It
4646,5	ic m-wy	be	0,02	0,13	6,5	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4647,5	pc dr ar sl	be	0,17	0,40	2,3	Qa W Il Kl	5,1	n.o.	Qa Sy Kl	–	Qa Qd L→Sy	Qa L Sy→Kl, L Kl→It Chl
4648,0	pc bdr wa sl	k	0,10	0,33	3,3	Il	n.o.	ww	n.o.	–	n.o.	L→It
4653,0	ic/mc p-ty	k	0,02	0,16	8,0	Il W	n.o.	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
4658,5	pc śr ar sl	be	0,39	0,75	1,9	W Kl Qa	3,8	ww	Sy Kl QaBa	–	Qa Qd L Ł→Sy	Kl L→It, Sy Qa→Kl
4659,4	pc gr ar sl	be	0,55	1,05	1,9	Qa Kl W	5,1	ww	Qa Kl Sy Ba	–	Qa Qd L Ł→Sy, Qa Qd L Sy Kl→Ba	Kl L→It, Sy Qa→Kl
4660,0	pc śr ar sl	be	0,38	0,90	2,4	Qa W Kl	4,4	ww	Qa Sy Kl Ba	–	Qa Qd L Ł→Sy, Qa Qd L Sy Kl→Ba	Kl L→It, Sy Qa→Kl

Tabela 10 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4660,2	pc bdr ar sl	be	0,10	0,25	2,5	Il W	n.o.	n.o.	Sy	–	n.o.	n.o.
4661,0	mc	k	0,04	0,11	2,7	Il Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
4663,5	ic żel	be	0,02	0,01	2,0	Il He	n.o.	n.o.	He	n.o.	n.o.	n.o.
4704,5	pc śr ar sl	be	0,25	0,60	2,4	Qa Kl W Il	n.o.	n.o.	Qa Kl Sy		Qa Qd L Ł→Sy	Qa Ł→Kl, L→It
4705,0	pc gr ar sl	be	0,50	0,90	1,8	W Qa Kl Il	2,9	ww	Sy Qa Kl Ba	–	Qa Qd L Ł→Sy, Qa Qd Sy →Ba	Qa Qd L Sy→Kl, Kl→It Chl
4706,3	pc śr nr ar l	k	0,45	1,10	2,4	Il W Kl Qa	3,4	ww	Sy Kl Qa	–	L Qa Qd Ł→Sy	Qa Qd L Sy→Kl, Kl→It Chl
4707,5	pc dr wa sl	k	0,15	0,29	1,9	Il	n.o.	ww	n.o.	–	n.o.	Qa Qd L→Kl, Kl→It
4708,0	pc śr ar sl	be	0,25	0,75	2,9	Il Kl W	n.o.	n.o.	Kl Sy	–	Ł Qa Qd→Sy	Qa Ł→Kl, Kl→It
4709,0	pc śr ar sl	be	0,26	0,80	3,1	Qa Il Kl W	4,5	ww	Qa Kl Sy	–	Qa Qd L Ł→Sy	Qa Qd L Sy→Kl, Kl L Ł→It
4710,0	pc śr ar sl	be	0,30	0,70	2,3	Il Qa Kl W	4,2	ww	Qa Kl Sy Ba	–	Qa Qd L Ł→Sy	Qa Qd L Sy ŁKl, Kl L Ł→It
4765,0	pc dr wa sl	k	0,16	0,18	1,7	Il W Qa	n.o.	ww	Ak Sy Qa Kl	–	Qd L ŁSy Kl→Ak, Qd L Ł→Sy	Ł→Kl, Kl L→It
4825,5	pc gr ar l	be	0,70	1,9	2,7	W Qa Il Kl	4,5	ww	Ak sy Qa Kl Ba	Ak, L	Qa Qd L K Sy→Ak, Qd Qa Ak Kl→Ba	Qa Qd L Sy→Kl, Kl Ak Sy→It
4853,2	pc dr ar sl	lk	0,18	0,56	3,1	Il W Kl Qa	3,8	ww	Ak Sy Kl Qa	–	Qa Qd L Sy Il→Ak, ŁQd →Sy	Ł Sy Qa Qd→Kl, Kl L Ak→It
4853,5	pc bdr wa sl	k	0,06	0,25	5,0	Il W	n.o.	n.o.	Sy	–	n.o.	n.o.
4854,0	pc dr ar sl	be	0,17	0,37	2,2	Qa Kl W Il	n.o.	n.o.	Qa Kl Ak Sy	–	Qa Qd Kl→Ak	Ł→Kl, Kl→It
4854,7	pc śr ar sl	be	0,28	0,58	2,1	W Il Qa	4,0	ww	Ak Sy Qa Kl Ba	–	Qa Qd L Sy Kl Il→Ak, Qa Qd Ł→Sy, Ak Sy→Ba	Qa Qd Ł Sy→Kl, Kl L→It
4855,1	pc śr ar sl	be	0,40	0,83	2,1	W Qa Il Kl	4,6	ww	Ak Sy Qa Kl Ba	–	Qa Qd L Sy Kl Il→Ak, Qa Qd L Ł→Sy, Ak Sy Qa Kl L→Ba	Qa Qd Ł Sy→Kl, Kl L Ł Sy Ak→It
4855,5	pc dr ar sl	be	0,17	0,50	2,9	Il Qa Kl W	n.o	n.o.	Qa Kl Ak Sy		Qa Qd L→Ak, Ł→Sy	Ł→Kl
4856,2	pc śr ar sl	be	0,45	0,75	1,7	Il Kl W Qa	3,6	ww	Kl Ak Sy Qa Ba	–	Qa Qd L Sy Kl Il→Ak, Qa Qd L Ł→Sy, Ak Sy Qa Kl L→Ba	Qa Qd Ł Sy→Kl, Kl L Ł Sy Ak→It
4856,8	pc gr ar l	be	0,50	1,15	2,3	W Il Kl Qa	4,1	ww	Ak Sy Kl Qa Ba	Ak	Sy Qa Qd Kl→Ak, L ŁQa Qd→Sy, Ak Sy Qa Kl →Ba	Qa Qd Ł Sy→Kl, Kl L Ł Sy Ak→It
4857,2	pc śr ar sl	be	0,37	1,50	4,1	W Il Kl Qa	n.o.	n.o.	Ak Sy Kl Qa		Qa Qd L Kl→Ak	Ł→Kl, Kl→It
4858,0	pc gr ar sl	be	0,50	1,20	2,4	W Il Kl Qa	4,6	ww	Ak Sy Kl Qa Ba		Sy Qa Qd Kl→Ak, L ŁQa Qd→Sy, Ak Sy Qa Kl →Ba	Qa Qd Ł Sy→Kl, Kl L Ł Sy Ak→It
4858,5	pc śr nr ar sl	be	0,45	2,05	4,5	Il W Qa Kl	4,5	ww	Ak Sy Qa Kl Ba	–	Qa Qd LKl Sy→Ak, Qa Qd L→Sy	Ł Qa Qd Sy→Kl, Ak Kl L→It
4859,5	pc gr nr ar l	be	0,60	4,50	7,5	Qa Il Kl W	4,7	ww	Qa Kl Ak Sy Ba	–	Qa Qd Kl Sy→Ak, L Ł→Sy, Qa Kl→Ba	Qa Qd Ł Sy→Kl, Kl Sy L Ł→It
4859,9	pc śr ar sl	be	0,37	1,00	2,7	Qa Il Kl W	n.o.	n.o.	Qa Kl Ak Sy	–	n.o.	n.o.

Tabela 10 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4860,4	pc śr ar sl	be	0,37	1,00	2,7	Qa Il Kl W	n.o.	n.o.	n.o.	–	n.o.	n.o.
4861,3	pc gr nr ar l	be	0,52	2,30	4,4	Il W Kl Qa	4,6	ww	Kl Ak Sy Qa	Ak	Qa Qd L Sy Kl→Ak, L Qa Ł→Sy	Ł Qa Qd L SyKl, Ł Kl Sy→It
4862,05	pc gr ar l	be	0,50	1,28	2,6	Il Kl Qa W	4,4	ww	Kl Qa Sy Ba Ah	–	Qa Qd L Ł→Sy, Qa Qd→Ba	Ł Qa Qd L Sy→Kl, Kl Ł→It
4906,2	mc p-ty wlk	be	0,03	0,22	7,3	Il W	n.o.	n.o.	Ka	n.o.	n.o.	n.o.
4908,0	ic p-ty wlk	be	0,12	1,00	8,3	Il W	n.o.	n.o.	Ka	n.o.	Sk L Il→Ka	n.o.
4908,3	ic p-ty wlk	lk	0,80	1,60	2,0	Il W	n.o.	n.o.	Ka	n.o.	L Il→Ka	L→It
4908,5	ic p-ty wlk	lk	0,10	0,50	5,0	Il W	n.o.	n.o.	Ka	n.o.	L Il→Ka	L→It
4909,0	ic p-ty wlk	lk	0,12	0,75	6,2	Il W	n.o.	n.o.	Ak He	n.o.	L Il→Ak He	L→It
4909,5	pc dr wa l wlk	lk	0,10	0,75	7,5	Il W	n.o.	n.o.	Ak He	n.o.	L Il→Ak He	L→It
4909,8	pc nr wa l wlk	be	0,32	1,70	5,3	Il W	n.o.	n.o.	Ak He	–	L Qd Il Sk→Ak He	L Sk→It
4924,0	pc gr ar l wlk	be	n.o.	n.o.	n.o.	Il W			Ak		L Ak	L→It
4924,4	pc nr wa l wlk	be	0,30	1,60	5,3	Il W	n.o.	n.o.	Sy Ak	–	L Qd Il→Sy Ak, Sy→Ak	L→It
4925,0	pc dr wa l wlk	lk	0,25	1,00	4,0	Il W	n.o.	n.o.	Sy Ak	–	L Qd Il→Sy Ak, Sy→Ak	L→It
4926,3	pc gr zc ar l wlk	be	1,50	3,10	2,1	Il W	n.o.	n.o.	Ak Sy	–	L Qd Il→Ak Sy	L→It
4926,6	pc dr wa l wlk	lk	0,22	1,3	5,9	Il W	n.o.	n.o.	Ak Sy	–	L Qd Il→Ak Sy	L→It
4926,7	pc dr wa l wlk	k	0,24	0,78	3,2	Il W	n.o.	n.o	Sy	–	L Qd→ Sy	L→It
4927,5	pc dr wa l wlk	lk	0,25	1,62	6,5	Il W	n.o.	n.o	Sy Ak	–	L Qd→ Sy Ak	L→It
4927,8	mc p-ty wlk	k	0,05	0,25	5,0	Il W	n.o.	n.o	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
4928,3	pc gr ar l wlk	be	0,55	1,62	2,9	Il W	n.o.	n.o	Sy Ak	–	L Il→Sy Ak	L→It
4929,6	pc gr wa l wlk	k	0,75	1,75	2,3	Il W	n.o.	n.o	Ak	–	L Il→ Ak	L→It
4930,2	pa zc po wlk	lk	2,00	2,00	1,0	Il W	n.o.	n.o	Ak	–	L Il→ Ak	L→It
4933,0	pc gr ar l wlk	be	0,80	1,60	2,00	Il W	n.o.	n.o	Ak	–	L Il→ Ak	L→It

Litologia: zc – zlepieniec; pc – piaskowiec; mc – mułowiec; ic – iłowiec; pa – para; po – polimiktyczny; gr – gruboziarnisty; śr – średnioziarnisty; dr – drobnoziarnisty; bdr – bardzo drobnoziarnisty; nr – nierównoziarnisty; p-ty – piaszczysty; m-wy – mułowcowy; wlk – wulkanoklastyczny; ar – arenit; wa – waka; sl – sublityczny; l – lityczny;
Tekstura: be – bezładna; k – kierunkowa; lk – lekko kierunkowa;
Składniki skalne: Ah – anhydryt; Ak – ankeryt; Ba – baryt; Chl – chloryt; He – hematyt; Il – minerały ilaste; It – illit; Ka – kalcyt; Kl – kaolinit; L – litoklasty; Ł – łyszczyki; Mł – mułek; Qa – kwarc autigeniczny; Qd – kwarc detrytyczny; Sk – skalenie; Sy – syderyt; W – węglany; WdFe – wodorotlenki żelaza
Inne: $M_f Q$ – wielkość średnicy najczęstszego ziarna kwarcu; $M_{max}Q$ – wielkość średnicy największego ziarna kwarcu; Wk_{kz} – wskaźnik kontaktów ziarn; Tp_{kz} – typ kontaktów ziarn; ww – kontakty wklęsło-wypukłe; n.o. – nie oznaczono; n.p. – nieprzepuszczalny

Lithology: zc – conglomerate; pc – sandstone; mc – siltstone; ic – claystone; pa – para; po – polymictic; gr – coarse-grained; śr – medium-grained; dr – fine-grained; bdr – very fine-grained; nr – inequigranular; p-ty – sandy; m-wy – muddy; wlk – volcanoclastic; ar – arenite; wa – wacke; sl – sublithic; l – lithic;
Structure: be – disorderly; k – orderly; lk – slighty orderly;
Rock components: Ah – anhydrite; Ak – ankerite; Ba – barite; Chl – chlrorite; He – hematite; Il – clay minerals; It – illite; Ka – calcite; Kl – kaolinite; L – lithoclast; Ł – micas; Mł – mud; Qa – authigenic quartz; Qd – detrital quartz; Sk – feldspar; Sy – siderite; W – carbonates; WdFe – iron hydroxides;
Other: $M_f Q$ – most frequent quartz grain diameter; $M_{max}Q$ – largest quartz grain diameter; Wk_{kz} – grain contact index; Tp_{kz} – type of grain contact; ww – concavo-convex contact; n.o. – not determined; n.p. – impermeable.

ok. 60–70% obj. skały jest źle wysortowany i słabo obtoczony. Zbudowany jest głównie z fragmentów skał wylewnych kwaśnych, typu ryolitu, kwarcu piroklastycznego z licznymi zatokami korozyjnymi oraz spoiwa. Spoiwo, typu masy wypełniającej zbudowane jest z przekrystalizowanych minerałów ilastych i pigmentu hematytowego. Obecny jest także cement węglanowy (ankeryt, syderyt).

Iłowce i mułowce piaszczyste, wulkanoklastyczne (tufity), mają strukturę pelitowo-aleurytowo-psamitową i teksturę kierunkową (tab. 10). Okruchy skał stanowią 15–20% obj. skały i reprezentują: ryolity o budowie porfirowej, diabazy oraz fragmenty szkliwa wulkanicznego. Ziarna kwarcu piro- i terygenicznego są przeważnie ostrokrawędziste; widoczne są ślady korozji magmowej. Skalenie występujące jako ziarna silnie przeobrażone w minerały ilaste stanowią znikomy procent w skale. W niewielkich ilościach obserwowano łyszczyki: biotyt i muskowit, i minerały ciężkie: cyrkon, turmalin, ilmenit oraz pseudomorfozy hematytowe, najprawdopodobniej po minerałach maficznych. Materiał detrytyczny spojony jest minerałami ilastymi, prawdopodobnie wtórnie przekrystalizowanymi, które wraz z pigmentem tworzą spoiwo typu masy wypełniającej. Ponadto występuje cement węglanowy: kalcyt i ankeryt. Wśród opisanych skał wyróżnia się próbka z głęb. 4908,0 m zbudowana w 60% obj. skały z drobnołuseczkowej masy ilastej, pochodzącej zapewne z rekrystalizacji popiołu wulkanicznego.

Piaskowce

Szkielet ziarnowy

Wśród analizowanych piaskowców wyróżniono arenity (matriks < 15% obj.) i waki (matriks > 15%), sublityczne (fig. 9B) i lityczne (według Pettijohn i in., 1972; Jaworowski, 1987), z przewagą arenitów nad wakami. Arenity są skałami o strukturze od bardzo drobno- do gruboziarnistej i teksturze przeważnie bezładnej. Waki są reprezentowane przez piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, o teksturze kierunkowej, podkreślonej ułożeniem materii organicznej, syderytu i blaszek łyszczyków.

Materiał okruchowy arenitów jest na ogół dobrze wysortowany, a ziarna są najczęściej półobtoczone. Natomiast w wakach większość materiału detrytycznego wykazuje słabe wysortowanie i obtoczenie. Stosunek wielkości największego do najczęstszego ziarna kwarcu waha się od 1,7 do 7,5 i najczęściej wynosi ok. 2,5 (tab. 10). W arenitach między ziarnami obserwowano kontakty punktowe, proste i wklęsło-wypukłe. W wakach przeważają kontakty punktowe lub ich nie ma.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, który przeciętnie stanowi ok. 55% obj. skały (tab. 11). Kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym, którego zawartość najczęściej wynosi ok. 15% obj. Ziarna skaleni, reprezentowanych przez skaleń potasowy, obserwowano w kilku próbkach w ilościach śladowych. Dużych rozmiarów przestrzenie porowe w piaskowcach wypełnione kaolinitem mogą sugerować, że pierwotnie w miejscach tych były ziarna skaleni, które zostały przeobrażone. Łyszczyki, głównie muskowit i biotyt (często przeobrażany w chloryt) występują powszechnie, najczęściej w ilości ok. 2%. Bardzo często blaszki łyszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompakcji mechanicznej w skale. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich, głównie cyrkonu, turmalinu, rutylu i leukoksenu.

Powszechnym składnikiem szkieletu ziarnowego są litoklasty, których zawartość waha się od 7,7 do 21,0% obj. skały. Wśród litoklastów dominują skały metamorficzne, przeważnie kwarcyty, oraz łupki kwarcowe i kwarcowo-łyszczykowe. Skały osadowe (klastyczne) i wulkaniczne kwaśne oraz fragmenty szkliwa wulkanicznego są powszechne. Od głęb. 4858,5 m ku spągowi profilu karbonu obserwuje się wyraźny wzrost zawartości okruchów skał wulkanicznych. Skały głębinowe występują rzadziej.

Spoiwo

Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione spoiwem porowo-kontaktowym. Spoiwo zbudowane jest z matriksu i cementu. Matriks to mieszanina detrytycznych minerałów ilastych z pyłem kwarcowym. Analiza rentgenowska (tab. 12) wykazała, że głównym minerałem ilastym jest kaolinit, któremu towarzyszą illit i chloryty. Wśród cementów wyróżniono: kwarc autigeniczny, minerały ilaste (kaolinit, illit i chloryty), węglany (ankeryt, syderyt), siarczany (baryt, anhydryt) oraz lokalnie hematyt i wodorotlenki żelaza (fig. 9C–H, 11A–F).

Zawartość cementu kwarcowego waha się od 1,3 do 22,0% obj., przeciętnie wynosi ok. 6% obj. skały. Występuje on w postaci obwódek kwarcu autigenicznego, które narastają na ziarnach kwarcu, zarastając przestrzenie porowe częściowo (fig. 9C, D) lub całkowicie. Granica między ziarnem kwarcu a obwódką niekiedy zaznaczona jest przez obecność inkluzji fluidalnych lub bardzo drobnokrystalicznego syderytu. W obrazie katodoluminescencyjnym (CL) cement kwarcowy charakteryzuje się luminescencją w barwie ciemnobrązowej (fig. 9C, D), odróżniając się wyraźnie od ziaren kwarcu, które wykazują świecenie w barwie brązowej, niebiesko-brązowej lub zielono-brązowej. Obserwacje w CL wykazały występowanie dwóch generacji obwódek: pierwsza (I) – barwa ciemnobrązowa, i druga (II) – różniąca się od poprzedniej jaśniejszą tonacją brązu (fig. 9C, D). Obwódki kwarcu autigenicznego są wypierane przez węglany. Oznaczenia temperatury homogenizacji w cementach kwarcowych piaskowców z otworów Korabiewice PIG 1 i Nadarzyn IG 1, usytuowanych na południe od Bodzanowa IG, wskazują na jego krystalizację w zakresie temperatur 74,8–120ºC (Kozłowska, 2002).

Wśród autigenicznych minerałów ilastych, w piaskowcach karbonu, kaolinit zdecydowanie przeważana nad illitem i chlorytem. Zawartość kaolinitu przeciętnie wynosi ok. 5% obj., a maksymalnie 11,7% obj. skały. Często obserwuje się obecność dużych rozmiarów porów w piaskowcach wypełnionych autigenicznym kaolinitem, w których najprawdopodobniej pierwotnie usytuowane były ziarna skaleni. Takie występowanie kaolinitu należy wiązać z przeobrażaniem

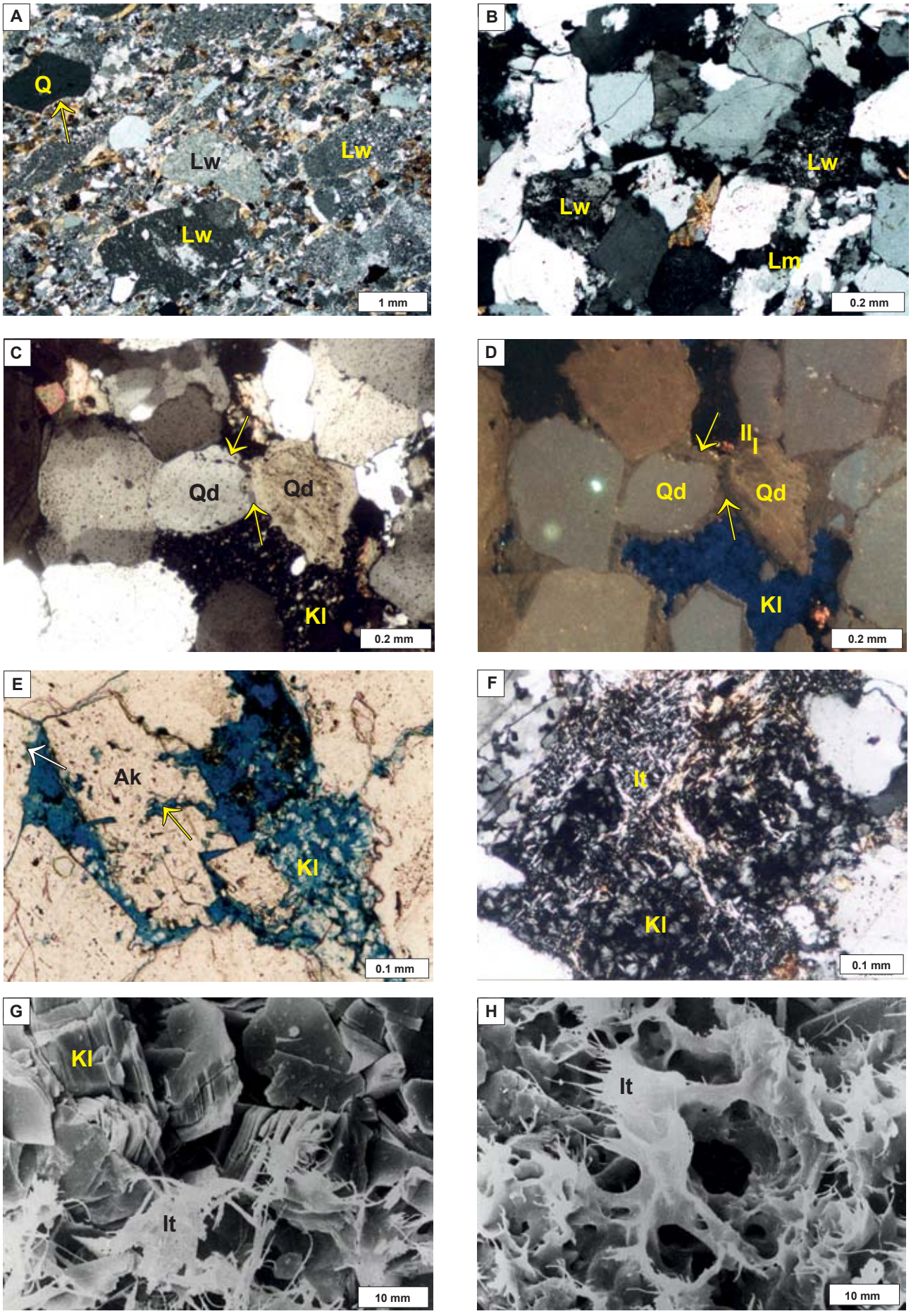

A
Q
Lw
Lw
Lw
1 mm
B
Lw
Lw
Lm
0.2 mm
C
Qd
Qd
Kl
0.2 mm
D
Ilı
Qd
Qd
Kl
0.2 mm
E
Ak
Kl
0.1 mm
F
It
Kl
0.1 mm
G
Kl
It
10 mm
H
It
10 mm

Fig. 9. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A – piaskowiec wulkanoklastyczny (tuf), waka lityczna; okruchy kwaśnych skał wulkanicznych (Lw) oraz kwarc piroklastyczny (Q) z zatoką korozyjną (strzałka); głęb. 4926,6 m, PL – nikole skrzyżowane. **B** – piaskowiec średnioziarnisty, arenit sublityczny; fragmenty skał wulkanicznych (Lw) i metamorficznych (Lm); głęb. 4709,0 m, PL – nikole skrzyżowane. **C** – cement kwarcowy w formie obwódek (strzałki) na ziarnach kwarcu (Qd) oraz kaolinit (Kl) w piaskowcu gruboziarnistym; głęb. 4825,5 m, PL – nikole skrzyżowane. **D** – obraz w CL próbki z fot. C. Kwarc autigeniczny (strzałki) wykazuje luminescencje barwy ciemno brązowej – dwie generacje obwódek I i II, ziarna kwarcu (Qd) są jasnobrązowe i niebiesko-brązowe, kaolinit (Kl) ma barwę ciemnoniebieską. **E** – kaolinit robakowaty (Kl) z widoczną mikroporowatością oraz porowatość wtórna powstała w wyniku rozpuszczania cementów: ankerytowego (Ak, strzałka żółta) i kwarcowego (strzałka biała); próbka impregnowana niebieską żywicą; głęb. 4825,5 m, PL – bez analizatora. **F** – autigeniczny kaolinit (Kl) blokowy przeobrażany w illit (It) w przestrzeni porowej gruboziarnistego piaskowca; głęb. 4859,5 m, PL – nikole skrzyżowane. **G** – kaolint (Kl) blokowy i illit (It); głęb. 4858,0 m, obraz SEM. **H** – Illit włóknisty (It); głęb. 4854,7 m; obraz SEM

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

A – volcanoclastic sandstone (tuff), lithic wacke; acid volcanic rock fragments and pyroclastic quartz with a corrosion bay; depth 4926.6 m, PL – crossed nicols. **B** – medium-grained sandstone, sublithic arenite; volcanic and metamorphic rock fragments; depth 4709.0 m, PL – crossed nicols. **C** – quartz cements as overgrowths (arrows) on quartz (Qd) grains and kaolinite (Kl) in coarse-grained sandstone; depth 4825.5 m, PL – crossed nicols. **D** – CL image of sample shown in phot. C. Dark brown luminescence of authigenic quartz (arrows) – two generations of overgrowths I and II, quartz grains (Qd) are light brown and blue-brown, kaolinite (Kl) is dark blue. **E** – vermiform kaolinite (Kl) with microporosity and secondary porosity due to dissolution of ankerite (Ak; yellow arrow) and quartz (white arrow) cements; sample impregnated with blue resin; depth 4825.5 m, PL – without analyser. **F** – authigenic blocky kaolinite (Kl) altered to illite (It) in pore space of coarse-grained sandstone; depth 4859.5 m, PL – crossed nicols. **G** – blocky kaolinite (Kl) and illite (It); depth 4858.0 m; SEM image. **H** – Fibrous illite (It); depth 4854.7 m; SEM image

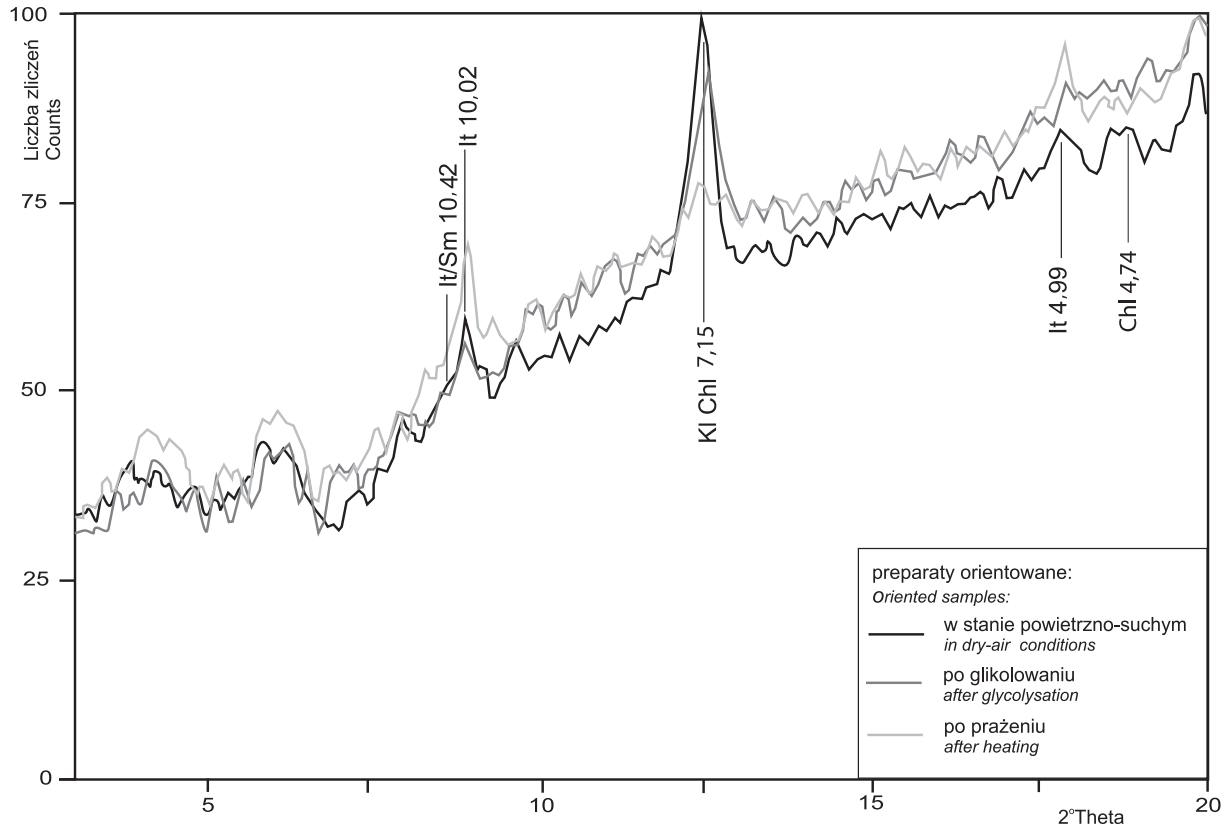


Fig. 10. Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej piaskowca z głęb. 4707,5 m

Chl – chloryt; It – illit; It/Sm – illit/smektyt; Kl – kaolinit

XRD diagram of the clay fraction of sandstone from 4707.5 m depth

Chl – chlorite; It – illite; It/Sm – illite/smectite; Kl – kaolinite

Wyniki analiz

Results of modal

Głęb. Depth [m]		4526,0	4539,0	4647,5	4658,5	4659,4	4660,0	4705,0	4706,3	4709,0	4710,0
Typ piaskowca Sandstone type		wa sl	wa l	ar sl	ar sl	ar sl	ar sl	ar sl	ar l	ar sl	ar sl
Kwarc Quartz	Suma Total	58,9	37,3	60,7	55,7	57,7	62,4	49,7	48,0	57,9	50,0
	Monokrystaliczny Monocrystalline	46,6	30,0	44,0	40,7	42,0	47,7	36,0	34,7	41,6	35,7
	Polikrystaliczny Polycrystalline	12,3	7,3	16,7	15,0	15,7	14,7	13,7	13,3	16,3	14,3
Skalenie Feldspar		0	0	0	0,3	0	śl	0	0	śl	0
Litoklasty Lithoclasts	Suma Total	12,6	16,0	7,7	9,0	14,7	13,0	10,7	16,7	13,0	13,7
	Osadowe Sedimentary	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–
	Metamorficzne Metamorphic	+	+	++	++	++	++	+	+	++	++
	Głębinowe Plutonic	+	+	–	–	–	–	–	+	–	–
	Wylewne Extrusive	+	+	+	–	–	–	+	+	–	+
Łyszczyki Micas		1,0	0,3	0,7	0	0,3	0,3	0	3,0	2,0	2,3
Min. akces. i nieprz. Access. & opaq. min.		Cr śl	0	0	Cr 0,3	Cr śl	Cr śl	0	Cr śl	0	0
Matriks Matrix	Suma Total	23,6	39,4	3,6	1,0	7,3	3,0	1,7	14,7	6,7	11,7
	Ilasty Clay	22,3	35,7	3,6	1,0	7,3	3,0	1,7	14,7	6,7	11,7
	Ilasto-żelazisty Iron-clay	1,3	3,7	0	0	0	0	0	0	0	0
	Mułkowy Mud intraclasts	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Kaolinit autigeniczny Authigenic kaolinite		2,3	0,7	0,7	3,7	5,7	6,0	3,0	3,7	7,0	7,7
Min. ilaste autig. inne Other authigenic clay minerals		0	0	It śl	0	0	It śl	0	Chl/It śl	It śl	0
Węglany Carbonates		0	Sy 4,0	Sy 4,3	Sy 26,7	Sy 4,3	Sy 6,0	Sy 24,3	Sy 10,3	Sy 2,7	Sy 3,6
Kwarc autigeniczny Authigenic quartz		1,3	1,3	22,0	3,3	10,0	9,3	10,0	3,3	10,7	11,0
Siarczany Sulphates		Ba śl	0	0	Ah Ba śl	Ba śl	Ba śl	Ba 0,3	0	0	Ba śl
Piryt / hematyt Pyrite / hematite		He 0,3	He 1,0	He 0,3	0	0	0	0	0	0	0
Materia organiczna Organic matter		0	0	0	0	0	0	0	0,3	0	0
Suma Total [%]		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory (wartości liczone >300 punktów) Pores (>300 points counted)		n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	0,7	n.o.	n.o.	0,3	n.o
Wyniki w przeliczeniu na 100% Percentage content	Kwarc Quartz	82,4	70,0	88,7	85,7	79,7	82,7	82,3	74,2	81,7	78,5
	Skaleń Feldspar	0	0	0	0,5	0	0	0	0	0	0
	Litoklasty Lithoclast	17,6	30,0	11,3	13,8	20,3	17,3	17,7	25,8	18,3	21,5

min. akces. i nieprz. – minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste; min. ilaste autig. inne – minerały ilaste autigeniczne inne; Ah – anhydryt; Ak – ankeryt; minujący w skale

min. akces. i nieprz. – accessory and opaque minerals; min. ilaste autig. inne – other authigenic clay minerals; Ah – anhydrite; Ak – ankerite; Ba – barite; the rock

Tabela 11

planimetrycznych piaskowców

analyses in the sandstones

4859,5	4861,3	4862,05	4924,4	4926,7	4765,0	4825,5	4853,2	4854,7	4855,1	4856,2	4856,8	4858,0	4858,5
ar l	ar l	ar l	wa l	wa l	wa sl	ar l	ar sl	ar sl	ar sl	ar sl	ar l	ar sl	ar sl
46,3	48,3	48,7	12,3	11,0	35,7	55,0	54,0	54,6	57,4	52,0	52,3	56,3	57,0
34,6	26,6	35,7	11,6	10,7	28,4	36,0	41,3	47,6	44,1	37,0	37,0	41,0	42,3
11,7	13,7	13,0	0,7	0,3	7,3	19,0	12,7	7,0	13,3	15,0	15,3	15,3	14,7
śl	śl	0	0	0	śl	0	0	0	śl	śl	śl	śl	0
21,0	21,7	20,6	28,7	44,3	10,7	20,9	12,0	12,7	14,0	12,9	17,7	15,7	17,0
+	+	+	+	+	–	+	+	+	+	+	+	–	–
++	++	++	-	+	+	++	++	++	++	++	++	++	++
-	-	-	+	-	+	–	–	–	–	–	–	–	–
++	++	++	++	++	–	–	+	+	–	–	–	–	+
1,0	2,0	2,0	3,3	2,0	6,0	0	4,3	1,3	0	0,7	1,0	1,3	3,3
0	0	0	Cr śl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9,0	10,0	14,3	36,4	37,4	28,3	5,0	14,7	9,0	6,3	14,7	10,0	8,7	11,0
9,0	10,0	14,3	36,4	37,4	28,3	5,0	14,7	9,0	6,3	14,7	10,0	8,7	11,0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	7,3	5,7	0,3	0	1,3	3,7	5,3	1,7	6,3	11,7	4,0	4,3	3,7
0	It śl	0	0	0	0	It śl	0	It śl	It śl	It śl	It śl	It śl	0
Ak Sy 6,0	Ak Sy 6,0	Sy 3,7	Ak Sy18,0	Sy 5,3	Ak Sy 15,7	Ak Sy 8,7	Ak Sy 7,4	Ak Sy 14,0	Ak Sy 9,7	Ak Sy 5,3	Ak Sy 11,7	Ak Sy 9,7	Ak Sy 4,0
10,0	4,7	5,0	0,3	0	2,3	6,7	2,3	6,7	6,3	2,7	3,0	4,0	4,0
Ba śl	0	Ah śl	0	0	0	Ba śl	0	Ba śl	Ba śl	Ba śl	Ba 0,3	Ba śl	Ba śl
0	0	0	He 0,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
n.o	0,7	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	4,3	n.o.	n.o.	2,0	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
68,8	69,0	70,3	30,0	19,9	76,9	72,5	81,8	81,1	80,4	80,1	74,7	78,2	77,0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
31,2	31,0	29,7	70,0	80,1	23,1	27,5	18,2	18,9	19,6	19,9	25,3	21,8	23,0

Ba – baryt; Cr – cyrkon; It – illit; He – hematyt; Pi – piryt; Sy – syderyt; śl – ślad; ar – arenit; wa – waka; sl – sublityczny; l – lityczny; ++ litoklast do-

Cr – zircon; It – illite; He – hematite; Pi – pyrite; Sy – siderite; śl – trace amount; ar – arenite; wa – wacke; sl – sublithic; l – lithic; ++ dominant lithoclast in

Tabela 12

Wyniki badań rentgenowskich wybranych próbek skał

Results of X-ray analyses of selected samples

Głęb. Depth [m]	Nazwa skały Rock type	Kaolinit Kaolinite	Illit Illite	Illit/ smektyt Illite/ smectite	Chloryt Chlorite
4534,5	mc	++	+	–	–
4615,5	ic	++	+	–	śl
4646,5	ic m-wy	++	+	śl	śl
4661,0	mc	++	+	+	śl
4707,5	pc dr	++	+	+	śl

++ – minerał dominujący w skale/ prevailing mineral in the rock; śl – śladowa zawartość minerału w skale/ trace mineral content in the rock; ic – iłowiec/ claystone; ic m-wy – iłowiec mułowcowy/ silty claystone; mc – mułowiec/ siltstone; pc dr – piaskowiec drobnoziarnisty/ fine-grained sandstone

ziaren skaleni (fig. 9C, D). Ponadto część kaolinitu powstała w wyniku przeobrażania blaszek muskowitu. Nie można wykluczyć również krystalizacji kaolinitu bezpośrednio z krążących w skale roztworów porowych. W katodoluminescencji kaolinit wykazuje świecenie w barwie ciemnoniebieskiej (fig. 9C, D). Wyróżniono dwa typy morfologiczne kaolinitu: robakowaty (fig. 9E) i blokowy (fig. 9F) (zob. Kozłowska, 2004). Obserwacje mikroskopowe wykazały, że kaolinit blokowy przeważa nad robakowatym. Bardzo prawdopodobne jest, że w formie blokowej oprócz kaolinitu może występować dickit. Mogą to potwierdzać wyniki badań kaolinitu z piaskowców karbonu z otworów wiertniczych Nadarzyn IG 1, Mszczonów IG 2 i Żabieniec 1, usytuowanych na południe od otworu Bodzanów IG 1 (Kozłowska, 1998, 2004). Wskazują one na występowanie: kaolinitu, mieszaniny kaolinitu z dickiem oraz dickitu. Kaolinit jest przeobrażany w illit (fig. 9F, G).

Illit autigeniczny obserwowano w piaskowcach, w profilu utworów karbonu otworu Bodzanów IG 1, od głęb. 4650,0 m. Badania rentgenowskie próbki piaskowca z głęb. 4707,5 m wykazały występowanie illitu oraz minerału mieszanopakietowego illit/smektyt (tab. 12; fig. 10). W skaningowym mikroskopie elektronowym krystality illitu mają postać włókien lub igiełek, które narastają na kwarcu autigenicznym, kaolinicie (fig. 9G), illicie blaszkowym (fig. 9H) oraz ankerycie (fig. 11A), zarastając przestrzenie porowe piaskowca. Krystalizacja włóknistego illitu, po wymienionych minerałach, wskazuje na jego późne tworzenie się w historii diagenezy osadów karbonu. W dwóch próbkach oznaczono wiek K–Ar we włóknistym illicie (Środoń, 2011). Dane te zestawiono wraz z wynikami datowania autigenicznego illitu w piaskowcach z otworów wiertniczych usytuowanych na południe od otworu Bodzanów IG 1 (tab. 13). W próbkach z otworów Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2 wyniki są wiarygodne, gdyż uzyskano wiek młodszy we frakcji grubszej (Clauer i in., 1997; Środoń i in., 2002). Datowanie wskazuje na krystalizację diagenetycznego illitu od 205,4 do 167,3 mln lat, czyli od retyku (późny trias) do batonu (jura środkowa). W próbkach w otworze Bodzanów IG 1 otrzymano wieki starsze w grubszych frakcjach, co wskazuje na mieszaninę materiału diagenetycznego z detrytycznym. Jednak uzyskany wiek we frakcji drobniejszej w zakresie od 198,0 do 169,0 mln lat, czyli od hetangu (jura wczesna) do bajosu (jura środkowa) jest zgodny z wcześniej uzyskanymi oznaczeniami w otworach wiertniczych Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2 (Kozłowska, 2002, 2004).

