

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PALEONTOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PETROLOGICZNYCH, MINERALOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

PERM

Hubert KIERSNOWSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC

Wiercenie Grochowice M 9 jest zlokalizowane na obszarze basenu śląskiego czerwonego spągowca, występującego w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Basen ten w schyłkowym okresie rozwoju wypełniały osady eoliczne zaliczane do tzw. Ergu Południowego (Kiersnowski, 1997) oraz osady aluwialne, utworzone w obrębie równi aluwialnych i koryt fluwialnych (fig. 6).

Profil utworów czerwonego spągowca z wiercenia Grochowice M 9 z dużym prawdopodobieństwem jest zbliżony do sąsiednich profili w wierceniach Bielawy 1 i Sława IG 1 (Kiersnowski, 2015). W otworach tych formacja Noteci osiąga miąższość ok. 100 m, natomiast w otworze Grochowice M 9 został przewiercony zaledwie cienki interwał 1626,13–1630,00 m, o miąższości 3,87 m. Profil ten obejmuje odbarwione utwory górnego czerwonego spągowca z najwyższej części formacji Noteci, reprezentowane przez osady wydmy i pokrywy piaskowej. Są to w najniższej części piaskowce masywne (bezzstrukturalne) z nielicznymi nieregularnymi czerwonymi plamami (1629,78–1630,00 m – koniec wiercenia), wyżej piaskowce szare, warstwowane horyzontalnie, o bimodalnym uziarnieniu, reprezentujące pokrywę piaskową (1628,58–1629,78 m), a w górnej części piaskowce wydmy, z warstwowaniem przekątnym o dużej skali, niskokątowym (1626,13–1628,58 m). Kompleks ten jest przykryty serią szarych piaskowców laminowanych subhoryzontalnie (1624,67–1626,13), o niepewnej przynależności stratygraficznej. Osady te tworzą specyficzną litofację przykrytą osadami transgresywnymi białego spągowca morskiego (1622,34–1626,13 m), którymi są w dolnej części piaskowce masywne, a wyżej piaskowce nieregularnie smugowane materiałem mułowcowo-organicznym z bioturbacjami oraz nieliczną fauną morską cechsztynu

(Oszczepalski, Chmielewski, ten tom). Cechy te świadczą o powstaniu tych osadów wskutek resedymencji utworów wydmy przez transgredujące morze cechsztyńskie w warunkach pogłębienia związanego z postępującą stabilizacją warunków morskich.

Występowanie litofacji piaskowców laminowanych subhoryzontalnie bezpośrednio poniżej piaskowców transgresywnych jest ograniczone jak dotąd do zachodniej części basenu śląskiego czerwonego spągowca, gdzie została stwierdzona w profilach wielu wierceń i odsłoneń kopalnianych (np. Jarosz, Zaleska-Kuczmierczyk, 1980; Oszczepalski i in., 1982, 2017a). Ponieważ te laminowane osady występują między osadami wydmy czerwonego spągowca i morskimi osadami białego spągowca, można je uznać za rezultat depozycji w lokalnych depresjach morfologicznych bezpośrednio przed zasadniczym wkroczeniem transgresji morza cechsztyńskiego, jako skutek podtapiania spowodowanego podniesieniem się baz erozyjnych oraz poziomu wód gruntowych. Istnieje również możliwość ich powstania wskutek spokojnego zalania obniżeń międzywydmy przez wody morza cechsztyńskiego (Oszczepalski, Chmielewski, ten tom).

Podsumowując, poniżej łupku miedzionośnego w interwale 1622,34–1629,78 m występują utwory białego spągowca. Jest on dwudzielny i składa się w górnej części z białego spągowca morskiego (1622,34–1626,13 m) oraz w dolnej części z białego spągowca o genezie lądowej, reprezentującego odbarwiony górny czerwony spągowiec. Poniżej białego spągowca (w interwale od 1629,78 do końca otworu – 1630,00 m), występują także utwory pochodzenia lądowego, lecz reprezentowane przez jasnoszare piaskowce z czerwonymi plamami, charakterystyczne dla utworów typu red beds, typowych dla czerwonego spągowca.