Chloryty autigeniczne występują lokalnie w badanych próbkach. Obecność ich ujawniły obserwacje w skaningowym mikroskopie elektronowym. Chloryty wykształcone są w postaci kryształów ustawionych prostopadle do powierzchni ziarn, czy obwódek kwarcu autigenicznego (fig. 11B). Skład chemiczny chlorytów badanych w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wskazuje na Fe-chloryty, które charakteryzują się wysoką zawartością żelaza i znacznie niższą magnezu.

Zawartość cementu węglanowego w badanych skałach waha się od 0 do 22,0% obj. (tab. 11). Węglany najczęściej tworzą spoiwo typu porowego, rzadziej podstawowe. W badanych piaskowcach karbońskich wydzielono dwa rodzaje

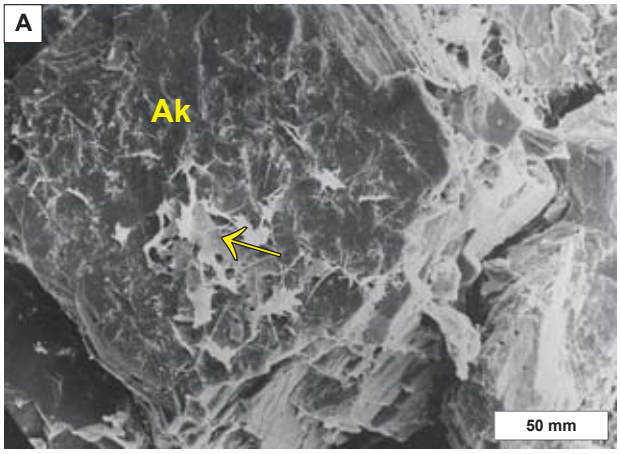
→

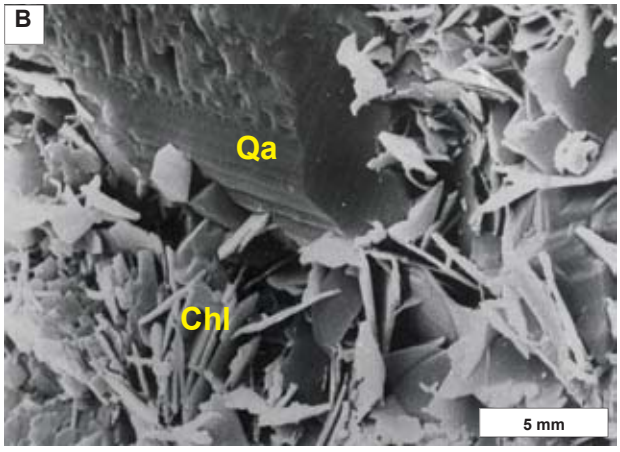
Fig. 11. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

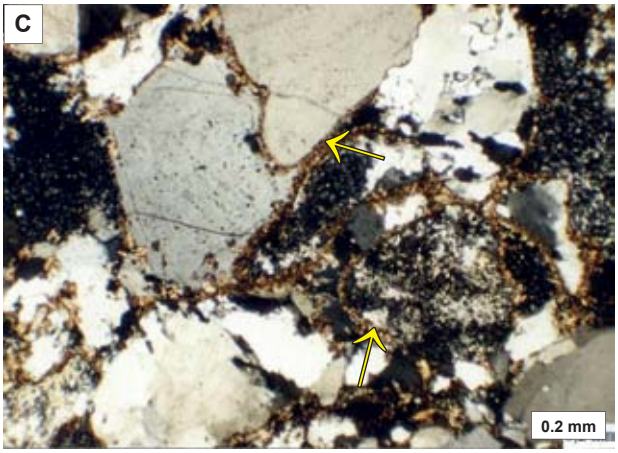
A – illit włóknisty (strzałka) na powierzchni kryształu ankerytu (Ak); głęb. 4856,8 m, obraz SEM. **B** – chloryt autigeniczny (Chl) i kwarc autigeniczny (Qa); głęb. 4706,3 m; obraz SEM. **C** – bardzo drobnokrystaliczny, wczesny syderyt (strzałki) wokół ziarna; głęb. 4706,3 m, PL – nikole skrzyżowane; **D** – wczesny syderyt (strzałka) i późny syderyt – syderoplesyt (Sdp) oraz cement barytowy (Ba) w piaskowcu; głęb. 4705,0 m, PL – nikole skrzyżowane. **E** – romboedry późnego syderytu o składzie syderoplesytu (Sdp) i pistomesytu (Pt) oraz cement ankerytowy (Ak) w piaskowcu; 1, 2, 3 – miejsca analiz chemicznych (tab. 6); głęb. 4856,8 m, PL – nikole skrzyżowane. **F** – rozpuszczany (strzałki) kryształ syderytu (Sy); głęb. 4709,0 m, obraz SEM. **G** – mułowiec o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem blaszek łyszczyków (strzałka); głęb. 4534,5 m, PL – nikole skrzyżowane. **H** – sferolity syderytowe (Sy) w iłowcu; głęb. 4584,5 m, PL – nikole skrzyżowane

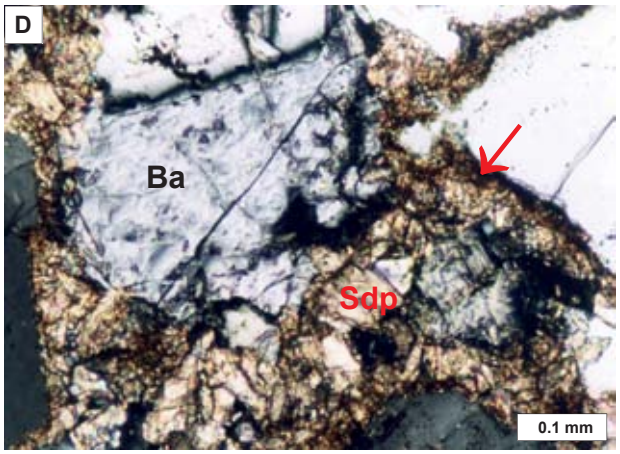
Photographs taken in polarizing microscope (PL) and scanning electron microscope (SEM)

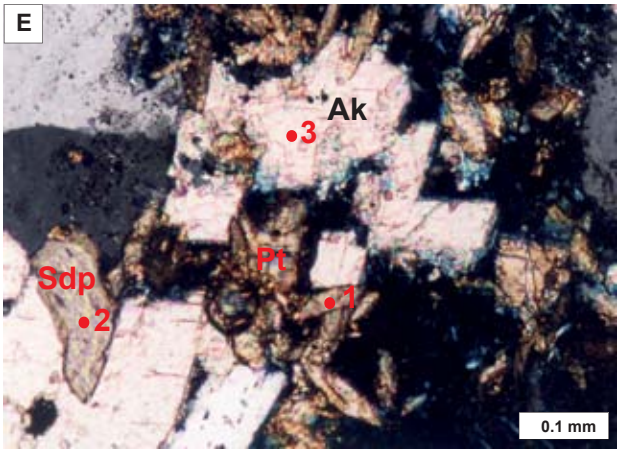
A – fibrous illite (arrow) on the surface of ankerite crystal (Ak); depth 4856.8 m; SEM image. **B** – authigenic chlorite (Chl) and authigenic quartz (Qa); depth 4706.3 m; SEM image. **C** – very finely crystalline early siderite (arrows) around grains; depth 4706.3 m, PL – crossed nicols. **D** – early siderite (arrows) and late siderite – sideroplesite (Sdp) and barite (Ba) cement in sandstone; depth 4705.0 m, PL – crossed nicols. **E** – rhombohedrons of late siderite of sideroplesite (Sdp) and pistomesite (Pt) composition, and ankerite (Ak) cement in sandstone; 1, 2, 3 – points of chemical analyses; depth 4856.8 m, PL – crossed nicols. **F** – dissolution (arrows) of siderite crystal (Sy); depth 4709.0 m; SEM image. **G** – mudstone with directional structure underlined by mica flakes (arrow); depth 4534.5 m, PL – crossed nicols. **H** – siderite spherulites (Sy) in claystone; depth 4584.5 m, PL – crossed nicols.

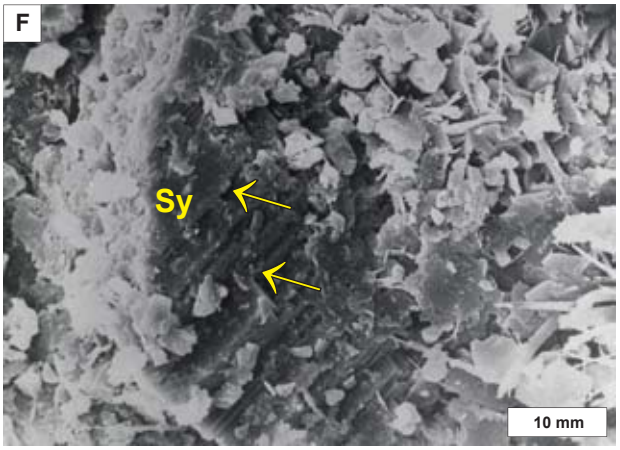

A
Ak
50 mm

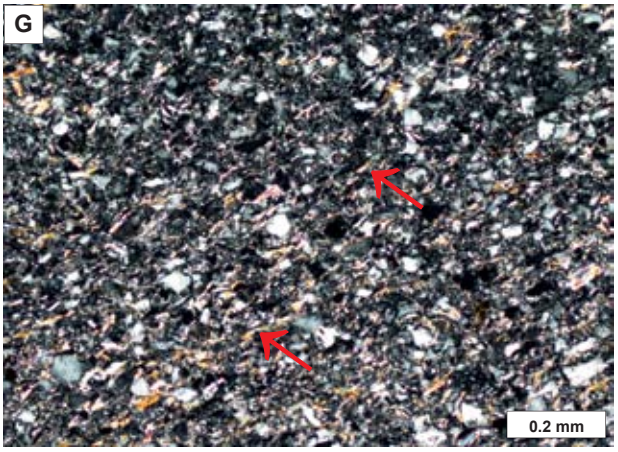

B
Qa
Chl
5 mm


C
0.2 mm


D
Ba
Sdp
0.1 mm


E
Ak
3
Pt
Sdp
2
1
0.1 mm


F
Sy
10 mm


G
0.2 mm

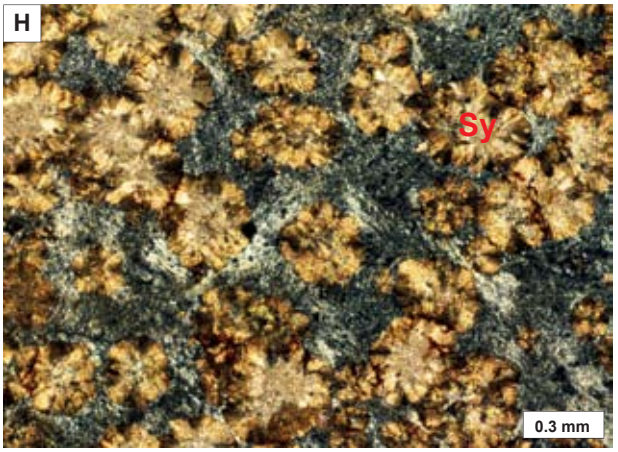

H
Sy
0.3 mm

Tabela 13

Wyniki oznaczeń wieku K/Ar illitu

Results of K/Ar data of illite age

Otwór wiertniczy Borehole	Głębokość Depth [m]	Frakcja Grain size [mm]	Zawartość K K content [%]	Radiogeniczny 40Ar Radiogenic 40Ar [%]	Wiek ±σ Age ±σ [Ma]	Wiek stratygraficzny (piętro) Stratigraphic age (stage)
Bodzanów IG 1*	4854,7	<0,2 0,2–0,5	5,11 2,91	85,4 81,8	198 ±1,0 233 ±2,0	J1 (hetang) T2 (ladyn)
	4861,3	<0,2 0,2–0,5	4,79 2,18	81,0 89,0	169 ±1,0 258 ±2,0	J2 (bajos) P3 (wuchiaping)
Korabiewice PIG 1^	4700,2	<0,2 0,2–0,3	3,14 3,34	91,0 90,0	167,3 ±3,3 161,1 ±3,2	J2 (baton) J2 (baton)
Mszczonów IG 2 ^	4692,2	<0,2 0,2–0,3	2,04 2,46	89,0 88,0	205,4 ±4,2 195,6 ±3,9	T3 (retyk) J1 (synemur)

* – Środoń (2011); ^ – Kozłowska (2002; 2004)

węglanów: syderyt i ankeryt. Obecność węglanów w analizowanych próbkach potwierdziły wskaźnikowe oznaczenia chemiczne (tab. 14). Najwyższa wyliczona suma węglanów wynosi 18,31% wag. Wartość ta odnosi się jednak do całej zawartości tych składników w skale, a nie tylko do występujących w spoiwie. Skład chemiczny cementów węglanowych uzyskano z analiz w mikroobszarach (tab. 15).

Syderyt (minerał szeregu izomorficznego syderyt-magnezyt) występuje w całym profilu karbonu otworu Bodzanów IG 1. Wśród minerałów szeregu syderyt-magnezyt przeważa syderoplesyt, który zawiera 73,1–84,3% $FeCO_3$, 11,2–20,8% $MgCO_3$,0–2,8% $CaCO_3$ i 1,8–7,6 $MnCO_3$. Nieliczne osobniki reprezentują pistomesyt (tab. 15).

Zidentyfikowano dwie generacje syderytów: wczesną i późną (Kozłowska, 1997, 2001, 2004).

Syderyt wczesny, o składzie chemicznym syderoplesytu, tworzy bardzo drobnokrystaliczne ziarna i ich skupienia. Minerał ten często otacza ziarna detrytyczne (fig. 11C) lub wypełnia pierwotną przestrzeń porową w skale. Miejscami oddziela ziarna kwarcu detrytycznego od obwódki kwarcu autigenicznego, podkreślając granicę między nimi. Lokalnie syderoplesyt zastępuje ziarna litoklastów, łyszczyków i kwarcu. Wczesny syderyt natomiast jest wypierany przez późniejszą generację syderytu oraz ankeryt. Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu we wczesnym syderycie wykonano w próbkach z otworów: Korabiewice PIG 1 i Nadarzyn IG 1, usytuowanych na południe od Bodzanowa IG 1. Uzyskano $\delta^{18}O$ w zakresie od –8,40 do –13,07‰PDB, a $\delta^{13}C$ od –8,67 do –9,46‰PDB (Kozłowska, 2002). Wartości $\delta^{13}C$ wskazują na tworzenie się syderytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998).

Syderyt późny reprezentowany jest przez syderoplesyt, rzadziej przez pistomesyt. Minerał ten tworzy masywne skupienia kryształów wypełniające przestrzenie porowe, często otoczone wczesnodiagenetycznym syderytem (fig. 11D). Poza tym powszechnie wykształcony jest w postaci kryształów romboedrycznych, które wypełniają puste przestrzenie porowe (fig. 11E). W analizowanych piaskowcach stwierdzono wypieranie przez syderyt późny ziaren kwarcu i litoklastów oraz cementów: wczesnego syderytu, kwarcu i kaolinitu. Lokalnie obserwowano ślady rozpuszczania syderytu (fig. 11F). Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu w późnym syderycie wykonano w próbkach z otworów Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1, usytuowanych na południe od Bodzanowa IG 1. Uzyskano $\delta^{18}O$ w zakresie od –7,56 do –13,97‰PDB, a $\delta^{13}C$ od –8,10 do –13,89‰PDB (Kozłowska, 2002). Wartości $\delta^{13}C$ wskazują, że wody porowe były wzbogacone w węgiel pochodzący z mikrobiologicznego rozkładu substancji organicznej (Longstaffe, Ayalon, 1987; Mozley, Carothers, 1992; Mc Kay i in., 1995). Pomierzone temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych, w syderycie późnym w piaskowcach karbońskich, w otworach wiertniczych Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1, wskazują na jego krystalizację w zakresie temperatury 70–97,5°C (Kozłowska, 2002). Wartości $\delta^{18}O$ przy założeniu takiej temperatury wskazują na wytrącanie się późnej generacji syderytu z wody porowej, która była mieszaniną wody meteorycznej i morskiej.

Ankeryt występuje w piaskowcach karbonu profilu otworu Bodzanów IG 1 od głęb. 4765,0 m (tab. 11). Kryształy jego zawierają 14,1–26,0% mol. $FeCO_3$, 21,5–33,3% mol. $MgCO_3$, 50,2–54,6% mol. $CaCO_3$ i 0,7–1,9% mol. $MnCO_3$ (tab. 15). Ankeryt najczęściej występuje w postaci izolowanych euhedralnych kryształów romboedrycznych (fig. 9E, 11A,E) lub tworzy cement porowy. Ponadto ankeryt jest produktem wtórnych procesów zastępowania ziaren kwarcu i litoklastów oraz składników cementu: kwarcu autigenicznego i kaolinitu (fig. 9E). Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu w ankerycie wykonano w próbkach z otworów Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1, usytuowanych na południe od Bodzanowa IG 1. Uzyskano $\delta^{18}O$ w zakresie od –1,94 do –12,81‰PDB, a $\delta^{13}C$ od –2,90 do –14,19‰PDB (Kozłowska, 2002). Ujemne wartości $\delta^{13}C$ sugerują, że węgiel został dostarczony z rozkładu substancji organicznej podczas procesu pogrzebania (Fisher, Land, 1986; Ayalon, Longstaffe, 1995), najprawdopodobniej w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998). Z pomiarów temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych w ankerycie w piaskowcach karbońskich w otworach wiertniczych Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1, uzyskano zakres temperatury 89,8–129,0°C (Kozłowska, 2002). Uzyskane wielkości $\delta^{18}O$ dla ankerytu, przy założeniu dolnej granicy temperatu-

Tabela 14

Wyniki oznaczeń chemicznych wybranych próbek skał oraz przeliczenie na zawartość węglanów i siarczanów [% wag.]

Results of chemical determinations of selected samples and recalculation into carbonate and sulphate contents [wt %]

Głęb. Depth [m]	BaO	CaO	MgO	FeO	MnO	CO_2	SO_3	$BaSO_4$	$CaSO_4$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	Suma węglanów Total carbonates
4658,5	0,00	2,10	1,54	6,70	0,63	7,89	0,05	0,00	0,05	3,69	2,80	10,80	1,02	18,31
4705,0	0,14	1,59	1,64	4,77	0,63	6,35	0,05	0,21	0,00	2,80	2,99	7,69	1,03	14,51
4710,0	0,00	1,89	0,77	1,52	0,18	2,92	0,05	0,00	0,05	3,32	0,65	2,45	0,30	6,72
4765,0	0,00	3,33	1,80	2,18	0,15	4,67	0,05	0,00	0,05	5,89	1,13	3,52	0,24	10,78
4856,2	0,10	1,18	1,17	2,25	0,13	3,90	0,05	0,16	0,00	2,11	2,78	3,63	0,22	8,74
4859,5	0,00	1,02	0,77	0,79	0,07	2,36	0,05	0,00	0,05	1,82	1,94	1,27	0,11	5,14

Tabela 15

Skład chemiczny (EDS) węglanów

Chemical composition (EDS) of carbonates

Głęb. Depth [m]	Punkt analizy Analytical point No	Ca [% wag.] [wt.%]	Mg [% wag.] [wt %]	Fe [% wag.] [wt %]	Mn [% wag.] [wt %]	$CaCO_3$ [% mol.]	$MgCO_3$ [% mol.]	$FeCO_3$ [% mol.]	$MnCO_3$ [% mol.]	Rodzaj węglanu Type of carbonate
4647,5	1	0,23	5,40	36,36	3,01	0,6	18,5	74,7	6,2	syderoplesyt
	2	0,25	3,11	39,02	1,77	0,6	11,2	84,3	3,9	syderoplesyt
4658,5	1	0,00	3,35	36,64	1,56	0,0	12,8	83,6	3,6	syderoplesyt
4659,4	1	0,00	3,47	38,15	2,30	0,0	12,5	82,5	5,0	syderoplesyt
4705,0	1	0,13	5,98	35,05	2,79	0,3	20,8	73,1	5,8	syderoplesyt
4710,0	1	0,20	4,79	35,12	3,53	0,5	17,1	74,8	7,6	syderoplesyt
4765,0	1	0,51	4,70	33,49	0,76	1,5	18,4	78,3	1,8	syderoplesyt
	2	18,96	8,89	6,27	0,67	51,1	33,3	14,1	1,5	ankeryt
4854,7	1	1,09	5,32	34,31	1,37	2,8	19,4	74,7	3,1	syderoplesyt
	2	21,82	6,62	10,09	0,73	54,6	23,0	20,9	1,5	ankeryt
4855,1	1	0,66	8,54	31,17	1,28	1,6	30,0	65,7	2,7	pistomesyt
	2	19,66	6,03	12,13	0,89	50,6	21,5	26,0	1,9	ankeryt
4856,8	1	0,33	7,29	32,11	1,29	0,9	26,5	69,8	2,8	pistomesyt
	2	0,59	4,48	36,02	1,26	1,6	16,4	79,2	2,8	syderoplesyt
	3	18,94	6,35	11,49	0,59	50,2	23,3	25,2	1,3	ankeryt
4859,5	1	0,39	4,65	34,56	1,02	1,1	17,7	78,9	2,3	syderoplesyt
	2	18,74	8,67	6,50	0,27	51,4	33,1	14,8	0,7	ankeryt
4862,1	1	0,64	4,76	34,39	1,36	1,7	17,9	77,4	3,0	syderoplesyt
	2	0,39	8,49	29,96	1,31	1,1	30,9	65,2	2,8	pistomesyt

ry jego krystalizacji na ok. 90°C, wskazywałyby na dodatnie wartości $\delta^{18}O$ wody porowej.

Z siarczanów baryt obserwowano w całym profilu otworu Bodzanów IG 1, natomiast anhydryt sporadycznie. Występują one w niewielkich ilościach, najczęściej stanowią ok. 0,3% obj. skały (tab. 11). Cementy barytowy i anhydrytowy wypełniają przestrzenie międzyziarnowe w piaskowcu (fig. 11D). Miejscami baryt koroduje ziarna oraz wypiera cementy węglanowe (fig. 11D) i kaolinit autigeniczny. Analizy ilościowe składu chemicznego barytu wykonane na mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wykazały zawartość Ba, Si, O oraz domieszki Sr (Kozłowska, 1998).

Hematyt i wodorotlenki żelaza obserwowano w przystropowej części profilu otworu Bodzanów IG 1. Najczęściej tworzą one mieszaninę z minerałami ilastymi.

Przestrzeń porowa

W płytkach cienkich wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą zmierzono procentowy udział pustych porów w piaskowcach, który waha się od 0,3 do 4,3% obj. skały (tab. 11). W piaskowcach tych porowatość wtórna przeważa nad porowatością pierwotną, zachowaną przy niecałkowitym wypełnieniu porów przez cementy. Na porowatość wtórną składają się: porowatość powstała w wyniku rozpuszczania cementów węglanowych (fig. 9E), cementu kwarcowego (fig. 9E) i ziaren litoklastów, oraz mikroporowatość, głównie między krystalitami kaolinitu (fig. 9E).

Mułowce

Wśród mułowców na podstawie uziarnienia wydzielono mikrolitofacje mułowców (fig. 11H) i mułowców piaszczystych. Skały te charakteryzują się strukturą aleurytową i aleurytowo-psamitową oraz teksturą przeważnie kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, którym towarzyszą materia organiczna, hematyt i syderyt. Materiał detrytyczny na ogół jest źle wysortowany i słabo obtoczony. Skład mineralny mułowców jest analogiczny jak w piaskowcach. Masa podstawowa złożona jest z minerałów ilastych i krzemionki. Analiza rentgenowska (tab. 12) wykazała w obrębie minerałów ilastych przewagę kaolinitu nad illitem, minerałem mieszanopakietowym illit/smektyt i chlorytem.

Iłowce

Wśród iłowców wyróżniono iłowce, iłowce mułkowe, iłowce piaszczyste i iłowce syderytowe (fig. 11H). Iłowce reprezentują skały o strukturze pelitowej, pelitowo-aleutytowej i pelitowo-psamitowej. Tekstura tych skał jest przeważnie bezładna, niekiedy lekko kierunkowa, podkreślona ułożeniem łuseczek minerałów ilastych i łyszczyków. Iłowce zbudowane są z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego. Badania rentgenowskie (tab. 12) wykazały, że głównym składnikiem ilastym iłowców jest kaolinit, któremu towarzyszą zmienne ilości: illitu, chlorytu i minerałów mieszano pakietowych illt/smektyt. Lokalnie występują ziarna kwarcu i łyszczyków. Z minerałów autigenicznych występują syderyt bardzo drobnokrystaliczny i syderyt w formie sferolitów o budowie radialnej (fig. 11H), hematyt i wodorotlenki żelaza oraz piryt. W iłowcu z głęb. 4615,5 m występuje żyłka wypełniona kwarcem autigenicznym i pirytem.

Skały węglanowe

Jedna próbka z głęb. 4553,5 m reprezentuje skałę syderytową – syderyt ilasty, mikrosparytowy. Składa się on głównie z syderytu oraz niewielkiej ilości minerałów ilastych.

Charakterystyka petrofizyczna skał

W tabeli 36 (rozdz.: *Wyniki badań właściwości fizycznych ...*) zamieszczono wyniki badań porowatości efektywnej i całkowitej oraz przepuszczalności z 13 próbek piaskowców, w tym trzy reprezentujące piaskowce wulkanoklastyczne. W 10 piaskowcach porowatość całkowita waha się od 4,15 do 15,41%, przeciętnie wynosi 10,6%, a porowatość efektywna od 4,04 do 10,74%, przeciętnie 7,9%. Przepuszczalność pomierzono w 7 próbkach i najczęściej jest ona <1 mD (0,25–1,04 mD), maksymalnie osiąga 11,37 mD (głęb. 4827,0 m). Piaskowce wulkanoklastyczne charakteryzują się znacznie niższymi wartościami porowatości całkowitej (0,37–2,15%) i efektywnej (0,25–1,77%); brak jest pomiarów przepuszczalności.

W 11 próbkach piaskowców, z których dwie reprezentują piaskowiec wulkanoklastyczny, Such z zespołem wykonał oznaczenia właściwości petrofizycznych w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie (zob. Narkiewicz, 1996; Kozłowska 1998). W analizowanych piaskowcach porowatość efektywna waha się od 0,29 do 11,04%, przeciętnie wynosi 7,4% (tab. 16). Średnie wartości udziału porów o wielkości >1 µm wahają się w zakresie 11–63%. Średnica progowa, która określa bardzo dobrze zdolność transportu płynów złożowych przez daną przestrzeń porową mieści się w przedziale 0,02–5,0 µm. Wartości efektu histerezy wahają się od 37 do 82%. Większość analizowanych piaskowców jest nieprzepuszczalnych; jedna próbka charakteryzuje się przepuszczalnością 1,48 mD.

Podsumowując wyniki badań petrofizycznych, można stwierdzić, że piaskowce w otworze wiertniczym Bodzanów IG 1 charakteryzują się słabymi właściwościami zbiornikowymi.

Diageneza

W historii diagenezy osadów karbonu wyróżniono eo- i mezodiagenezę (według podziału Choquett'a, Pray'a, 1970). W eodiagenezie prawie od początku zaznaczyła się kompakcja mechaniczna oraz wytrącały się cementy. Wśród najważniejszych cementów w kolejności tworzyły się: syderyt wczesny, kaolinit robakowaty i kwarc. W mezodiagenezie trwała kompakcja mechaniczna, która w ostatnim etapie przeszła w chemiczną. W dalszym ciągu tworzył się kwarc autigeniczny, natomiast miejsce kaolinitu robakowatego zajął kaolinit blokowy. Wytrącały się cementy węglanowe: syderyt późny i ankeryt. Jako ostatni z cementów krystalizował illit włóknisty. Rozpuszczane były cementy węglanowe i kwarcowe. Z obserwowanych efektów działania procesów diagenetycznych na piaskowce największy wpływ na re-

Tabela 16

Właściwości fizyczne wybranych piaskowców

Petrophysical features of selected sandstones

Głęb. Depth [m]	Gęstość materiałowa Grain density [g/cm^3]	Porowatość całkowita Total porosity [%]	Gęstość szkieletowa Bulk density [g/cm^3]	Gęstość Density [g/cm^3]	Porowatość efektywna Effective porosity [%]	Średnica przeciętnej kapilary Average capillary diameter [µm]	Porowatość kapilar > 1 µm Porosity of capillary > 1 µm [%]	Powierzchnia właściwa Specific surface [m^2/g]	Pory > 1 µm Pores > 1 µm [%]	Średnica progowa Threshold diameter [µm]	Histereza Hysteresis [%]	Przepuszczalność Permeability [mD]
4526,00*	2,70	5,50	2,64	2,51	5,21	0,07	0,94	1,27	18	0,6	47	nprz.
4647,50	2,68	0,30	2,63	2,63	0,29	0,04	0,18	0,12	63	0,02	37	0,00
4659,40*	2,71	8,49	2,64	2,43	7,95	0,38	4,13	0,34	52	3	65	nprz.
4706,30*	2,70	7,02	2,66	2,48	6,69	0,11	0,74	1,02	11	2	58	nprz.
4825,00	2,70	8,96	2,69	2,45	8,87	0,36	6,12	0,41	69	4	66	n.o.
4854,70*	2,71	7,25	2,61	2,44	6,58	0,15	0,79	0,73	12	1,5	46	nprz.
4856,20	2,69	7,44	2,65	2,46	7,16	0,13	1,93	0,89	27	2	51	n.o.
4858,20	2,69	11,71	2,63	2,34	11,04	0,13	4,75	1,42	43	4	63	n.o.
4862,10*	2,68	0,94	2,62	2,38	9,37	0,21	3,75	0,74	40	3	55	nprz.
4926,30*	2,78	1,94	2,70	2,65	1,80	0,03	0,43	0,82	24	5	82	1,48
4926,70*	2,71	0,47	2,67	2,66	0,45	0,00	0,00	0,00	0	n.o.	n.o.	nprz.

wg/ according to Kozłowska, 1998; * Narkiewicz, 1996

dukcję porowatości miały kompakcja i cementacja, a na jej wzrost – rozpuszczanie. Analizując zależność porowatości piaskowca od rodzaju występującego w nich spoiwa, wydaje się, że przewaga cementów kwarcowego i kaolinitowego nad pozostałymi ma przeważnie pozytywny wpływ (tab. 17; Kozłowska, 1998).

Podsumowanie

1. Utwory karbonu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne. W części przyspągowej badanego profilu występują piaskowce i iłowce, rzadziej zlepieńce i mułowce wulkanoklastyczne (tufy i tufity). Nad nimi spoczywa seria piaskowców, które w części przystropowej profilu przechodzą w mułowce i iłowce zawierające syderyt. Lokalnie występuje skała węglanowa – syderyty.

2. Skały wulkanoklastyczne charakteryzują się najczęściej strukturą psamitową i pelitową. Zbudowane są głównie z okruchów skał wylewnych typu ryolitów i kwarcu piroklastycznego, a masą spajającą są przekrystalizowane minerały ilaste powstałe z przeobrażenia szkliwa wulkanicznego. W skale liczne są pseudomorfozy węglanowe i chlorytowo-ilaste prawdopodobnie po skaleniach i minerałach maficznych.

3. Piaskowce są reprezentowane przez arenity i waki sublityczne i lityczne. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione spoiwem – matriksem i/lub cementami: kwarcem, minerałami ilastymi, węglanami oraz siarczanami. Cement kwarcowy tworzy obwódki kwarcu autigenicznego na ziarnach kwarcu. Wśród autigenicznych minerałów ilastych dominuje kaolinit, w mniejszej ilości występuje illit, natomiast Fe-chloryty lokalnie. Cementy węglanowe są reprezentowane przez dwie generacje syderytu (minerał szeregu izomorficznego syderyt-magnezyt) i ankeryt, oraz lokalnie przez Fe-kalcyt.

4. Porowatość piaskowców, pomierzona w płytkach cienkich, waha się od 0,3 do 4,3% obj. skały. W skale porowatość wtórna przeważa nad pierwotną. Przeciętne wartości porowatości zmierzone laboratoryjnie wynoszą ok. 7%. Skały te są w większości nieprzepuszczalne. Zawartość porów o wielkości >1µm mieści się w przedziale 11–69%. Średnica progowa wynosi maksymalnie 5 µm. Wartości histerezy wahają się od 37 do 82%. Wyniki badań porowatości, przepuszczalności oraz cech przestrzeni porowej wskazują na słabe właściwości zbiornikowe piaskowców karbonu.

5. Z procesów diagenetycznych: kompakcji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania, których efekty stwierdzono w piaskowcach karbonu, największy wpływ na redukcję porowatości miały kompakcja i cementacja. Natomiast na wzrost porowatości skały wpływ miało rozpuszczanie. Piaskowce, w których głównymi składnikami spoiwa są cementy kwarcowy i kaolinitowy, najczęściej charakteryzują się wyższą porowatością w porównaniu z innymi piaskowcami.

Tabela 17

Oznaczenia porowatości wybranych próbek piaskowców oraz główne składniki spoiwa (w przeliczeniu na 100%)

Porosity determinations of selected sandstone samples, and main components of cement (calculated as 100%)

Głęb. Depth [m]	Nazwa skały Rock type	Uziarnienie skały Granultion	Porowatość Porosity [%]	Przepuszczalność Permeability [mD]	Matriks + cement ortochemiczny = 100% Matrix + orthochemical cement = 100%				
					Matriks Matrix	Cement ortochemiczny Orthochemical cement			
						Kwarc autigeniczny Authigenic quartz	Kaolinit Kaolinite	Węglany Carbonates	Inne Others
4527,0	wa sl	dr nr	5,21	n.p.	85,8	4,7	8,4	0,0	1,1
4647,5	ar sl	dr	0,29	n.p.	11,6	71,2	2,3	13,9	1,0
4659,4	ar sl	gr	7,95	n.p.	26,7	36,6	20,9	15,8	0,0
4825,0	ar l	gr	8,87	n.o.	20,7	27,8	15,4	36,1	0,0
4854,7	ar sl	śr	6,58	n.p	28,7	21,3	5,4	44,6	0,0
4856,2	ar sl	śr	7,16	n.o.	42,7	7,9	34,0	15,4	0,0
4858,5	ar sl	śr nr	11,04	n.o.	48,5	17,6	16,3	17,6	0,0
4862,1	ar l	gr	9,37	n.p	49,8	17,4	19,9	12,9	0,0
4926,7	wa l	dr wlk	0,45	n.p	87,6	0,0	0,0	12,4	0,0

Objaśnienia jak w tabeli 10 / For explanation see Table 10

PERM

Hubert KIERSNOWSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC ORAZ BIAŁY SPĄGOWIEC

Utwory czerwonego spągowca w otworze Bodzanów IG 1 reprezentują wschodnią strefę krawędziową basenu czerwonego spągowca (Pokorski, 1997) (fig. 12). Krawędź tego basenu była silnie związana ze strefą tektoniczną północno-wschodniej krawędzi platformy prekambryjskiej. Zasięgi osadów czerwonego spągowca są słabo rozpoznane, ale dotychczasowe analizy sugerują, że w strefie krawędzi basenu czerwonego spągowca mogło występować szereg erozyjnych dolin, którymi był transportowany materiał detrytyczny z erodowanych skał platformy prekambryjskiej. Skład tego materiału został przedstawiony w rozdziale dotyczącym petrografii (A. Maliszewska, ten tom).

Dolin erozyjnych podobnych do tych występujących w rejonie wierceń Bodzanów IG 1 i Polik IG 1 jest zapewne więcej. Związane to było z długotrwałą ekspozycją w permie skał krawędzi platformy prekambryjskiej. W obszarze na zachód od Kamionek i Bodzanowa, można spodziewać się wyniesionych bloków podłoża i w konsekwencji bardziej skomplikowanej niż to jest pokazane na figurze 12. Miąższość utworów czerwonego spągowca znajdujących się na zachód od otworu Bodzanów IG 1 jest interpretowana na podstawie danych z rzadko rozmieszczonych wierceń sąsiadujących (Budziszewice IG 1 oraz Byczyna 1) zlokalizowanych poza obszarem ujętym na mapie.

Utwory czerwonego spągowca są reprezentowane przez osady stożków aluwialnych. Dominują osady gruboklastyczne: zlepieńce z przewarstwieniami piaskowców. Obtoczenie i wysortowanie zlepieńców jest zróżnicowane. Odcinkami zaznacza się rozwarstwienie oraz widoczne jest uporządkowanie w postaci szeregu niewielkich cykli. W spągu całej sekwencji dominują przeważnie utwory bardziej gruboklastyczne (fig. 13).

Osady te reprezentują sekwencję stożków aluwialnych rozwijających się na krawędzi basenu czerwonego spągowca. Ich zróżnicowany skład petrologiczny świadczy o zróżnicowanych źródłach materiału, a więc o relatywnie rozległym obszarze alimentacyjnym (patrz A. Maliszewska, ten tom).

Na powierzchni stożka zaznaczyła się transgresja morza cechsztyńskiego. Osady w stropie zostały przemyte i lepiej posortowane w stosunku do tych, które były akumulowane w warunkach sedymentacji aluwialnej. W rezultacie powstał prawie dwumetrowy kompleks utworów białego spągowca, złożony ze zlepieńców i piaskowców.

Głębokość i miąższość utworów czerwonego i białego spągowca

Czerwony spągowiec to utwory kontynentalne, głównie klastyczne typu „red beds". Mogą być odbarwione (białe lub szare) w strefie kontaktu z morskimi utworami cechsztynu.

Biały spągowiec to białe lub szare klastyczne osady płytkomorskie i strefy brzegowej związane z transgresją morza cechsztyńskiego.

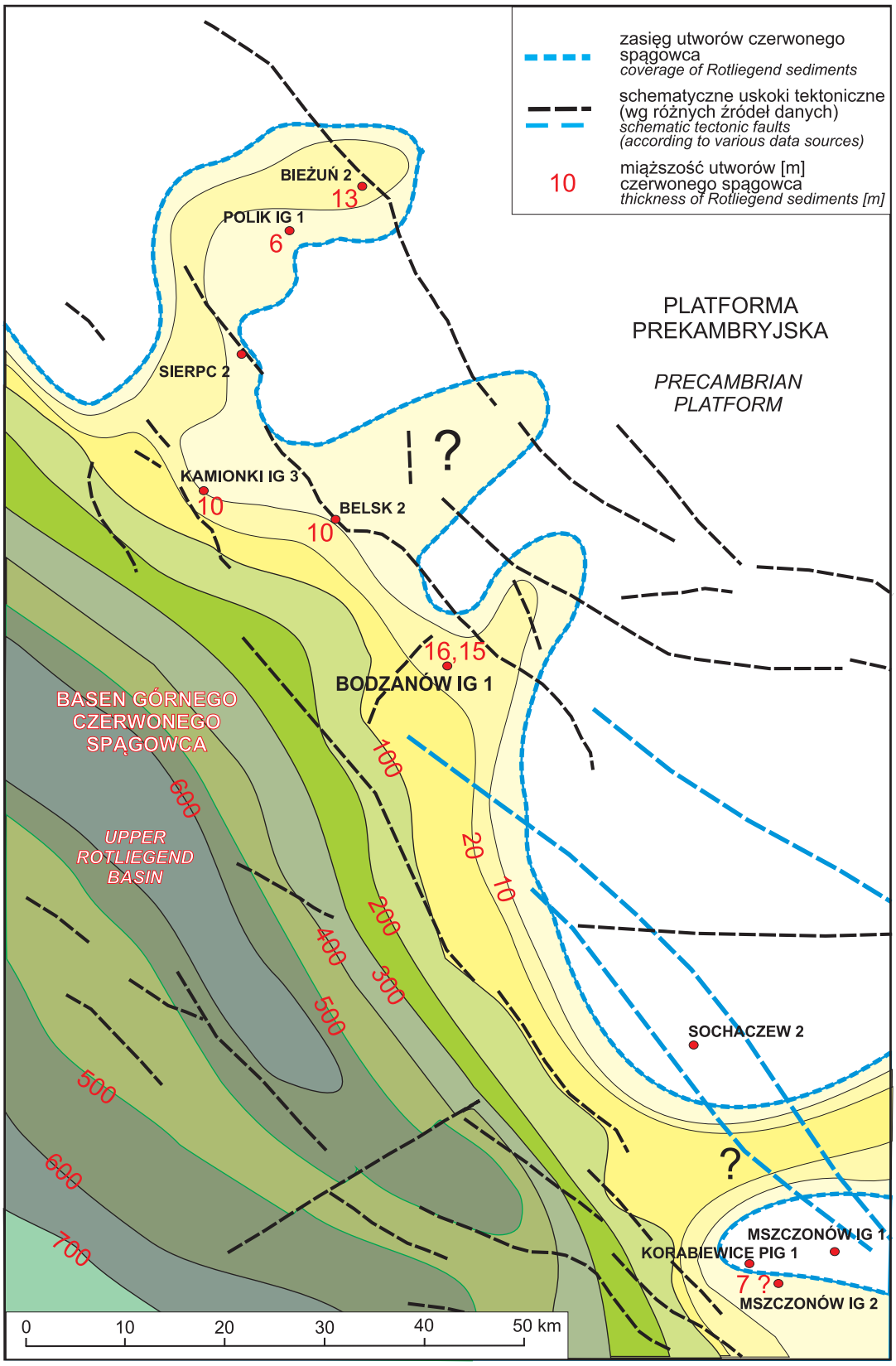


Fig. 12. Lokalizacja otworu Bodzanów IG 1 na tle mapy zasięgów i miąższości osadów czerwonego spągowca. Szkic geologiczny i nterpretacja zasiegów i miąższości osadów czerwonego spągowca wg H. Kiersnowskiego i J.Pokorskiego

Location of the Bodzanów IG 1 borehole on the map of extents and thicknesses of Rotliegend deposits. The Rotliegend geology and interpretation of the extents after H. Kiersnowski and J. Pokorski

Zlepieniec podstawowy uważany za osad gruboklastyczny, genetycznie jest związany z transgresją morza cechsztyńskiego. Jest to tradycyjne ujęcie zakadające, że morze „zdobywając" ląd w trakcie transgresji pozostawia materiał drobno- i gruboklastyczny związany z erozją. W przypadku profilu Bodzanów IG 1, transgresja morza cechsztyńskiego objęła utwory gruboklastycznych stożków aluwialnych czerwonego spągowca, co polegało na ich podtopieniu, zalaniu i rozsortowaniu w strefie działalności fal. W rzeczywistości nie powstały klasyczne osady transgresywne. W tej sytuacji facji zlepieńca podstawowego praktycznie nie ma, a istniejące zlepieńce są produktem sedymentacji aluwialnej, częściowo tylko zmodyfikowane (rozsortowane) w trakcie transgresji. Stąd uprawnione jest ich łączenie z występującymi niżej aluwialnymi utworami czerwonego spągowca.