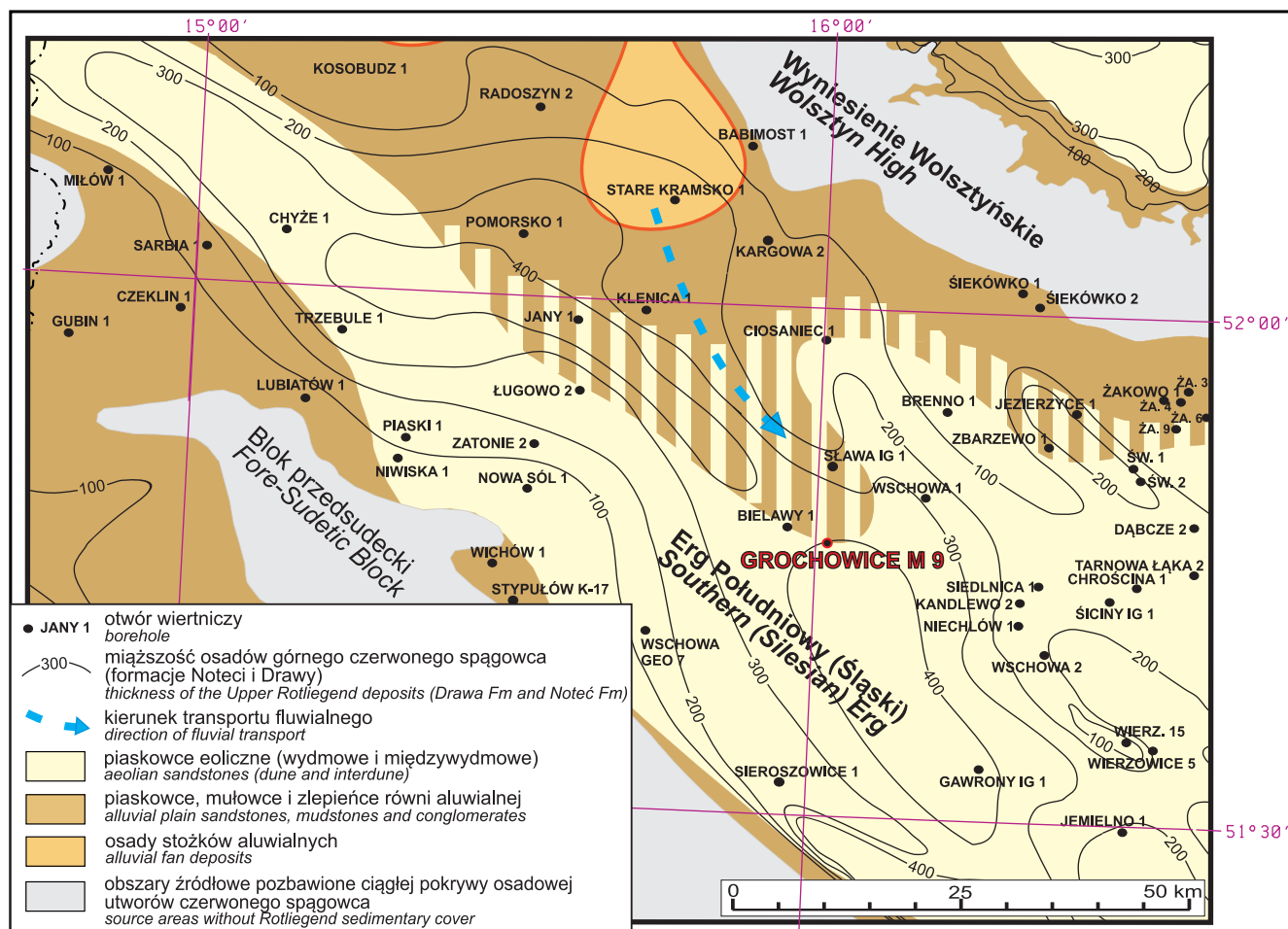


Fig. 6. Lokalizacja otworu Grochowice M 9 na tle mapy paleogeograficznej czerwonego spągowca górnego w okresie poprzedzającym transgresję morza cechsztyńskiego (wg Kiersnowskiego, 2015, zmodyfikowana)

Location of the Grochowice M 9 borehole in relation to the palaeogeographic map of the Upper Rotliegend prior to the Zechstein Sea transgression (after Kiersnowski, 2015, modified)

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN

Uwagi wstępne

Otwór wiertniczy Grochowice M 9 został wykonany w 1978 r. w celu poszerzenia możliwości eksploatacji złóż miedzi na monoklinie przedsudeckiej i był wiercony z pełnym rdzeniowaniem. Jest on pierwszym z kilkudziesięciu otworów wiertniczych o nazwie „Grochowice” (numerowanych od 1 do 58), wykonanych później na niewielkim obszarze przez przemysł naftowy dla udokumentowania złoża gazu ziemnego w czerwonym spągowcu, odkrytego przez otwór Grochowice M 9 (Bojarski, Gospodarczyk, 1979). Niemal równocześnie otworami Lipowiec M 1 i Dryżyna M 5 odkryto następne złoża gazu w rejonach położonych na wschód od otworu Grochowice M 9 (Gospodarczyk i in., 1980).

Niestety, ten unikatowy profil cechsztynu został opracowany szczegółowo tylko w najniższej części, głównie pod kątem analizy występowania metali (Oszczepalski i in., ten tom). Pozostałe części profilu cechsztynu zostały opracowane bardzo ogólnie, a ich opis litologiczny i stratygraficzny zwerifikowano w 2008 r. (baza CBDG). Szczególnie dotkliwy jest brak płytek cienkich z dolomitu głównego, który uniemożliwił opracowanie profilu mikrofacjalnego i odtworzenie warunków sedymentacji i paleogeografii dla tego poziomu, tak istotnego dla ogólnej wiedzy o cechsztynie i jego ropo-gazoności. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny został zamieszczony w dokumentacji wynikowej otworu (Gospodarczyk i in., 1980). W niniejszym opracowaniu zachowano ten opis, uzupełniając go licznymi po-

prawkami merytorycznymi i edytorskimi, dokonanych przez G. Czapowskiego, H. Kiersnowskiego, S. Oszczepalskiego i R. Wagnera.

Rdzenie wiertnicze zostały opisane w systemie typu marszowego, ale głębokości i miąższości poszczególnych kompleksów litologicznych nie odnoszą się do marszów rdzeniowych, tylko do wyróżnionych kompleksów litologicznych. Przy określaniu głębokości ważniejszych granic litologiczno-stratygraficznych, posługiwano się więc wartościami z pierwotnego opisu zawartego w dokumentacji wynikowej (Gospodarczyk i in., 1980) z późniejszymi poprawkami.

Litostratygrafia

Otwór Grochowice M 9 jest zlokalizowany pod względem paleogeografii w szeroko pojętej brzeżnej, południowej części basenu cechsztyńskiego, charakteryzującej się słabą subsydencją, kompensowaną przez sedimentację (Wagner, 1994). Z położenia tego wynika dość znaczna miąższość osadów cechsztynu (431,6 m) i względnie kompletny profil stratygraficzny. Profil cechsztynu nie jest zaburzony tektonicznie i jest zbudowany z trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 oraz cyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4, podzielonego w tym rejonie na subcyklotem PZ4a i stropową serię terygeniczną PZt. Nazewnictwo litostratygraficzne zastosowano według schematu z pracy Wagnera (1994).

Najstarsze osady cechsztynu są reprezentowane przez cyklotem PZ1 o miąższości 213,73 m, kompletny pod względem stratygraficznym (fig. 4). Utwory cechsztynu leżą bezpośrednio na skałach czerwonego spągowca. Dobrze przedzieleny interwał graniczny między cechsztynem i czerwonym spągowcem ujawnił obecność transgresywnych osadów najniższego cechsztynu, przechodzących niżej w utwory eoliczne. Pod cechsztyńskim łupkiem miedzionośnym występuje nieprzewiercony kompleks piaskowców kwarcowych barwy jasnoszarej i szarej o miąższości 7,44 m. W dokumentacji wynikowej otworu (Gospodarczyk i in., 1980) podzielono ten kompleks na dwa odcinki: dolny Bs_a – reprezentujący biały spągowiec dolny – 1630,0–1625,12 m o miąższości 4,88 m oraz górny Bs_b – reprezentujący biały spągowiec górny – 1625,12–1622,34 m o miąższości 2,78 m, różniące się od siebie stopniową zmianą w składzie spoiwa, polegającą na rosnącym ku górze udziale węglanów i siarczków, malejącej koncentracji minerałów ilastych i tlenków żelaza. Obie serie zaliczono w dokumentacji otworowej do cechsztynu. W pobliskim otworze Sława IG 1 dobrze przedzieleniana granica cechsztynu z górnym czerwonym spągowcem ujawniła obecność transgresywnych osadów najstarszego cechsztynu w postaci 4-metrowej miąższości, jasnoszarych, homogenicznych piaskowców kwarcowych, będących produktem rozmycia eolianitów górnego czerwonego spągowca przez transgredujące morze. W otworze Sława IG 1 poniżej tych transgresywnych utworów występują jasnoszare, dobrze wysortowane piaskowce kwarcowe, warstwowane przekątnie w dużej skali, reprezentujące środowisko wydymowe najwyższego górnego czerwonego spągowca (Kiersnowski, 2015;