Objaśnienie granic litostratygraficznych

Według danych geofizyki otworowej (karotażu) czerwony spągowiec razem z utworami białego spągowca w profilu Bodzanów IG 1 występuje w przedziale 4484,45–4503,0 m. Granica z łupkiem miedzionośnym (T1) uznawana za spąg osadów cechsztynu i dobrze widoczna na krzywej gamma znajduje się na głęb. 4484,45 m wg geofizyki otworowej.

Według danych z opisu rdzeni czerwony spągowiec (razem z białym spągowcem) znajduje się w przedziale głęb. 4489,7–4507,7 m. Granica z łupkiem znajduje się na głęb. 4489,7 m wg rdzenia (J. Pokorski w swoim opisie rdzeni postawił granicę na 4489,9 m) (fig.14).

Na szkicu litologiczno-sedymentologiczno-stratygraficznym na figurze 13, Pokorski wydzielił osady białego spągowca (materiały rękopiśmienne) w przedziale 4489,7–4490,4 m (miąższość 0,7 m) określone jaki cechsztyński zlepieniec podstawowy – PZ1 Basal Conglomerate. Pozostałe występujące poniżej biało-szare osady zlepieńcowo-piaskowcowe uznał za odbarwione utwory górnego czerwonego spągowca odpowiadające formacji Noteci.

Autorzy rewizji tego wydzielenia (H. Kiersnowski i R. Wagner) na podstawie ponownej analizy rdzenia przyjęli, że granica białego spągowca (rozumianego jako osad morskiego płytkiego przybrzeża) i czerwonego spągowca (w nieznacznym stopniu odbarwionego) znajduje się wg rdzenia na głęb. 4491,55 m.

Ustalono, że biały (szary) spągowiec ma całkowitą miąższość 1,85 m (w tym przedziale znajduje się cechsztyński zlepieniec podstawowy wydzielony wcześniej przez J. Pokorskiego – materiały rękopiśmienne – fig. 13) i występuje na głęb. 4489,7–4491,55 m wg rdzenia. Po odniesieniu wartości miąższości do krzywej gamma (geofizyka otworowa) biały spągowiec znajduje się na głęb. 4484,45–4486,30 m.

Na figurze 13 Pokorski wyznaczył granicę czerwonego spągowca z karbonem na głęb. 4507,2 m. Autorzy rewizji tego wydzielenia (H. Kiersnowski i R. Wagner) na podstawie ponownej analizy rdzenia ustalili tę granicę na głęb. 4507,7 m. Według danych geofizyki otworowej granica utworów czerwonego spągowca z karbonem została przyjęta na głęb. 4503,0 m.

Po ustaleniu granicy czerwonego spągowca z białym spągowcem oraz z karbonem stwierdzono, że czerwony spągowiec ma wg rdzenia miąższość 16,15 m (4491,55–4507,7 m). Według geofizyki otworowej (krzywa gamma) czerwony spągowiec ma miąższość 16,70 m (4486,30–4503,0 m). Różnica miąższości osadów czerwonego spągowca w zakresie ok. 0,5 m wynika z niedokładności ustanowienia tej granicy na danych geofizyki otworowej.

Różnice w głębokości i miąższości osadów czerwonego i białego spągowca wynikające z pomiarów wg rdzeni wiertniczych i wg danych geofizyki otworowej zostały przedstawione na figurze 14.

Anna MALISZEWSKA

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Utwory czerwonego spągowca występują według rdzenia na głęb. 4489,7–4507,7 m, osiągając miąższość 18,0 m (por. profil litologiczno-stratygraficzny – Pokorski, Kiersnowski, ten tom). Stanowią one kompleks zlepieńcowy z nielicznymi wkładkami piaskowców i cienkimi przewarstwieniami iłowców. Charakterystykę petrograficzną tych skał przedstawiono na podstawie wyników ekspertyzy i analiz planimetrycznych wykonanych przez Komacką (1980) w Kombinacie Geologicznym „Północ" oraz badań mikroskopowych autorki opracowania i Kuberskiej (1993). Pobrano 16 próbek skał, z których wykonano 83 płytki cienkie.

Opis skał

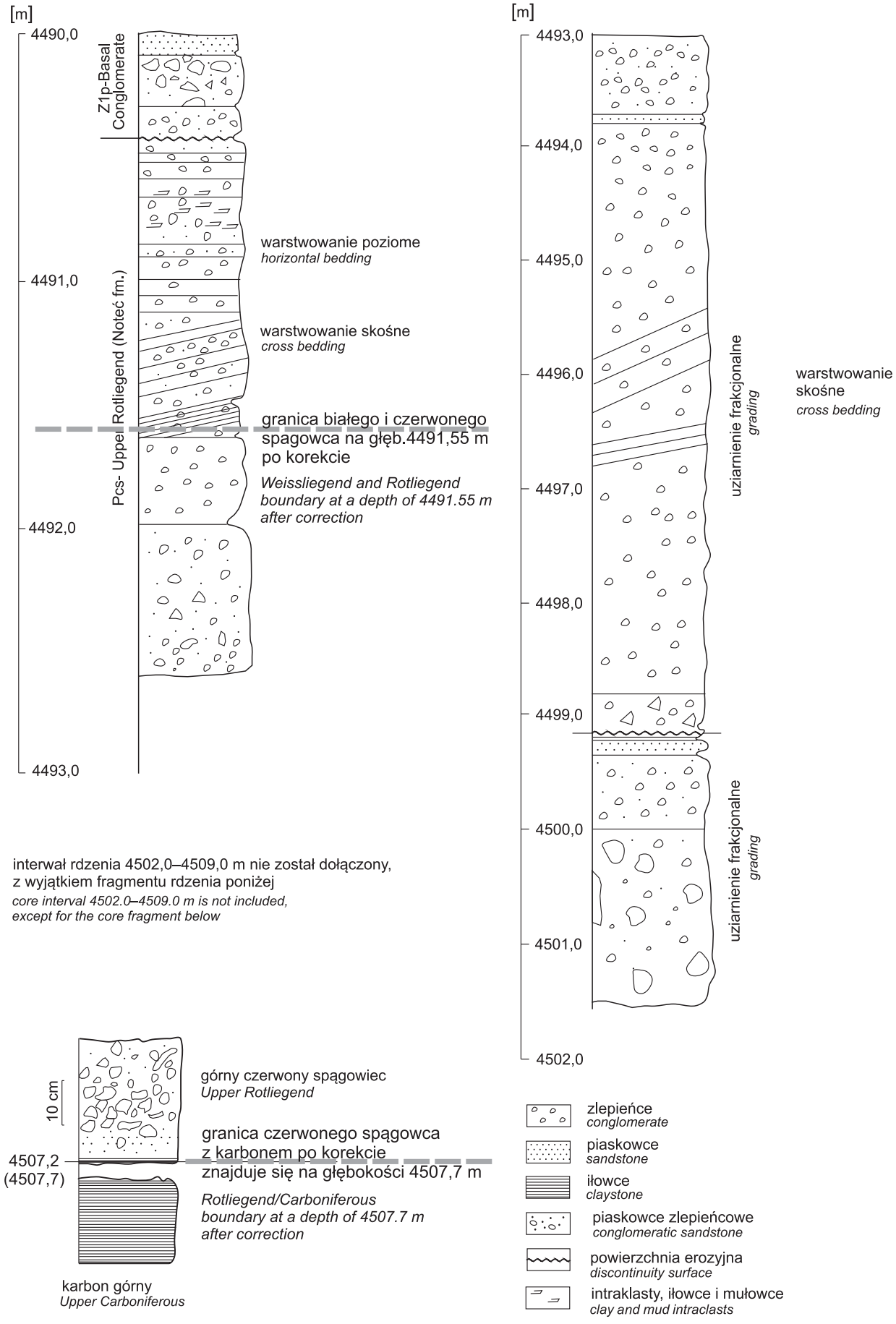
Zlepieńce

Zlepieńce litoklastyczne, stanowiące podstawową litofację czerwonego spągowca w badanym otworze, są skałami szarymi lub szarobrunatnymi, rzadziej brunatnoczerwonymi. W części przyspągowej są one grubookruchowe z wyraźnym uziarnieniem gradacyjnym, ku stropowi przechodzą w średnio- i drobnookruchowe; warstwa zlepieńca grubookruchowego pojawia się ponownie w części przystropowej na

→

Fig. 13. Profil litologiczno-sedymentologiczny utworów czerwonego spągowca, wg Pokorskiego, 1982. Korekty H. Kiersnowski i R. Wagner

Lithological-sedimentological log of the Rotliegend section, after Pokorski, 1982, modified by H. Kiersnowski and R. Wagner


[m]
4490,0
Z1p-Basal Conglomerate
4491,0
Pcs- Uppel Rotliegend (Noteć fm.)
4492,0
4493,0
warstwowanie poziome
horizontal bedding
warstwowanie skośne
cross bedding
granica białego i czerwonego spagowca na głęb.4491,55 m po korekcie
Weissliegend and Rotliegend boundary at a depth of 4491.55 m after correction
interwał rdzenia 4502,0–4509,0 m nie został dołączony, z wyjątkiem fragmentu rdzenia poniżej
core interval 4502.0–4509.0 m is not included, except for the core fragment below
10 cm
4507,2
(4507,7)
górny czerwony spągowiec
Upper Rotliegend
granica czerwonego spągowca z karbonem po korekcie znajduje się na głębokości 4507,7 m
Rotliegend/Carboniferous boundary at a depth of 4507.7 m after correction
karbon górny
Upper Carboniferous
[m]
4493,0
4494,0
4495,0
4496,0
4497,0
4498,0
4499,0
4500,0
4501,0
4502,0
uziarnienie frakcjonalne
grading
uziarnienie frakcjonalne
grading
warstwowanie skośne
cross bedding
zlepieńce
conglomerate
piaskowce
sandstone
iłowce
claystone
piaskowce zlepieńcowe
conglomeratic sandstone
powierzchnia erozyjna
discontinuity surface
intraklasty, iłowce i mułowce
clay and mud intraclasts

głęb. 4492 m (Pokorski, Kiersnowski, *op.cit.*). Wyniki pomiarów najczęstszego i maksymalnego ziarna opisywanych zlepieńców zestawiono w tabeli 18 (Komacka, *op.cit.*). Na głęb. ok. 4507 m maksymalna średnica otoczaków żwirowych dochodzi do 10 cm, a najczęstsza – do 3 cm. Jak wynika z zawartości frakcji żwirowej w zlepieńcach (tab. 19), są one zawsze silnie piaszczyste; zawartość wspomnianej frakcji waha się w granicach 30–70%, pozostałość to frakcja piaszczysta i spoiwo (tab. 20). Zlepieńce najczęściej są skałami o teksturze bezładnej; ok. głęb. 4497 m zwraca uwagę warstwowanie skośne i przewarstwienia piaskowcami drobnoziarnistymi. Piaskowce w postaci warstewek i soczewek występują także w zlepieńcu przyspągowym. Najczęściej materiał skalny jest źle wysortowany, miejscami (np. głęb. ok. 4493m) – nieco lepiej. Zwraca uwagę bezładne ułożenie otoczaków, stykających się tylko punktami. Stwierdzono występowanie otoczaków sferycznych, izometrycznych i wydłużonych, dobrze lub tylko częściowo obtoczonych. W większości występują okruchy szare, rzadziej różowe, białoszare, szaroróżowe, szarobrunatne i żółtawe. W tabeli 19 oraz na figurze15 przedstawiono skład litologiczny opisywanych zlepieńców. Zawierają one 5–35% okruchów skał intruzywnych, wśród których stwierdzono polikrystaliczny kwarc (tzw. żyłowy, fig. 16A) oraz kwarcowo-skaleniowe fragmenty granitoidów (fig. 16B). Kuberska (1993) dostrzegła tu również okruchy sjenitów i mikrosjenitów. W ilości 55–85% frakcji żwirowej występują okruchy skał wylewnych (fig. 16C, 17D, 18A), wśród których fragmenty law kwaśnych (ryolitów, ryodacytów) znacznie przeważają nad fragmentami law zasadowych (trachyandezytów-bazaltów), w ilości 7–33% występują tu okruchy skał osadowych, reprezentowanych przez:

- piaskowce drobnoziarniste typu arenitów kwarcowych (3–15%, fig. 17B);
- piaskowce drobnoziarniste, ilaste typu wak (0–5%);
- krzemienie, złożone z mikrokrystalicznego chalcedonu (0–7%);
- tufity psamitowe (10% w próbce z głęb. 4496,7 m);
- mułowce kwarcowe (1% w próbce z głęb. 4499,2 m);
- iłowce (0–5%);
- skały węglanowe, stwierdzone dwukrotnie w ilościach śladowych (dolosparyt z okruchami igieł jeżowca oraz kalcymikryt żelazisty).

Ponadto na głęb. ok. 4491m stwierdzono liczne, wrzecionowate okruchy skał ilastych przypominających intraklasty. Należy wspomnieć, że okruchy wymienionych wyżej skał krystalicznych (wylewnych i granitoidów) bywają częściowo skarbonatyzowane, zsylifikowane, zanhydrytyzowane lub schlorytyzowane. Frakcja piaszczysta opisywanych zlepieńców zawiera 4,0–23,0% kwarcu,0,4–3,8% skaleni, 6,4–16,9% okruchów skał identycznych, jak we frakcji żwirowej. Sporadycznie pojawia się muskowit (0,3–0,6%). Spoiwo wykazuje charakter porowy lub stykowo-porowy, zawiera 2,2–20,8% ilastego lub ilasto-żelazistego matriks, 5,1–23,9% średniokrystalicznych węglanów, głównie kalcytu i dolomitu,0,2–3,2% autigenicznego kwarcu lub afanitowego chalcedonu, i 0,0–18,1% anhydrytu. W spoiwie rozsiany jest pigment tlenków żelaza (głównie hematyt z udziałem magnetytu), a w próbkach z głęb. 4489,9–4492,4 m – piryt i leukoksen (Komacka, 1980). W próbkach z wymienionej głębokości dostrzeżono również materię organiczną. W próbce z głęb. 4496,7 m stwierdzono

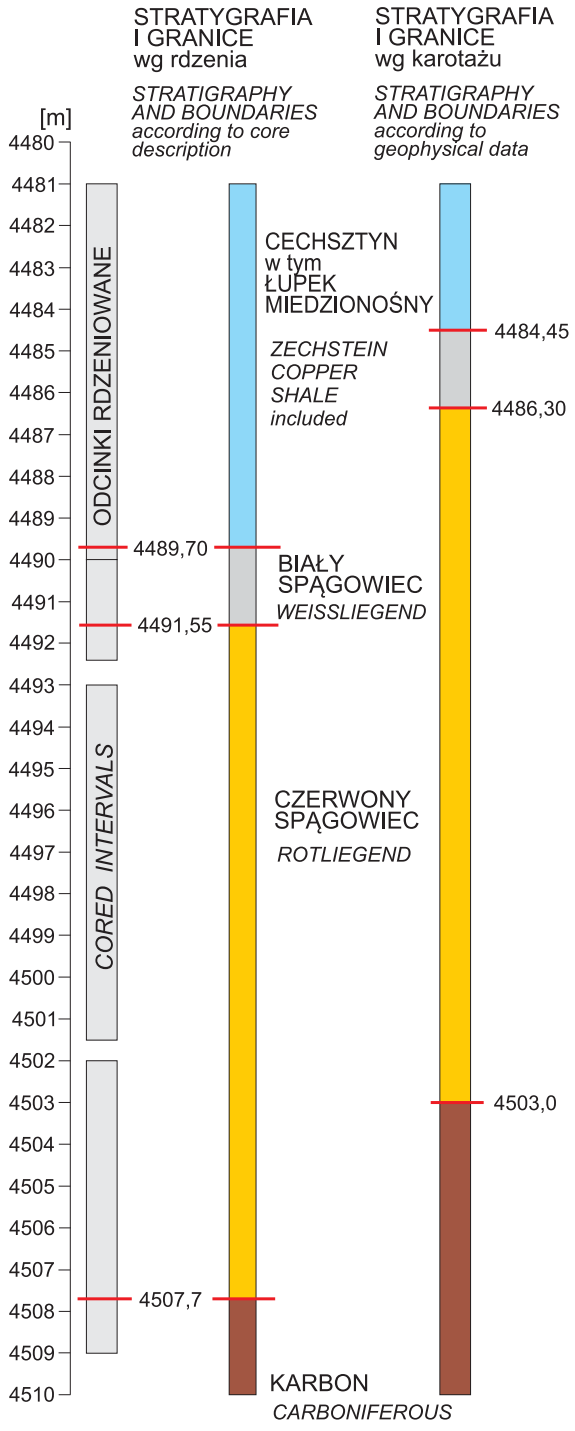


Fig. 14. Różnice w głębokości i miąższości osadów czerwonego i białego spągowca wynikających z pomiarów wg rdzeni wiertniczych i wg geofizyki otworowej

Differences in the depths and thicknesses of Rotliegend and Wiessliegend deposits between the logger's and driller's measures

Tabela 18

Uziarnienie skał czerwonego spągowca [mm]

Granulation of the Rotliegend rocks [mm]

Nr próbki Sample No.	Głęb. Depth [m]	Symbol skały Rock symbol	Okruchy skał – frakcja > 2 mm Rock clasts – grain size > 2 mm		Ziarna kwarcu – frakcja < 2 mm Quartz grains – grain size > 2 mm		
			M_{max}	M_f	M_{max}	M_{f1}	M_{f2}
1	4489,9	zl p-ty	8,0	3,2	1,40	0,14	–
2	4491,6	p-c wal	14,0	4,0	1,20	0,08	0,27
3	4492,4	zl p-ty	15,0	4,2	1,40	0,11	0,63
4	4492,8	zl p-ty	41,0	4,0	1,40	0,22	0,10
5	4493,3	zl p-ty	32,0	4,0	1,40	0,10	–
6	4496,3	zl p-ty	26,0	5,0	1,40	0,14	0,32
7	4496,7	zl p-ty	16,0	4,0	1,40	0,22	–
8	4499,2	zl p-ty	34,0	4,0	0,58	0,17	–
9	4500,3	zl p-ty	30,0	3,2	1,50	0,40	–
10	4501,8	zl p-ty	45,0	6,5	1,70	0,25	–
11a	4503,5	iłowiec	–	–	1,70	0,02	–
11b	4503,5	p-c wal	–	–	1,70	0,10	–
12	4504,4	p-c arl	–	–	0,95	0,13	0,32
13	4507,0	zl p-ty	19,5	4,0	0,55	0,11	–
14a	4507,6	p-c wak	–	–	0,35	0,11	–

zl p-ty – zlepieniec piaszczysty; p-c – piaskowiec; arl – arenit lityczny; wal – waka lityczna; wak – waka kwarcowa; M_{max} – maksymalna średnica ziarna; M_{f1}, M_{f2} – najczęstsze średnice ziarna

zl p-ty – sandy conglomerate; p-c – sandstone; arl – lithic arenite; wal – lithic wacke; wak – quartzose wacke; M_{max} – grain maximum diameter; M_{f1}, M_{f2} – grain most frequent diameter

Tabela 19

Skład litologiczny frakcji żwirowej zlepieńców czerwonego spagowca [% obj.]

Lithological content of the gravel fraction in Rotliegend conglomerates [vol. %]

Nr próbki Sample No.	Głęb. Depth [m]	obj. żwiru w skale Gravel content [%]	Frakcja > 2 mm (∑ = 100 %) Fraction > 2 mm									
			Skały intruzywne Intrusive rocks		Skały wylewne Effusive rocks		Skały osadowe Sedimentary rocks					
			kwarc żyłowy veined quartz	granitoidy granitoids	kwaśne acidic	zasadowe alkaline	piaskowce (arenity) Sandstones (arenites)	piaskowce ilaste (waki) clayey sandstones (wackes)	tufity tuffites	mułowce mudstones	iłowce claystones	krzemienie flints
1	4489,9	40	18	5	50	15	10	–	–	–	–	2
3	4492,8	35	33	5	30	25	5	–	–	–	2	–
5	4493,3	55	5	–	85	–	3	–	–	–	–	7
6	4496,3	51	10	–	75	5	7	–	–	–	–	3
7	4496,7	35	10	–	65	5	10	–	10	–	–	–
8	4499,2	60	15	–	70	–	10	2	–	1	–	2
9	4500,3	45	10	–	65	5	15	5	–	–	–	–
10	4501,8	70	13	–	50	20	10	2	–	–	5	–
13	4507,0	55	10	–	75	–	10	–	–	–	–	5

Tabela 20

Skład mineralny frakcji ziarn <2 mm i spoiwa w zlepieńcach i piaskowcach [% obj.]

Mineralogical content of the grain fraction <2 mm and cement in conglomerates and sandstones [wt %]

Nr. próbki Sample No.	Głęb. Depth [m]	Symbol skały Rock symbol	Frakcja ziarn < 2 mm + spoiwo Grain size <2 mm + cement									
			% obj. Vol. %	kwarc quartz	skalenie feldspars	łyszczyki micas	okruchy skał rock fragments	matriks matrix	węglany carbonates	kwarc autigeniczny /chalcedon authigenic quartz/ chalcedony	anhydryt anhydrite	piryt + leukoksen pyrite + leucoxene	hematyt + magnetyt hematite + magnetite
1	4489,9	zl p-ty	60,0	8,1	3,7	–	11,8	2,2	12,6	1,0	18,1	2,5	–
2	4491,6	p-c, wal	90,0	25,0	1,3	–	18,1	29,1	14,2	0,8	–	1,5	–
3	4492,4	zl p-ty	65,0	13,3	3,8	–	16,7	11,5	13,3	3,2	2,9	0,3	–
4	4492,8	zl p-ty	70,0	21,6	3,3	0,6	15,3	20,8	7,3	0,3	0,3	–	0,5
5	4493,3	zl p-ty	45,0	9,3	1,9	–	11,5	11,2	10,7	0,2	0,2	–	–
6	4496,3	zl p-ty	49,0	8,8	3,4	–	13,7	7,0	15,0	0,7	0,4	–	–
7	4496,7	zl p-ty	65,0	19,8	2,3	0,3	12,4	4,7	23,9	0,9	–	–	0,7
8	4499,2	zl p-ty	40,0	7,3	0,4	0,3	12,3	9,6	7,6	1,5	1,0	–	–
9	4500,3	zl p-ty	55,0	9,6	2,4	–	16,9	15,8	5,1	2,6	1,7	–	0,9
10	4501,8	zl p-ty	30,0	4,0	0,9	–	7,7	6,6	9,7	0,8	–	–	0,3
11 b	4503,5	p-c, wal	100,0	33,0	1,0	1,3	11,5	47,3	2,6	1,0	0,3	–	2,0
12	4504,0	p-c, arl	100,0	42,8	1,5	0,3	16,8	12,4	24,1	1,2	+	–	0,9
13	4507,0	zl p-ty	45,0	12,6	–	0,3	6,4	20,0	4,7	0,5	–	–	0,5
14 a	4507,6	p-c, wak	100,0	55,1	–	0,6	2,7	19,9	–	15,7	–	–	6,0

Objaśnienia symboli skał jak przy tab. 18 / For explanation of rock symbols see Tab. 18.

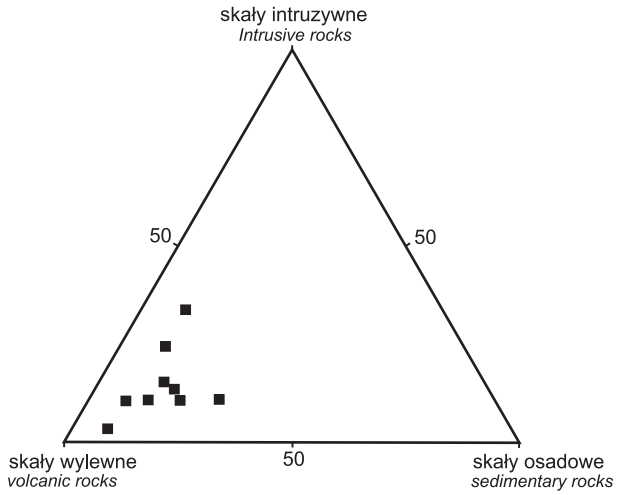


Fig.15. Skład litologiczny frakcji żwirowej zlepieńców czerwonego spągowca w diagramie klasyfikacyjnym: skały intruzywne, skały wylewne, skały osadowe

Lithological content of the gravel fraction of Rotliegend conglomerates in the classification diagram: intrusive, effusive, sedimentary rocks

liczne pseudomorfozy węglanowe po okruchach skał i ziarnach skaleni. Miejscami zanotowano obecność pojedynczych ziaren glaukonitu.

Piaskowce

Piaskowce stanowią podrzędną litofację czerwonego spągowca z otworu Bodzanów IG 1. Występuje tu kilka ich odmian, różniących się nieco składem mineralnym:

– piaskowiec tufitowy z głęb. 4507,6m – skrzemionkowana waka kwarcowa, drobnoziarnista, szarobrunatna, bardzo zwięzła, o teksturze równoległej; odznacza się brakiem obtoczenia materiału detrytycznego oraz obecnością kwarcu pirogenicznego; zawiera 55,1% kwarcu, 2,7% okruchów skalnych, muskowit i biotyt, 19,9% hematytowo-illitowego matriks, 6,0% pelitycznego hematytu w skupieniach, ponadto 15,7% cementu kwarcowo-chalcedonowego;

– arenit lityczny z głęb. 4504,0 m – skała nierównoziarnista, nieco porowata, złożona z warstewek brunatnych (miąższości 1 cm), o spoiwie żelazistym oraz warstewek szaroróżowych (miąższości 3–5 mm), o spoiwie dolomitycznym; odznacza się nierównomierną obróbką mechaniczną materiału detrytycznego; obok ziaren półobtoczonych występują liczne ziarna ostrokrawędziste, przy czym ziarna izometryczne przeważają nad wydłużonymi; zawiera 42,8% kwarcu, 1,5% skaleni (skalenie potasowe i kwaśne plagioklazy), 16,8% okruchów skał, 12,4% żelazisto-ilastego matriks, 24,1% węglanów, 1,2% kwarcu autigenicznego;

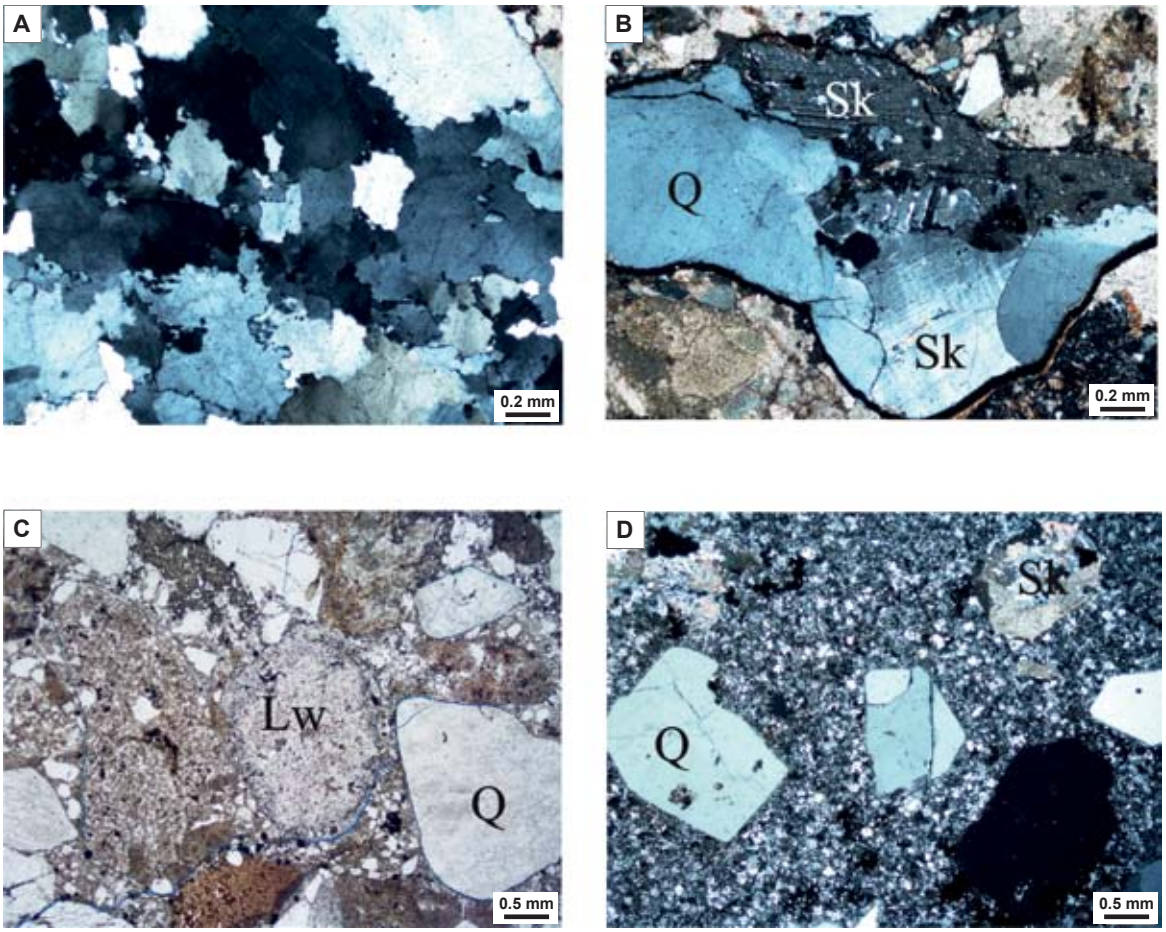


Fig. 16. Zdjęcia utworów czerwonego spągowca wykonane w mikroskopie optycznym

A – fragment okrucha kwarcu polikrystalicznego (żyłowego) w zlepieńcu; głęb. 4507,0 m, nikole skrzyżowane. **B** – okruch granitoidu złożony z kwarcu (Q) i skaleni (Sk); głęb. 4493,3 m, nikole skrzyżowane. **C** – zlepieniec piaszczysty; widoczne okruchy kwaśnych skał wylewnych (Lw) i kwarcu polikrystalicznego (Q); głęb. 4489,9 m, bez analizatora. **D** – fragment ryolitu o strukturze porfirowej, widoczne fenokryształy kwarcu (Q) i częściowo skarbonatyzowanego skalenia (Sk); głęb. 4501,8 m, nikole skrzyżowane

Photographs of the Rotliegend deposits taken in an optical microscope

A – fragment of a polycrystalline (veined) quartz clast in conglomerate; depth 4507.0 m, crossed nicols. **B** – granitoid fragment compound of quartz (Q) and feldspars (Sk); depth 4493.3 m, crossed nicols. **C** – sandy conglomerate; fragments of acidic effusive rocks (Lw) and polycrystalline quartz (Q) are visible; depth 4489.9 m, without analyser. **D** – fragment of rhyolite of porphyritic structure; phenocrysts of quartz (Q) and partly carbonatised feldspar (Sk) are visible; depth 4501.8 m, crossed nicols

– waka lityczna z głęb. 4503,5 m – występująca w postaci przewarstwień w iłowcu; brązowoszara z wiśniowym odcieniem, drobnoziarnista, o teksturze równoległej; zawiera 33,0% kwarcu, 1,0% skaleni, 1,3% łyszczyków oraz 11,5% okruchów skał; spoiwo złożone jest głównie z ilasto-mułkowego matriks (47,3%), podrzędnie występują w nim węglany, kwarc autigeniczny i anhydryt; wśród okruchów skał wyróżniono: ryolity, kwarc żyłowy, krzemienie oraz intraklasty łupków ilastych; sporadycznie pojawia się glaukonit;
– waka lityczna z głęb. 4491,6 m – to skała ciemnoszara, nierównoziarnista, zwięzła, o teksturze równoległej, zawierająca 10% żwiru skalnego, głównie okruchów ryolitów; we frakcji piaszczystej stwierdzono 25,0% kwarcu, 1,3% skaleni oraz 18,1% okruchów skał; zawiera 29,1% ilastego matriks (ze smużkami materii organicznej), 14,2% węglanów, głównie dolomitu, oraz podrzędnie występujące: kwarc autigeniczny, piryt, leukoksen i glaukonit.

Iłowce

Iłowce dostrzeżono w postaci kilku bardzo cienkich wkładek w zlepieńcach, a miąższość ich wynosi zawsze kilka milimetrów. Iłowce brunatnoczerwone są złożone głównie z pelitu ilastego impregnowanego hematytem, podrzędnie zawierają mułek i piasek kwarcowy. Iłowiec występujący na głęb. ok. 4491 m jest skałą pelityczną z licznym mułkiem kwarcowym oraz z pigmentem materii organicznej. Iłowiec ciemnobrunatny z głęb. 4503,5 m jest cięty dajkami piaskowca żelazistego szerokości 5–7 mm, o składzie waki sublitycznej.

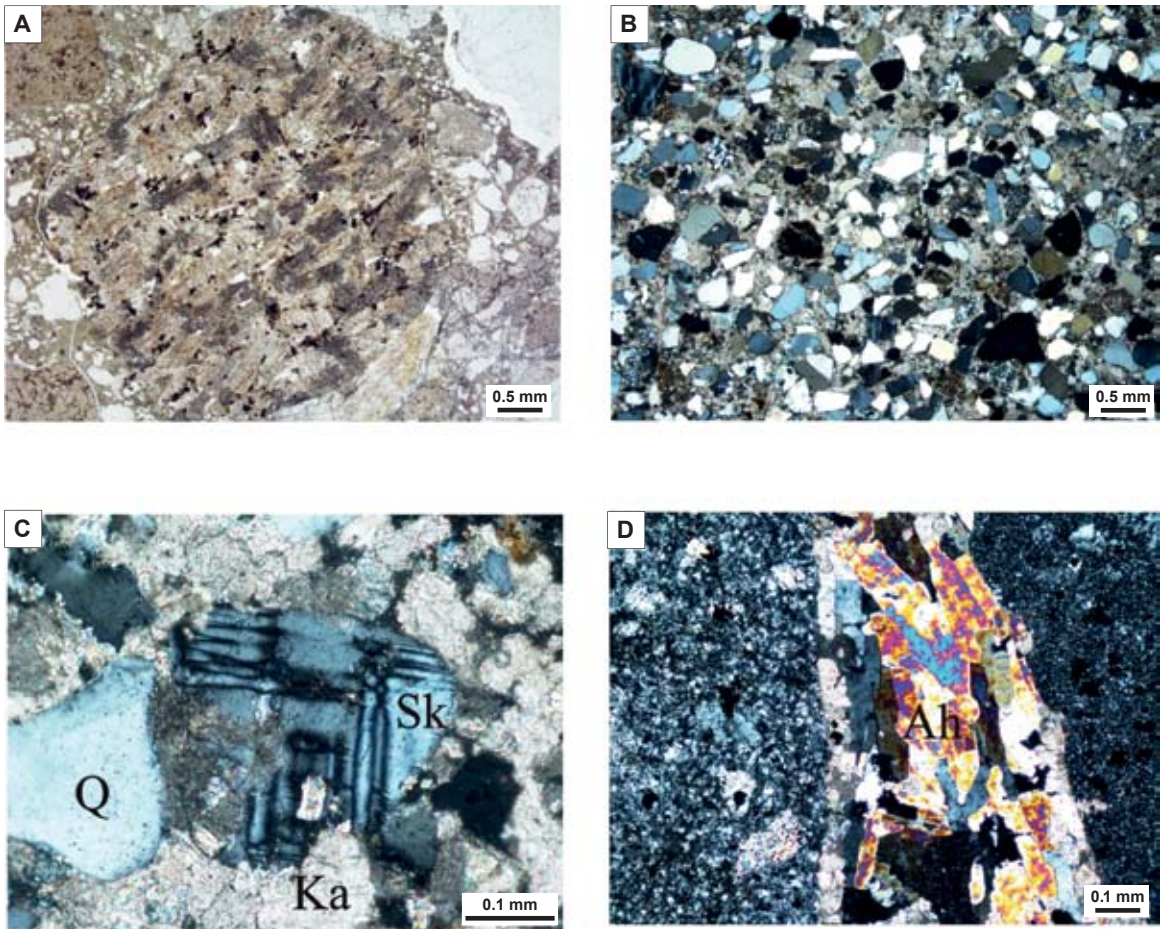


Fig. 17. Zdjęcia utworów czerwonego spągowca wykonane w mikroskopie optycznym

A – fragment zlepieńca; widoczny okruch trachyandezytu o strukturze intersertalnej; głęb. 4492,4 m, bez analizatora. **B** – piaskowiec drobnoziarnisty, arenit kwarcowy (okruch w zlepieńcu); głęb. 4496,7 m, nikole skrzyżowane. **C** – częściowo skarbonatyzowane ziarno mikroklinu (Sk) w piaskowcu; anhedralne kryształy kalcytu (Ka) tworzą spoiwo; (Q) – kwarc; głęb. 4507,6 m (próbka 14b) nikole skrzyżowane. **D** – fragment zlepieńca; między okruchami ryolitów widoczne tabliczki cementu anhydrytowego (Ah); głęb.4489,95 m, nikole skrzyżowane

Photographs of the Rotliegend deposits, taken in an optical microscope

A – fragment of conglomerate; trachyandesite clast with intersertal structure is visible; depth 4492.4m, without analyser. **B** – fine-grained sandstone, quartz arenite (clast in conglomerate); depth 4496.7 m, crossed nicols. **C** – partly carbonatised microcline grain (Sk) in sandstone; anhedral calcite crystals (Ka) form the cement; Q – quartz: depth 4507.6 m (sample 14b), crossed nicols. **D** – fragment of conglomerate; plates of anhydrite cement between rhyolite clasts are visible; depth 4489.95 m, crossed nicols

Podsumowanie

Kompleks zlepieńcowy czerwonego spągowca w otworze Bodzanów IG 1 odznacza się dość zmiennym uziarnieniem detrytu. Najgrubszy żwir notuje się w części przyspągowej zlepieńców (lecz nie w ich spągu). Kolejne warstwy odznaczają się zbliżoną wartością najczęstszej średnicy otoczaków i bardzo zmienną wartością średnicy maksymalnej (tab. 18). Warstwowanie skośne jest sporadyczne, brak uporządkowania w ułożeniu otoczaków. Dość częste są cienkie przewarstwienia piaszczyste, a tylko sporadycznie iłowcowe. Wymienione cechy osadów, wraz z uwzględnieniem cech fizjograficznych otoczaków, wskazują na transport fluwialny wobec znacznej, a jednocześnie zmiennej dynamiki wód. Wkładki skał drobnoziarnistych mogły osadzać się na równiach zalewowych.