Oszczepalski, Chmielewski, 2015b; Wagner, 2015 – fot. 17A). Brak szczegółowej analizy sedimentologicznej w odniesieniu do białego spągowca z otworu Grochowice M 9 utrudnia jednoznaczne rozdzielenie osadów morskich i lądowych, niemniej na podstawie ponownych obserwacji rdzeni oraz ich fotografii dokonano nowego opisu litologicznego (Oszczepalski, Chmielewski, ten tom; Kiersnowski, ten tom) i na tej podstawie H. Kiersnowski, S. Oszczepalski i R. Wagner zweryfikowali stratygrafię najniższego cechsztynu i najwyższego czerwonego spągowca, wydzielając w interwale 1622,34–1626,13 m (o miąższości 3,79 m) biały spągowiec morski (Bs1). Jest to odpowiednik zlepieńca podstawowego cechsztynu (Zp1) w facji piaszczystej. W najwyższej części tego kompleksu (1622,34–1622,56 m) stwierdzono obecność drobnych struktur sedimentacyjnych, bioturbacji i fragmentu muszli, co świadczy o depozycji w warunkach morskich (Oszczepalski, Chmielewski, ten tom). Występujący w dolnej części Bs1 kompleks piaskowców różnoziarnistych, masywnych (1622,56–1624,67 m) oraz piaskowców warstwowanych poziomo (1624,67–1626,13 m) powstał prawdopodobnie w płytkim morzu, poprzez rozmycie piasków wydymowych i międzywydymowych czerwonego spągowca. Najniższą część białego spągowca z interwału głębokości 1626,13–1629,78 m (3,65 m), reprezentowaną przez piaskowce jasnoszare z różowym odcieniem, warstwowane przekątnie oraz niżejległe piaskowce masywne z czerwonymi plamami (1629,78–1630,00 m), utworzone wskutek depozycji eolicznej, zaliczono do czerwonego spągowca górnego Pcs_g.

Powyżej białego spągowca morskiego występuje szeroko rozprzestrzeniony charakterystyczny łupek miedzionośny (T1) o małej miąższości 0,25 m, przykryty osadami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o nieznacznej miąższości 2,94 m.

W profilu ewaporatów PZ1 zdecydowanie dominuje anhydryt dolny (A1d) o dużej miąższości 142,45 m, tworzący formę sedimentacyjną typu wału anhydrytowego. Najstarsza sól kamienna (Na1) ma małą miąższość 18,1 m, zgodnie z zasadą miąższościowej kompensacji typową dla tego cyklotemu, wynikającą z prawidłowości sedimentacji ewaporatów (im więcej anhydrytu dolnego, tym mniej najstarszej soli kamiennej). Profil ewaporatów zamyka poziom anhydrytu górnego (A1g) o zwiększonej miąższości 46,2 m. W najniższej części anhydrytu górnego, na pograniczu z najstarszą solą kamienną, występuje warstwa anhydrytu (o miąższości 13,4 m) barwy szarej z nieregularnymi skupieniami ciemnoszarej substancji ilastej, o wyglądzie brekcji. Na podstawie tego opisu można sądzić, że warstwa ta jest odpowiednikiem anhydrytów brekcyjnych, występujących powszechnie w brzeżnej strefie anhydrytu górnego, tworzących charakterystyczny poziom stratygraficzny brekcji anhydrytu górnego (BrA1g). Poziom ten wyznacza początek nowej ingresji morza cechsztyńskiego, która osiągnęła apogeum w trakcie sedimentacji dolomitu głównego Ca2 (Wagner, 1994).

Wyżej w profilu występuje cyklotem PZ2 o zredukowanej miąższości 86,4 m, lecz mimo tej redukcji jest on prawie kompletny stratygraficznie. Rozpoczyna się przewodnim

poziomem stratygraficznym – dolomitem głównym (Ca2), o znacznej miąższości 30,0 m. Ewaporaty PZ2 są zbudowane z charakterystycznych poziomów stratygraficznych, od anhydrytu podstawowego (A2) o znacznej miąższości (28,0 m), przez bardzo zredukowaną miąższościowo starszą sól kamienną (Na2) o miąższości 25,0 m, do anhydrytu kryjącego (A2r). Brak jest w tym profilu starszej soli potasowej (K2), tworzącej w głębszych częściach basenu ciągły poziom litostratygraficzny.

Ponad cyklotemem PZ2 występują w ciągłości sedymentacyjnej utwory cyklotemu PZ3 o nieznacznej miąższości 85,0 m. Cyklotem ten jest prawie kompletny pod względem stratygraficznym, brakuje tylko młodszej soli potasowej (K3). U podstawy tego cyklotemu występuje charakterystyczny poziom litostratygraficzny: szary il solny (T3) o małej miąższości 1,2 m. Brak jest przykrywającego go dolomitu płytowego (Ca3), ale jego nieobecność może wynikać z braku rdzenia z najniższej części cyklotemu PZ3. Ewaporaty PZ3 tworzą dwa poziomy: anhydrytu głównego (A3), o przeciętnej miąższości (28,6 m) i młodszej soli kamiennej (Na3) o niedużej miąższości (55,2 m). Brak w tym profilu młodszej soli potasowej (K3) nie jest niczym szczególnym, sól ta nie tworzy bowiem ciągłej pokryw w basenie PZ3, tylko występuje nieregularnie w formie rozległych soczew.

Najmłodszy cyklotem PZ4, terygeniczo-ewaporatowy, ma miąższość typową dla badanego obszaru (47,0 m) i jest zredukowany pod względem stratygraficznym. W omawianym profilu dzieli się na subcyklotem PZ4a, będący odpowiednikiem cyklotemu Z4 w basenie niemieckim, i stropową serię terygeniczną (PZt), będącą odpowiednikiem najmłodszych utworów cechsztynu. U podstawy subcyklotemu PZ4a występuje poziom czerwonego łu solnego (T4a) o małej miąższości. Brak jest poziomu anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a₁), występującego w północnej części basenu. Najniższa część najmłodszej soli kamiennej o miąższości 2,0 m, silnie przerośnięta anhydrytem halitowym jest zapewne jego odpowiednikiem. W najmłodszej soli kamiennej o sumarycznej miąższości 20,4 m można wyodrębnić dwa poziomy: część dolną 1233,0–1218,2 m (Na4a₁) i część górną 1218,0–1212,6 m (Na4a₂), przedzielone cienkim (0,2 m) anhydrytem pegmatytowym górnym (A4a₂).

Profil cechsztynu zamyka seria czerwonych skał terygeniczych o miąższości 18,6 m, tworzących stropową serię terygeniczną (PZt), stanowiącą wiekowy odpowiednik formacji rewalskiej na Pomorzu Zachodnim. Ponad stropową serią terygeniczną występują utwory terygeniczne, tworzące najstarsze poziomy dolnego pstrego piaskowca Tp₁ (Becker, ten tom).

Środowisko sedymentacji i paleogeografia

Profil osadów cechsztynu rozpoznany otworem wiertniczym Grochowice M 9 jest usytuowany w płytszej części polskiego basenu cechsztyńskiego. Obrazowanie basenu od południa stanowił masyw internidów waryscyjskich, zbudowany z osadów dolnego permu, dolnego karbonu i utworów przedkarbońskich, tworzący w cechsztynie ob-

szar lądowy o urozmaiconym reliefie. W trakcie sedymentacji górnego czerwonego spągowca utworzył się rozległy, kontynentalny basen sedymentacyjny (Kiersnowski, Buniak, 2006; Kiersnowski, 2015). Wypełniły go osady terygeniczne, głównie pochodzenia fluwialnego, w górnej części przechodzące w osady plai i eoliczne. W górnym czerwonym spągowcu dominował klimat pustynny, gorący i suchy z okresowymi gwałtownymi opadami deszczu. W takich warunkach relief powaryscyjski ulegał szybkiej degradacji, elementy wypiętrzone były niszczone wskutek erozji, a obniżenia wypełniane osadami. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego relief tego obszaru był już w znacznym stopniu wyrównany, lecz wciąż zachowane były miejscami strefy obniżen i wypiętrzeń, tylko lokalnie o większej amplitudzie. Po transgresji morza cechsztyńskiego klimat pozostał generalnie suchy i gorący z okresami bardziej wilgotnymi, szczególnie w późnym okresie sedymentacji utworów cechsztyńskich, kiedy fluktuacje klimatu wpływały decydująco na cykliczność sedymentacji osadów.

Osady cechsztynu powstały w trzech cyklotemach węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 oraz w niekompletnym cyklotemie terygeniczo-ewaporatowym PZ4, zbudowanym z najstarszego subcyklotemu PZ4a i stropowej serii terygeniczej (PZt). W trakcie sedymentacji tych osadów zmieniały się zasięgi morza cechsztyńskiego i warunki klimatyczne.