W całym profilu zlepieńców brak zmienności w składzie litologicznym otoczaków. Głównym składnikiem żwiru są fragmenty skał wylewnych, zwłaszcza kwaśnych, częściowo zmienionych hydrotermalnie. Kolejnym istotnym składnikiem są okruchy skał osadowych: piaskowce przeważają tu zwykle nad skałami krzemionkowymi, a tufity, mułowce, iłowce i skały węglanowe występują sporadycznie. Dość liczne są również okruchy skał intruzywnych, zbliżonych do opisanych przez Rykę (1964) z suprakrustalnego kompleksu mazurskiego. Skład litologiczny żwiru wskazuje na denudację pokryw skał wylewnych dolnego czerwonego spągowca oraz kompleksów osadowych, zapewne należących do kar-

bonu. Niektóre okruchy iłowców są na pewno intraklastami. Wobec dobrej obróbki mechanicznej otoczaków skał intruzywnych nie sposób stwierdzić czy pochodzą one bezpośrednio z kompleksów krystalicznych, czy też z rozmycia zlepieńców starszych od opisywanych.

Zdaniem Pokorskiego (1974, 1997) rozkład litofacji utworów czerwonego spągowca górnego w północnej części obniżenia podlaskiego wskazuje na to, że głównym obszarem dostarczającym materiał okruchowy było wypiętrzenie mazurskie. Skały staropaleozoiczne i wychodnie skał wylewnych dolnego czerwonego spągowca na tym obszarze zostały mocno zerodowane. Materiał okruchowy był transportowany do obniżeń: warmińskiego i podlaskiego, a niewielka jego część była transportowana do bruzdy śródpolskiej, głównie przez „zatokę" Bieżunia (Pokorski, 1997). Zlepieńce czerwonego spągowca z otworu Bodzanów IG 1 i zlepieńce opisane przez Kuberską (1993) z dość blisko usytuowanego otworu Kamionki IG-3 są reprezentantami osadów aluwialnych i fluwialnych z wymienionej zatoki.

Skład mineralny piaskowców typu arenitów i wak litycznych jest zbliżony do składu zlepieńców. Różnią się one między sobą głównie zawartością ziaren kwarcu, litoklastów i rodzajem spoiwa. Zapewne część hematytu w spoiwie zlepieńców szarobrunatnych pochodzi z wtórnej impregnacji. Zlepieńce szare zawierają nikłe ilości hematytu, a ich warstwy przystropowe zawierają piryt i leukoksen.

Spoiwo wiążące materiał detrytyczny zlepieńców i piaskowców w opisywanym otworze wiertniczym jest niezmiernie charakterystyczne dla skał czerwonego spągowca. Ma ono charakter niejednorodny, zwłaszcza spoiwo porowe. Najpospolitszym jest pelit żelazisto-ilasty, głównie illitowy, spełniający rolę matriksu, występującego w porach i na kontaktach. Dość licznie notuje się średniokrystaliczne węglany wypełniające pory i tworzące skupienia (fig. 17C). W nikłych ilościach występuje tu kwarc autigeniczny, chalcedon oraz anhydryt (z wyjątkiem próbki z głęb. 4489,9 m, fig. 17D).

Wydaje się, że materiał skalny czerwonego spągowca w otworze Bodzanów IG 1 podlegał następującym przemianom diagenetycznym:

- kompakcji, z którą związane jest tworzenie się struktur wciskowych;
- sylifikacji, powodującej uszczelnienie zlepieńców i piaskowców;
- karbonatyzacji, zapewne pod wpływem infiltracji wód morza cechsztyńskiego;
- częściowej anhydrytyzacji i pirytyzacji warstw przystropowych.

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN – STRATYGRAFIA, LITOLOGIA, CHARAKTERYSTYKA MIKROFACJALNA, ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA

Uwagi wstępne

Profil cechsztynu w otworze Bodzanów IG 1 jest zlokalizowany w środkowej części niecki płockiej (warszawskiej) na przedpolu wyniesienia mazursko-suwalskiego. Paleogeograficznie znajdował się on we wschodniej części basenu polskiego na dalekim przedpolu Półwyspu Mazurskiego (Wagner, 1994), w otwartym basenie morza cechsztyńskiego, w którego podłożu występują utwory młodszego i starszego paleozoiku, rozpościerające się na kratonie wschodnioeuropejskim. W czasie sedymentacji cechsztynu obszar ten charakteryzował się słabą subsydencją, kompensowaną przez sedymentację.

Z położenia tego wynika dość znaczna miąższość osadów cechsztynu (464,05 m), w miarę kompletny profil stratygraficzny, zredukowany tylko od góry. Profil cechsztynu nie jest zaburzony tektonicznie i jest zbudowany z trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 oraz cyklotemu terygeniczno-ewaporatowego PZ4, podzielonego w tym rejonie na subcyklotem PZ4a i stropową serię terygeniczną PZt. Nazewnictwo litostratygraficzne stosowane jest wg schematu z pracy Wagnera (1994).

W profilu zaobserwowano duże i nieregularne niezgodności głębokościowe granic litologicznych pomiędzy miarami geofizycznymi i rdzeniowymi. Na granicy PZt i PZ4a granica rdzeniowa jest niżej niż granica geofizyczna o 10,7 m. Na granicy PZ2/PZ1 przesunięcie to maleje do 0,9 m, a na granicy PZ/Pcs znowu wzrasta do 5,2 m. W związku z tym wszystkie głębokości i miąższości kompleksów litologicznych określono według jednolitej miary geofizycznej.

Profil cechsztynu został opracowany przez R. Wagnera, a petrografia cechsztyńskich poziomów węglanowych przez L. Piątkowską z Warszawskiego Przedsiębiorstwa Geologicznego na zlecenie Instytutu Geologicznego. Opracowanie zamieszczono w dokumentacji wynikowej z otworu Bodzanów IG 1 (Dokumentacja…, 1982)

Litostratygrafia

Najstarsze utwory cechsztynu są reprezentowane przez cyklotem PZ1 o miąższości 183,5 m, kompletny stratygraficznie. Utwory te leżą bezpośrednio na skałach górnego czerwonego spągowca.

Bezpośrednio pod cechsztyńskim łupkiem miedzionośnym (T1) występują zlepieńce barwy szarej (biały spągowiec) o obfitym spoiwie dolomityczno-piaszczysto-mułowcowym, o charakterze masy wypełniającej. Zawartość dolomitu wynosi od 26,93 do 32,29% obj. Występuje silna impregnacja pirytem. Szczegółowy opis zlepieńców znajduje się w opracowaniu czerwonego spągowca i białego spągowca (patrz H. Kiersnowski, ten tom). Górna granica zlepieńców jest ostra i płaska, a laminy łupka miedzionośnego oblekają otoczaki zlepieńców. Zlepieńce charakteryzują się słabym obtoczeniem, brakiem wysortowania i tylko nieznacznym kierunko-

wym uporządkowaniem wydłużonych okruchów, ale obfitym spoiwem typu matrix piaszczysto-żwirowo-dolomitowe (fig. 18A, B). Barwa szara sięga znacznie niżej w profilu zlepieńców, tak jak i spoiwo dolomitowe i okruszcowanie pirytem. W środkowej części tych zlepieńców występuje słabo widoczne warstwowanie przekątne, mogące być rezultatem falowania (fig. 18C). Uznano, że górna część zlepieńców jest utworem transgresywnym cechsztynu. Dolna granica tego kompleksu jest ostra i nierówna. Niżej leżące zlepieńce należą do górnego czerwonego spągowca.

Ponad zlepieńcami występuje szeroko rozprzestrzeniony charakterystyczny poziom łupka miedzionośnego (T1) o miąższości 55 cm, przykryty osadami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o małej miąższości 4,9 m, typowymi dla otwartego basenu w jego głębszej części.

W profilu ewaporatów PZ1 nieznacznie dominuje najstarsza sól kamienna (Na1) o miąższości 89,5 m. Anhydryt dolny (A1d) ma niedużą miąższość (50,5 m), zgodnie z zasadą obowiązującą w tym cyklotemie: im więcej soli, tym mniej anhydrytu dolnego. Profil ewaporatów zamyka poziom anhydrytu górnego (A1g) o zmniejszonej miąższości 35,5 m. W miarę wyrównane proporcje miąższości poziomów ewaporatowych i stosunkowo nieduża ich sumaryczna miąższość była typowa dla głębszej, oddalonej od brzegu strefy basenu sedymentacyjnego.

Wyżej w profilu występuje cyklotem PZ2 o niezbyt dużej jak na ten cyklotem miąższości 111,0 m, prawie kompletny stratygraficznie. Brakuje w nim poziomu starszych soli potasowo-magnezowych (K2), bardzo powszechnych w tym cyklotemie, ale rzadszych na obszarze platformy prekambryjskiej. Rozpoczyna się on przewodnim poziomem stratygraficznym, skałami węglanowymi dolomitu głównego (Ca2), o małej miąższości 7,0 m. Ewaporaty PZ2 zbudowane są z charakterystycznych poziomów stratygraficznych, poczynając od anhydrytu podstawowego (A2) również małej miąższości (6,5 m), poprzez starsze sole kamienne (Na2) – 96,0 m, na anhydrycie kryjącym (A2r) kończąc. Małe miąższości skał węglanowych i siarczanowych, relatywnie nieduża miąższość soli kamiennych i brak soli potasowo-magnezowych są charakterystyczne dla profilów PZ2 z głębszej części basenu sedymentacyjnego usytuowanego na platformie prekambryjskiej.

Ponad cyklotemem PZ2 występują w ciągłości sedymentacyjnej utwory cyklotemu PZ3 o miąższości 111,0 m. Jest to miąższość przeciętna dla tego regionu. Są one również prawie kompletne stratygraficznie; brak jest tylko młodszych soli potasowo magnezowych. U podstawy cyklotemu występuje charakterystyczny poziom litostratygraficzny: szary ił solny (T3) i cienki dolomit płytowy (Ca3) o łącznej o miąższości zaledwie 1,5 m.

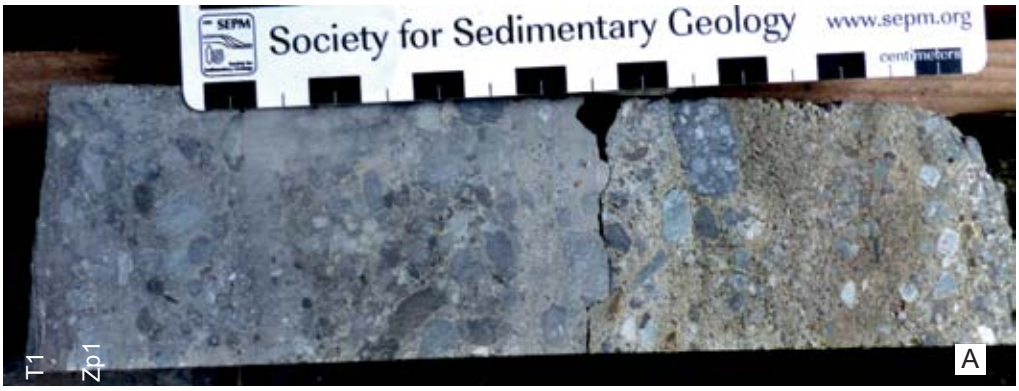
Ewaporaty PZ3 tworzą dwa poziomy: anhydrytu głównego (A3) o przeciętnej miąższości 31,5 m i młodszych soli kamiennych (Na3) o również przeciętnej w tym regionie miąższości 78,0 m. Brak w tym profilu młodszych soli potasowych (K3) nie jest niczym szczególnym, bowiem sole te nie tworzą ciągłej pokrywy w basenie PZ3, występując nieregularnie w formie rozległych soczew.

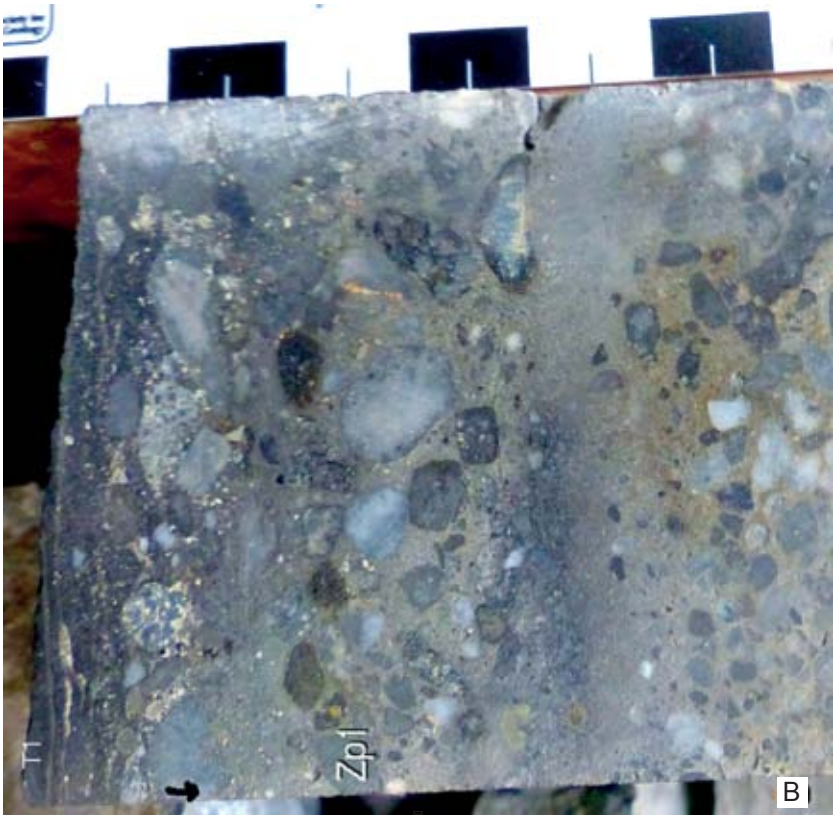
Najmłodszy cyklotem PZ4, terygeniczno-ewaporatowy, ma miąższość zaledwie 51,5 m i jest bardzo zredukowany stratygraficznie. W omawianym profilu dzieli się na subcyklotem PZ4a, będący odpowiednikiem cyklotemu Z4 w basenie niemieckim, i stropową serię terygeniczną (PZt). U podstawy zredukowanego stratygraficznie od góry subcyklotemu PZ4a występuje poziom czerwonego iłu solnego (T4a) bardzo małej miąższości 1,5 m. Ewaporaty PZ4a składają się tylko z najmłodszej soli kamiennej (Na4a), również o małej miąższości, zaledwie 13,7 m, przykryte cienkim anhydrytem stropowym (A4ar). Nie występuje tu regionalnie rozprzestrzeniony w całym basenie poziom anhydrytu pegmatytowego (A4a1). Brak jest także anhydrytu

→

Fig. 18. A. Zlepieniec podstawowy cechsztynu (Zp1); część górna 4489,7–4490,0 m. W najwyższej części fragment ostrego kontaktu z łupkiem miedzionośnym (T1). Niżej (0,1 m) zlepieniec drobnootoczakowy (maksymalnie do 15 mm średnicy). Otoczki izometryczne i wydłużone, półobtoczone i półostrokrawędziste. Wysortowanie złe. Spoiwo o charakterze masy wypełniającej piaszczysto-żwirowo-dolomitowe. W najwyższej części silne okruszcowanie siarczkami metali. W dolnej części zlepieńca, 2 cm warstewka piaskowca zlepieńcowatego. Kontakt z leżącym niżej zlepieńcem ostry, nierówny. Niżej, 0,18 m, również zlepieniec drobnootoczakowy z bardzo słabo zaznaczonym warstwowaniem przekątnym podkreślonym ułożeniem okruchów. **B.** Zlepieniec podstawowy cechsztynu (Zp1); powiększona część najwyższa 4489,7–4489,76 m. Kontakt T1/Zp1. W najwyższych 3 cm widoczne silne okruszcowanie siarczkami metali, głównie pirytem w postaci drobnych skupień i cienkich soczewek. **C.** Zlepieniec podstawowy cechsztynu (Zp1); część dolna 4490,0–4490,3 m. W najwyższej części piaskowiec zlepieńcowaty przechodzący niżej w zlepieniec grubookruchowy o maksymalnej średnicy okruchów do 5,2 cm. Otoczaki kuliste, półobtoczone lub półostrokrawędziste, ułożone bezładnie. Spoiwo matrix piaskowcowe z bardzo drobnym żwirkiem i z cementem węglanowym. Kontakty górny i dolny przejściowe. W najniższej części zlepieniec drobnootoczakowy, frakcja dominująca ok. 3–4 mm, frakcja maksymalna 6 mm. Wysortowanie dobre, obtoczenie słabe.

A. Zechstein basal conglomerate (Zp1); upper part 4489.7–4490.0 m. Uppermost portion: a sharp contact with the copper shale (T1). Below: (0.1 m) fine-pebble conglomerate (maximum of 15 mm in diameter). Isometric and elongated pebbles, subrounded and subangular. Poorly sorted. Sandy-gravelly-dolomitic matrix. In the uppermost part, highly mineralized with metal sulphides. In the lower part of the conglomerate, a 2-cm-thick conglomeratic sandstone layer. The contact with underlying conglomerate is sharp and uneven. Below, 0.18 m, fine-pebble conglomerate with very poorly marked cross-bedding accentuated by the arrangement of pebbles. **B.** Zechstein basal conglomerate (Zp1); close-up of the uppermost part 4489.7–4489.76 m. T1/Zp1 contact. Within the uppermost 3 cm, abundant mineralization with metal sulphides is visible (mainly pyrite in the form of minute concentrations and thin lenses). **C.** Zechstein basal conglomerate (Zp1); lower part 4490.0–4490.3 m. In the uppermost part, sandy conglomerate grading downward into thick-pebble conglomerate with clasts up to 5.2 cm in size. Pebbles are spherical, subrounded and subangular, and randomly distributed. The matrix is sandy with very fine gravels, and contains carbonate cement. The upper and lower contacts are gradual. In the lowermost part, the conglomerate is composed of fine pebbles with the dominant grain size of *ca*. 3–4 mm, with the maximum of 6 mm. Well sorted, poorly rounded.


Society for Sedimentary Geology
www.sepm.org
T1
Zp1
A


T1
Zp1
B


Society for Sedimentary Geology
www.sepm.org
C

pegmatytowego górnego (A4a2) rozdzielającego najmłodszą sól kamienną dolną (Na4a1) od najmłodszej soli kamiennej górnej (Na4a2).

Profil cechsztynu zamyka seria czerwonych skał terygenicznych o miąższości 36,0 m, tworzących stropową serię terygeniczną (PZt), stanowiąca wiekowy odpowiednik formacji rewalskiej na Pomorzu zachodnim i młodszych subcyklotemów cechsztynu w centralnym basenie sedymentacyjnym (Wagner, 1994). Ponad stropową serią terygeniczną występują utwory terygeniczne, tworzące najstarsze poziomy dolnego pstrego piaskowca Tp1.

Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich poziomów skał węglanowych

W profilu cechsztynu z otworu wiertniczego Bodzanów IG 1 przerdzeniowano dwa poziomy skał węglanowych: dolomitu głównego (Ca2) i wapienia cechsztyńskiego (Ca1) wraz z łupkiem miedzionośnym (T1). Wykonano szereg płytek cienkich i analiz chemicznych opracowanych mikrofacjalnie na zlecenie Instytutu przez L. Piątkowską z Przedsiębiorstwa Geologicznego w Warszawie.

Płytki cienkie znajdują się w Archiwum Narodowym w Warszawie, w kolekcji cechsztynu R. Wagnera i M. Wichrowskiej.

Łupek miedzionośny (T1)
4489,15–4489,7 m; miąższość 0,55 m

Wykonano 4 płytki cienkie i z tych samych próbek 4 analizy chemiczne.

Poziom łupka miedzionośnego tworzą łupki ilasto-dolomityczne o zawartości dolomitu 27,1–43,11% obj., miejscami przechodzące w łupki dolomityczno-ilaste o zawartości dolomitu do 69,89% obj. W płytkach cienkich widoczny jest dolomikrosparyt gęsto, regularnie laminowany i smugowany substancją ilasto-bitumiczną z silną impregnacją siarczkami żelaza.

Dolna granica T1 jest ostra i płaska. Laminy ilasto-bitumiczne oblekają wystające z osadu otoczaki zlepieńca.

Wapień cechsztyński (Ca1)
4483,9–4489,15 m; miąższość 5,25 m

Wykonano 23 płytki cienkie i tyle samo analiz chemicznych.

W obrębie wapienia cechsztyńskiego wyróżniono 4 kompleksy litologiczne:

1. 4486,8–4489,15 m; miąższość – 2,35 m.

Dolomikryty zailone z dość liczną mikrofauną. Kompleks ten jest dwudzielny. W dolnej części (4488,6–4489,15 m) występują dolomikryty, silnie zailone o zwartości dolomitu 53,42–57,4% obj., przechodzące stopniowo w mułowce i iłowce dolomityczne o zawartości dolomitu do 30,68% obj., gęsto laminowane krótkimi smużkami ilasto-bitumicznymi, i impregnowane siarczkami żelaza tworzącymi często wydłużone skupienia. Mikrofauna nieliczna.

Granica Ca1 z niżej leżącymi osadami łupka miedzionośnego (T1) jest przejściowa.

W górnej części kompleksu (4486,8–4488,6 m) są to dolomikryty o zawartości dolomitu powyżej 50% obj. (60,38–50,77% obj.), jedynie w najniższej części nieznacznie poniżej 50%, ze znacznym udziałem substancji ilastej i aleurytu kwarcowego. Widoczne są niezbyt liczne laminy ilasto-bitumiczne o równoległym ułożeniu, o grubości 0,54–1,2 mm. Występuje liczna mikrofauna w postaci otwornic jednoseryjnych i małżoraczków z zachowanymi oboma skorupkami, zorientowana kierunkowo. Sporadycznie, w najwyższej części kompleksu widoczne są zneomorfizowane relikty struktur ooidowych i grudkowych. Występują liczne, drobne skupienia siarczków żelaza, przyjmujących niekiedy kształty wydłużonych soczewek.

2. 4485,3–4486,8 m; miąższość 1,5 m.

Dolomikryty onkolitowe z dużym udziałem substancji ilastej i aleurytu kwarcowego występujących głównie w licznych smugach ilasto-bitumicznych oraz mikrostylolitach o kierunkowym, równoległym uporządkowaniu. Zawartość dolomitu wynosi 77,08–59,37% obj., przy znacznej obecności części nierozpuszczalnych 15,39–28,45% obj. Widoczne są liczne relikty onkoidów właściwych o zneomorfizowanych, sparytowych wnętrzach. Budowa powłokowa jest częściowo zatarta, widoczna dzięki zachowanym fragmentom otwornic płożących. Reliktowe struktury onkoidowe są najczęściej oddzielone od tła mikrodolosparytowego mikroszwami stylolitowymi wskazującymi na intensywne procesy rozpuszczania. Onkoidy mają kształty dyskoidalne, świadczące o procesach kompakcyjnych. Wielkość onkoidów wynosi przeciętnie od 1–4 do 2,7 mm Ø, maksymalnie 4,3 mm Ø. Sporadycznie występują makroonkoidy o pokroju kulistym mające 6,9 mm Ø (4485,35 m). Również sporadycznie widoczna jest cienkoskorupowa fauna małżowa.

3. 4484,7–4485,3 m; miąższość 0,6 m.

Dolomikryty zailone ze znacznym udziałem substancji ilasto-bitumicznej i aleurytu kwarcowego zgrupowanych głównie w smugach i laminach o strukturze równoległej. Laminy ilasto-bitumiczne są grubości 0,8–0,25 mm. Liczne mikrostylolity są ułożone równolegle do laminacji. Zawartość dolomitu wynosi 61,07–66,78% obj., a części nierozpuszczalnych 13,83–25,37% obj.

Występują miejscami drobne wydłużone konkrecje i laminy anhydrytowe. Zawartość anhydrytu dochodzi do 20,16% obj.

4. 4483,9–4484,7 m; miąższość 0,8 m.

Dolomikrosparyt onkolitowy, warstwowany. Warstwowanie jest wynikiem występowania naprzemianległych ciemnych i jasnych warstewek dolomikrosparytu. Warstewki ciemniejsze o grubości 4,6–6,75 mm i podrzędnej laminacji zawierają liczne drobne skupienia siarczków żelaza oraz leukoksenu. Występują w nich liczne drobne grudki i gruzełki oraz onkoidy o częściowo zatartej budowie wewnętrznej, o wymiarach przeciętnych 0,54–0,8 mm Ø, maksymalnie 1,0 mm Ø.

Warstewki jaśniejsze o grubości 1,0–2,7 mm zawierają nieliczne, drobne onkoidy o średnicy ok. 0,54 mm i nieliczne grudki, oraz są zanhydrytyzowane. Anhydryty występują też w postaci konkrecji o średnicy do 2,4 mm, szczególnie liczne w dolnej części kompleksu.

W górnej części kompleksu, na głęb. 4484,2 m, widoczne są dwie małe kolumienki stromatolitowe o wysokości 17–18 mm i szerokości 8 i 14 mm. Stromatolity wykazują niewyraźną laminację z otwornicami płożącymi. W interstycjum widoczny jest małżoraczek. W kompleksie występuje nieliczna mikrofauna: otwornice spiralne i małżoraczki oraz małże.

Zwartość dolomitu w kompleksie wynosi 48,26–76,93% obj., przy niedużej zawartości części nierozpuszczalnych do maksymalnie 4,54% obj. Zawartość anhydrytu wynosi 15,03–46, 32% obj. W całym kompleksie widoczne są liczne, poziome szwy stylolitowe

Najwyższy kompleks Ca1 ma charakter maty mikrobialnej.

Anhydryt górny (A1g)

Opracowaniem petrograficznym objęto również najwyższą część A1g w interwale 4301,9–4303,4 m o miąższości 1,5 m. Wykonano tu 5 płytek cienkich i tyle samo analiz chemicznych.

W najwyższej części badanego odcinka na głęb. 4302,2 m uchwycono szlifem dolomikrosparyt, jak w dolomicie głównym, z gruzłami dolomitowymi o wymiarach do 0,8 mm.

Niżej zdecydowanie wzrasta udział anhydrytu do 60–70% obj. Występujące tu gruzłowate skupienia dolomikrosparytu zawierają drobne gruzełki dolomitowe i zanhydrytyzowane skorupy fauny małżowej. Anhydryt ma też teksturę gruzłowatą. W najniższej części opracowanego odcinka w nieregularnych skupieniach dolomitowych widoczne są relikty form ooidowych, zanhydrytyzowanych, o wymiarach przeciętnych 0,27–0,10 mm Ø, maksymalnie 0,4 mm Ø.

Dolomit główny (Ca2)
4297,6–4301,9 m; miąższość 4,3 m

Wykonano 12 płytek cienkich i tyle samo analiz chemicznych w dolomicie głównym i 5 płytek cienkich i analiz chemicznych w najwyższej części anhydrytu górnego (A1g)

W obrębie dolomitu głównego wyróżniono 2 kompleksy litologiczne:

1. 4300,6–4301,9 m; miąższość 1,3 m.

Dolomikryt o teksturze gruzłowej z cienkimi smugami ilasto-bitumicznymi i nieregularnymi laminami z aleurytem kwarcowym oraz z liczną, cienkoskorupową fauną małżową, zwłaszcza w dolnej części, i obfitą mikrofauną, głównie małżoraczków z obydwiema skorupkami. Elementy szkieletowe nie wykazują uporządkowania kierunkowego. Zawartość dolomitu jest wysoka 72,28–84,05% obj., przy zawartości części nierozpuszczalnych rzędu 15% obj. Zawartość anhydrytu jest minimalna i nie przekracza 2% obj. Zwraca uwagę obecność $MgCO_3$ dochodząca do 4% obj., który prawdopodobnie ma postać kryptokrystaliczną i wchodzi w skład dolomikrytu.

W dolomikrycie tkwią liczne podłużne gruzły, też dolomikrytowe, nie różniące się od tła skalnego. Są one najczęściej rozczłonkowane, o wymiarach najczęstszych 1,0–4,6 mm, a maksymalnych 5,0–10,0 mm. Część gruzłów wykazuje ślady wewnętrznego rozpuszczania w postaci mikrokawern wypełnionych dolosparytem z domieszka anhydrytu.

2. 4297,6–4300,6 m; miąższość 3,0 m.

Dolomikryt, miejscami dolomikrytosparyt ze smugami ilasto-bitumicznym. W niższej części kompleksu wzrasta ich ilość i pojawiają się także delikatne laminy ilasto-bitumiczne o grubości 0,27–0,68 mm, zawierające aleuryt kwarcowy i drobne skupienia siarczków żelaza.

Występuje dość licznie fauna małżów i mikrofauna otwornic i małżoraczków. W górnej części kompleksu jest ona niezbyt liczna, a małże są cienkoskorupowe i zorientowane kierunkowo. W dolnej części, od głęb. 4299,7 m, wzrasta udział małżów gruboskorupowych, wyraźnie kierunkowo zorientowanych. Mikrofauna jest często impregnowana siarczkami żelaza.

Zawartość dolomitu jest wysoka i wynosi 74,05–91,95% obj. przy obecności części nierozpuszczalnych w ilości 2,77–14,39% obj. w środkowej części kompleksu. Występuje także magnezyt, podobnie jak w kompleksie niższym, o zawartości do 3–4% obj. Zawartość anhydrytu jest nieduża, do 1% obj., wrastająca w najwyższej części do 10% obj.

Środowiska sedymentacji i paleogeografia

Profil utworów cechsztynu rozpoznany otworem wiertniczym Bodzanów IG 1 był usytuowany we wschodniej części polskiego basenu cechsztyńskiego, na kratonie wschodnio-europejskim, w pobliżu jego zachodniej granicy z platformą paleozoiczną, u północnego wylotu zatoki podlaskiej. Takie położenie tektoniczne miało znaczący wpływ na rozwój sedymentacji utworów cechsztynu. Obszar starej platformy, skonsolidowanej w proterozoiku, charakteryzował się najsłabszą subsydencją w basenie cechsztyńskim, rzędu 50 m/Ma, całkowicie kompensowaną przez osady (Wagner i in., 1980). Obramowanie basenu od wschodu stanowił masyw prekambryjski stanowiący w tym czasie wysunięty ku zachodowi obszar lądowy, tworzący półwysep zbudowany z osadów starszego paleozoiku i prekambru oraz proterozoicznych skał krystalicznych i metamorficznych. Półwysep Mazurski (Wagner, 1994, 2012) tworzący ten obszar lądowy był prawie całkowicie speneplenizowany w czasie długotrwałych procesów erozyjnych obejmujących czas od późnego karbonu i prawie cały perm z wyjątkiem jego najmłodszej części przypadającej na depozycję cechsztynu i lokalnie najwyższego czerwonego spągowca. Minimalna luka stratygraficzna i sedymentacyjna wynosi ok. 50 mln lat (Wagner, 2008).

Podobnie jak na Półwyspie Mazurskim, obszar przyszłego basenu cechsztyńskiego poddany był długotrwałym procesom erozyjnym, a erozja dotarła do różnych ogniw starszego paleozoiku reprezentujących sylur. Najstarsze, transgresywne osady cechsztynu leżą, z wielką luką stratygrafczną, na utworach syluru, miejscami na cienkich utworach klastycznych górnego czerwonego spagowca. W czasie sedymentacji górnego czerwonego spągowca utworzył się na zachód od tego obszaru (na platformie paleozoicznej) rozległy, kontynentalny basen sedymentacyjny (Kiersnowski, Buniak, 2006). Wypełniły go osa-

dy terygeniczne znacznych miąższości, pochodzenia głównie fluwialnego, w górnej części przechodzące w osady plaji i eoliczne. Natomiast na omawianym obszarze powstała nieciągła pokrywa cienkich skał klastycznych od kilku do kilkunastu metrów miąższości, głównie piaskowców i mułowców z domieszkami drobnookruchowych zlepieńców, zaliczana do górnego czerwonego spągowca, utworzona zapewne w tym samym impulsie subsydencji, który spowodował transgresję cechsztyńską. W tym czasie dominował klimat pustynny, gorący i suchy z okresowymi gwałtownymi opadami deszczu. W takich warunkach relief powaryscyjski ulegał szybkiej degradacji, elementy wypiętrzone były niszczone w procesach erozji, a obniżenia wypełniane osadami. Degradacji uległy dużej miąższości utwory syluru, dewonu i starszego karbonu, do namuru włącznie. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego relief tego obszaru był już w znacznym stopniu wyrównany z zachowanymi miejscami płaskimi strefami obniżeń i wypiętrzeń, tylko lokalnie o większej amplitudzie.

W rejonie Bodzanowa IG 1 ta sytuacja paleogeograficzna wygląda odmiennie. Utwory cechsztynu leżą na cienkich (16,15 m, wg pomiarów geofizycznych 16,7 m) zlepieńcach górnego czerwonego spągowca, a te z kolei, z dużą luką stratygraficzną, na utworach karbonu górnego. Jest to wyjątkowa sytuacja w tym rejonie, ponieważ poza tym profilem nie stwierdzono tu nigdzie występowania karbonu i to górnego. Najprawdopodobniej w podłożu cechsztynu istniał niezidentyfikowany rów tektoniczny, w którym zachowały się utwory młodszego karbonu.

Silny impuls subsydencji w najwyższym permie spowodował ugięcie się ogromnych obszarów basenu permskiego, zwłaszcza w jego wschodniej części (w tym również zachodnich rejonów kratonu wschodnio-europejskiego), co umożliwiło transgresję morza cechsztyńskiego. Objęło ono swoim zasięgiem zachodnią krawędź kratonu, głęboko wcinając się w jego obręb zatokami bałtycką i podlaską i przekraczając na setki kilometrów ramy kontynentalnego basenu górnego czerwonego spągowca (Wagner, 1994).

Po transgresji morza cechsztyńskiego klimat pozostał suchy i gorący z okresami bardziej wilgotnymi, szczególnie w czasie sedymentacji najwyższego cechsztynu, kiedy fluktuacje klimatu wpływały decydująco na cykliczność sedymentacji osadów (Wagner, Peryt, 1998). Osady cechsztynu utworzyły się w trzech cyklotemach węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 i niekompletnym cyklotemie terygeniczno-ewaporatowym PZ4, zbudowanym z najstarszego subcyklotemu PZ4a i stropowej serii terygenicznej (PZt). W trakcie sedymentacji utworów cechsztynu zmieniał się zasięg morza cechsztyńskiego a także warunki klimatyczne.

Cyklotem PZ1

Pierwsza transgresja morza cechsztyńskiego była szybka i na całkowicie speneplenizowanym obszarze zachodniej części kratonu wschodnio-europejskiego. W rejonie otworu Bodzanów IG 1 morze cechsztyńskie transgredowało na cienkie (18,5 m miąższości) osady kontynentalne górnego czerwonego spągowca, pod którym występują utwory karbonu górnego. Prawdopodobnie transgredujące morze przerobiło w niewielkim stopniu stropową część czerwonego spągowca o miąższości zaledwie 65 cm, co świadczy o szybkiej transgresji (fig. 18A, B, C)

Powyżej poziomu zlepieńca podstawowego występują łupki ilasto-wapniste tworzące charakterystyczny poziom łupka miedzionośnego (T1) i wapienie należące do poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Występowanie tych poziomów zostało stwierdzone rdzeniami wiertniczymi, a ich dobry uzysk umożliwił dokładne opracowanie i jednoznaczną interpretację środowisk sedymentacji.

Ostra granica łupka miedzionośnego ze zlepieńcem podstawowym (fig. 18B) może świadczyć o bardzo szybkiej transgresji w tym rejonie. Prawdopodobnie był to obszar obniżony (szczątkowy rów tektoniczny) w stosunku do bliskiego otoczenia, i morze cechsztyńskie bardzo szybko, może katastroficznie, zalało ten obszar.

Transgresja doprowadziła do gwałtownej zmiany reżimu sedymentacyjnego z warunków lądowych do spokojnego, stagnującego środowiska morskiego. W takim środowisku powstały utwory łupka miedzionośnego (T1) reprezentujące spokojne warunki sedymentacji w środowisku redukcyjnym poniżej podstawy falowania.

Na granicy łupka miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego nastąpiła istotna zmiana warunków sedymentacyjnych, być może związana ze zwiększaniem się energii hydrodynamicznej, które zmieniły środowisko redukcyjne w utleniające i doprowadziły do precypitacji węglanów tworzących poziom wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Zmiany te miały charakter regionalny i zachodziły w całym basenie cechsztyńskim.

W rejonie Bodzanowa IG 1 zmiany te zachodziły szybko, ale stopniowo, a granica T1/Ca1 ma charakter stopniowy. Najniższy kompleks osadów Ca1 (4489,15–4486,8 m), dolomikrytów zailonych miejscami laminowanych, powstał także w warunkach niskiej energii hydrodynamicznej, poniżej podstawy falowania. Pojawiła się mikrofauna, a w najwyższej części tego kompleksu również makrofauna (małże). Kierunkowe ułożenie elementów szkieletowych świadczy o działalności słabych prądów trakcyjnych.

Wyższe kompleksy wapienia cechsztyńskiego dokumentują stopniowe spłycanie środowisk sedymentacji aż do krańcowego spłycenia, powszechnego w całym basenie sedymentacyjnym, ze strefą centralną włącznie (Wagner, 1994). Jest to typowa sekwencja przebiegu sedymentacji osadów Ca1, która prawdopodobnie miała miejsce także w rejonie Bodzanowa IG 1.

Ponad kompleksem mikrytowym występuje kompleks dolomitów onkolitowych (4485,3–4486,8 m) z dość obfitą fauną małżową i mikrofauną. Są to osady o wysokiej, prawdopodobnie okresowej, aktywności hydrodynamicznej, deponowane powyżej podstawy falowania. Niewykluczone, że duże ooidy, widoczne np. na głęb. 4485,35 m, mogły być redeponowane z płytszej strefy w okresach sztormowych. W kompleksie 4484,7–4485,3 maleje na krótko energia hydrodynamiczna środowiska, po czym powtórnie rośnie, aż do końca sedymentacji wapienia cechsztyńskiego. Najwyższy

kompleks Ca1 w interwale 4483,9–4484,7 m powstał w środowisku płytkowodnym, powyżej podstawy falowania. Były to maty mikrobialne zbudowane z lamin cyjanobakteryjnych zawierające liczne ooidy i jeden poziom bardzo małych stromatolitów w górnej części poziomu. Był to odpowiednik regionalnie rozprzestrzenionych poziomów stromatolitowych w najwyższej części wapienia cechsztyńskiego. Miało tu miejsce powszechne spłycenie morza cechsztyńskiego, aż do okresowych wynurzeń włącznie (Wagner, 1994). Proces ten wystąpił także w rejonie Bodzanowa IG 1, ale nie doszło tu do wynurzenia wapienia cechsztyńskiego.

Osady najstarszego cechsztynu w omawianym profilu stanowią typowy przykład cyklu transgresywno-regresywnego.

Niewielka ilość rdzenia z serii ewaporatowej PZ1 (tylko z najniższej i najwyższej jej części) zmusza do ograniczenia się do ogólnych wniosków dotyczących przebiegu sedymentacji w tym profilu w oparciu o znajomość reguł regionalnych.

Silne spłycenie morza cechsztyńskiego w końcowej fazie sedymentacji wapienia cechsztyńskiego trwało aż do momentu powstawania najniższych warstw ewaporatów cyklotemu PZ1, czyli w najniższej części – anhydrytu dolnego (A1d), co było spowodowane silnym wzrostem zasolenia wód. Najniższa jego część, na pograniczu z wapieniem cechsztyńskim, rozpoznana rdzeniem, jest zbudowana ze skrajnie płytkowodnych anhydrytów o strukturze grubo mozaikowej. Tworzące ją nieregularne, konkrecyjne gruzły anhydrytowe spojone szarym dolomitem są charakterystyczne dla środowiska sebki przybrzeżnej. W wyższej części A1d dominują nieregularne struktury typu rzadkiego, nieregularnego warstwowania i żyłkowania świadczące o panującym nadal środowisku płytkowodnym, ale zdecydowanie głębszym niż w warstwie podścielającej. W górnej części A1d, pojawiają się regularne laminy substancji ilasto-dolomitycznej, świadczące o spokojnej sedymentacji w pogłębiającym się basenie ewaporacyjnym. Niestety nie mamy rdzeni z tego odcinka. Środowisko takie utrzymało się do końca sedymentacji anhydrytu. Wzrastające zasolenie wód morskich doprowadziło do sedymentacji najstarszej soli kamiennej Na1, która osiągnęła tu niedużą miąższość 89,5 m.

Przerwanie sedymentacji soli kamiennych nastąpiło z początkiem sedymentacji anhydrytu górnego (A1g). Było to związane z postępującą, stopniową ingresją świeżych wód morskich. Sedymentacja soli kamiennych spowodowała efekt obniżenia salinarnego wód w basenie ewaporacyjnym tak, że powrót do sedymentacji anhydrytów odbywał się w płytszym środowisku. O takim środowisku świadczy uchwycona w rdzeniu najwyższa część anhydrytu górnego. Są to płytkowodne anhydryty o strukturze gruzłowej, a w najwyższej części, przy granicy z dolomitem głównym (Ca2), w anhydrycie występują nieregularne skupienia dolomitu z ooidami i fauną małżową i otwornicową. Osady te sprawiają wrażenie spływów grawitacyjnych nie całkowicie zlityfikowanego materiału.