Cyklotem PZ1

Transgresja morza cechsztyńskiego wtargnęła na częściowo speneplenizowany obszar górotworu waryscyjskiego. W rejonie otworu wiertniczego Grochowice M 9 morze cechsztyńskie transgredowało na osady lądowe górnego czerwonego spągowca, który nie został przewiercony. Transgresja była bardzo szybka, ale nie gwałtowna. Wydaje się, że było to raczej podtopienie i szybkie zalanie obszaru. Stropowe utwory czerwonego spągowca o genezie wydymowej, w tym eoliczne osady dolnej części białego spągowca, przechodzą wyżej w piaskowce utworzone w warunkach płytkiego morza, co oznacza, że górna część (1622,345–1626,130 m) jest zapewne odpowiednikiem facjalnym transgresywnego zlepieńca podstawowego (Zp 1), podobnie jak w pobliskim otworze Sława IG 1 oraz w wielu innych otworach, a także profilach kopalnianych południowo-zachodniej monokliny przedsudeckiej (np. Jerzykiewicz i in., 1976; Tomaszewski, 1978; Błaszczyk, 1981; Oszczepalski, Rydzewski, 1983). Charakter granicy z wyżej leżącym łupkiem miedzionośnym nie jest szczegółowo opisany, ale można przypuszczać, że nastąpiła szybka zmiana reżimu sedymentacji z warunków o podwyższonej aktywności hydrodynamicznej wód, do spokojnego, stagnującego środowiska o warunkach redukcyjnych. Charakterystyczny jest szybki wzrost głębokości morza od środowiska plażowego do względnie głębokiego basenu w dojrzałym stadium transgresji, w którym powstały osady łupku miedzionośnego (T1) o nieznacznej miąższości. Łupek miedzionośny jest silnie dolomityczny, regularnie laminowany, barwy czarnej,

z mineralizacją siarczkami metali i dużą zawartością substancji organicznej (Grotek, ten tom; Oszczepalski, Chmielewski, ten tom). Osady łupku miedzionośnego tworzyły się w środowisku beztlenowym, w warunkach niskiej energii wód przydennych, charakterystycznej dla środowiska znajdującego się poniżej podstawy falowania. Kontakt z osadami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1) jest nieopisany, ale sądząc po charakterze najniższej ich części należy przyjąć, że jest przejściowy.

Poziom wapienia cechsztyńskiego (Ca1) cechuje nieznaczna miąższość (2,94 m), mniejsza niż przeciętna dla tego poziomu w facji basenowej. Wapień cechsztyński wykazuje charakterystyczną dla tego poziomu dwudzielność profilu. W dolnej części profilu o miąższości 2,19 m dominują dolomikryty i dolospartyty, w najniższej części margliste, lekko wapniste, tworzące kompleks madstonów i wakstonów z ubogą fauną małżów i otwornic. Wykształcenie tych utworów świadczy o spokojnych warunkach sedimentacji, ale w przeciwieństwie do łupku miedzionośnego – w warunkach środowiska tlenowego. W górnej części profilu o miąższości 0,75 m, utworzyły się dolomity drobnoonkolitowe z domieszką dużych onkoidów o średnicy przekraczającej 5 mm. Występują także cienkie przewarstwienia wakstonów smugowanych ciemnoszarym materiałem ilastym. Obecność onkolitów w środowisku o stosunkowo niskiej energii hydrodynamicznej wskazuje na ich okresową redepozycję z pobliskiego obszaru o wyższej energii wód. W najwyższej części tego poziomu występuje mata mikrobialna z nieregularnymi skupieniami anhydrytu wielkości do 5×6 mm. Podsumowując, sedimentacja utworów wapienia cechsztyńskiego przebiegała generalnie w środowisku niskoenergetycznym, o rosnącej energii hydrodynamicznej w trakcie sedimentacji, aż do spłycenia pod koniec depozycji wapienia cechsztyńskiego, o czym świadczy obecność stromatolitów kopułowych i mat mikrobialnych.

Najstarsze osady cechsztynu w omawianym profilu stanowią typowy przykład cyklu transgresywno-regresywnego, począwszy od transgresywnych piaskowców reprezentujących środowiska o wysokiej aktywności hydrodynamicznej, poprzez szybkie przejście do środowiska o niskiej energii wód przydennych (łupki miedzionośny), a kończąc stopniowym wzrostem tej energii w trakcie sedimentacji Ca1, powiązanych ze spływaniem się basenu.

Silne spłycenie morza cechsztyńskiego pod koniec sedimentacji wapienia cechsztyńskiego kontynuowało się w czasie depozycji najniższych warstw ewaporatów cyklotemu PZ1, czyli anhydrytu dolnego (A1d), spowodowane znacznym wzrostem zasolenia wód i tzw. obniżeniem ewaporatowym wód w basenie salinarnym. Najniższą część A1d (ok. 9,5 m) stanowią skrajnie płytkowodne anhydryty o strukturze mozaikowej, zbudowane z nieregularnych gruzłów anhydrytu, spojonych szarym dolomitom, charakterystyczne dla środowiska sebhya przybrzeżnej. W wyższej części poziomu A1d dominują anhydryty cechujące się nieregularnym warstwowaniem i żyłkowaniem, ze znaczną domieszką materiału ilastego i organicznego, świadczące o panującym nadal środowisku płytkowodnym, ale głębszym niż w warstwie podścielającej. Znaczna miąższość anhydry-

tu dolnego (142,45 m), świadczy o intensywnej precypitacji siarczanów w warunkach płytkowodnych i silnej subsydencji kompensowanej sedimentacją. Wzrastające zasolenie wód morskich doprowadziło do sedimentacji najstarszej soli kamiennej (Na1). Bardzo mała miąższość Na1 (18,1 m), kontrastuje z dużą miąższością poziomu A1d, co wskazuje na utworzenie się wału anhydrytowego, obramowującego panwie solne. W rejonie grupy wierceń rejonu Grochowiec, maksymalne miąższości A1d osiągają 178,0 m, a minimalne 30–40 m, przy czym największą miąższość Na1 (129,0 m) stwierdzono w profilu otworu Grochowice 4, gdzie utworzył się lokalny basen solny.

Przerwanie procesu sedimentacji solnej nastąpiło z początkiem anhydrytu górnego (A1g), co było związane z postępującą, stopniową ingresją świeżych wód morskich. Należy stwierdzić, że osady najstarszej soli kamiennej wyrównały w znacznym stopniu deniwelację dna basenu utworzone w czasie sedimentacji anhydrytu dolnego, sprawiając, że depozycja utworów anhydrytu górnego odbywała się w zbiorniku o względnie wyrównanej batymetrii dna. Sedimentacja soli kamiennych spowodowała zapewne dodatkowy efekt obniżenia ewaporatowych wód w basenie solnym, skutkującego powrotem sedimentacji anhydrytów w płytszym środowisku. W najniższej części poziomu A1g obserwuje się silne zailenie w postaci nieregularnych przewarstwień ilastych oraz przewarstwienia brekcji anhydrytowo-ilastej. Jest to odpowiednik brekcji anhydrytowej (BrA1), występującej powszechnie w strefie brzeżnej basenu anhydrytu górnego, znaczącej początek nowej ingresji morskiej (Wagner, 1994). Występujące w wyższej części profilu struktury mozaikowe oraz rzadkie nieregularne laminy dolomitowe powstawały także w środowisku płytkowodnym.

Reasumując, osady cyklotemu PZ1 tworzyły się początkowo w środowisku skrajnie płytkowodnym, zmieniającym się w czasie transgresji w środowisko relatywnie głębokowodne w czasie sedimentacji łupku miedzionośnego, i ponownie stopniowo coraz bardziej płytkowodne w trakcie sedimentacji wapienia cechsztyńskiego. Maksymalne spłycenie nastąpiło na pograniczu wapienia cechsztyńskiego i anhydrytu dolnego. Następnie, reżim płytkowodny utrzymał się przez cały czas sedimentacji ewaporatów pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego.

Cyklotem PZ2

Postępująca ingresja świeżych wód morskich stopniowo doprowadziła do przerwania sedimentacji ewaporatów cyklotemu PZ1 i spowodowała nawrót sedimentacji węglanowej (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Ingresja postępowała powoli, powodując stopniowy wzrost poziomu morza oraz spadek zasolenia wód morskich. Z tego względu, na granicy anhydrytu górnego cyklotemu PZ1 i dolomitu głównego (Ca2) obserwuje się kontakty przejściowe w strefie basenowej, natomiast ostre na stoku platformy węglanowej, a często również na samej platformie. W profilu Grochowice M 9 kontakt Ca2/A1g nie został opisany, ale w najwyższej części poziomu A1g występują nieregularne przerosty i przewarstwienia dolomitu beżowoszarego, co sugeruje

kontakt przejściowy. Zwraca uwagę fakt, że zasięg basenu dolomitu głównego był jednak znacznie mniejszy niż zasięg cyklotemu PZ1, o ok. 15 do 30 km (Dadlez i in., 1998). Łąd otaczający basen dolomitu głównego od południa był już w znacznym stopniu spenepnizowany, klimat ekstremalnie suchy, a szata roślinna bardzo uboga (Wagner, 1994).