Osady cyklotemu PZ1 tworzyły się początkowo w środowisku głębokowodnym, w czasie szybkiego zalania obniżonego obszaru wypełnionego zlepieńcami, zmieniającym się szybko w relatywnie głębokowodne w czasie sedymentacji łupka miedzionośnego, oraz ponownie w płytkowodne na pograniczu wapienia cechsztyńskiego i anhydrytu dolnego. W czasie sedymentacji A1d stopniowo rosła głębokość basenu, a pod koniec sedymentacji tego poziomu ustaliły się warunki względnie głębokowodne. Z analizy regionalnej wynika, że najstarsza sól kamienna osadzała się również w głębszym basenie sedymentacyjnym, ale brak rdzeni uniemożliwia udowodnienie tej tezy. Ingresja świeżych wód morskich, powodująca nawrót sedymentacji siarczanów z poziomu anhydrytu górnego, przebiegała już zapewne w warunkach płytkowodnych.

Reasumując, osady cyklotemu PZ1 utworzyły się zapewne w obniżeniu strukturalnym, być może pochodzenia tektonicznego typu resztkowy rów tektoniczny, wypełniając utworami ewaporatowymi istniejącą deniwelację i wyrównując tym samym dno basenu.

Cyklotem PZ2

Postępująca ingresja świeżych wód morskich doprowadziła stopniowo do przerwania sedymentacji ewaporatów cyklotemu PZ1 i spowodowała nawrót sedymentacji węglanowej (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Ingresja postępowała powoli, stopniowo rozrzedzając stężenie soli w wodach basenu cechsztyńskiego i podnosząc ich poziom. W konsekwencji doprowadziła do przerwania sedymentacji ewaporatów i nawrotu do sedymentacji węglanów dolomitu głównego (Ca2) rozpoczynającego cyklotem PZ2.

Zasięg basenu dolomitu głównego na Półwyspie Mazurskim był jednak znacznie mniejszy niż cyklotemu PZ1, a obszar lądowy był już prawie całkowicie speneplenizowany. Klimat w tym czasie był ekstremalnie suchy, a szata roślinna bardzo uboga (Wagner, 1994).

Na zachodnim obrzeżeniu Półwyspu Mazurskiego utworzyła się platforma węglanowa dolomitu głównego, stanowiąca fragment platformy mazurskiej (Wagner, 2012). Na jej przedpolu utworzyła się rozległa, płytkowodna równia basenowa obejmująca swoim zasięgiem cały obszar basenowy na kratonie wschodnio-europejskim. Dno tego basenu miało wyrównany relief i było lekko pochylone w kierunkach zachodnim i południowo-zachodnim.

Fragment przestrzennego układu systemów depozycyjnych Ca2 wraz z ich zróżnicowaniem oraz paleomiąższością (w rejonie profilu Bodzanów IG 1) przedstawiono na mapie paleogeograficznej dolomitu głównego na figurze 19.

W profilu z Bodzanowa IG 1, na granicy dolomitu głównego (Ca2) z niżej leżącym anhydrytem górnym cyklotemu PZ1, nie zachował się w rdzeniu kontakt Ca2/A1g, ale można przypuszczać, że był przejściowy. Najstarsze utwory dolomitu głównego (4301,9–4300,6 m) mają teksturę gruzłowa, którą można interpretować jako osady spływów grawitacyjnych – debrytów, na podłożu o lekkim nachyleniu. Analogiczna tekstura występuje w najwyższej części anhydrytu górnego cyklotemu PZ1. Oznacza to, że już w tym czasie powstała na dnie basenu lekko nachylona, powierzchnia, po której spełzywały świeżo zdeponowane osady. Podobna sytuacja istniała w najstarszych utworach Ca2. W tych osadach zachowały się ślady laminacji równoległej, chociaż obecnie zaburzonej,

oraz występuje tam dość liczna fauna małżowa i mikrofauna. Świadczy to o spokojnej sedymentacji w słabo aktywnym hydrodynamicznie środowisku sedymentacji, w niezbyt głębokim basenie sedymentacyjnym. W wyższej części dolomitu głównego tekstura ta zanika, co świadczy o wyrównaniu deniwelacji w dnie basenu. Basen ten miał tendencję do pogłębiania, ponieważ wyższa część dolomitu głównego (4300,6–4297,6 m) tworzyła się również w nisko hydrodynamicznym środowisku sedymentacji, ale z uboższą fauną i wyraźniejszą laminacją równoległą. Kierunkowe ułożenie elementów szkieletowych świadczyło o działalności słabych prądów trakcyjnych. W stropowej części Ca2 wzrasta zawartość anhydrytu do 32,5%, zaznaczając zmianę środowiska sedymentacji w kierunku wzrostu zasolenia i precypitacji siarczanów.

Miąższość osadów dolomitu głównego wynosi w profilu z Bodzanowa IG 1 4,3 m. Jest to niska, ale dość reprezentatywna wartość dla obszaru płytszej części równi basenowej na kratonie wschodnio-europejskim (Wagner, 2012). Sedymentacja osadów dolomitu głównego w tym rejonie odbywała się na pograniczu głębszej i płytszej części otwartego basenu. Środowisko sedymentacji było spokojne, poniżej podstawy falowania, w dolnym kompleksie ze słabymi spływami grawitacyjnymi, w górnym poddawane działalności słabych prądów trakcyjnych. Jest tu w pewnym zakresie zatarta charakterystyczna dwudzielność dolomitu głównego na platformie prekambryjskiej, polegająca na płytkowodnej, transgresywnej dolnej części profilu i bardziej głębokowodnej części górnej (Wagner, 1994). Dwudzielność ta zaznacza się w profilu Bodzanowa IG 1 w bardzo słabym stopniu.

Granica z wyżej leżącymi anhydrytami jest ostra, płaska i może świadczyć o małej luce sedymentacyjnej i bardzo szybkiej zmianie warunków zasolenia wód morskich.

Osady węglanowe dolomitu głównego zostały przykryte przez osady siarczanowe anhydrytu podstawowego (A2), w miarę postępującego wzrostu zasolenia wód w basenie. Anhydryt podstawowy ma małą miąższość (6,5 m), typową dla głębszej części basenu.

Stosunkowo szybko doszło do sedymentacji starszych soli kamiennych (Na2), niezbyt dużej miąższości (96.0 m), będącej świadectwem słabej ale wzmożonej subsydencji, typowej dla cyklotemu PZ2. Cykl sedymentacji cyklotemu PZ2 został zakończony recesywnymi anhydrytami poziomu anhydrytu kryjącego (A2r) o miąższości zaledwie 1,5 m, a jego zasięg pokrywa się ze starszą solą kamienną.

Cyklotem PZ2 w omawianym profilu ma niedużą miąższość (111,0 m). Świadczy to o słabej subsydencji kompensowanej przez sedymentację.

Cyklotem 3 (PZ3)

Nowa transgresja morska zapoczątkowała sedymentację cyklotemu PZ3. Osady cyklotemów PZ1 i PZ2 wyrównały większość deniwelacji dna morskiego tak, że powstał wyrównany, dość regularny rozkład facji i miąższości w cyklotemie PZ3.

Nowy cykl sedymentacyjny rozpoczął się serią osadów szarego iłu solnego (T3) i dolomitu płytowego (Ca3) o łącznej minimalnej miąższości 1,5 m. Przy tak małych miąższościach Ca3+T3 geofizyka otworowa nie wnosi nic nowego w kwestii rozdzielenia tych poziomów. Mała miąższość tych poziomów w profilu Bodzanowa IG 1, jest charakterystyczna dla głębszego otwartego basenu. Ewaporatowy etap rozwoju cyklotemu PZ3 rozpoczyna sedymentacja anhydrytów z poziomu anhydrytu głównego (A3) o przeciętnej miąższości 31,5 m. Młodsza sól kamienna (Na3) ma niedużą miąższość 78,0 m. Podobnie jak w cyklotemie PZ2, utwory cyklotemu PZ3 osadzały się w basenie morskim o niewielkiej subsydencji, kompensowanej przez akumulację. Ponieważ osady cyklotemu PZ3 w profilu z Bodzanowa IG 1 prawie nie były rdzeniowane, rozważania o prawdopodobnym przebiegu sedymentacji można przedstawić tylko na podstawie regionalnej ich znajomości w skali basenu.

Warunki batymetryczne w tej części basenu cechsztyńskiego zostały wyrównane w wyniku wypełnienia deniwelacji dna płaszczem osadów PZ1 i PZ2, a zwłaszcza starszej soli kamiennej. Mała miąższość dolomitu płytowego, przeciętne miąższości anhydrytu głównego i nieco większe miąższości młodszej soli kamiennej nie odbiegają od normy regionalnej (Dadlez i in., 1998).

Cyklotem PZ4

Rozpoczęcie nowego etapu sedymentacji cechsztynu wyznaczają zmiany klimatyczne (Wagner, Peryt, 1998). Rozpoczyna się sedymentacja cyklotemu terygeniczno-ewaporatowego PZ4, składającego się w tym profilu z najstarszego subcyklotemu terygeniczno-ewoporatowego PZ4a i poziomu terygenicznego stropowej serii terygenicznej PZt.

Brak rdzeni z poziomów litostratygraficznych subcyklotemu PZ4a uniemożliwił ich opracowanie, dlatego ograniczono się do ogólnych wniosków paleogeograficznych.

Profil subcyklotemu PZ4a charakteryzuje się minimalną miąższością skał terygenicznych czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), zaledwie 1,5 m, brakiem anhydrytu pegmatytowego dolnego i górnego, i minimalną miąższością najmłodszej soli kamiennej (Na4) – zaledwie 13,7 m. Wynika z tego, że omawiany obszar w czasie depozycji subcyklotemu PZ4a znajdował się poza głównym obszarem alimentującym centralny basen w materiał terygeniczny, który spowodował tam powstanie grubych serii zubrów (Wagner, 1994), a także, że obszar ten znajdował się na pograniczu zasięgu ewaporatów cyklotemu PZ4. Jest też wysoce prawdopodobne, że najmłodsze sole kamienne, a może i wyższe ogniwa litostratygraficzne cyklotemu PZ4m zostały erozyjnie usunięte z tego rejonu i redeponowane w centralnym basenie sedymentacyjnym PZ4 (Wagner, 1994). Kontakt stropowej serii terygenicznej z anhydrytem granicznym PZ4a jest bardzo ostry, nierówny z dużymi zagłębieniami w anhydrycie, wskazujący na erozyjny charakter tego kontaktu. Profil cyklotemu PZ4, a zarazem i cechsztynu, kończy stropowa seria terygeniczna PZt znacznej miąższości (36,0 m), wyznaczająca zakończenie sedymentacji ewaporatów na tym obszarze. Jest to jednoznaczne z przejściem do sedymentacji terygenicznej w środowiskach sebki i plaji, obrzeżającej

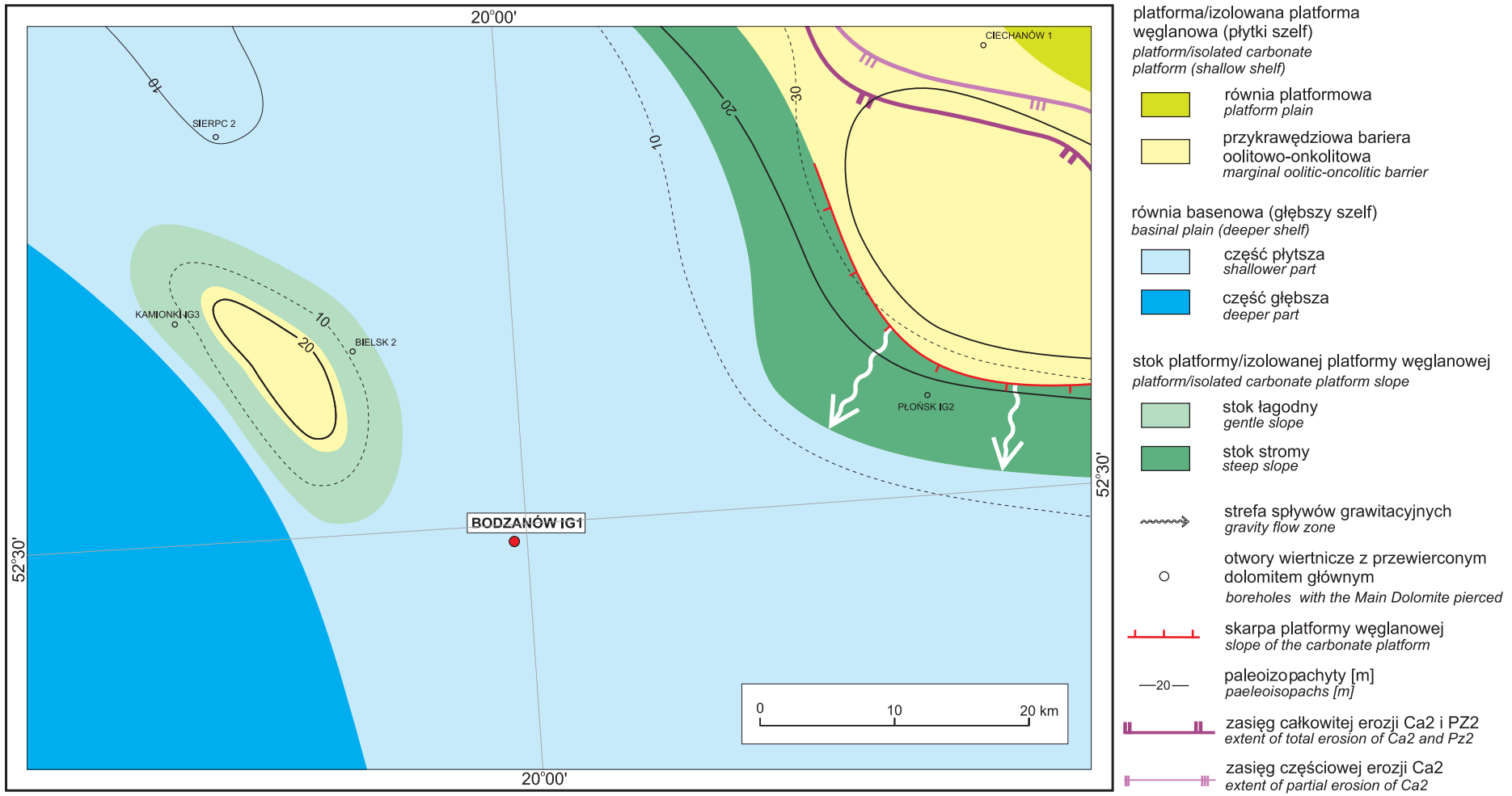


Fig. 19. Mapa paleogeograficzna dolomitu gównego (Ca2) w Polsce (Wagner, 2012 – fragment)

Palaeogeographic map of the Main Dolomite (Ca2) in Poland (part of map in Wagner, 2012)

basen centralny z dalej trwającą sedymentacją terygeniczną, ewoluującą w kierunku ograniczenia wpływu morza i przechodzenia w środowisko jeziora solnego (Wagner, 1994; Dadlez i in., 1998). Wskazują na to zachowane w rdzeniu terygeniczne osady PZt (8,3 m) z pogranicza PZ4a/PZt z licznymi skupiskami konkrecji anhydrytowych i przewarstwieniami anhydrytów.

Andrzej CHMIELEWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI

MINERALIZACJA KRUSZCOWA

Otwór Bodzanów IG 1 znajduje się w peryferycznej strefie systemu mineralizacyjnego, którego efektem było powstanie złóż rud miedzi w utworach kontaktu cechsztynu i czerwonego spągowca południowo-zachodniej Polski (Oszczepalski, Rydzewski, 1997). Otwór ten odwiercono 310 km od centrum systemu mineralizacyjnego, jakim jest złoże Lubin-Sieroszowice. Usytuowany jest w obrębie strefy o ubogiej mineralizacji siarczkowej, w której cynk przeważa nad miedzią i ołowiem (fig. 20).

Zbadano petrograficznie w świetle odbitym 10 preparatów polerowanych z cechsztyńskiej serii miedzionośnej, obejmującej zlepieniec podstawowy (Zp1), łupek miedzionośny (T1) i wapień cechsztyński (Ca1). Przeprowadzone studium petrograficzne dolnocechsztyńskiej mineralizacji kruszcowej w otworze Bodzanów IG 1 udokumentowało występowanie następujących minerałów kruszcowych: chalkopiryt ($CuFeS_2$), sfaleryt (ZnS), galena (PbS) oraz piryt (FeS_2) (tab. 21; fig. 21 i 22).

W stropowej części zlepieńca podstawowego występują wzbogacenia kruszcowe zdominowane przez polimetaliczną asocjację chalkopiryt-sfaleryt-piryt. Powszechne są cementacje ziaren detrytycznych piaskowca przez te siarczki. Sfaleryt obecny jest ponadto w formie drobnych, owalnych i nieregularnych nagromadzeń (średnicy do 100 μm) oraz wrostków (do 50 μm średnicy) rozproszonych w spoiwie piaskowca, a także jako otoczki i naskorupienia na ziarnach galeny. Chalkopiryt tworzy drobne ziarna o średnicy do 50 μm i nieregularnym pokroju, rozproszone w spoiwie piaskowca. Piryt występuje w formie nieregularnych skupień koncentrujących się w linijne skupienia i smugi długości do 500 μm, ułożone zgodnie z warstwowaniem skały. Pospolite są jego zrosty z chalkopirytem.

W dolnych partiach utworów łupku miedzionośnego przeważa asocjacja sfalerytowo-galenowo-pirytowa, której towarzyszy markasyt oraz nieliczny chalkopiryt. Siarczki te przeważnie są ułożone zgodnie z laminacją łupku lub są rozproszone nieregularnie w tle skalnym. Dominują mikrolity sfalerytu, galeny oraz chalkopirytu o rozmiarach do kilkunastu mikrometrów średnicy. Częste są laminarne skupienia i nagromadzenia drobnych ziaren sfalerytu, galeny i chalkopirytu. Długość tych wydłużonych ziaren mieści się w przedziale od kilkunastu do kilkuset mikrometrów. Sporadycznie rejestrowano obecność żyłek węglanowych inkrustowanych sfalerytem i galeną. Powszechne są wzajemne zrosty i przerosty sfalerytu z galeną oraz agregaty mineralne składające się ze sfalerytu, galeny i pirytu. Galena i sfaleryt często zastępują węglany, na co wskazują wrzecionowate i romboedryczne pokroje ziaren siarczków. Ponadto dość liczny jest piryt framboidalny, lokalnie koncentrujący się w nieregularne nagromadzenia. Potwierdzeniem badań mikroskopowych jest analiza chemiczna próbki z dolnej części łupku miedzionośnego, która wykazała dominację cynku nad pozostałymi metalami (1,68% Zn,0,27% Pb, 0,03% Cu, 4 ppm Ag, 121 ppm Co, 290 ppm Mo, 179 ppm Ni i 770 ppm V).

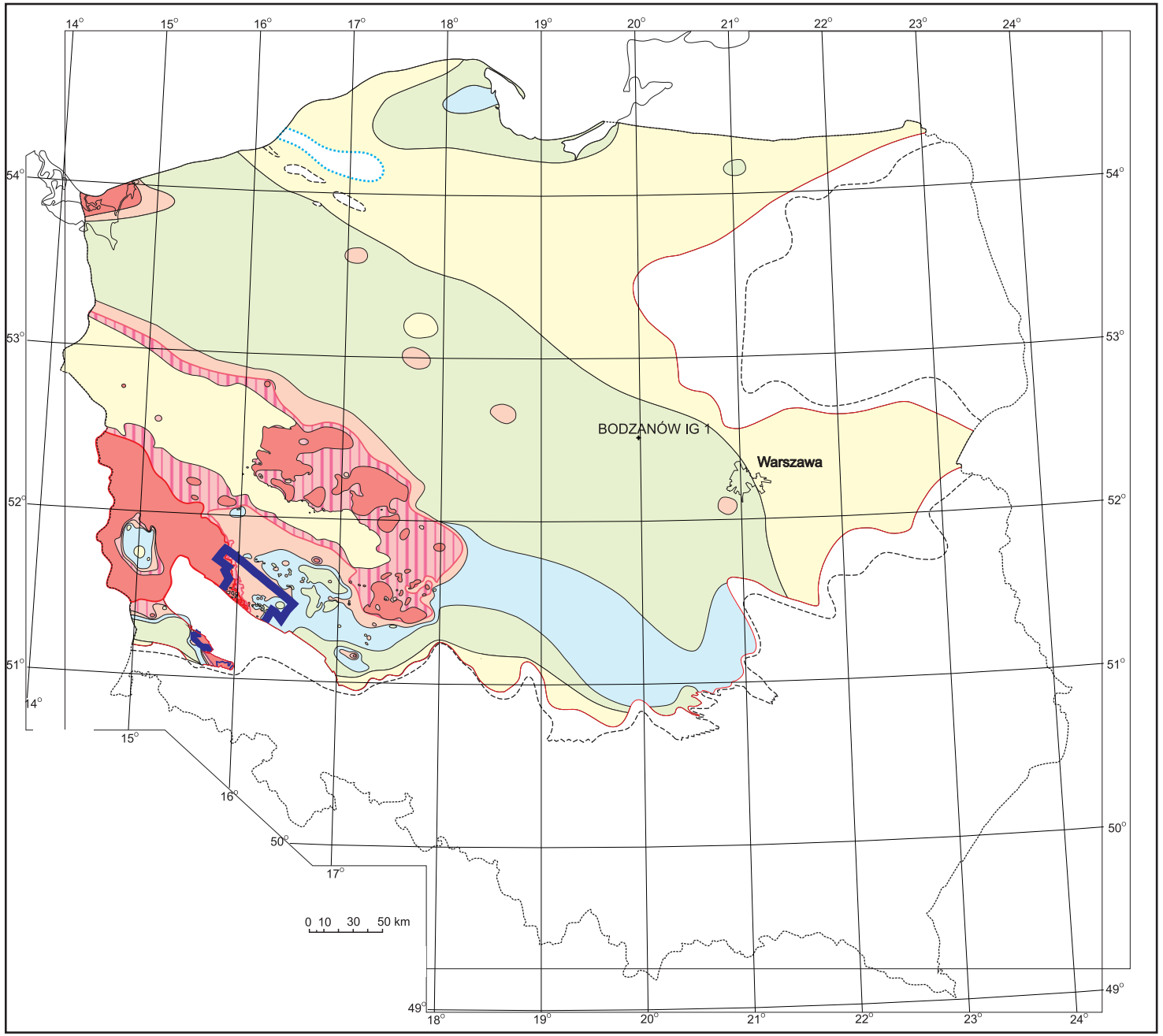
Górną część łupku miedzionośnego cechuje obecność polimetalicznej mineralizacji kruszcowej, reprezentowanej przez asocjację galena-sfaleryt, której towarzyszy chalkopiryt i piryt. Minerały kruszcowe cechuje kierunkowe ułożenie ziaren zgodnie z laminacją. Obserwuje się laminarne zgrupowania drobnych ziaren galeny i sfalerytu (do 80 μm średnicy) oraz ich mikrosoczewkowe formy o rozmiarach dochodzących do 160 μm średnicy. Ponadto obecne są soczewkowe i owalne formy sfalerytu i galeny. Często tworzą one wzajemne zrosty i przerosty o rozmiarach do 150 μm

Tabela 21

Zmienność mineralizacji kruszcowej w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej

Variability of ore mineralization in the Zechstein copper-bearing series

Głęb. Depth [m]	Litostratygrafia Lithostratigraphy	Dominujące i towarzyszące minerały kruszcowe Major and accompanying ore minerals	
4479,0–4483,9	Wapień cechsztyński (Ca1)	górny	piryt (chalkopiryt, sfaleryt)
		dolny	piryt (sfaleryt, galena, chalkopiryt)
4483,90–4484,45	Łupek miedzionośny (T1)	górny	galena (sfaleryt, chalkopiryt, piryt)
		dolny	sfaleryt (galena, piryt, markasyt, chalkopiryt)
4484,45–4485,10	Zlepieniec podstawowy (Zp1)	górny	chalkopiryt (sfaleryt, piryt)



utwory utlenione w serii T1-Ca1
oxidised rocks within the T1-Ca1 series

utwory utlenione w białym spągowcu (Bs) i zlepieńcu podstawowym (Zp1)
oxidised rocks within the Weissliegend (Bs) and Basal Conglomerate (Zp1)

strefa miedzionośna
copper-bearing zone

strefa ołowionośna
lead-bearing zone

strefa cynkonośna
zinc-bearing zone

strefa pirytowa
pyrite zone

współczesny zasięg cechsztynu
present extent of the Zechstein

pierwotny zasięg cechsztynu
primary extent of the Zechstein

złoża rud miedzi
copper deposits

Fig. 20. Lokalizacja otworu Bodzanów IG 1 na tle stref metalicznych w obrębie cechsztyńskiej serii miedzionośnej

Location of the Bodzanów IG 1 borehole against the background of metal zoning pattern within the Zechstein copper-bearing series

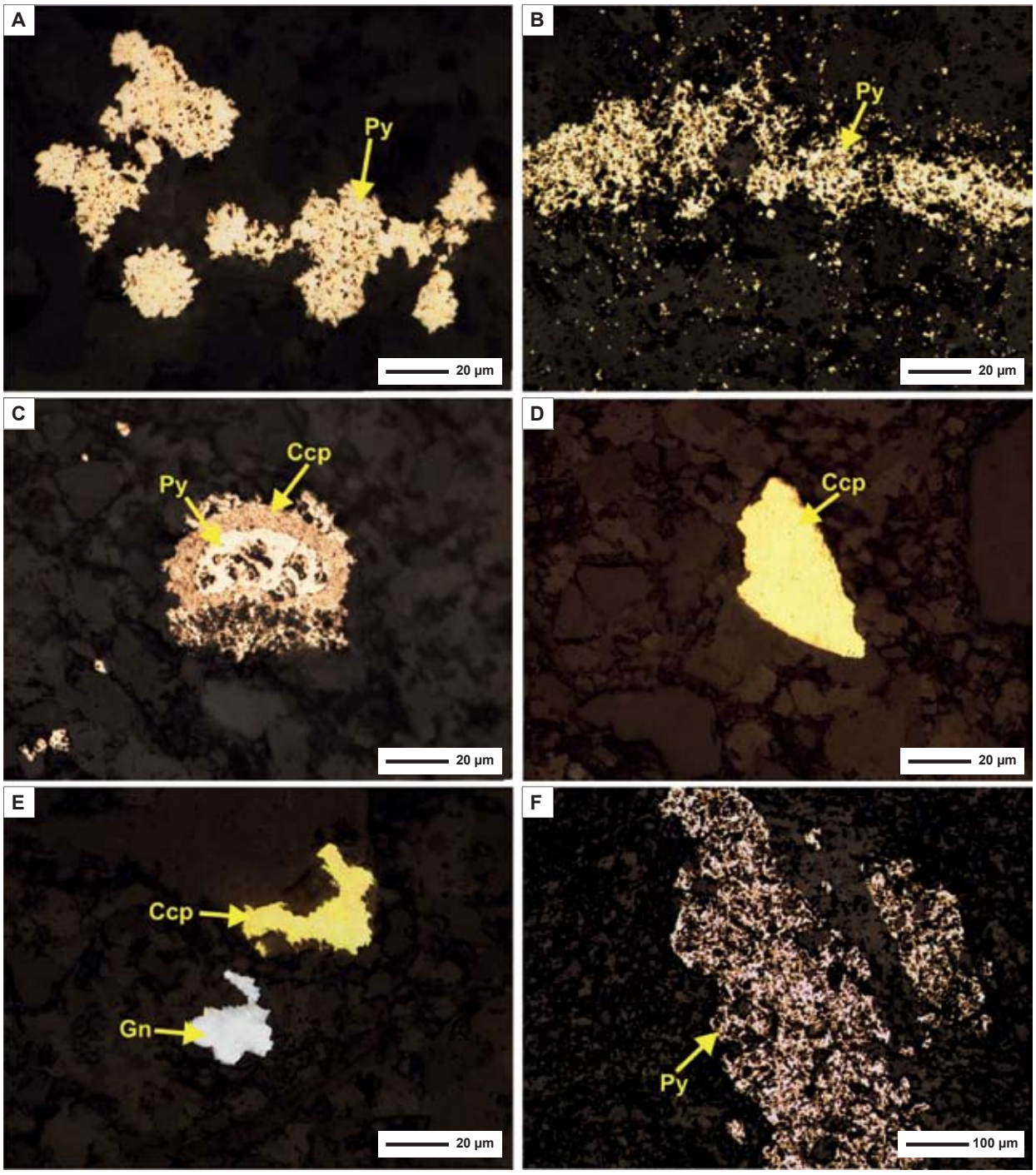


Fig. 21. Mikrofotografie minerałów kruszcowych z cechsztyńskiej serii miedzionośnej

A – zrekrystalizowany piryt framboidalny (Py), wapień cechsztyński (4479,0–4483,9 m). **B** – Rozproszone skupienia mikrokryształów pirytu (Py), wapień cechsztyński (4479,0–4483,9 m). **C** – agregat chalkopirytowo (Ccp) – pirytowy (Py) zastępujący fragment szkieletu mikrofauny, wapień cechsztyński (4479,0–4483,9 m). **D** – chalkopiryt (Ccp) zastępujący minerały węglanowe tła skalnego, wapień cechsztyński (4479,0–4483,9 m). **E** – nieregularne ziarna chalkopirytu (Ccp) i galeny (Gn) zastępujące węglany tła skalnego, wapień cechsztyński (4479,0–4483,9 m). **F** – drobnodyspersyjny piryt (Py) zastępujący minerały węglanowe, wapień cechsztyński (4479,0–4483,9 m)

Microphotographs of ore minerals within the Zechstein copper-bearing series

A – recrystallized framboidal pyrite (Py), Zechstein Limestone (4479.0–4483.9 m). **B** – irregularly distributed concentrations of pyrite microcrystals (Py), Zechstein Limestone (4479.0–4483.9 m). **C** – chalcopyrite (Ccp) – pyrite (Py) aggregate replacing a microfaunal fragment, Zechstein Limestone (4479.0–4483.9 m). **D** – chalcopyrite (Ccp) replacing carbonate minerals of the matrix, Zechstein Limestone (4479.0–4483.9 m). **E** – irregular chalcopyrite (Ccp) and galena (Gn) grains replacing minerals of the matrix, Zechstein Limestone (4479.0–4483.9 m). **F** – fine-grained pyrite (Py) replacing carbonate minerals, Zechstein Limestone (4479.0–4483.9 m)

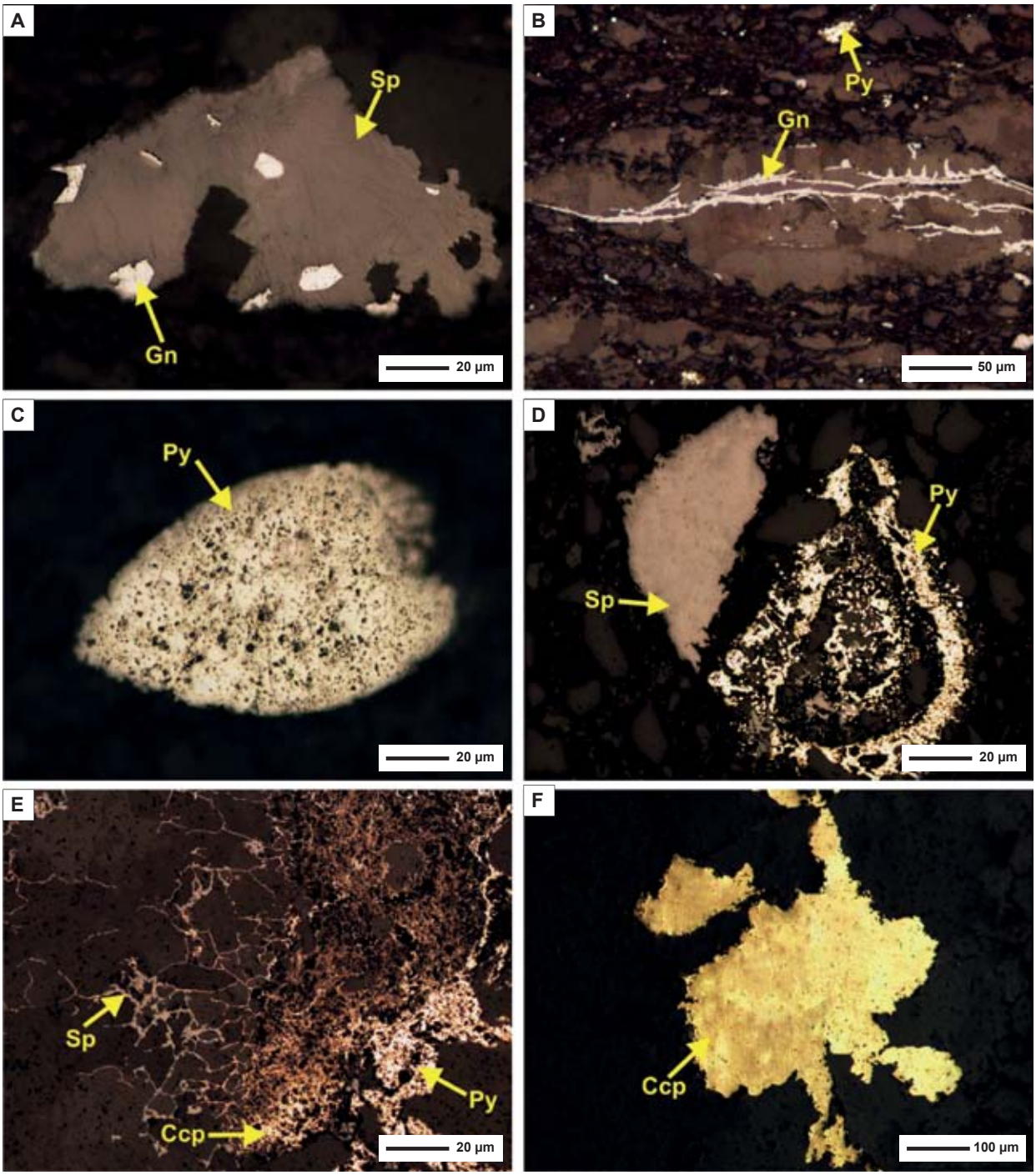


Fig. 22. Mikrofotografie minerałów kruszcowych z cechsztyńskiej serii miedzionośnej

A – agregat mineralny zbudowany z galeny (Gn) i sfalerytu (Sp), wapień cechsztyński (4479,0–4483,9 m). **B** – galena (Gn) zastępuje minerały węglanowe w towarzystwie nieregularnych wtrąceń pirytu (Py), łupek miedzionośny (4483,9–4484,45 m). **C** – zastąpienie szkieletu mikrofauny przez piryt (Py), łupek miedzionośny (4483,9–4484,45 m). **D** – mineralizacja sfalerytowo (Sp) – pirytowa (Py) zastępująca fragmenty ziarn detrytycznych piaskowca, zlepieniec podstawowy. **E** – chalkopiryt (Ccp), sfaleryt (Sp) i piryt (Py) cementują ziarna detrytyczne, zlepieniec podstawowy (4484,45–4485,1 m). **F** – nieregularne skupienia chalkopirytu w spoiwie zlepieńca, zlepieniec podstawowy (4484,45–4485,1 m)

Microphotographs of ore minerals within the Zechstein copper-bearing series

A – mineral aggregate consisting of galena (Gn) and sphalerite (Sp), Zechstein Limestone (4479.0–4483.9 m). **B** – galena (Gn) replacing carbonate minerals accompanied by irregular pyrite inclusions (Py), Kupferschiefer, (4483.9–4484.45 m). **C** – replacement of microfauna by pyrite (Py), Kupferschiefer (4483.9–4484.45 m). **D** – sphalerite (Sp)-pyrite (Py) mineralization replacing fragments of detrital sandstone grains, Basal Conglomerate, (4484.45–4485.1 m). **E** – chalcopyrite (Ccp), sphalerite (Sp) and pyrite (Py) cementing detrital grains, Basal Conglomerate (4484.45–4485.1 m). **F** – irregular chalcopyrite grains in the matrix, Basal Conglomerate (4484.45–4485.1 m)

średnicy. Powszechne są wrostki galeny w kryształach sfalerytu czy wypełnienia galeną mikrosoczewkowych skupień minerałów węglanowych oraz zastąpienia fragmentów mikrofauny przez minerały kruszcowe.

W dolnych partiach utworów wapienia cechsztyńskiego występują następujące minerały kruszcowe: piryt, sfaleryt i galena, z podrzędnym udziałem chalkopirytu. Liczne są agregaty mineralne składające się z pirytu i chalkopirytu oraz galeny i sfalerytu, których rozmiary osiągają do 200 μm średnicy, a także nieregularne zrosty i przerosty sfalerytu z galeną oraz pirytu z chalkopirytem. Liczne są framboidy pirytowe (do 50 μm średnicy), lokalnie tworzące nebulity dochodzące do 300 μm średnicy oraz bardzo drobne kulki pirytowe o średnicy kilku μm bezładnie rozproszone w tle skalnym. Pospolite są drobne inkluzje pirytu w sfalerycie i chalkopirycie. Chalkopiryt tworzy nieregularne nagromadzenia o średnicy do 50 μm bezładnie rozproszone w skale. Sfaleryt oraz galena zastępują minerały węglanowe (nodularne i soczewkowe formy o rozmiarach do 200 μm) oraz występują jako mikrolity rozproszone w tle skalnym. Spotykane są drobne wrostki galeny w sfalerycie oraz zrosty piryt-galena-sfaleryt.

Górną część wapienia cechsztyńskiego cechuje występowanie pirytowej mineralizacji kruszcowej, której towarzyszy w podrzędnych ilościach chalkopiryt i sfaleryt. Dominują drobne kryształy pirytu (do 90 μm średnicy), rzadziej duże, nieregularne osobniki do 150 μm średnicy. Piryt spotykany jest także w postaci mikrolitycznych wpryśnięć i framboidów rozproszonych w tle skalnym (często w formie mocno przekrystalizowanej), a także tworzy inkluzje w sfalerycie. Lokalnie piryt zastępuje minerały węglanowe. Sfaleryt zarejestrowano w postaci drobnych nieregularnych wpryśnięć (o rozmiarach do 30 μm średnicy) w tle skalnym, miejscami silnie wzajemnie poprzerastanych z materiałem węglanowym.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że zbadana mineralizacja, choć niezbyt bogata, wykazuje duże zróżnicowanie w profilu, z dominacją chalkopirytu, sfalerytu i pirytu w zlepieńcu podstawowym oraz sfalerytu, galeny i pirytu (z podrzędnym chalkopirytem) w łupku miedzionośnym i wapieniu cechsztyńskim. Kruszce w badanych utworach występują w postaci drobnoziarnistych rozproszeń, gniazdowych skupień oraz mikrożyłek. Siarczki rozmieszczone są przeważnie w utworach skalnych w sposób bezładny, jednak lokalnie bywają skoncentrowane w formie niewielkich soczewek, smug oraz nagromadzeń agregatów mineralnych. Rozmiary poszczególnych minerałów kruszcowych sięgają od kilku mikrometrów do 1,5 mm. Siarczki najczęściej występują jako nieregularne i ostrokrawędziste ziarna oraz płaskie i wydłużone gniazda i soczewki. Częste są linijne oraz płasko-soczewkowe formy kruszców, w szczególności w utworach łupkowych oraz w spągowych partiach wapienia cechsztyńskiego. Powszechne są przerosty siarczków metali z węglanami oraz impregnacje węglanów, w tym lamin węglanowych w łupku miedzionośnym, zastąpienia minerałów węglanowych i fragmentów ziaren detrytycznych przez siarczki oraz wypełnienia spękań w skale i minerałach skałotwórczych.

TRIAS

Anna BECKER

WSTĘP

Profil triasu w otworze Bodzanów IG 1 został opracowany litologicznie i stratygraficznie przez zespół autorek w składzie: Maria Franczyk, Irena Gajewska oraz Anna Szyperko-Teller (w: Dokumentacja…, 1982). W ramach redakcji profilu przystosowano jego stratygrafię do wymogów Tabeli Stratygraficznej Polski (Wagner, 2008). Podgrupę pstrego piaskowca górnego rozszerzono o formację elbląską (patrz Orłowska-Zwolińska, 1984; Szyperko-Teller, Moryc, 1988) oraz zrezygnowano z pojęcia retyk w znaczeniu litostratygraficznym. Jego dolną część (retyk niższy) zaliczono, obok warstw gipsowych dolnych, piaskowca trzcinowego i warstw gipsowych górnych, do kajpru środkowego, a górną (retyk wyższy) do kajpru górnego. Granice chronostratygraficzne należy uznać za umowne, postawione na najbliższych im granicach litologicznych, zgodnie z wynikami badań regionalnych (patrz Wagner, 2008). Badania biostratygraficzne prowadzone na próbkach z triasowego odcinka profilu pozwoliły jedynie na stwierdzenie występowania zespołu mikroflorystycznego typowego dla kajpru dolnego w próbkach z głęb. 3445,5 i 3446,2 m, a datowanego na ladyn (Orłowska-Zwolińska, w: Dokumentacja…, 1982; Orłowska-Zwolińska, 1983). Z tego względu strop triasu środkowego korelowany jest ze stropem kajpru dolnego (patrz też Wagner, 2008).

Miąższość triasu wynosi 1067,5 m, ale jego profil rdzeniowany był w bardzo niewielkim stopniu. Rdzenie pobierano z 7,5% profilu kajpru, 7,1% profilu wapienia muszlowego oraz z 9,8% profilu pstrego piaskowca. Uzysk rdzenia rzadko przekraczał 50%.

Otwór Bodzanów IG 1 położony jest w centralnej części niecki płockiej (Narkiewicz, Dadlez, 2008). Depozycja zachodziła w strefie granicznej między stokiem kratonu wschodnioeuropejskiego a bruzdą środkowopolską lub systemem mniejszych depocentrów, utworzonych na jej miejscu (Deczkowski i in., 1997; Gajewska i in., 1997a, b; Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, 1998a). W profilu wydzielono wszystkie jednostki litostratygraficzne znane w triasie tego rejonu, co sugeruje brak znaczących luk stratygraficznych w profilu.

Anna BECKER

PSTRY PIASKOWIEC – LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI

Dolny pstry piaskowiec wykształcony jest jako formacja bałtycka. Profil tworzą głównie mułowce i iłowce w najniższej części profilu o barwie brązowej z szarozielonymi smugami, miejscami szarej. Na głęb. 3908,5–3955,0 m liczne są przewarstwienia wapieni, prawdopodobnie oolitowych, do 1 m miąższości. W najwyższej części profilu przeważają iłowce i mułowce barwy czerwonej, miejscami wapniste, z przewarstwieniami skał węglanowych (prawdopodobnie wapieni oolitowych) oraz różowego piaskowca wapnistego. Depozycja zachodziła w przybrzeżnej strefie płytkiego zbiornika, przynajmniej okresowo połączonego z otwartym morzem (por. np. Szyperko-Teller i in., 1997).

W środkowym pstrym piaskowcu A. Szyperko-Teller wyróżniła dwie formacje: lidzbarską i malborską. Profil formacji lidzbarskiej rozpoczyna 13,5-metrowy kompleks wapieni piaszczystych lub piaskowców wapnistych z nielicznymi przewarstwieniami iłowców i mułowców. Nad nim zalega 59-metrowy kompleks ilasto-mułowcowy z dość licznymi przewarstwieniami piaskowców od głęb. 3762,0 m w górę profilu. Wyższą część formacji rozpoczyna 9-metrowy kompleks wapieni prawdopodobnie piaszczystych z podrzędnymi przewarstwieniami iłowców i mułowców. Profil kończy 16-metrowy kompleks iłowców i mułowców z podrzędnymi przewarstwieniami wapieni w stropie. Środowisko depozycji tej formacji było podobne jak formacji bałtyckiej, z tym, że w miarę depozycji osadów środowisko ulegało pogłębieniu i w końcowej fazie miało ono prawdopodobnie charakter laguny szelfu węglanowo-klastycznego (por. np. Iwanow, Kiersnowski, 1998).

Profil formacji malborskiej rozpoczyna 16-metrowy kompleks piaskowców z podrzędnymi przewarstwieniami iłowców i mułowców, który stopniowo przechodzi w dominujące w profilu mułowce i iłowce. W środkowej części formacji występuje ostatnie grubsze przewarstwienie piaskowca, prawdopodobnie wapnistego, o miąższości 4 m, tworzące wyraźną anomalię na krzywych pomiarów geofizycznych (profilowanie gamma i neutron-gamma). W jedynym rdzeniu, pobranym z wyższej części formacji skały mułowcowe mają barwy brązowe i szarozielone. Depozycja zachodziła prawdopodobnie w środowisku fluwialnym (por. np. Iwanow, Kiersnowski, 1998).

Górny pstry piaskowiec jest wyraźnie dwudzielny. Jego dolną część tworzy formacja elbląska, w której dominują piaskowce, przewarstwiające się z mułowcami i iłowcami. Wyższa część pstrego piaskowca górnego wykształcona jest w postaci wapieni, margli oraz wapnistych skał drobnoklastycznych. Osady te odpowiadają nieformalnej formacji węglanowo-klastycznej (por. Szyperko-Teller i in., 1997). Dwudzielność wydzielenia dokumentuje dwie fazy transgresji morskiej, które ukształtowały dwie sekwencje depozycyjne rozpoznawalne na skalę regionalną (por. Szulc, 2018).

Lidia ADACH

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH WAPIENIA MUSZLOWEGO

Utwory triasu środkowego w otworze Bodzanów IG 1 osiągają miąższość 167,5 m i zostały stwierdzone na głęb. 3370,0–3537,5 m. Obejmują one osady o miąższości 84,5 m, w obrębie którego wydzielone zostały: wapień muszlowy dolny (38,5 m), środkowy (24,0 m) i górny (22,0 m) oraz osady kajpru dolnego (warstwy sulechowskie) osiągające 83 m miąższości.

Rozpoczynający profil triasu środkowego wapień muszlowy dolny, wykształcony jest w postaci wapieni w dolnej części wydzielania (22,5 m), które przechodzą w margle z wkładkami wapieni (18 m) w części górnej. Występujący powyżej wapień muszlowy środkowy reprezentują dolomity, margle dolomityczne i iłowce a podrzędnie również anhydryty. Wapień muszlowy górny tworzą wapienie z pojedynczymi, cienkimi wkładkami iłowców i margli (15 m), które wyżej zostają zastąpione przez iłowce z przerostami wapieni. Nad osadami wapienia muszlowego górnego zalegają naprzemianlegle piaskowce i mułowce zaliczane do kajpru dolnego (warstwy sulechowskie).

W triasie środkowym (wapieniu muszlowym i kajprze) Otwór Bodzanów IG 1 znajdował się we wschodniej, peryferycznej części zbiornika sedymentacyjnego (Gajewska 1983). Depozycja osadów wapienia muszlowego zachodziła w płytkim, epikontynentalnym zbiorniku morskim (Senkowiczowa, Kopik, 1973; Gajewska, 1988, 1997; Szulc, 2000). Początkowo miał on charakter szelfu (Iwanow, 1998a), w obrębie którego tworzyły się wapienie i margle dolnego wapienia muszlowego. Następnie warunki sedymentacji uległy zmianie. W wyniku redukcji połączenia z otwartym morzem w miejscu węglanowego szelfu powstała laguna o podwyższonym zasoleniu (Senkowiczowa, Kopik, 1973; Gajewska, 1988, 1997; Iwanow, 1998a; Szulc, 2000), w której następowała depozycja osadów środkowego wapienia muszlowego, wykształconych głównie w postaci dolomitów i zawierających wtrącenia siarczanów (anhydrytów). Płytkomorskie środowisko otwartego szelfu (Iwanow, 1998a, b) zapisuje się ponownie miąższą warstwą wapieni rozpoczynających sedymentację górnego wapienia muszlowego. Wyżej leżące iłowce, kończące profil wapienia muszlowego, stanowią przejście w utwory piaszczysto-mułowcowe należące do dolnego kajpru.

Anna BECKER

KAJPER – LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI

Niższą część kajpru dolnego (warstwy sulechowskie) tworzą przewarstwiające się piaskowce i mułowce piaszczyste. W pobranym z niższej części tego odcinka rdzeniu piaskowce są drobnoziarniste, szarozielone, twarde, laminowane ciemnoszarym iłowcem, zbioturbowane. Zawierają także nieliczne zwęglone szczątki roślin. Wyższą część warstw sulechowskich, od głęb. 3419,0 m tworzą mułowce ilaste szare i pstre. Kształt krzywej profilowania gamma sugeruje występowanie w profilu cyklotemów gradacyjnych odwróconych o miąższości zwykle rzędu kilkunastu metrów. Depozycja osadów zachodziła w reżimie regresji morskiej prawdopodobnie w środowisku deltowym, na co wskazywałaby charakterystyka cyklotemowa, lub fluwialno-deltowym (por. Szulc, 2018).

Warstwy gipsowe dolne wykształcone są w postaci szarych iłowców, miejscami dolomitycznych z przewarstwieniami dolomitów ilastych oraz konkrecjami anhydrytowymi, których depozycja zachodziła w środowisku tzw. wilgotnej playi (ang. wet playa, wet mudflat np. Cohen, 2003). W niektórych interpretacjach zakłada się możliwość połączenia z otwartym morzem (por. Iwanow, 1998b).

Odcinek profilu określany jako piaskowiec trzcinowy wykształcony jest zasadniczo jako mułowce ilaste, miejscami wapniste, głównie pstre, rzadziej szare, miejscami przechodzące w drobnoziarniste piaskowce. W rdzeniu pobranym z najniższego odcinka profilu iłowiec brązowoszary, prawdopodobnie zmieniony pedogenicznie, zawiera fukoidy (być może ślady po korzeniach?) i szczątki roślinne. W rdzeniu pobranym z najwyższego odcinka tego wydzielenia stwierdzono występowanie piaskowca drobnoziarnistego brązowo-różowego warstwowanego przekątnie, horyzontalnie lub smużyście. Wykształcenie osadów wskazuje na depozycję w środowisku subaeralnym równi aluwialnej poddawanej procesom pedogenicznym.

Z zalegających wyżej warstw gipsowych górnych nie pobrano żadnego rdzenia. Analiza próbek okruchowych i pomiarów geofizyki otworowej pozwoliły na interpretację ich litologii jako iłowce pstre, podrzędnie mułowce i anhydryty. Depozycja zachodziła w strefie przejściowej między dystalną równią aluwialną a obrzeżeniem systemu typu playa (por. Iwanow, 1998b).

Warstwy nidzickie tworzą 175-metrowy kompleks ilasty. W rdzeniach dominuje barwa ciemnoczerwona z zielonymi plamami. W najwyższej części, od głęb. 3037,0 m, iłowce przechodzą w iłowce piaszczyste lub piaskowce ilaste. W najniższej części występują zlepieńce iłowcowe. Depozycja zachodziła w środowisku równi mułowej w bardziej wilgotnych warunkach klimatycznych, niesprzyjających tworzeniu się konkrecji, czy naskorupień ewaporatowych (por. Szulc i in., 2015).

Kończące profil triasu warstwy bartoszyckie wykształcone są jako warstwowane iłowce z cienkimi przewarstwieniami piaskowców, przechodzące ku górze w mułowce piaszczyste i piaskowce. Miąższość warstw bartoszyckich wynosi 25 m, a ich depozycja zachodziła w środowisku rzecznym (por. Szulc, 2018).

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH JURY DOLNEJ

Otwór Bodzanów IG 1 zlokalizowany jest po południowej stronie poduszki solnej Bodzanowa występującej w podłożu mezozoiku (fig. 3, 4). Utwory jury dolnej stwierdzono tu na głębokości geofizycznej 2527,5–2960,0 m. Ich miąższość wynosi 432,5 m. Opis profilu jury dolnej bazuje głównie na interpretacji krzywych geofizycznych, gdyż z całego profilu pobrano tylko 3 rdzenie o łącznej długości 4,9 m. Przy interpretacji nawiązywano do pobliskich otworów wiertniczych: Bodzanów GN 3, Bielsk 2, Dzierżanowo GEO 1 i Gostynin IG1/1a, w których w całości przewiercono jurę dolną, oraz Bielsk 1, Bodzanów GN 1, 2, oraz Gostynin IG 4 i 5, w których jedynie częściowo wwiercono się w utwory jury dolnej i wiercenie w nich zatrzymano (Feldman-Olszewska i in., 2012). Są one w różnym stopniu rdzeniowane, lecz na podstawie korelacji geofizycznych oraz analizy materiału rdzeniowego możliwa była bardziej szczegółowa interpretacja utworów jury dolnej w otworze Bodzanów IG 1. Najpełniej rdzeniowanymi otworami są Gostynin IG 1/1a (Dadlez, 1985) i Dzierżanowo GEO 1 (CBDG, 2018). W obecnym opracowaniu profilu otworu zastosowano podział stratygraficzny jury dolnej zaproponowany przez Pieńkowskiego (2004), chociaż ze względu na ubóstwo materiału rdzeniowego, a więc brak możliwości jednoznacznej interpretacji środowisk sedymentacji, wydzielenie niektórych formacji lub ich granic jest niepewne.

Najbardziej niepewną jest interpretacja stratygraficzna dolnego odcinka jury dolnej, zaliczonego do hetangu i synemuru. Najniższy odcinek profilu tworzy kompleks piaskowców z wkładką mułowców, położony na głęb. 2931,0–2960,0 m. Według opisu rdzenia z otworu Dzierżanowo GEO 1 są to piaskowce średnio- i gruboziarniste. Utwory te zinterpretowane zostały jako rzeczne, korytowe. Wyżej występuje 31,0-m kompleks iłowców i mułowców (głęb. 2900,0–2931,0 m). Brak materiału rdzeniowego z tego odcinka profilu uniemożliwia bezpośrednią interpretację środowiska. Informacje pochodzące z jego korelatywnych odpowiedników (otwory Bodzanów GN 3 i Bielsk 2), w któ-

rych stwierdzono utwory mułowcowo-iłowcowe masywne z wkładkami piaskowców bardzo drobnoziarnistych o warstwowaniu zmarszczkowym i heterolity o warstwowaniu falistym (Feldman-Olszewska i in., 2012), oraz z kompleksem mułowcowym (otwór Gostynin IG 1/1a) z licznymi fragmentami roślin i sieczką roślinną, sugerują dla tej części profilu również lądową – fluwialną lub jeziorną – genezę. Opisany dolny odcinek profilu w otworze Bodzanów IG 1 został wydzielony jako formacja zagajska. Nie jest jednak pewne, gdzie należałoby postawić granicę chronostratygraficzną pomiędzy hetangiem i synemurem. Powyżej, na głęb. 2884,0–2900,0 m, stwierdzono następny kompleks piaskowców. Rdzeń pobrany z tego otworu dostarcza informacji, że są to piaskowce średnioziarniste z domieszką ziaren grubych, o warstwowaniu przekątnym rynnowym i z klastami ilastymi. Cechy te wskazują, że ponownie są to osady rzeczne – korytowe. W tym momencie nasuwa się pytanie, czy należy zaliczyć te piaskowce jeszcze do formacji zagajskiej, obejmującej utwory powstałe w środowisku lądowym (Pieńkowski, 2004), czy też do formacji ostrowieckiej, w której dominują co prawda utwory przybrzeżne płytkiego morza, ale rozpoczyna się ona również kompleksem piaskowców o genezie fluwialnej. Ostatecznie zostały one uznane za rozpoczynające formację ostrowiecką. Jeszcze większe wątpliwości budzi granica chronostratygraficzna. Wiek formacji zagajskiej w osiowej strefie basenu sedymentacyjnego odpowiada wczesnemu hetangowi. W miarę oddalania się od osi basenu obejmuje ona również utwory późnego hetangu lub nawet wczesnego synemuru. Brak jakichkolwiek datowań biostratygraficznych utworów z pogranicza hetangu i synemuru na obszarze północnej niecki płockiej uniemożliwia jednoznaczne postawienie granicy pomiędzy tymi piętrami.

Wyżej leżąca formacja ostrowiecka odpowiada wiekowo synemurowi. W otworze Bodzanów IG 1 występuje ona na głęb. ?2750,0–?2900,0 m, co daje miąższość 150,0 m. Jak już wspomniano, najniższy kompleks zaliczony do tej formacji stanowią piaskowce średnioziarniste o lądowej genezie. Powyżej, na głęb. 2841,0–2884,0 m, stwierdzono kompleks skalny charakteryzujący się naprzemiennym występowaniem kilkumetrowej miąższości pakietów iłowcowo-mułowcowych oraz piaskowcowych. Kompleks ten został przewiercony bezrdzeniowo, jednak dane z rdzeni pobliskich otworów Dzierżanowo GEO 1 oraz Bodzanów GN 3 i Bielsk 2 wskazują, że występują tu piaskowce bardzo drobnoziarniste o warstwowaniu smużystym i falistym oraz laminacji falistej. W otworze Bielsk 2 stwierdzono natomiast również poziom rizoidów. Brak więc jednoznacznych cech pozwalających na interpretację środowiska depozycji tych utworów; mogą to być osady rzecznej lub deltowej równi zalewowej. Na głęb. 2841,0 m stawiana była w dawnym podziale stratygraficznym górna granica warstw ksawerowskich, które zaliczano do hetangu górnego i synemuru dolnego (Franczyk, 1983).

Powyżej w profilu otworu Bodzanów IG 1 występuje ponownie kompleks piaskowców o miąższości 22 m (głęb. 2819,0–2841,0 m). Opis materiału rdzeniowego z otworu Dzierżanowo GEO 1 wskazuje, że są to piaskowce średnio- i gruboziarniste. Również w otworze Gostynin IG 1/1a stwierdzono w tym odcinku piaskowce średnioziarniste o warstwowaniu przekątnym i z kaolinitem. Cechy te sugerują, że są to ponownie utwory korytowe rzeczne. Jest to zgodne z charakterystyką formacji ostrowieckiej przedstawioną przez Pieńkowskiego (2004), który wskazuje, że w środkowej części tej formacji ponownie pojawiają się utwory pochodzenia lądowego, rozpoczynające następny cykl sedymentacyjny.

Górny odcinek formacji ostrowieckiej (głęb. 2750,0–2819,0 m) zbudowany jest z występujących po sobie kilku-kilkunastometrowych pakietów skał drobnoziarnistych (mułowców i iłowców) oraz piaskowców. Z tego odcinka profilu pobrano rdzeń o długości 1,7 m. Stwierdzono w nim, w dolnym odcinku, piaskowiec różnoziarnisty, średnio- i gruboziarnisty, ze słabo widocznym warstwowaniem przekątnym rynnowym, skupieniami kaolinitu oraz klastami iłowca szarego (fig. 23A), a w odcinku górnym piaskowiec średnioziarnisty ku górze przechodzący w różnoziarnisty z domieszką ziaren drobnych, masywny. Charakterystyka sedymentologiczna materiału rdzeniowego sugeruje jego fluwialną, korytową genezę. Dla odmiany rdzeń pobrany ze skał drobnoziarnistych z wyższego odcinka formacji ostrowieckiej w otworze Bielsk 2 zawiera mułowce o warstwowaniu soczewkowym, ze skamieniałościami śladowymi *Planolites* isp., co może wskazywać na ich morską (?lagunową, ?deltową) genezę.

Górny odcinek formacji ostrowieckiej odpowiada dolnej i środkowej części warstw sławęcińskich głównych w starszym podziale stratygraficznym jury dolnej (Różycki, 1958)

Pliensbach dolny reprezentuje w profilu formacja gielniowska o miąższości 47,0 m. Została ona wydzielona na głęb. ?2703,0–?2750,0 m, lecz jej granice nie są pewne. Górna granica stawiana jest w tym samym miejscu co górna granica warstw sławęcińskich głównych (według podziału zastosowanego w dokumentacji wynikowej), natomiast dolna granica została postawiona w spągu kompleksu iłowcowo-mułowcowego. Według Pieńkowskiego (2004) formacja gielniowska oraz jej wcześniejszy odpowiednik – seria gielniowska wydzielana w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Karaszewski, 1962) – obejmuje głównie drobnoziarniste utwory oraz heterolity pochodzenia morskiego z fauną morskich małży i skamieniałości śladowych, a w strefach bardziej brzeżnych również osady deltowe. W otworze Bodzanów IG 1 oraz pobliskich otworach Bielsk 1 i 2 utwory tej formacji zostały przewiercone bezrdzeniowo, co uniemożliwia bezpośrednie określenie ich genezy. Pojedyncze rdzenie, kilkudziesięciocentymentowej długości, pobrane z dolnego odcinka tej formacji w otworze Bodzanów GN 3 i Dzierżanowo GEO 1, pochodzą z wkładek piaskowcowych w obrębie utworów drobnoziarnistych i zawierają piaskowce drobnoziarniste, masywne, twarde i zbite, które również nie dają możliwości ich interpretacji środowiskowej. Pewnych danych dostarczają natomiast korelacje regionalne z obszarem wału kujawskiego. W otworze Krośniewice IG 1, w najwyższym odcinku warstw sławęcińskich głównych, znaleziono małże z rodzaju Cardinia (Dadlez, 1973). Nato-

miast w otworach Brześć Kujawski IG 2 i IG 3 w utworach formacji gielniowskiej stwierdzono morskie skamieniałości śladowe z rodzajów Lockeia, Planolites i Skolithos (Feldman-Olszewska, 2008). Powyższe dane stanowią podstawę do wnioskowania o morskiej genezie utworów wydzielonych jako formacja gielniowska w omawianym otworze.

Pliensbach górny o miąższości 73,0 m, odpowiadający w profilu formacji drzewickiej, został wydzielony na głęb. 2630,0–?2703,0 m. Formacja ta wykształcona jest prawie w całości jako piaskowce, jedynie w górnym jej odcinku występuje 4 m miąższości warstwa utworów drobnoziarnistych. Z górnego odcinka pobrano 2,6 m rdzenia, w którym stwierdzono piaskowiec drobnoziarnisty, jasnoszary prawie biały, o warstwowaniu smużystym w dolnej części (fig. 23C), przekątnym tabularnym, podkreślonym przez nagromadzenia uwęglonej materii organicznej i muskowitu w części środkowej (fig. 23B), i masywny w części górnej. Fragmentaryczne dane z materiału rdzeniowego pochodzące z pobliskich otworów Bodzanów GN 1, GN 3, Bielsk 2 i Polik IG 1 wskazują na fluwialną genezę utworów omawianej formacji (Feldman-Olszewska i in., 2012; Feldman-Olszewska, 2018a). Z utworów tych T. Orłowska-Zwolińska (Dokumentacja…, 1982) oznaczyła miospory, wśród których stwierdziła gatunki pojawiające się w pliensbachu: *Cupressacites subgranulatus* Rogalska (od górnego pliensbachu) i *Ischyosporites variegatus* (Couper) Schulz (od dolnego pliensbachu). Miospory te pozwoliły na datowanie formacji drzewickiej w otworze Bodzanów IG 1.

Toark dolny obejmuje utwory formacji ciechocińskiej, która występuje na głęb. 2574,0–2630,0 m, a jej miąższość wynosi 56,0 m. W otworze Bodzanów IG 1 została ona przewiercona bezrdzeniowo. Według pomiarów geofizycznych są to utwory iłowcowo-mułowcowe z cienkimi wkładkami piaskowców oraz grubszym pakietem mułowców piaszczystych i piaskowców zailonych na głęb. 2577,0–2584,0 m. Materiał rdzeniowy z pobliskich otworów wiertniczych wskazuje, że są to skały o barwie szarozielonej, masywne lub o laminacji soczewkowej, z wkładkami heterolitów o warstwowaniu falistym i piaskowców o warstwowaniu smużystym lub zmarszczkowym, rzadziej przekątnym (Feldman-Olszewska i in., 2012; Feldman-Olszewska, 2018a). Są to utwory powstałe w środowisku rozległej zatoki brakicznej, do której wpływały rzeki dostarczające materiał piaszczysty z lądu (Franczyk, 1983; Pieńkowski, 2004). Ich wiek został potwierdzony na podstawie megaspor (Kopik, Marcinkiewicz, 1997; Marcinkiewicz w: Feldman-Olszewska, 2018a).

Najmłodsze utwory jury dolnej, reprezentowane przez toark górny, obejmują formację borucicką. Występuje ona

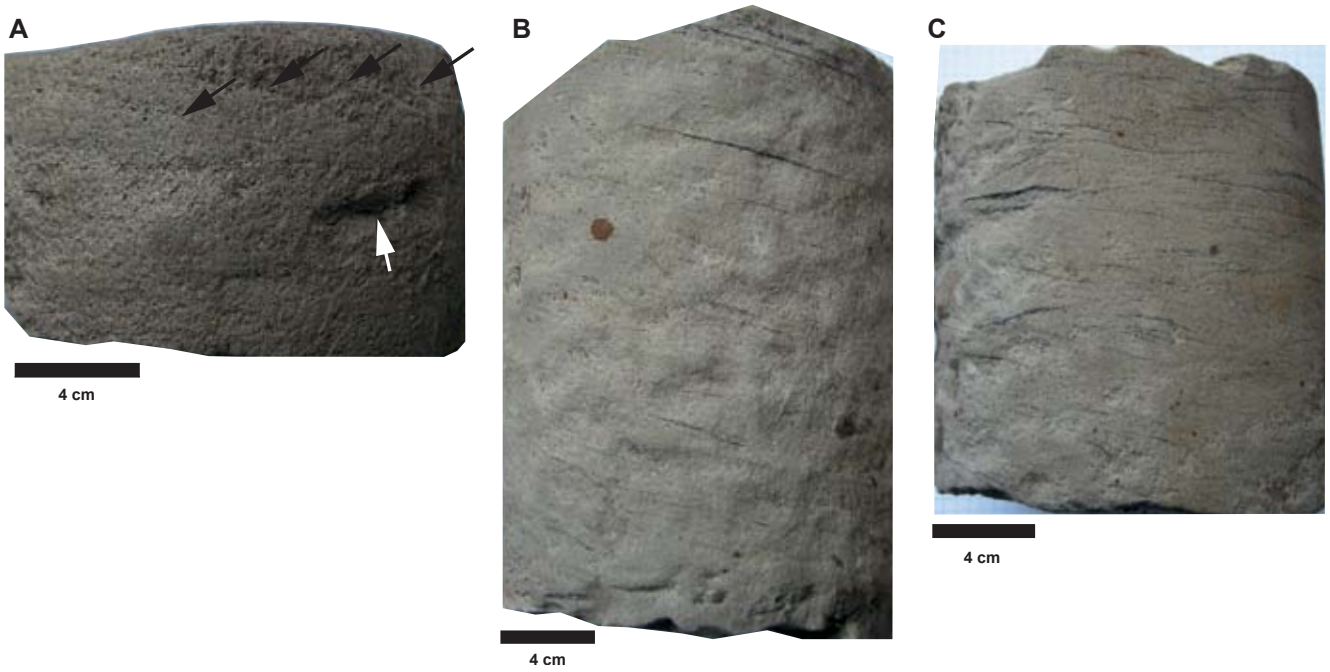


Fig. 23. A. Piaskowiec średnio- i gruboziarnisty ze śladami warstwowania przekątnego (strzałki czarne) w części górnej i pustką po klaście ilastym z jego fragmentem (biała strzałka); głęb. 2795,5–2795,65 m, synemur, formacja ostrowiecka. **B.** Piaskowiec drobnoziarnisty, jasnoszary prawie biały, o warstwowaniu przekątnym tabularnym, podkreślonym przez nagromadzenia uwęglonej materii organicznej i muskowitu; głęb. 2633,1–2633,3 m, pliensbach, formacja drzewicka. **C.** Piaskowiec drobnoziarnisty, jasnoszary prawie biały, o warstwowaniu smużystym; głęb. 2634,0–2634,15 m, pliensbach, formacja drzewicka

A. Medium- and coarse-grained sandstone with traces of cross bedding (black arrows) in the upper part and a void after rip-up clast with its fragment (white arrow); depth 2795.5–2795.65 m, Sinemurian, Ostrowiec Formation. **B.** Fine-grained sandstone, light grey almost white, with tabular cross-bedding, underlined by accumulation of coalfield organic matter and muscovite; depth 2633.1–2633.3 m, Pliensbachian, Drzewica Formation. **C.** Fine-grained sandstone, light grey almost white, with flaser bedding; depth 2634.0–2634.15 m, Pliensbachian, Drzewica Formation

na głęb. 2527,5–2574,0 m i jej miąższość wynosi 46,5 m. Została ona przewiercona również bezrdzeniowo, a interpretacja krzywych geofizycznych wskazuje, że jest ona wykształcona jako piaskowce z pojedynczymi wkładkami mułowców piaszczystych. Charakterystyka sedymentologiczna materiału rdzeniowego z otworów wiertniczych rejonu Kamionki–Bielsk–Bodzanów wskazuje, że są to utwory o genezie fluwialnej (Feldman-Olszewska i in., 2012).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH JURY ŚRODKOWEJ

Utwory jury środkowej stwierdzono na głęb. geofizycznej 2332,5–2527,5 m. Ich miąższość wynosi 195,0 m. Opis profilu jury środkowej opiera się głównie na interpretacji krzywych geofizycznych, gdyż z całego profilu pobrano jedynie 2 rdzenie o łącznej długości 3,7 m. Przy interpretacji nawiązywano do, pobliskich otworów wiertniczych: Bodzanów GN 1, GN 2, GN 3, Bielsk 1, 2, Dzierżanowo GEO 1, Gostynin IG1/1a, IG 4, i Polik IG 1 (Feldman-Olszewska i in., 2012; Feldman-Olszewska, 2018b). Są one w różnym stopniu rdzeniowane, lecz na podstawie korelacji geofizycznych oraz analizy materiału rdzeniowego możliwa była bardziej szczegółowa interpretacja utworów jury środkowej w otworze Bodzanów IG 1. Najpełniej rdzeniowanymi otworami są Gostynin IG 1/1a i IG 4 (Ryll, 1985) oraz Dzierżanowo GEO 1 (CBDG, 2018). Utwory jury środkowej leżą tu w ciągłości stratygraficznej z utworami jury dolnej i górnej: podścielają je piaskowce toarku, a przykrywają wapienie oksfordu.

W otworze Bodzanów IG 1 stwierdzono występowanie wszystkich pięter jury środkowej, choć ich miąższość jest mocno zredukowana w stosunku do osiowej części basenu sedymentacyjnego, która zlokalizowana była na obszarze obecnego wału śródpolskiego (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998).

Profil jury środkowej rozpoczynają piaskowce aalenu dolnego o miąższości 30,0 m. Jedynie w spągu stwierdzono 2,0 m utworów o wysokich wartościach PG świadczących o obecności skał drobnoziarnistych, lub być może jest to poziom zlepieńca. Charakter tych utworów nie jest znany, gdyż w żadnym z okolicznych otworów granica jura dolna/jura środkowa nie została przerdzeniowana. Nieliczny materiał rdzeniowy z pobliskich otworów wskazuje, że piaskowce aalenu dolnego w większości są drobno- i bardzo drobnoziarniste, jasnoszare, z rozproszoną uwęgloną materią organiczną, a w otworze Bielsk 2 stwierdzono również poziom z rizoidami; występują również wkładki piaskowców gruboziarnistych przekątnie warstwowanych. Charakterystyka tych utworów sugeruje ich fluwialną genezę. Jednak nie można wykluczyć, że w odcinkach nierdzeniowanych występują wkładki pochodzenia morskiego, które mogłyby wskazywać na częściowo płytkomorską genezę. Taka hipoteza wynika z faktu, iż w centralnej części basenu (np. w rejonie poduszki solnej Wojszyc, położonym w kierunku SW) udowodniono płytkomorskie/estuariowe pochodzenie piaskowców aalenu dolnego (Feldman-Olszewska, 2012).

Aalen górny występuje na głęb. 2487,5–2497,5 m. Jest to 10-m miąższości kompleks ciemnoszarych skał iłowcowo-mułowcowych o morskiej genezie. Według Ryll (1983) zasięg morskich utworów tego wieku przebiega na linii Lipno–Sierpc–Bielsk–Dzierżanowo, a więc kilka kilometrów na północ i północny wschód od omawianego otworu Bodzanów IG 1.

Utwory bajosu dolnego również mają niewielką miąższość, która wynosi 12,5 m (głęb. 2475,0–2487,5 m). W dolnym odcinku są to mułowce i mułowce piaszczyste, które ku górze przechodzą w piaskowce. Utwory te również zostały przewiercone bezrdzeniowo, lecz rozpoznanie regionalne wskazuje, że prawdopodobnie maja one genezę płytkomorską (Feldman-Olszewska, 1997, 2008, 2012). Według Ryll (1983) zasięg zbiornika morskiego wczesnego bajosu pokrywa się z zasięgiem tego basenu w późnym aalenie.

Bajos górny wydzielony został na głęb. 2389,0–2475,0 m, co daje miąższość 86,0 m. Jest on wykształcony w postaci występujących na przemian 3 kompleksów skał iłowcowo-mułowcowych, ciemnoszarych oraz 3 kompleksów skał piaskowcowych, reprezentujących głębsze i płytsze strefy zbiornika morskiego. Według Ryll (1983) na obszarze pomiędzy Sierpcem a Dzierżanowem brak jest najniższego poziomu amonitowego bajosu górnego – *subfurcatum*, a profil rozpoczyna transgresywny kompleks iłowcowy datowany na poziom *garantiana* wg starszego podziału stratygraficznego (Różycki, 1953; Kopik, 1974), co odpowiada dwóm starszym podpoziomom poziomu amonitowego *garantiana* w obecnym schemacie stratygraficznym (Kopik, 1998).

W otworze Bodzanów IG 1 najniższy kompleks iłowców i mułowców, o miąższości 9,0 m, przypuszczalnie reprezentuje właśnie dwa starsze podpoziomy poziomu *garantiana*, choć nie jest wykluczone, że najniższa jego część obejmuje również utwory poziomu *subfurcatum*. Powyżej występuje 6,0-m miąższości pakiet piaskowców, z którego uzyskano 1,7 m rdzenia, a w którym stwierdzono piaskowce bardzo drobnoziarniste, z nielicznymi smugami ilastymi i węglistymi. W górnej części rdzenia utwory te są dolomityczne, a miejscami piaskowce przechodzą w dolomity piaszczyste. Piaskowce te nie były datowane na obszarze niecki warszawskiej i przyległym odcinku wału kujawskiego. Ponad piaskowcami pojawia się drugi kompleks skał drobnoziarnistych, o miąższości 15,0 m. Na podstawie korelacji regionalnych (Znosko, 1957; Ryll, 1973, 1983) należy przypuszczać, że jego dolna, bardziej ilasta część reprezentuje podpoziom tetragona, najmłodszy podpoziom poziomu *garantiana*. Taka interpretacja jest również zgodna z charakterystyką tych poziomów (w dawnym podziale reprezentujących kujaw dolny) przedstawioną przez Ryll (1970), wskazującą na dolomityczność najmłodszych utworów kujawu dolnego.

Na podstawie korelacji z otworami rejonu Gostynina (IG1/1a, IG 3) granicę pomiędzy poziomem *garantiana* i *ar-*

cis postawiono w otworze Bodzanów IG 1 na głęb. 2452,0 m (fig. 24). Wyższą część kompleksu mułowców o miąższości 7,0 m oraz leżący powyżej 7,5-m kompleks piaskowcowy należy korelować z utworami iłowcowymi w otworze Gostynin IG 1/1a, w których znaleziono amonita przewodniego dla poziomu *arcis* (Ryll, 1985).

Najmłodszy kompleks skał drobnoziarnistych rozpoczynający się na głęb. 2437,0 m oraz występujące ponad nim piaskowce reprezentują poziom *parkinsoni*. Wiek kompleksu iłowcowego został udokumentowany na podstawie przewodnich amonitów również w otworze Gostynin IG1/1a (Ryll, 1985).

Baton dolny reprezentuje 6,5 m miąższości warstwa iłowców ciemnoszarych, ku górze przechodzących w mułowce, występująca na głęb. 2382,5–2389,0 m. Wiek tych utworów datuje w pobliskich otworach Gostynin IG 1/1a, IG3, IG 4 mikrofauna otwornicowa (Styk, 1985). Wyżej występują piaskowce z wkładkami dolomitów piaszczystych batonu środkowego i piaskowce batonu górnego, odpowiednio o miąższości 27,5 m (głęb. 2355,0–2382,5 m) i 10,0 m (głęb. 2345,0–2355,0 m). Z utworów batonu środkowego pobrano 2,0 m rdzenia, w którym stwierdzono piaskowce drobno- i średnioziarniste szare, ze smugami ilastymi oraz wkładkami dolomitu piaszczystego i przerostami piaskowca dolomitycznego. Stwierdzono również skamieniałości śladowe *Palaeophycus* isp., *Gyrochorte* isp. i *Ophiomorpha* isp. (fig. 25), wskazujące na morską, przybrzeżną genezę piaskowców. Obecność piaskowców dolomitycznych i dolomitów w utworach batonu środkowego jest zgodne z regionalnym rozkładem facji (Ryll, 1970, 1983).

Kelowej dolny występuje na głęb. 2333,5–2345,0 m i jest wykształcony jako piaskowce i piaskowce dolomityczne. Występująca powyżej warstwa wapieni piaszczystych, o miąższości 1,0 m, została wydzielona jako kelowej górny.

Anna FELDMAN–OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH JURY GÓRNEJ ORAZ DOLNEGO BERIASU

W otworze Bodzanów IG 1 stwierdzono pełny profil stratygraficzny jury górnej o miąższości 625,0 m, na głęb. 1707,5–2332,5 m. Utwory te leżą w ciągłości stratygraficznej na utworach keloweju (jura środkowa), w części górnej w sposób ciągły przechodzą w utwory beriasu dolnego (kreda dolna). Interpretacja stratygraficzna profilu jury górnej została wykonana na podstawie interpretacji krzywych geofizycznych, nielicznego materiału rdzeniowego oraz korelacji z lepiej rdzeniowanymi pobliskimi otworami wiertniczymi Bulkowo 1 i Kobylniki 1.

Najniższy odcinek profilu obejmuje wapienie oksfordu, które reprezentują trzy formacje: wapieni gąbkowych (głęb. 2157,5–2332,5 m), wapienno-marglistą (głęb. 2040,0–2157,5 m) oraz oolitową (głęb. 1847,0–2040,0 m).

Formację wapieni gąbkowych charakteryzuje liczna obecność gąbek i ramienionogów (Marek, 1961; Dembowska, 1979), a miejscami (np. antyklina Lipna) również koralowce, krynoidy i ślimaki (Dembowska, 1970; Kutek i in., 1973). W otworze Bodzanów IG 1 jej miąższość wynosi 175,0 m. Pobrano z tej formacji jedynie 0,2 m rdzenia, w którym stwierdzono wapień mikrytowy, drobnoziarnisty, biały, twardy, zwięzły, z przerostami szarego wapienia nieznacznie przekrystalizowanego i z pojedynczymi szczątkami brachiopodów, wśród których L. Karczewski (Dokumentacja…, 1982) oznaczył *Septaliphoria astieriana* (d'Orbigny). Według Niemczyckiej (1997) formacja ta reprezentuje oksford dolny–środkowy, według Dembowskiej (1979) obejmuje również dolny oksford górny. W próbkach okruchowych z głęb. 2180,0–2250,0 m I. Rek stwierdziła nieliczne otwornice wskazujące na oksford dolny–najniższy oksford górny (zob. Smoleń, ten tom). Również mikrofauna znaleziona w górnym odcinku tej formacji w otworze Gostynin IG 3 wskazuje na środkowy–najniższy górny oksford (wg. Bielecka, 1985; Dembowska, Malinowska, 1985).

Występująca powyżej formacja wapienno-marglista ma miąższość 117,5 m. Są to wapienie mikrytowe, litograficzne, szarobiałe lub sine, oraz wapienie margliste. W rdzeniu pobranym z głęb. 2012,0–2106,0 m występuje wapień intra- i bioklastyczny biały, drobnoziarnisty, mikroporowaty, twardy, z pojedynczymi szczątkami korali (?), krynoidów oraz ooidami. Według Dembowskiej (1979) formacja ta należy do niższego oksfordu górnego. Znaleziona w otworze Bodzanów IG 1 w rdzeniu na głęb. 2107,0 m otwornica *Paalzowella turbinella* (Gümbel) wskazuje również, że formacja ta nie może być młodsza niż najniższy oksford górny (Bielecka, 1980).

Wyżej leżąca formacja oolitowa ma miąższość 193,0 m. Tworzą ją głównie wapienie oolitowe i mikrytowe, miejscami margliste, rzadko cienkie wkładki margli. W 2,0-m odcinku rdzenia pobranego z tej formacji stwierdzono wapień mikrytowy, kremowobiały, z drobnymi intra- i bioklastami. W macerałach z próbek okruchowych poniżej głęb. 1860 m I. Rek (Dokumentacja…, 1982) stwierdziła liczne ooidy wskazujące na obecność wapieni oolitowych w profilu, a w próbkach poniżej 1815,0 m mikrofaunę otwornicową wskazującą na wiek kelowej–oksford. Najbardziej diagnostyczną jest *Nautiloculina oolithica* Mohler, oznaczona przez W. Bielecką (Dokumentacja…, 1982) z rdzenia z głęb. 1976,5 m, oraz *Pseudolamarckina* cf. *obliquicamerata* Dulub stwierdzona przez I. Rek w próbkach okruchowych z głęb. 2020 m – obie wskazujące wg Bieleckiej (1980) na górny oksford. Z próbek okruchowych z głęb. 1910–1990 m I. Rek (Dokumentacja…, 1982) opisała również gatunek *Trocholina* cf. nodulosa Seibold wskazujący na oksford dolny–oksford środkowy, rzadko górny (Bielecka, 1980; Smoleń, Iwańczuk, 2018), a z głęb. 1940,0 m, również znalezioną w rdzeniu niżej, *Nautiloculina oolithica* Mohler. Zarówno Dembowska (1983) jak i Niemczycka (1997) przyjmują wyższy górny oksford dla formacji oolitowej. W Tabeli stratygraficznej

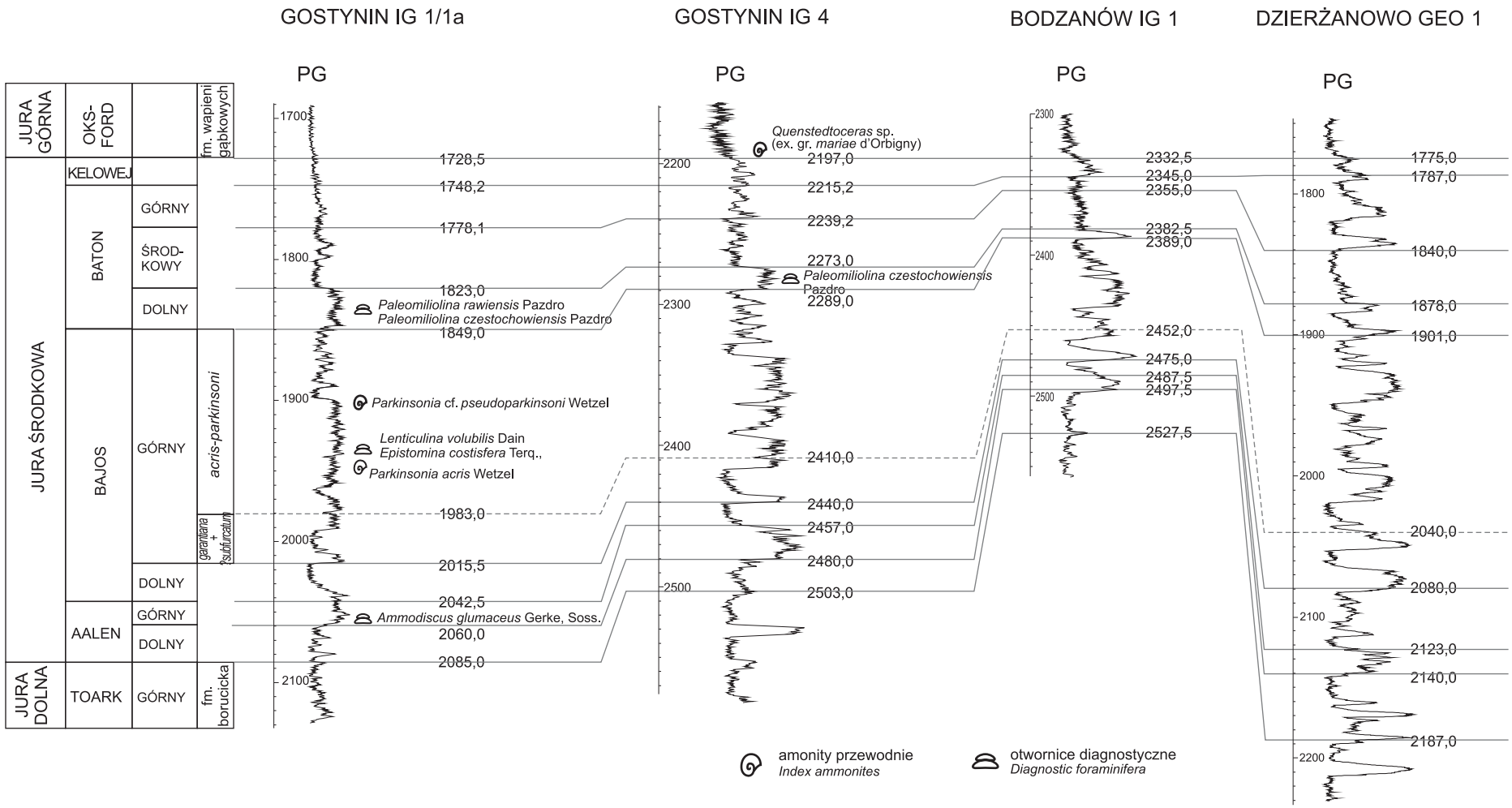


Fig. 24. Korelacja utworów jury środkowej w otworze Bodzanów IG 1 z pobliskimi otworami, w których stwierdzono przewodnią makrofaunę i mikrofaunę. Stratygrafia otworów Gostynin IG 1/1a, IG 4 na podstawie Ryll (1985), Dzierżanowo GEO 1 na podstawie Ryll (1983), lokalizacja i wiek fauny na podstawie Ryll (1985), Styk(1985)

Correlation of the Middle Jurassic deposits from the Bodzanów IG 1 well with nearby boreholes, in which diagnostic macro- and microfauna were recorded. Stratigraphy of the Gostynin IG 1/ IG1a and Gostynin IG 4 boreholes after Ryll (1985), Dzierżanowo GEO 1 after Ryll (1983), location and age of fauna by Ryll (1985) and Styk (1985)



Fig. 25. A. Piaskowiec drobnoziarnisty, szary z odcieniem brunatnym, ze skamieniałościami śladowymi *Palaeophycus* isp. (strzałka biała) i ?*Gyrochorte* isp. (strzałki czarne); głęb. 2382,4 m, baton środkowy. **B.** Piaskowiec kwarcowy drobnoziarnisty, szary z odcieniem brunatnym, lekko zsyderytyzowany, ze skamieniałością śladową *Ophiomorpha* isp. (strzałka czarna); głęb. 2382,5 m, baton środkowy

A. Fine-grained sandstone, grey with a brown shade, with *Palaeophycus* isp. (white arrow) and ?*Gyrochorte* isp. (black arrows) trace fossils; depth 2382.4 m, Middle Bathonian. **B.** Fine-grained sandstone, grey with a brown shade, slightly sideritised, with *Ophiomorpha* isp. (black arrow) trace fossil; depth 2382.5 m, Middle Bathonian

Polski (Wagner, 2008) została ona natomiast umieszczona w dolnym kimerydzie. Fakt, że przynajmniej część tej formacji jest przypuszczalnie wieku kimerydzkiego sugerują nowe badania stratygraficzne Wierzbowskiego i in. (2016) dotyczące granicy oksford/kimeryd, które wykazały, że dwa najwyższe poziomy amonitowe oksfordu w podziale submedyterańskim (*bimammatum* i *planula*), stosowanym również na obszarze Polski, należy korelować z poziomami dolnego kimerydu, a nie górnego oksfordu w podziale subborealnym i borealnym. Przyjmując taką zmianę w tabeli stratygraficznej, Smoleń i Iwańczuk (2018) umieszczają wymieniony powyżej gatunek *Pseudolamarckina* cf. *obliquicamerata* Dulub w dolnym kimerydzie, jako charakterystyczny dla poziomu planula, i być może również występujący w poziomie *platynota*.

Kimeryd dolny reprezentuje formacja wapienno-margliste-muszlowcowa, której miąższość wynosi 50,0 m. Tworzą ją występujące na przemian wapienie margliste i margle, barwy szarej. W rdzeniu z głęb. 1808,0–1814,0 m stwierdzono w nich liczne bioklasty krynoidów i jeżowców oraz drobne intraklasty wapieni; licznie występują w nich małże, wśród których L. Karczewski oznaczył rodzaje Pecten i Egzogyra. Małżoraczek *Protocythere* cf. *furcata* Bielecka et Styk, oznaczony przez W. Bielecką z rdzenia na głęb. 1809,0 m, wskazuje na kimeryd dolny–najniższy kimeryd górny (Bielecka i in., 1980). Według Dembowskiej (1979) oraz Niemczyckiej (1997) formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa reprezentuje kimeryd dolny

Na głęb. 1742,5–1847,0 m występują margle, margle mułowcowe oraz mułowce, barwy szarej. Jest to formacja pałucka, której miąższość wynosi 54,5 m. Mikrofauna otwornicowa, oznaczona przez I. Rek (Dokumentacja…, 1982) z próbek okruchowych w tym interwale, wskazuje na kimerydzko-tytoński wiek tych utworów (zob. Smoleń, ten tom). Jest to zgodne z datowaniem formacji pałuckiej przez Dembowską (1979) i Niemczycką (1997), które lokują ja w przedziale kimeryd górny–niższa część tytonu górne-

go. Materiał rdzeniowy z pobliskich otworów Lipno 1, 2, 4, Sierpc1, Bieżuń 1 i Kamionki 1 dostarczył znacznej ilości przewodniej fauny amonitów z rodzajów Aulakostephanus, Virgataxioceras, Amoeboceras i Enosphinctes (Kutek i in., 1973; Dembowska, 1973, 1983; Niemczycka, 1983; Feldman-Olszewska, 2018c), na podstawie której ustalono, że dolny odcinek formacji pałuckiej reprezentuje kimeryd górny. Natomiast występujące w otworach północnej części niecki płockiej (w górnej części tej formacji) amonity z rodzaju Zarajskites (Dembowska, 1973, 1983) oraz mikrofauna otwornicowa m.in. z pobliskiego otworu Bulkowo 1 (Bielecka, 1975), określa górny odcinek formacji pałuckiej na tyton dolny i dolny odcinek tytonu górnego, co w podziale borealnym odpowiada wołgowi dolnemu i dolnej części wołgu środkowego.

Profil jury górnej kończy, występujący na głęb. 1707,0–1725,0 m, 17,5-m kompleks wapieni obejmujący: wapienie z małżami z rodzaju Corbulomima (starsza nazwa Corbula), wapienie margliste i wapienie dolomityczne. Reprezentują one ogniwo wapieni korbulowych stanowiące najstarsze ogniwo formacji kcyńskiej. Przyjęto, że w otworze Bodzanów IG 1 reprezentuje ona w całości tyton górny, a granica jury i kredy przebiega w stropie tego ogniwa, natomiast leżące wyżej wapienie z przerostami anhydrytu reprezentujące ogniwo z Wieńca należy zaliczyć do dolnego beriasu (kreda dolna). Ponieważ prace Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej ds. granicy jura–kreda nie zostały jeszcze zakończone, przyjęto za Dembowską (1973, 1983) oraz Dziadzio i in. (2004), że przypada ona powyżej poziomu małżoraczkowego F reprezentującego jeszcze środowisko morskie, a poniżej poziomu E, w którym rozpoczyna się zmiana środowiska na brakiczne. Z omawianego otworu brak danych stratygraficznych z tytonu górnego, natomiast w próbkach okruchowych z głęb. 1690,0 m I. Rek (Dokumentacja…, 1982) oznaczyła małżoraczka z rodzaju Klieana, który wskazuje na środowisko oligohalinowe. Na Niżu Polskim gatunki tego małżoraczka występują w poziomie małżoraczkowym F i młodszych. Dembowska (1973, 1983) oraz Marek i Raczyńska (1979) umieścili ogniwo z Wieńca w schemacie stratygraficznym odpowiadającym poziomom małżoraczkowym F i E, natomiast Bielecka i Sztejn (1966) oraz Bielecka (1985) datują je na podstawie małżoraczków jedynie na poziom E.

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH JURY GÓRNEJ

W otworze wiertniczym Bodzanów IG 1 serie osadowe jury górnej leżą bezpośrednio na skałach keloweju i obejmują interwał 1707,5–2332,5 m. Jak wynika z dokumentacji otworu Bodzanów IG 1 (Dokumentacja…, 1982) z utworów jury górnej pobrano niewiele rdzenia. Stratygrafię ustalono głównie na podstawie badań geofizycznych i litostratygraficznych. Wykonane zostały także badania mikrofaunistyczne. Jak wynika z ekspertyz mikropaleontologicznych zawartych w dokumentacji wynikowej otworu Bodzanów IG 1 (Bielecka, 1982; Rek, 1982), ustalenie stratygrafii na podstawie mikrofauny możliwe było jedynie w kilku interwałach głębokości. W tym opracowaniu wyróżnione w powyższych ekspertyzach zespoły mikrofauny zostały zrewidowane pod względem taksonomicznym oraz biostratygraficznym, biorąc pod uwagę obowiązujące podziały stratygraficzne (ten tom). Ponowna analiza materiału mikropaleontologicznego pozwoliła na udokumentowanie oksfordu, kimerydu oraz tytonu.

Sekwencje osadowe oksfordu na głęb. 1847,0–2332,5 m zawierają różnego typu skały węglanowe, na które składają się: formacja wapieni gąbkowych, leżąca nad nią formacja marglista i, w górnej części oksfordu – formacja oolitowa. Próbki do badań mikropaleontologicznych pobrane ze skał oksfordu zawierają nieliczne okazy otwornic, nie dając możliwości przedstawienia szczegółowej stratygrafii. Utwory formacji wapieni gąbkowych na głęb. 2157,5–2332,5 m, na które składają się twarde wapienie gąbkowe i organodetrytyczne, zawierają pojedyncze okazy otwornic, które są często niekompletne zachowane. W próbkach z wyżej wymienionych głębokości obecne są takie gatunki otwornic jak: *Spirillina* cf. *tenuissima* Gümbel, *Eoguttulina* cf. *liassica* (Strickland) i *Paalzowella turbinella* (Gümbel). Oprócz otwornic obecne są też igły gąbek oraz elementy szkieletowe szkarłupni, takie jak fragmenty kolców i pancerzyków jeżowców. Wyżej leżące wapienie pelitowe i margliste, które wchodzą w skład formacji wapienno-marglistej (głęb. 2040,0–2157,5 m), również zawierają nieliczną mikrofaunę. Składają się na nią pojedyncze okazy otwornic, które ze względu na stan zachowania nie zawsze można oznaczyć taksonomicznie. Wśród oznaczonych taksonów otwornic stwierdzono występowanie *Paalzowella turbinella* (Gümbel) (fig. 26K), *Paalzowella* cf. *feifeli seiboldi* Lutze, *Spirillina* cf. *polygyrata* Gümbel, *Lenticulina* cf. *munsteri* (Roemer), *Tolypamina* sp. *Trocholina* sp. i *Eoguttulina* sp. Dwa pierwsze z wymienionych pojawiają się w utworach wyższego oksfordu dolnego, a najliczniejsze wystąpienia tych gatunków w Polsce niżowej notowane są w oksfordzie środkowym (Bielecka, 1960; Bielecka, 1980; Smoleń, 1998). Ich obecność w próbkach z głęb. 2107,0–2150,0 m może wskazywać na środkowooksfordzki wiek formacji wapienno-marglistej. W formacji marglistej liczne są także elementy szkieletowe szkarłupni i korali oraz prawdopodobnie radiolarie. Najwyższe serie osadowe oksfordu na głęb. 1847,0–2040,0 m, które zostały zaliczone do formacji oolitowej, zbudowane są głównie z wapieni oolitowych, podrzędnie wapieni marglistych. Mikrofauna obecna w tych utworach jest bardzo nielicznie reprezentowana, co ma niewątpliwie związek z charakterem osadów. Odnotowano w nich pojedyncze okazy otwornic charakterystycznych dla formacji oolitowej w Polsce niżowej (Bielecka, Styk, 1968; Bielecka, 1980), takich jak *Nautiloculina oolithica* Mohler

czy *Pseudolamarckina* cf. *obliquicamerata* Dulub (fig. 26H). Ponadto występują nieoznaczalne otwornice z rodzajów: Trocholina, Eoguttulina czy Lenticulina. W formacji oolitowej oprócz licznych oolitów obecne są także fragmenty makrofauny, jak elementy szkieletowe szkarłupni, w tym kolce jeżowców i trochity liliowców, oraz fragmenty muszli brachiopodów i skorupiaków z podgromady Phyllopoda.

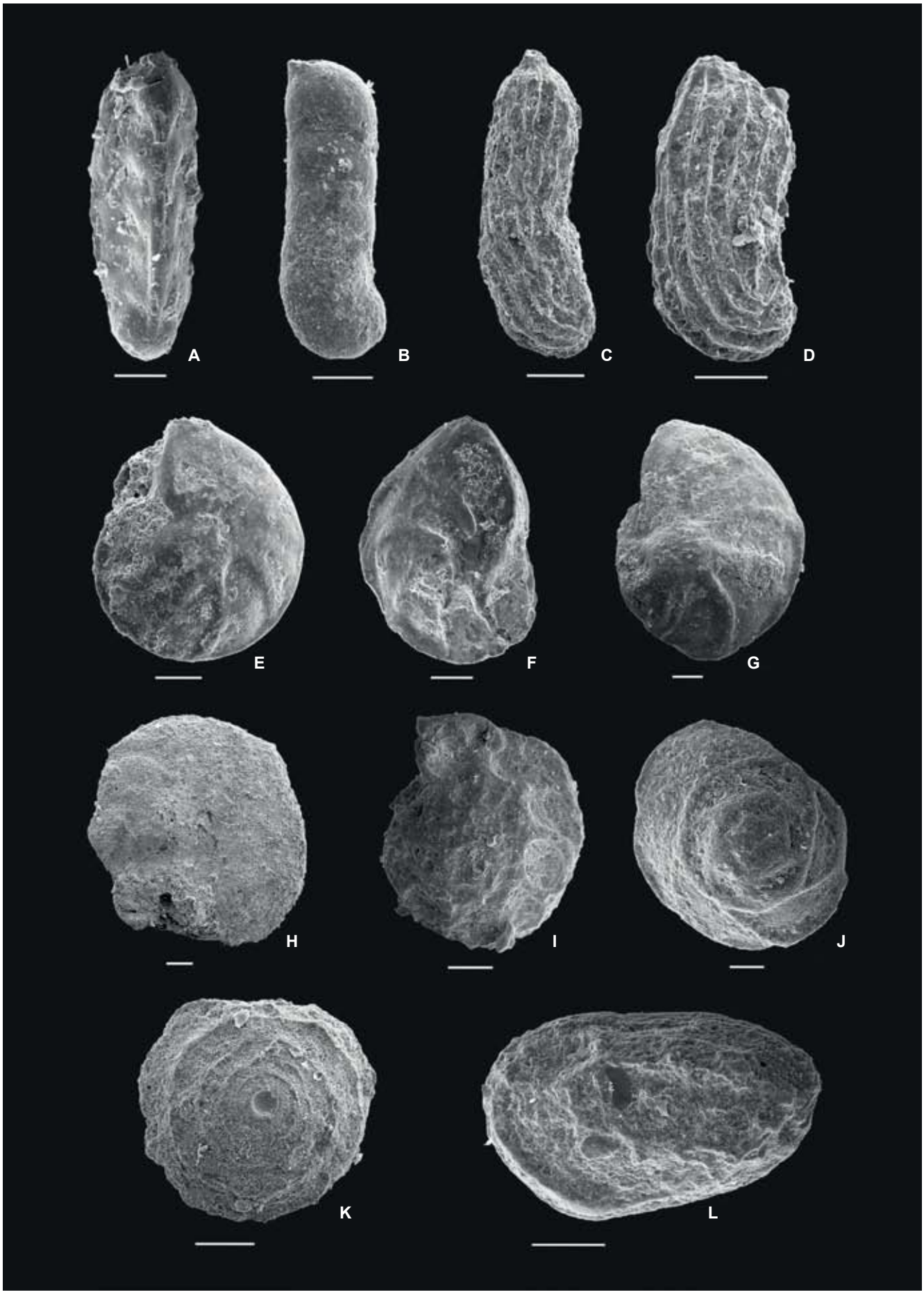
Według profilu litologicznego skały na głęb. 1797,0–1847,0 m zaliczone zostały do kimerydu dolnego. Składają się na nie margle i wapienie margliste organodetrytyczne z liczną fauną małży z rodzaju Exogyra, tworzących formację wapienno-marglisto-muszlowcową. Z powyższego interwału głębokości analizie mikropaleontologicznej poddano 9 próbek. Wszystkie próbki zawierały nieliczne okazy otwornic oraz pojedyncze małżoraczki. Odnotowano w nich obecność takich taksonów otwornic jak: *Pseudolamarckina polonica* (Bielecka & Pożaryski) (fig. 26J), *Epistomina stellicostata* Bielecka & Pożaryski (fig. 26I), *Marginulinopsis buskensis* (Bielecka & Pożaryski), *Astacolus* cf. *matutina* (d Orbigny), *Spirillina infima* (Strickland), *Eoguttlina inovroclaviensis* (Bielecka & Pożaryski), *Lenticulina munsteri* (Roemer) i *Eoguttulina* sp. Większość z wymienionych taksonów ma dłuższe niż kimeryd dolny zasięgi stratygraficzne i są obecna także w utworach kimerydu górnego i tytonu. Brak natomiast w wyżej wymienionych skałach taksonów znanych od kimerydu górnego wskazuje z dużym prawdopodobieństwem na utwory kimerydu dolnego. Powyższy przedział wiekowy potwierdza także obecność w próbce na głęb. 1809,0 m małżoraczków z gatunku *Protocythere* cf. *furcata* Bielecka & Styk (fig. 26L), który to notowany jest w kimerydzie dolnym i najniższym kimerydzie górnym (Bielecka, Styk, 1966; Bielecka i in., 1976). Oprócz mikrofauny w utworach formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej obecne są liczne szczątki makrofauny, takie jak elementy szkieletowe szkarłupni, ślimaków i małży.

Utwory kimerydu górnego przewiercone zostały bezrdzeniowo. Zaliczono do nich margle i mułowce formacji pałuckiej na głęb. 1760,0–1797,0 m. Z powyższego interwału do badań mikropaleontologicznych pobrane zostały 4 próbki. Występują w nich nieliczne otwornice, wśród których oznaczone zostały gatunki: *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko & Polenova), *Lenticulina vistulae* Bielecka & Pożaryski (fig. 26F), *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss) (fi. 1C), *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko & Polenova) (fi. 1D), *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Epistomina stellicostata* Bielecka & Pożaryski, *Spirillina infima* (Strickland) i *Lenticulina munsteri* (Roemer). Niektóre z wyżej wymienionych taksonów, jak *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko & Polenova), *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss) i *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko & Polenova), znane są na Niżu Polskim od górnego kimerydu do wczesnego tytonu górnego (Bielecka, 1975). W próbkach z głęb. 1760,0–1797,0 m nie ma taksonów, które pojawiają się w utworach od tytonu, co wskazuje raczej na górny kimeryd. Pozostała część formacji pałuckiej zaliczona do tytonu dolnego i dolnej części tytonu górnego, na głęb. 1725,0–1760,0 m, jest słabo udokumentowana mikropaleontologicznie. Na obecność tytonu wskazują takie gatunki otwornic jak: *Tristix quadrangularis* Furssenko & Polenova (fig. 26A), *Lenticulina* cf. *ponderosa* Mjatliuk (fig. 26G) czy *Vaginulinopisis* cf. *incisiformis* Bielecka (fig. 26B), nieznane w skałach starszych od tytonu (Bielecka, 1975, 1980). Pozostałe taksony otwornic oznaczone w utworach tytonu (formacja pałucka) to: *Tristix temirica* (Dain), *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko & Polenova) (fig. 26D), *Lenticulina infravolgaensis* (Furssen-

→

Fig. 26. A. *Tristix quadrangularis* Furssenko & Polenova; Bodzanów IG 1, głęb. 1745, 0 m; tyton dolny (Formacja pałucka). **B.** *Vaginulinopisis* cf. *incisiformis* Bielecka, Bodzanów IG 1, głęb. 1745, 0 m; tyton dolny (Formacja pałucka). **C.** *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss), Bodzanów IG 1, głęb. 1765, 0 m; kimeryd górny (Formacja pałucka). **D.** *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko & Polenova), Bodzanów IG 1, głęb. 1760, 0 m; kimeryd górny (Formacja pałucka). **E.** *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko & Polenova), Bodzanów IG 1, głęb. 1725, 0 m; tyton górny (Formacja pałucka). **F.** *Lenticulina vistulae* Bielecka & Pożaryski; Bodzanów IG 1, głęb. 1765, 0 m; kimeryd górny (Formacja pałucka). **G.** *Lenticulina* cf. *ponderosa* Mjatliuk; Bodzanów IG 1, głęb. 1725, 0 m; tyton górny (Formacja pałucka). **H.** *Pseudolamarckina* cf. *obliquicamerata* Dulub; Bodzanów IG 1, głęb. 1976, 0 m; oksford (Formacja oolitowa). **I.** *Epistomina stellicostata* Bielecka & Pożaryski; Bodzanów IG 1, głęb. 1820, 0 m; kimeryd dolny (Formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa). **J.** *Pseudolamarckina polonica* (Bielecka & Pożaryski); Bodzanów IG 1, głęb. 1820, 0 m; kimerydy dolny (Formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa). **K.** *Paalzowella turbinella* (Gümbel); Bodzanów IG 1, głęb. 2107, 0 m; oksford (Formacja wapienno-marglista). **L.** *Protocythere* cf. *furcata* Bielecka & Styk; Bodzanów IG 1, głęb. 1809, 0 m; kimeryd dolny (Formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa); Skala liniowa 100 μm

A. *Tristix quadrangularis* Furssenko & Polenova; Bodzanów IG 1, depth 1745.0 m; Lower Tithonian (Pałuki Formation). **B.** *Vaginulinopisis* cf. *incisiformis* Bielecka, Bodzanów IG 1, depth 1745.0 m; Lower Tithonian (Pałuki Formation). **C.** *Marginulinopsis striatocostata* (Reuss), Bodzanów IG 1, depth 1765.0 m; Upper Kimmeridgian (Pałuki Formation). **D.** *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko & Polenova), Bodzanów IG 1, depth 1760.0 m; Upper Kimmeridgian (Pałuki Formation). **E.** *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko & Polenova), Bodzanów IG 1, depth 1725.0 m; Upper Tithonian (Pałuki Formation). **F.** *Lenticulina vistulae* Bielecka & Pożaryski; Bodzanów IG 1, depth 1765.0 m; Upper Kimmeridgian (Pałuki Formation). **G.** *Lenticulina* cf. *ponderosa* Mjatliuk; Bodzanów IG 1, depth 1725.0 m; Upper Tithonian (Pałuki Formation). **H.** *Pseudolamarckina* cf. *obliquicamerata* Dulub; Bodzanów IG 1, depth 1976.0 m; Oxfordian (Oolithic Formation). **I.** *Epistomina stellicostata* Bielecka & Pożaryski; Bodzanów IG 1, depth 1820.0 m; Lower Kimmeridgian (Calcareous-Marly-Coquina Formation). **J.** *Pseudolamarckina polonica* (Bielecka & Pożaryski); Bodzanów IG 1, depth 1820.0 m; Lower Kimmeridgian (Calcareous-Marly-Coquina Formation). **K.** *Paalzowella turbinella* (Gümbel); Bodzanów IG 1, depth 2107.0 m; Oxfordian (Marly Formation). **L.** *Protocythere* cf. *furcata* Bielecka & Styk; Bodzanów IG 1, depth 1809.0 m; Lower Kimmeridgian (Calcareous-Marly-Coquina Formation); Scale bars 100 μm


A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L

ko & Polenova) (fig. 26E), *Pseudonodosaria tenuis* (Bornemann). Ponad formacją pałucką, na głęb. 1707,5–1725,0 m, leżą wapienie mikrytowe z przewarstwieniami wapieni marglistych i wkładkami iłowców przechodzące w wapienie dolomityczne i wapienie z małżami z rodzaju Corbulomima (wcześniej Corbula). Należą one do formacji kcyńskiej najwyższego tytonu. W formacji kcyńskiej nie stwierdzono występowania otwornic, a jedynie pojedyncze fragmenty pancerzyków małżoraczków nie dające podstaw do ustalenia biostratygrafii.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA KREDY (BEZ BERIASU DOLNEGO) ORAZ REGIONALNE TŁO PALEOGEOGRAFICZNE

Wstęp

Na temat kredy w otworze wiertniczym Bodzanów IG 1 mamy bardzo mało danych geologicznych bazujących na rdzeniach. Z otworu pobrano jedynie trzy odcinki rdzenia: z głęb. 1283,0–1289,0 m (koniak dolny–turon), 1473,0–1479,0 m (alb środkowy–dolny, ogniwo kruszwickie formacji mogileńskiej) i 1602,0–1608,0 m (barrem?, ogniwo pagórczańskie formacji mogileńskiej).

Granice jednostek chronostratygraficznych są tu wyznaczone z pewnym prawdopodobieństwem na podstawie regionalnej korelacji krzywych pomiarów geofizycznych otworu Bodzanów IG 1 z sąsiednimi otworami niecki płockiej (głównie Gostynin IG 1, Bodzanów 1 i Dzierżanowo GEO 1 – Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983; Marek, 1983 – lokalizacja otworów na figurze 27). Wprawdzie zostały wykonane oznaczenia mikrofauny otwornicowej w próbkach z kredy górnej (E. Gawor-Biedowa, ten tom), to jednak nie mogą być one podstawą do postawienia granic między piętrami, a jedynie wskazują na obecność danego piętra w profilu, ponieważ były one pobrane w większości ze zwiercin. Jedynie dwie z nich (z głęb. 1288,0 i 1283,1 m) pobrano z rdzenia. Litologię profilu kredy opracowano na podstawie informacji z rdzeni wiertniczych z otworu oraz z rdzeni z sąsiednich otworów, interpretacji pomiarów geofizycznych, oraz pomocniczo z próbek okruchowych.

Podział kredy dolnej oparty jest na schemacie litostratygraficznym opracowanym dla centralnej Polski przez S. Marka i A. Raczyńską (Marek, Raczyńska, 1979; Raczyńska, 1979; Marek, 1997). Podział kredy górnej jest podziałem chronostratygraficznym opracowanym na podstawie korelacji litofacjalnej i badań biostratygraficznych, głównie zespołów otwornicowych, inoceramów, belemnitów i amonitów prowadzonych przez Błaszkiewicza i Cieślińskiego (1979) oraz Błaszkiewicza (1997). Należy zaznaczyć, że schemat ten różni się nieco od podziału standardowego kredy górnej (por. Birkelund i in., 1984; Rawson i in., 1995), w szczególności w interwale turon–koniak. Turon sensu Błaszkiewicz (1997) odpowiada w podziale standardowym interwałowi turon–niższy koniak, natomiast koniak sensu Błaszkiewicz (1997) korelowany jest z wyższym koniakiem podziału standardowego. W niniejszej pracy podział kredy górnej dostosowano do schematu standardowego, wyróżniając interwały turon–koniak dolny oraz koniak górny.

Kreda dolna

Kreda dolna (bez beriasu dolnego) w otworze Bodzanów IG 1 występuje na głęb. 1450,0–1707,5 m i ma miąższość 257,5 m. Najniższa część profilu reprezentowana jest przez ogniwo z Opoczek formacji rogoźniańskiej (głęb. 1655,0–1676,5 m), zbudowane w dolnej części z mułowców i piaskowców marglistych o miąższości 9,5 m (zaliczonych na podstawie regionalnych korelacji do beriasu górnego), a w górnej części z iłowców i mułowców z wkładkami piaskowców (zaliczonych do najniższego walanżynu dolnego), o miąższości 12,0 m (tab. 22). Starsze ogniwa formacji rogoźniańskiej – kajetanowskie i zakrzewskie – najprawdopodobniej tu nie występują.

Ponad iłowcami i mułowcami formacji rogoźniańskiej zalega seria piaskowców, częściowo mułowcowych, z wkładkami mułowców. Ten odcinek profilu prawdopodobnie reprezentuje formację bodzanowską wyższego walanżynu dolnego o miąższości 12,0 m (głęb. 1643,0–1655,0 m).

Ogniwo wierzchosławickie formacji włocławskiej (walanżyn górny – 8,0 m miąższości, głęb. 1635,0–1643,0 m) wykształcone jest w postaci mułowców piaszczystych i piaskowców wapnistych. Wyżej następuje przejście do utworów iłowcowych ogniwa gniewkowskiego (hoteryw dolny, głęb. 1628,5–1635,0 m) tej samej formacji, które mają miąższość 6,5 m. Formację włocławską kończy jej górne ogniwo – żychlińskie (zaliczone do hoterywu górnego, głęb. 1620,0–1628,5 m) o miąższości 8,5 m – reprezentowane w spągu przez piaskowce mułowcowe przechodzące w mułowce.

Na formacji włocławskiej zalegają utwory formacji mogileńskiej osiągające znaczną miąższość 164,0 m (głęb. 1456,0–1620,0 m). Przypisuje się im wiek barrem–alb środkowy (Raczyńska, 1979). Formacja mogileńska dzieli się na 3 ogniwa (od dołu): pagórczańskie (barrem?, głęb. 1546,0–1620,0 m) o miąższości 74,0 m, goplańskie (apt?, głęb. 1518,0–1546,0 m) o miąższości 28,0 m, i kruszwickie (alb dolny–środkowy?, głęb. 1456,0–1518,0 m) o miąższości 62,0 m.

Ogniwo pagórczańskie budują piaskowce. W rdzeniu pobranym z tego interwału stwierdzono występowanie jasnoszarych drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie wapni-

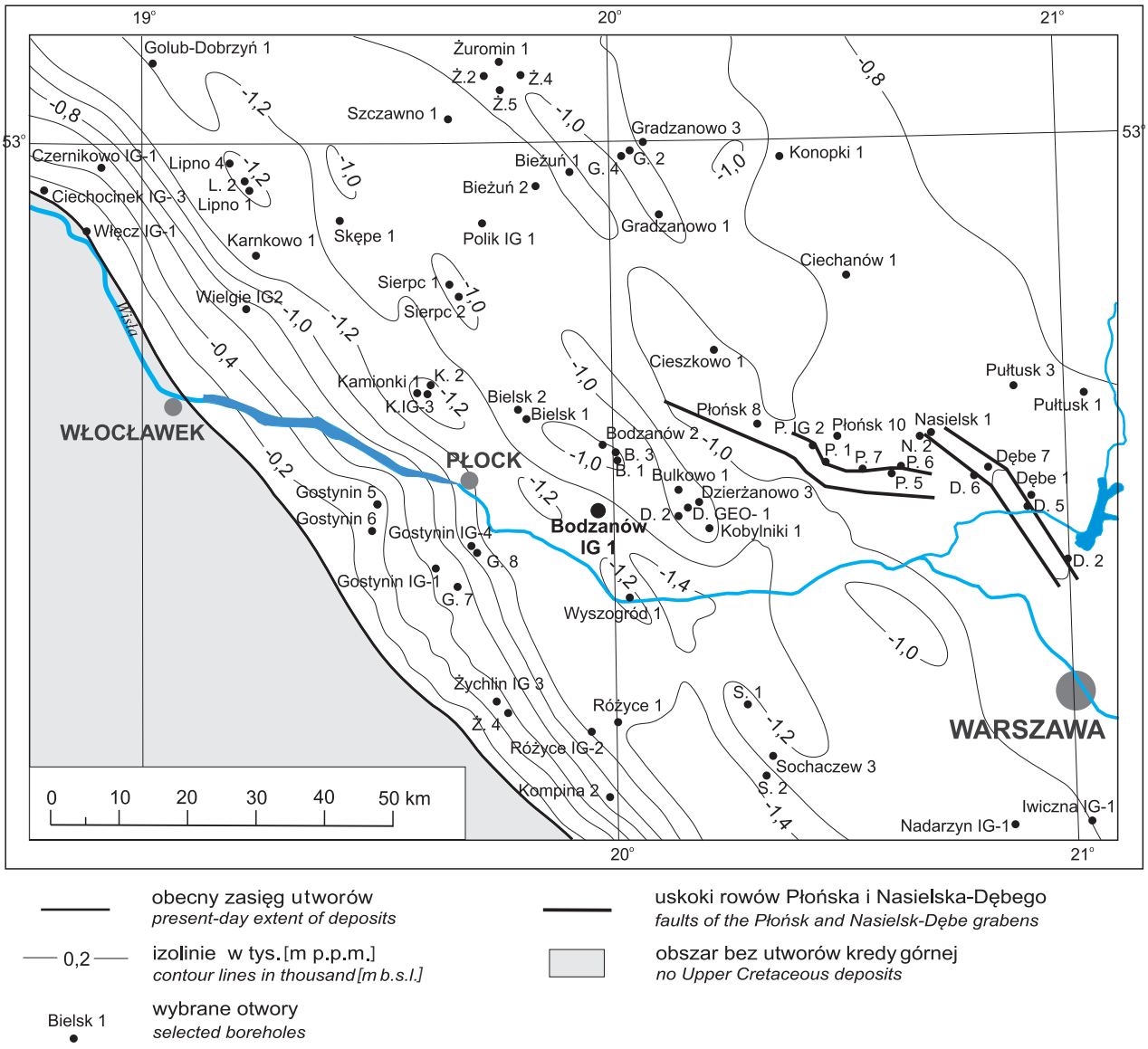


Fig. 27. Mapa strukturalna spągu kredy górnej (łącznie z albem górnym). Poziom korelowany z warstwą piaszczystą z fosforytami albu górnego (autor K. Leszczyński)

Base Upper Cretaceous (including Upper Albian) contour lines. Horizon correlated with the Upper Albian sandy-phosphatic layer (author K. Leszczyński)

stym, bardzo słabo zwięzłych, z nielicznymi i nieregularnymi przemazami czarnej substancji ilastej. Warto podkreślić, że w tym rejonie, na obszarze pomiędzy Płockiem, Sierpcem, Płońskiem i Sochaczewem, ogniwo pagórczańskie osiąga największą miąższość na Niżu Polskim. Przekracza ona 60 m i w otworach Kamionki 1 i 2 ma odpowiednio 72,5 i 69,5 m, a w otworze Bodzanów 1 – 74,0 m (Profile stratygraficzne…, 1980).

Ogniwo goplańskie reprezentowane jest przez piaskowce mułowcowe oraz mułowce, natomiast ogniwo kruszwickie jest ponownie w przewadze piaszczyste z warstwą iłowców interpretowanych na wykresach geofizyki wiertniczej na głęb. 1498,0–1502,0 m. Z profilu ogniwa kruszwickiego pobrano kolejny rdzeń na głęb. 1473,0–1479,0 m, w którym stwierdzono występowanie drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych pozbawionych $CaCO_3$.

Alb górny o miąższości 6,0 m (głęb. 1450,0–1456,0 m) wykształcony jest w postaci szarych margli, w spągu z cienką warstwą piaskowców, prawdopodobnie z glaukonitem i konkrecjami fosforytowymi.

Próbki skał kredy dolnej poddano badaniom na obecność mikroszczątków organicznych, jednak nie udało się oznaczyć żadnej mikrofauny.

Dla powierzchni spągowej albu górnego (poziom korelowany z warstwą piaskowców marglistych kwarcowo-glaukonitowymi z fosforytami) skonstruowano mapę strukturalną (fig. 27). Izolinie 1000 oraz 1200 m p.p.m. dobrze ilustrują relief tej powierzchni w centralnym obszarze niecki

Tabela 22

Porównanie miąższości kredy (bez beriasu dolnego) w otworach Gostynin IG 1, Bodzanów IG 1, Polik IG 1, Dzierżanowo GEO 1 i Wyszogród 1 [m]

The thicknesses of the Cretaceous stratigraphic units (excluding Lower Berriasian) in the Gostynin IG 1, Bodzanów IG 1, Polik IG 1, Dzierżanowo GEO 1 and Wyszogród 1 boreholes [m]

Chronostratygrafia Chronostratigraphy	Litostratygrafia Lithostratigraphy		Otwór wiertniczy Borehole									
			Gostynin IG 1		Bodzanów IG 1		Polik IG 1	Dzierżanowo GEO 1		Wyszogród 1		
mastrycht			–		349,0		352,5	148,0		216,0		
kampan			170,0		366,0		231,0	178,0		340,0		
santon			123,0		143,0		106,0	99,0		116,0		
koniak górny			56,0		79,5		51,5	44,0		50,0		
koniak dolny–turon			159,0		178,5		157,5	152,0		164,0		
cenoman			79,5		84,0		52,5	68,0		82,5		
kreda górna			587,5		1200,0		951,0	689,0		968,5		
alb górny			7,5		6,0		8,0	3,0		6,5		
alb środkowy–dolny?	formacja mogileńska	ogniwo kruszwickie	65,0		62,0		42,5	71,0		84,0		
apt?		ogniwo goplańskie	24,0		28,0		24,5	21,0		22,0		
barrem?		ogniwo pagórczańskie	57,0		74,0		61,5	51,5		55,0		
hoteryw górny	formacja włocławska	ogniwo żychlińskie	28,0		8,5		25,5	18,5		18,0		
hoteryw dolny		ogniwo gniewkowskie	17,0		6,5		9,5	9,0		2,5		
walanżyn górny		ogniwo wierzchosławickie	17,5		8,0		10,5	9,0		7,5		
walanżyn dolny	formacja bodzanowska		63,0	38,5	24,0	12,0	–	15,0	4,0	11,5		
berias górny	formacja rogoźniańska	ogniwo z Opoczek		20,5	9,5	21,5			11,0	18,5		
		ogniwo zakrzewskie		4,0	–			–		–		
kreda dolna			271,5		226,5		182,0	198,0		225,5		
kreda			859,0		1426,5		1133,0	887,0		1194,0		

płockiej z wyraźnie zaznaczonymi strefami antyklinalnymi i synklinalnymi.

Kreda górna

Kreda górna występuje na głęb. 250,0–1450,0 m i ma miąższość 1200,0 m. Profil reprezentowany jest przez wszystkie piętra od cenomanu po mastrycht. Jest to największa miąższość kredy górnej spośród otworów odwierconych w tym rejonie niecki płockiej.

Cenoman (głęb 1366,0–1450,0 m)

Granica między kredą dolną (alb górny) a kredą górną (cenoman) została postawiona na kontakcie szarych margli (alb górny) i wapieni (cenoman) o znacznie jaśniejszej barwie. Niższą część cenomanu budują jasnoszare wapienie i wapienie margliste. W wyższej części cenomanu, jak wynika z analizy krzywych pomiarów geofizyki wiertniczej, dominują szare margle oraz wapienie margliste. Miąższość utworów cenomanu wynosi 84,0 m.

Turon–koniak dolny (głęb. 1187,5–1366,0 m)

Ten interwał profilu górnej kredy, o miąższości 178,5 m, jest wykształcony w postaci jasnoszarych i prawie białych wapieni, w stropie z cienkimi wkładkami szarych margli. Z głęb. 1283,0–1289,0 m pobrano rdzeń kontrolny, w którym opisano wapienie jasnoszare, prawie białe, zwięzłe, bardzo twarde, ze stylolitami i ciemnoszarymi przemazami ilastymi. W rdzeniu tym oznaczono otwornice wskazujące na utwory turonu górnego (E. Gawor-Biedowa, ten tom). Zespół otwornic stwierdzony w wyższej próbce (okruchowej) z głęb. 1250,0 m sugeruje już występowanie koniaku na tej głębokości. Zatem granica pomiędzy turonem i koniakiem może przebiegać w interwale 1283,0–1250,0 m.

Koniak górny (głęb. 1108,0–1187,5 m)

Wyższa część koniaku, o miąższości 79,5 m, reprezentowana jest przez jasnoszare wapienie margliste. Na tym obszarze interwał ten budują wapienie, natomiast nieco, dalej ku zachodowi (np. otwory Gostynin IG 4, Kamionki 1), cały koniak górny wykształcony jest już w postaci opok.

Santon (głęb. 965,0–1108,0 m)

Wraz z początkiem santonu obserwuje się zmianę litofacji z węglanowej (wapiennej) na węglanowo-krzemionkową. Występują tu jasnoszare i szare opoki. Z rozpoznania regionalnego widać, że sedymentacja węglanowo-krzemionkowa rozprzestrzenia się w santonie ku wschodowi, zastępując sedymentację węglanową. Miąższość utworów santonu wynosi 143,0 m.

Kampan (głęb. 599,0–965,0 m)

W kampanie ponownie pojawia się litofacja węglanowa (wapienna). Dominują tu jasnoszare i szare wapienie margliste z czertami i krzemieniami. W górnej części profilu kampanu wśród wapieni występują jednak przewarstwienia opok. Miąższość utworów kampanu wynosi 366,0 m.

Mastrycht (głęb. 250,0–599,0 m)

Mastrycht ma miąższość 349,0 m. W dolnej części profilu (231,0 m) występują opoki jasnoszare i szare z przewarstwieniami wapieni marglistych na głęb. 514,0–531,0 m (miąższość 17,0 m) być może lekko piaszczystych. Wyższa część jest wykształcona w postaci wapieni i wapieni marglistych, w których występują przewarstwienia margli, możliwe, że również piaszczystych.

Mastrycht nie został w tym otworze podzielony na podpiętra dolne i górne, chociaż zapis krzywych geofizycznych oraz korelacja z sąsiednimi otworami wskazuje na występowanie obu podpięter.

Granica pomiędzy mastrychtem a danem jest granicą erozyjną.

Uwagi o paleogeografii

We wczesnej kredzie na Niżu Polskim istniał zbiornik morski rozciągający się wzdłuż bruzdy śródpolskiej o osi NW–SE, okresowo powiększający swój obszar na zewnątrz w kierunkach SW i NE w wyniku powtarzających się transgresji i ingresji morskich (Marek, 1988, 1997). Na przełomie jury i kredy ciągłość sedymentacyjną w tym basenie obserwujemy w strefie osiowej bruzdy.

W rejonie Bodzanowa (np. otwory wiertnicze Bodzanów IG 1, Bodzanów 1, Bielsk 1, Wyszogród 1) transgresja morska wczesnej kredy rozpoczyna się utworami ogniwa z Opoczek formacji rogoźniańskiej (berias górny–niższy walanżyn dolny). Pomiędzy formacją kcyńską beriasu dolnego a ogniwem z Opoczek beriasu górnego występuje tu najprawdopodobniej niewielka luka sedymentacyjna obejmująca ogniwa kajetanowskie i zakrzewskie formacji rogoźniańskiej. W kierunku południowo-zachodnim, bliżej osi bruzdy śródpolskiej transgresja morska późnego beriasu rozpoczęła się wcześniej (np. otwór Gostynin IG 1). Tam dodatkowo poniżej ogniwa z Opoczek występuje już ogniwo zakrzewskie formacji rogoźniańskiej. Pełniejszy profil warstw najwyższej jury i najniższej kredy spotykamy także w strefie rowu Płońska (Marek, 1983) (fig. 3).

Faza regresywna i spłycenie zbiornika morskiego zaznaczyło się sedymentacją utworów piaszczystych i piaszczysto-mułowcowych formacji bodzanowskiej (wyższy walanżyn dolny). Kolejny impuls transgresywny miał miejsce w późnym walanżynie (ogniwo wierzchosławickie formacji włocławskiej). Transgresja trwała, zwiększając swój zasięg, aż do hoterywu.

W tej części basenu sedymentacyjnego, w płytkim morzu epikontynentalnym późnego beriasu, walanżynu i hoterywu, miała miejsce depozycja osadów silikoklastycznych, na ogół drobnoklastycznych (głównie iłowce, mułowce i piaskowce w przewadze mułowcowe) w cyklu sedymentacyjnym zakończonym następnie depozycją piaskowców ogniwa pagórczańskiego ?barremu i być może także najwyższego hoterywu (por. Leszczyński, 1997). Warto zwrócić uwagę, że ogniwo pagórczańskie na tym obszarze ma największą miąższość na Niżu Polskim. Depozycja mogła odbywać się w brzeżnych strefach zbiornika o ograniczonych połączeniach z morzami

otwartymi, a także w środowisku delt rzek transportujących znaczną ilość materiału klastycznego z północnego wschodu z rozległego lądu rozciągającego się na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. W apcie(?) następuje kolejny impuls transgresywny i powrót do przeważającej płytkomorskiej sedymentacji drobnoklastycznej (ogniwo goplańskie formacji kruszwickiej), po czym we wczesnym i środkowym albie płytkie morze sukcesywnie powiększa swój zasięg. Tempo transgresji zwiększyło się w późnym albie, co zaznaczyło się depozycją piaskowców marglistych z glaukonitem i konkrecjami fosforytowymi. Jednoczesne pogłębienie zbiornika i coraz większe oddalenie od speneplenizowanych lądów doprowadziło do sedymentacji marglistej, a następnie, już w cenomanie, węglanowej z dominującymi wapieniami i podrzędnymi marglami. Sedymentacja węglanowa trwała do końca koniaku i w santonie została zastąpiona sedymentacją węglanowo-krzemionkową, która stała się wtedy dominująca na obszarze centralnej, zachodniej i północno-zachodniej części niecki płockiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983; Leszczyński, 2010, 2012). W kampanie ponownie dominują facje węglanowe.

W otworze Bodzanów IG 1 nie stwierdzono występowania luki sedymentacyjnej na przełomie kampanu i mastrychtu oraz w mastrychcie dolnym, widocznej w niektórych otworach niecki płockiej (por. Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983; Leszczyński, 2017). Wykształcenie litologiczne mastrychtu wskazuje jednak na pewne zmiany zachodzące w tym czasie w basenie sedymentacyjnym. Zmienność litologiczna jest większa (wapienie, opoki, margle/wapienie ?piaszczyste), a przypuszczalna piaszczystość margli wskazuje na zwiększoną dostawę (przynajmniej okresowo) materiału grubiej ziarnistego z lądu.

Warto zwrócić uwagę, że utwory kampanu mają znacznie większą miąższość niż santonu. Jednak biorąc pod uwagę długość trwania santonu (86,3 ±0,5–83,6 ±0,2Ma) i kampanu (83,6 ±0,2–72,1 ±0,2Ma – International Stratigraphic Chart…, 2016) okazuje się, że tempo subsydencji w basenie nie uległo istotnej zmianie. Zwiększyło się natomiast tempo subsydencji w mastrychcie. To piętro ma niewiele mniejszą miąższość niż kampan, ale czas trwania mastrychtu był prawie dwa razy krótszy.

Na przełomie kredy i paleogenu nastąpiła przebudowa strukturalna całego basenu mezozoicznego. Występują tu przerwy w sedymentacji. W kredzie górnej otworu Bodzanów IG 1 nie odnotowano obecności kredy piszącej. Skała ta pojawia się dopiero dalej na wschód, w otworach rejonu Nasielsk–Dębe.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW PALEOCENU DOLNEGO I KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

Ze skał kredy górnej oraz danu omawianego profilu zbadano 32 próbki skalne, w większości okruchowe. Ten rodzaj opróbowania skał z otworów wiertniczych powoduje zasypywanie osadów głębiej leżących osadami skał wyżej leżących. Z tej to przyczyny w próbkach pochodzących z najgłębiej leżących przewierconych osadów znajdują się liczne, wymieszane ze sobą zespoły otwornic wszystkich wyżej znajdujących się pięter. Tego rodzaju próbki pozwalają wskazać wiek utworów wchodzących w skład danego profilu, nie pozwalają jednak na ścisłe określenie głębokości ich zalegania czy też miąższości. Przy założeniu, że osady z niższej części profilu nie zanieczyściły osadów z jego wyższej części postarano się w przybliżeniu określić położenie w tym profilu poszczególnych pięter. Przy powyższym założeniu trudno jest wyróżnić osady pięter wyznaczonych na podstawie charakteryzujących je zespołów otwornic.

Kreda górna

Cenoman

Otwornice cenomańskie znaleziono w próbkach okruchowych z głębokości 1485,0 m [jeden okaz *Gavelinella cenomanica* (Brotzen)] i z głęb. 1465,0 m (liczne okazy gatunku *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) i mniej liczne *Cibicides gorbenkoi* Akimez). Pierwszy z nich jest gatunkiem przewodnim dla utworów cenomanu zarówno mórz epikontynentalnych, jak i geosynklinalnych. Sporadycznie występuje w stropowych osadach górnego albu (Gawor-Biedowa i in., 1984). Ten ostatnio wymieniony gatunek tworzy w cenomanie podpoziom Cibicides gorbenkoi poziomu *Rotalipora appenninica*. Podpoziom ten odpowiada makrofaunistycznemu poziomowi *Acanthoceras rhotomagense* (Gawor-Biedowa, 1984; Gawor-Biedowa, Witwicka 2014). Według pomiarów geofizycznych utwory znajdujące się na głęb. 1485,0 i 1465,0 m pochodzą z kredy dolnej. Próbki okruchowe pobrane do badań mogły zatem pochodzić z wyższych interwałów niż opisane na skrzynkach. W osadach z głęb. 1450,0 m zmniejsza się gwałtownie ilość mikrofauny. Znaleziono w tej próbce tylko jeden okaz należący do gatunku Gavelinella cenomanica (Brotzen). Znaczne polepszenie warunków dla rozwoju otwornic nastąpiło w czasie sedymentacji osadów z głęb. 1400,0 m. Wskazuje na to obecny w tej próbce planktoniczny gatunek – *Rotalipora greenhornensis* (Morrow). Należy dodać, że dla globalnej korelacji uznano za podstawę do wydzielenia osadów cenomanu planktoniczny gatunek *Thalmanninella truncanoides* zaliczany poprzednio do rodzaju Rotalipora Brotzen, 1942. Zastąpił on *Mantelliceras mantelli* (Sowerby) uznany za rzadko występujący w wielu obszarach (Ogg, Hinnov, 2012). W osadach morza epikontynentalnego Niżu Polski nie stwierdzono planktonicznego gatunku uznanego za podstawę do wydzielenia cenomanu. Brak jest przedstawicieli rodzaju Thalmanninella Sigal, 1948. Pierwszym gatunkiem z grupy planktonicznych, ciepłolubnych głębokowodnych gatunków pojawiających się na Niżu Polski w najniższych warstwach skał cenomanu jest *Rotalipora appenninica* (Renz), której początek występowania koreluje

się z występowaniem *Mantelliceras mantelli*. Towarzyszą mu inne gatunki tego rodzaju, w tym stwierdzony w próbce z osadów z głęb. 1400,0 m – *Rotalipora greenhornensis* (Morrow) (Gawor-Biedowa i in., 1984). W omawianej próbce następnym gatunkiem planktonicznym potwierdzającym przynależność tych warstw do cenomanu i nie zaprzeczającym ich przynależności do podpoziomu Cibicides gorbenkoi, poziomu *Rotalipora appenninica* jest *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi).

Turon

Turon dolny

Wśród wielu otwornic z osadów pięter wyżej leżących udało sie wyłonić w próbkach z głęb. 1375,0 i 1350,0 m gatunki wskazujące na obecność w tym profilu utworów dolnego turonu. Należą do nich *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen) i *Gavelinella berthelini* (Keller). Oba te gatunki występują obok siebie tylko w skałach dolnego turonu różnych facji (Gawor-Biedowa, 1997). Należy zwrócić uwagę na pogarszające się kolejny raz w tym zbiorniku warunki ekologiczne dla rozwoju otwornic. Wyraża się to w ich niemal całkowitym braku w osadach z głęb. 1350,0 m. Sygnałem na obecność w tym profilu osadów dolnego mastrychtu są znalezione w próbce z głęb. 1350,0 m okazy przewodniego gatunku dla wymienionej wyżej części mastrychtu – *Angulogavelinella gracillis* (Marsson) (tab. 23).

Turon górny

Z dużym prawdopodobieństwem można twierdzić, że próbki oznaczone z głęb. 1283,0; 1288,0; 1300,0 i 1325,0 m pochodzą ze skał górnego turonu. W każdej z nich, z wyjątkiem próbki z głęb. 1300,0 m, zanotowano okazy gatunku *Gavelinella berthelini* (Keller) wyznaczającego na Niżu Polski, swoim końcem zasięgu stratygraficznego, górną granicę turonu (Gawor-Biedowa i in., 1984; Gawor-Biedowa, 1997). W próbkach tych stwierdzono również przedstawicieli gatunków, które rozpoczynają zasięgi stratygraficzne z początkiem sedymentacji późnoturońskiej i zapoczątkowują następny etap rozwoju późnokredowych taksonów otwornic, zarówno bentonicznych, jak i planktonicznych.

Należą do nich, przewodnie dla górnego turonu i koniaku *Stensioeina praeexsculpta* (Keller) oraz *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen) i *Eponides karsteni* (Reuss). Ostatnio wymieniony gatunek, podobnie jak *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), może znajdować się *in situ*, gdyż oba zapoczątkowują zasięgi stratygraficzne w osadach górnego turonu. Natomiast *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen) pochodzi z osadów wyżej leżących, gdyż pojawia się on dopiero w koniaku. We wszystkich wymienionych próbkach znajdują się liczne, pokruszone skorupki otwornic planktonicznych, trudne do zidentyfikowania do szczebla gatunkowego. Na podstawie kulistego kształtu komór, braku urzeźbienia, cienkich ścianek skorupki można jednak powiedzieć, że należą one do gatunków rodzajów zasiedlających wody przybrzeżne, takich jak Heterohelix Ehrenberg, 1843, Globigerinelloides Cushman and Ten Dam, 1948, czy inne (Peryt, 1990). Pojawiają się one wraz z transgresją i razem z nią zanikają. Stopień zniszczenia skorupek może wskazywać na to, że pochodzą one ze strefy litoralnej bądź, że były transportowane z innego obszaru. Na podstawie przytoczonych wyżej danych można przypuszczać, że stropowe warstwy osadów górnego turonu wyznacza próbka z głęb. 1283,1 m, powyżej której nie zanotowano już gatunku *Gavelinella berthelini* (Keller).

Koniak

Dotychczas nie wyznaczono nowego stratotypu dla osadów tego piętra. Wiadomo już, że formami wyznaczającymi jego granice i granice jego podpięter będą inoceramy (Ogg, Hinnov, 2012). W propozycji do podstaw tego podziału nie znalazł się jednak *Inoceramus involutus* Sowerby, 1828, z którego zasięgiem stratygraficznym skorelowane zostały zasięgi otwornic, tworzące zespół charakteryzujący tak ujęte piętro koniak (Gawor-Biedowa i in., 1984). W Karpatach piętro koniak wyznaczają trzy gatunki inoceramów. Gatunki otwornic definiujące tam jego granice pokrywają się z zasięgiem otwornic morza szelfowego (Gawor-Biedowa i in., 1984; Szymakowska, 1984).

W omawianym profilu za najniżej leżące osady koniaku uznano warstwy, z których pochodzi próbka oznaczona głęb. 1250,0 m, w której nie stwierdzono już *Gavelinella berthelini* (Keller). Należy dodać, że w inwentarzu mikrofauny tej próbki wśród nielicznych zidentyfikowanych gatunków otwornic (tab. 23) znajdują się liczne pokruszone skorupki otwornic planktonicznych o prostej budowie komór, podobnie jak w skałach górnego turonu. Z utworów koniaku pochodzą również próbki z głęb.: 1100,0, 1140,0 i 1200,0 m, gdyż zanotowano w nich gatunek *Stensioeina praeexsculpta* (Keller) wyznaczający górną granicę tego piętra. Jak już wspomniano, przy ustalaniu następstwa warstw na podstawie otwornic z próbek okruchowych trudno powiedzieć, czy znajdują się one *in situ*, zwłaszcza jeśli chodzi o gatunki o szerokich zasięgach stratygraficznych. W badanym przypadku do gatunków, o których wiemy, że ich zasięgi stratygraficzne rozpoczynają się w dolnych warstwach osadów koniaku, w badanych próbkach należą: *Stensioeina exsculpta* (Reuss), głęb. 1140,0 m, *Gavelinella stellingera* (Marie), głęb. 1100,0 m, *Gavelinella thalmanni* (Brotzen), 1100,0 m. Ostatnio wymieniony gatunek tworzy na Niżu Polski poziom w osadach koniaku i dolnego santonu, a jego podpoziomem w koniaku jest podpoziom Stensioeina praeexsculpta odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi *Inoceramus involutus* (Gawor-Biedowa, 1984; Gawor-Biedowa i in., 1984). Inne gatunki otwornic notowane w powyższych próbkach, do których należą: *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Globorotalites micheliniaus* (d'Orbigny), *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny), *Marginotruncana bulloides* (Vögler) i *Gyroidinoides nitidus* (Reuss) rozpoczynają zasięgi stratygraficzne w górnym turonie i występują do mastrychtu włącznie. Pozostałe gatunki odnotowane w tych próbkach (tab. 23) rozpoczynają swój rozwój w wyższych od koniaku piętrach kredy górnej.

Santon–kampan

W osadach santonu występują wszystkie gatunki rodzajów, których rozwój został zapoczątkowany z początkiem późnego turonu. Towarzyszą im te, które pojawiły się w koniaku. W utworach tego piętra sukcesywnie rozpoczynają zasięgi stratygraficzne liczne gatunki zarówno otwornic bentonicznych jak i planktonicznych. W badanym profilu w osadach zaliczonych do santonu–kampanu z gatunków, których nie znaleziono w próbkach poniżej głęb. 1050,0 m zanotowano: *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Heterostomella fovelata* (Marsson), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Globorotalites multiseptus* (Brotzen). Ponieważ cały skład otwornic stwierdzony w próbkach z osadów głęb. 950,0, 1000,0 i 1050,0 m (tab. 23) może występować zarówno w osadach kampanu, jak i santonu, ich wiek nie został ściśle określony.

Kampan

Za osady wieku kampańskiego uznano te, z których pochodzą próbki z głęb. 805,0, 850,0 i 900,0 m, w których stwierdzono *Cibicidoides involutus* (Reuss), przewodni dla osadów kampanu i mastrychtu, przy założeniu, że znajduje się on *in situ*. Do najważniejszych gatunków znajdujących się w tych próbkach należy *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) wyznaczająca górną granicę kampanu. Nie stwierdzono tego gatunku w próbkach osadów powyżej głęb. 805,0 m. *Bolivinoides decoratus* (Jones), głęb. 850,0 m, to gatunek przewodni dla warstw kampanu i mastrychtu, natomiast *Bolivinoides mielnicensis* Bieda występuje w osadach kampanu górnego i dolnego mastrychtu. W tym profilu występuje w osadach z głęb. 805,0 m i 750,0 m.

Za osady kampanu dolnego uznano te, w których obok gatunków przewodnich dla kampanu bądź kampanu i mastrychtu występuje jeszcze *Gavelinella stellingera* (Marie). Są to próbki z głęb. 850,0 i 900,0 m. Pozostały skład gatunków w tych próbkach nie przeczy takiemu zaszeregowaniu.

Próbka z warstw z głęb. 805,0 m pochodzi ze skał górnego kampanu. Nie stwierdzono już w jej składzie okazów *Gavelinella stellingera* (Marie), natomiast występują okazy *Gavelinella monterelensis* (Marie) – gatunku przewodniego dla górnego kampanu i mastrychtu. Bogaty zespół mikrofaunistyczny tej próbki składa się zarówno z otwornic bentonicznych, jak i planktonicznych, których nie notowano dotychczas w próbkach. Są to *Globotruncana arca* (Cushman) i *Contusotruncana fornicata* (Plunner), mieszkańcy głębszych wód, oraz *Heterohelix striata* (Ehrenberg) przystosowujący się do różnych warunków ekologicznych. Na górny kampan wskazuje *Bolivinoides mielnicensis* Bieda pojawiający się w zespole gatunków otwornic bentonicznych. Pozostałe towarzyszące jemu gatunki otwornic bentonicznych, których nie stwierdzono w próbkach z niżej zalegających osadów tego profilu, to: *Pyramidina pseudospinolosa* (Brotzen), *Spiroplectammina rosula* (Ehrenberg) o szerokich zasięgach stratygraficznych, oraz *Tritaxia dubia* (Reuss) przewodnia dla osadów kampanu i mastrychtu.

Mastrycht

Za pochodzące z osadów mastrychtu uznano te próbki, w których nie występuje już *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny), ginąca w stropowych warstwach kampanu, a w których stwierdzono *Cibicidoides bembix* (Marsson) przewodni dla osadów mastrychtu.

Otwornice świadczące o obecności mastrychtu oznaczono najniżej w profilu w próbce okruchowej z głęb. 750,0 m. Z gatunków nie stwierdzonych w próbkach z niższych warstw znaleziono w niej, obok wspomnianego już przewodniego dla mastrychtu gatunku *Cibicidoides bembix* (Marsson), gatunek *Stensioeina beccariiformis* (White) występujący w kampanie, nastrychcie i dolnym paleocenie w morzach epikontynetalnych i geosynklinalnych (Szczechura, Pożaryska, 1974). Zanotowano w niej również po raz pierwszy przewodni dla najmłodszych osadów kampanu i dla mastrychtu gatunek *Bolivina incrassata* Reuss. W skład dość bogatego zespołu mikrofaunistycznego tej próbki wchodzą również gatunki, które notowano już w osadach starszych pięter tego profilu (tab. 23). Zespół wzbogacony o nienotowane w poprzednich próbkach taksony otwornic, stwierdzono w próbce z warstw z głęb. 650,0 m. Obok gatunków o szerokich zasięgach stratygraficznych jak: *Eponides frankei* Brotzen, *Globulina lacrima* (Reuss), *Gavelinella umbilicatula* (Vassilenko et Mjatliuk), *Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny) i *Pyramidina triangularis* (Cushman et Parker), zanotowano przewodni dla mastrychtu gatunek *Gavelinella complanata* (Reuss) i dla mastrychtu dolnego – *Angulogavelinella gracillis* (Marsson). W próbce z głęb. 600,0 m mastrychcki wiek skał potwierdza *Pseudouvigerina cristata* (Marsson). Jego skład mikrofaunistyczny wzbogacają gatunki otwornic zlepieńcowatych: *Voloshinovella conica* (Beissel), *Voloshinovella aquisgranensis* (Beissel) i *Plectina ruthenica* (Reuss), przewodnie dla kampanu i mastrychtu (Gawor-Biedowa, 1992). Według pomiarów geofizyki wiertniczej na głębokościach, z których pochodzą te trzy próbki okruchowe występuje kampan. Zatem próbki te reprezentują wyższy interwał niż opisany na skrzynkach. Z najmłodszych osadów mastrychtu dolnego pochodzi próbka ze skał z głęb. 550,0 m, powyżej której nie zanotowano gatunku *Angulogavelinella gracillis* (Marsson). Z nowych taksonów znaleziono w niej gatunek o szerokim zasięgu stratygraficznym – *Arenobulimina preslii* (Reuss), i górnokampańsko mastrychcki gatunek – *Bolivina decurrens* (Ehrenberg).

Próbki z głęb. 390,0; 450,0 i 500,0 m wskazują na występowanie utworów mastrychtu górnego w profilu. Najliczniejszy zespół otwornic stwierdzono w próbce z warstw z głęb. 500,0 m. Obok gatunków, które notowano już w starszych osadach (tab. 23), znaleziono tu przewodnie dla kampanu i mastrychtu gatunki: *Pullenia jarvisi* Cushman, *Arenobulimina puschi* (Reuss), *Orbignyna inflata* (Reuss), występujący w osadach mastrychtu i dolnego paleocenu gatunek *Gavelinella acuta* (Plummer) oraz wskazujące w tym zespole na najmłodsze osady mastrychtu: *Gavelinella danica* (Brotzen), *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen) i *Pyramidina prolixa* (Cushman et Parker).

Za najwyżej leżące w tym profilu skały górnego mastrychtu uznano warstwy z głęb. 390,0 m. W próbce tej występuje *Bolivina crassa* Vassilenko et Mjatliuk nie przekraczająca górnej granicy mastrychtu i wskazująca na jego najmłodsze warstwy, *Paralabamina toulmini* (Brotzen) osiągająca maksimum rozwoju w osadach danu.

Paleocen

Dan

Otwornice danu znaleziono w próbkach z głęb. 255,0, 270,0, 295,0 i 310,0 m. W próbce z głęb. 310,0 m nie znaleziono już gatunków otwornic związanych wyłącznie z utworami kredy. Znajdują się tu gatunki omówione już wyżej, rozpoczynające zasięgi w najmłodszym górnym mastrychcie, a osiągające optimum rozwoju w danie, oraz duński *Cibicidoides proprius* Brotzen. W próbce tej znaleziono również *Praebulimina parvula* (Brotzen) należący do grupy gatunków rozpoczynających zasięgi stratygraficzne w kredzie górnej, a optimum rozwoju mające w paleocenie. W następnej próbce skał z głęb. 295,0 m z gatunków zapoczątkowujących zasięg stratygraficzny w najmłodszych warstwach kredy górnej należą *Gavelinella mariae* (Jones) i *Karreria fallax* Rzehak. Gatunkiem przewodnim dla osadów danu jest występujący w tej próbce *Cibicidoides lectus* (Vassilenko). Rozpoczyna on zasięg stratygraficzny w młodszych osadach danu, zaliczanych dawniej do montu (Pożaryska, 1965), co zostało potwierdzone w osadach profili Grudziądz IG 1 i Polik IG 1 (Gawor-Biedowa, 2011, 2018). Ubogi zespół otwornic paleoceńskich zawierają osady z głęb. 270,0 m. Otwornic nie znaleziono w próbce ze skał z głęb. 255,0 m. Według pomiarów geofizyki wiertniczej na głębokościach, z których pobrane zostały wszystkie cztery próbki okruchowe występują utwory mastrychtu. Otwornice danu znalezione w nich pochodzą zatem z wyższego interwału niż opisany na skrzynkach, wskazując jedynie na obecność danu w profilu.

PALEOGEN I NEOGEN

Jacek KASIŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN W REJONIE OTWORU BODZANÓW IG 1

Ze względu na bardzo lakoniczny i uogólniony profil litologiczny osadów kenozoicznych opis litologii poszczególnych jednostek litostratygraficznych skompilowano na podstawie danych z pobliskich otworów kartograficznych (Borowiczki, Boryszew, Glinne, Radzanów).

Paleogen

We wczesnym paleogenie (dan, formacja puławska) na omawianym obszarze trwała sedymentacja morskich utworów piaszczysto-ilastych, podrzędnie węglanowych, stanowiąca kontynuację rozwoju epikontynentalnego morza kredy górnej. Osady te są reprezentowane przez piaski kwarcowe różnoziarniste z przewarstwieniami mułków i iłów oraz iły i mułki margliste z drobnymi konkrecjami fosforytowymi z licznymi fragmentami fauny. Z końcem danu sedymentacja ta została przerwana w wynika regresji morza kredowego.

Leżące ponad formacją puławską utwory oligocenu dolnego poprzedza znaczna luka stratygraficzna, obejmująca wyższy paleocen (od zelandu) i cały eocen.

Transgresja postępująca od zachodu w najwcześniejszym rupelu rozwijała się w kilku fazach. Zespół mikrofauny zimnolubnej (Buchardt, 1978; Odrzywolska-Bieńkowa, Pożaryska, 1978) świadczy o połączeniu omawianego obszaru z basenem Europy Zachodniej i wskazuje na oddzielenie od basenów ukraińskiego i białoruskiego strefą płycizn i wysp. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza (highstand) są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i mosińskiej górnej. Ciąg progradujących transgresywnych systemów depozycyjnych rozpoczynają osady formacji mosińskiej dolnej, które zachowały się zapewne w otworze Bodzanów IG 1. W spągu formacji występuje często transgresywna warstewka żwirku kwarcowego. Osady formacji mosińskiej dolnej są reprezentowane przez szarozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe z igłami gąbek i wkładkami mułków, w spągu ze żwirkiem kwarcowym.

Neogen

Najstarsze utwory miocenu w okolicy otworu Bodzanów IG 1, zaliczane do formacji adamowskiej górnego reinbeku (por. Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995) powstawały na obszarze równi aluwialnej. W piaskach powszechnie występują warstwowania skośnie wielkoskalowe (nasypy prądowe) oraz warstwowania skośne płaskie i żłobiste. Obserwowane są także cienkie przeławicenia węgli będących ekwiwalentem sedymentacyjnym IIA lubińskiego pokładu węgla brunatnego, będące zapewne utworami starorzeczy.

W langenfeldzie na omawianym obszarze ponownie dominowała sedymentacja w środowisku równi aluwialnej. W nieco chłodniejszym, lecz nadal wilgotnym klimacie, w środowisku o skrajnie niskiej energii osadzały się szaroniebieskie mułki i iły, z silnie zżelifikowanym detrytusem roślinnym, należące do formacji poznańskiej. W lokalnych zabagnieniach powstawały osady fitogeniczne, z których powstały następnie wkładki węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent IA pokładu oczkowickiego. Wyżej położone tereny były nadal porastane przez las mezofilny.

W pliocenie na omawianym obszarze panowały warunki lądowe zdominowane przez procesy erozji i denudacji.

Litostratygrafia

Paleogen

Formacja puławska
(242,0–250,0 m; miąższość 8,0 m)

Najstarszymi utworami paleogenu w otworze Bodzanów IG 1 są morskie utwory formacji puławskiej danu, wykształcone w postaci piasków kwarcowych różnoziarnistych z przewarstwieniami mułków i iłów szaro- i brunatno-zielonych. W sąsiednich otworach (Borowiczki) utwory te przechodzą lateralnie w iły i mułki margliste z drobnymi konkrecjami fosforytowymi o skorodowanej powierzchni z licznymi fragmentami fauny *Ostrea* sp., Lima sp., *Crania* cf. *brattenburgica geulhemensis* Kruytzer et Meijer, kolcami jeżowców, okruchami mszywiołów, serpulami, i drobnymi zębami ryb (Błaszkiewicz, Kowalski, 1962). Wiek podobnych osadów w otworze Boryszew określono na podstawie występowania gatunku *Crania* cf. *brattenburgica geulhemensis* Kruytzer et Meije na paleocen dolny (Różkowska, 1955; Brotzen, Pożaryska, 1957; Łyczewska 1959).

Formacja mosińska dolna (?)
(218,0–242,0 m; miąższość 24,0 m)

Występujące na tej głębokości utwory ilasto-piaszczyste odpowiadają szarozielonym ilastym piaskom glaukonitowo-kwarcowym, różnoziarnistym, z wtrąceniami drobnego żwirku kwarcowego i przewarstwieniami zielonych mułków, opisanych w otworach Borowiczki i Radzanów (Różański, Włodek, 2012), i należą zapewne do formacji mosińskiej dolnej oligocenu dolnego.

Neogen

Formacja adamowska
(184,0–218,0 m; miąższość 24,0 m)

Na tej głębokości występuje kompleks utworów piaszczystych formacji adamowskiej miocenu środkowego, który odpowiada poznanym w otworach Glinne i Radzanów kompleksowi drobnoziarnistych piasków kwarcowych, mułków i iłów z wkładkami węgla brunatnego.

Formacja poznańska
(112,0–184,0 m; miąższość 72,0 m)

W rejonie otworu Bodzanów IG 1 utwory formacji poznańskiej (miocen górny) są w postaci szarozielonych i pstrych iłów i mułków z przewarstwieniami piasków kwarcowych drobnoziarnistych, miejscami ze znaczną domieszką uwęglonego detrytusu roślinnego (Kacprzak, Lisicki, 2004). W podobnych osadach dalej ku zachodowi występują cienkie wkładki węgla brunatnego. Wiek osadów określono na podstawie badań palinologicznych (Słodkowska, 2001).

CZWARTORZĘD

Krzysztof LESZCZYŃSKI

CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW CZWARTORZĘDU

W otworze wiertniczym Bodzanów IG 1 czwartorzęd ma miąższość 112,0 m i jest reprezentowany przez utwory plejstocenu, które nie były rdzeniowane. Na podstawie obserwacji próbek okruchowych w profilu stwierdzono występowanie 3 poziomów glin lodowcowych należących być może do 3 kompleksów w randze nadpiętra (od dołu): południowopolskiego, środkowopolskiego i północnopolskiego, przedzielonych poziomami piasków. Według profilowania gamma gliny występują prawdopodobnie na głęb.: 15,5–18,0; 27,0–40,0 i 86,0–112,0 m. Stropową i spągową część profilu czwartorzędu, jak również interwały pomiędzy poziomami glin budują serie piasków. Gliny są na ogół piaszczyste, bezwapniste, brunatne i zawierają drobne otoczaki skał północnych, wśród których obserwowano granity, gnejsy i piaskowce. Serie piaszczyste profilu reprezentowane są przez utwory grubo- i różnoziarniste z domieszką większych otoczaków skał północnych.

Występowanie mikrofauny w próbkach utworów kredy górnej i paleogenu i ich stratygrafia

Occurrence of foraminifers and microremains in samples from the Cretaceous and Paleogene deposits, and stratigraphic interptetation

Głęb. Depth [m] \ Mikrofauna Microfauna	*Gavelinella cenomanica* (Brotzen)	*Cibicides gorbenkoi* Akimez	*Rotalipora greenhornensis* (Morrow)	*Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi)	*Lingulogavelinella globosa* (Brotzen)	*Gazvelinella berthelini* (Keller)	*Angulogavelinella gracillis* (Marsson)	*Pseudouvigerina cristata* (Marsson)	*Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny)	*Stensioeina praeexsculpta* (Keller)	*Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen)	*Gavelinella* sp.	*Lenticulina* sp.	*Eponides karsteni* (Reuss)	*Heterohelix* sp.	*Hedbergella* sp.	*Praebulimina* sp.	*Valvulineria lenticula* (Reuss)	*Stensioeina gracilis* Brotzen	*Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny)	*Osangularia cordieriana* (d'Orbigny)
255,00																					
270,00																					
295,00																					
310,00																					
390,00																					
450,00																					
500,00																●					
550,00							●														
600,00								●													●
650,00							●														
750,00														●							
805,00														●							
850,00															●	●					●
900,00															●					●	
950,00															●					●	
1000,00														●							
1050,00									●					●	●	●					
1100,00									●	●				●					●		
1140,00									●	●					●					●	
1200,00										●					●	●	●	●	●	●	●
1250,00															●	●					
1283,10						●				●				●	●	●					
1288,00						●				●		●	●	●	●	●					
1300,00									●	●	●										
1325,00						●		●													
1350,00					●		●														
1375,00					●	●															
1400,00	●		●	●																	
1450,00	●																				
1465,00	●	●																			
1473–79																					
1485,00	●																				

Głęb. Depth [m] \ Mikrofauna Microfauna	*Gaudryina laevigata* Franke	*Gyroidinoides nitidus* (Reuss)	*Stensioeina exsculpta* (Reuss)	*Gavelinella stellingera* (Marie)	*Gavelinella thalmanni* (Brotzen)	*Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny)	*Arenobulimina* sp.	*Marginotruncana bulloides* (Vögler)	*Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny)	*Heterostomella fovelata* (Marsson)	*Stensioeina pommerana* Brotzen	*Globorotalites multiseptus* (Brotzen)	*Cibicidoides involutus* (Reuss)	*Gyroidinoides globosus* (Hagenow)	*Bolivinoides decoratus* (Jones)	*Gavelinella monterelensis* (Marie)	*Arenobulimina cuneata* Voloshina	*Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny)	*Heterohelix striata* (Ehrenberg)	*Pyramidina pseudospinolosa* (Brotzen)	*Spiroplectammina rosula* (Ehrenberg)
255,00																					
270,00																					
295,00																					
310,00																					
390,00																					●
450,00													●								●
500,00									●				●	●				●			
550,00											●		●					●			
600,00										●	●		●	●							●
650,00									●		●		●	●		●					
750,00			●								●	●	●	●							●
805,00						●				●	●	●	●			●			●	●	●
850,00				●		●			●		●	●	●		●	●	●	●			
900,00				●		●					●	●	●	●							
950,00			●			●					●	●									
1000,00			●			●															
1050,00	●		●			●	●	●	●	●	●										
1100,00			●	●	●	●	●	●													
1140,00	●		●																		
1200,00	●	●																			
1250,00																					
1283,10																					
1288,00																					
1300,00																					
1325,00																					
1350,00																					
1375,00																					
1400,00																					
1450,00																					
1465,00																					
1473–79																					
1485,00																					

Głęb. Depth [m] \ Mikrofauna Microfauna	*Tritaxia dubia* (Reuss)	*Bolivinoides mielnicensis* Bieda	*Globotruncana arca* (Cushman)	*Contusotruncana fornicata* (Plummer)	*Stensioeina beccariiformis* (White)	*Cibicidoides bembix* (Marsson)	*Eponides frankei* Brotzen	*Globulina lacrima* (Reuss)	*Gavelinella umbilicatula* (Vassilenko et Mjatliuk)	*Gavelinella complanata* (Reuss)	*Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny)	*Pyramidina triangularis* (Cushman et Parker)	*Bolivina incrassata* Reuss	*Plectina ruthenica* (Reuss)	*Gavelinella pertusa* (Marsson)	*Voloshinovella conica* (Beissel)	*Voloshinovella aquisgranensis* (Beissel)	*Arenobulimina preslii* (Reuss)	*Bolivina decurrens* (Ehrenberg)	*Pullenia jarvisi* Cushman	*Gavelinella acuta* (Plummer)
255,00																					
270,00																					
295,00																					
310,00																					●
390,00						●															
450,00														●							
500,00											●								●	●	●
550,00			●							●			●	●				●	●		
600,00			●			●						●	●	●	●	●	●				
650,00	●						●	●	●	●	●	●									
750,00		●		●	●	●							●								
805,00	●	●	●	●																	
850,00																					
900,00																					
950,00																					
1000,00																					
1050,00																					
1100,00																					
1140,00																					
1200,00																					
1250,00																					
1283,10																					
1288,00																					
1300,00																					
1325,00																					
1350,00																					
1375,00																					
1400,00																					
1450,00																					
1465,00																					
1473–79																					
1485,00																					

Głęb. Depth [m] \ Mikrofauna Microfauna	*Gavelinella danica* (Brotzen)	*Arenobulimina puschi* (Reuss)	*Orbignyna inflata* (Reuss)	*Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen)	*Pyramidina prolixa* (Cushman et Parker)	*Paralabamina toulmini* (Brotzen)	*Bolivina crassa* Vassilenko et Mjatliuk	*Cibicidoides proprius* Brotzen	*Gavelinella mariae* (Jones)	*Praebulimina parvula* (Brotzen)	*Karreria fallax* Rzehak	*Cibicidoides lectus* (Vassilenko)	włókna inoceramów	*Ostracoda* sp.	kolce jeżowców	szczątki liliowców	glaukonit	igły gąbek	koprolity	ząb ryby	podpiętro	piętro
255,00															●		●		●		dan	paleocen
270,00	●							●	●		●				●				●			
295,00	●								●		●	●			●				●			
310,00	●							●	●	●					●		●	●				
390,00						●	●								●		●				górny	mastrycht
450,00		●		●	●									●	●			●				
500,00	●	●	●	●	●								●	●	●		●					
550,00													●		●		●				dolny	
600,00													●	●	●							
650,00													●									
750,00															●		●					
805,00																					górny	kampan
850,00															●	●					dolny	
900,00														●								
950,00																					kampan–santon	
1000,00																						
1050,00																						
1100,00																					koniak	
1140,00																						
1200,00														●								
1250,00																						
1283,10													●		●					●	górny	turon
1288,00													●						●			
1300,00													●									
1325,00																						
1350,00																					dolny	
1375,00																						
1400,00																					cenoman	
1450,00																						
1465,00																						
1473–79																	●		●	●		
1485,00																						