Sedymentacja osadów dolomitu głównego (Ca2) miała w ogólnym charakterze następstwo transgresywno-regresywne, ale w poszczególnych częściach basenu podlegała istotnym zmianom w zależności od paleogeografii. Podczas depozycji dolomitu głównego, paleogeografia była ściśle powiązana z wcześniejszym rozwojem platform anhydrytowych anhydrytu górnego (A1g), które decydowały o szerokości i pochyleniu stoków platformy węglanowej dolomitu głównego. W południowej części dzisiejszej monokliny przedsudeckiej, gdzie jest usytuowany omawiany profil, utworzyła się rozległa platforma węglanowa – platforma śląska, cechująca się urozmaiconym, ale łagodnym reliefem dna basenu (Wagner, 1994, 2012; Dadlez i in., 1998). Fragment mapy paleogeograficznej w rejonie profilu Grochowice M 9 ilustruje relacje przestrzenne środowisk depozycyjnych wraz z ich zróżnicowaniem oraz paleomiąższością (fig. 7). Profil Grochowice M 9 jest usytuowany w południowej części węglanowej platformy śląskiej, w obrębie niskiej hydrodynamicznie równi platformowej. Ze względu na brak opracowanych profilów mikrofacjalnych dolomitu głównego w całym rejonie Grochowic, można jedynie bardzo ogólnie określić warunki środowiskowe depozycji dolomitu głównego. Miąższość poziomu Ca2 w tym rejonie jest wyrównana i zmienia się w granicach od 25 do 38 m. Przeciętna miąższość wynosi ok. 30 m (jak w otworze Grochowice M 9). Najstarsze, transgresywne osady dolomitu głównego tworzyły się w warunkach płytkowodnych, ale w słabo aktywnym hydrodynamicznie środowisku sedymentacji. Na podstawie obserwacji makroskopowych, są to prawdopodobnie maty mikrobialne oraz wakstony z licznymi peloidami. W wyższej części profilu występują zapewne onkolity z przewarstwieniami mikrobialitów oraz cienkimi warstewkami madstonów i smugami ciemnoszarej substancji ilastej. Środowisko sedymentacji środkowej i górnej części dolomitu głównego było na ogół spokojne, lecz nieco bardziej aktywne hydrodynamicznie w górnej części profilu.

W miarę postępującego wzrostu zasolenia wód w basenie, osady węglanowe dolomitu głównego zostały przykryte przez osady siarczanowe anhydrytu podstawowego (A2). Anhydryt podstawowy ma relatywnie dużą miąższość (28,0 m) i płytkowodny zestaw struktur sedymentacyjnych. Starsza sól kamienna (Na2) ma grubość 25 m, która nie odbiega od miąższości w innych otworach tego rejonu, wahających się od 18 do 26 m. Najstarsze sole kamienne osadzały się w środowisku płytkowodnym. Sedymentację ewaporatów cyklotemu PZ2 kończy poziom anhydrytu kryjącego (A2r) o miąższości 3,4 m. Anhydryty poziomu A2r tworzyły się w środowisku płytkowodnym, a jego zasięg pokrywa się z zasięgiem starszej soli kamiennej.

Cyklotem PZ2 w omawianym profilu ma małą miąższość (86,4 m) głównie wskutek cienkiego pokładu starszej soli kamiennej, typową dla strefy przybrzeżnej basenu PZ2.

Sedymentacja utworów tego cyklotemu przebiegała w warunkach płytkowodnych przy stosunkowo wyrównanej batymetrii, w warunkach słabej subsydencji kompensowanej sedymentacją.

Cyklotem PZ3

Nowa transgresja morska zapoczątkowała sedymentację cyklotemu PZ3. Nastąpiło znaczne zwiększenie zasięgu morza w stosunku do cyklotemu PZ2 o ok. 50 km, nie tylko na obszarze monokliny przedsudeckiej, ale prawie w całym basenie morza cechsztyńskiego, świadczące o jego przebudowie. Osady cyklotemów PZ1 i PZ2 wyrównały większość deniwelacji dna morskiego, skutkując ustaleniem się regularnego rozkładu facji i miąższości w cyklocie PZ3.

Nowy cykl sedymentacyjny rozpoczął się powstaniem szarego iłu solnego (T3) nieznacznej miąższości 1,2 m. Mała miąższość tego poziomu w profilu Grochowice M 9 jest charakterystyczna dla głębokiego otwartego basenu. Ewaporatowy etap rozwoju cyklotemu PZ3 rozpoczyna sedymentacja anhydrytów poziomu anhydrytu głównego (A3), wykształconego jako anhydryty grubokrystaliczne, miejscami halitowe, o przeciętnej w skali basenu miąższości 28,6 m. W rejonie Grochowic, miąższości A3 wahają się w dużych granicach od 12,5 do 50,5 m. Młodsza sól kamienna (Na3) ma niedużą miąższość (55,2 m) w porównaniu z innymi otworami, w których zmienia się w granicach od ok. 60 do 109 m w otworze Grochowice 1.

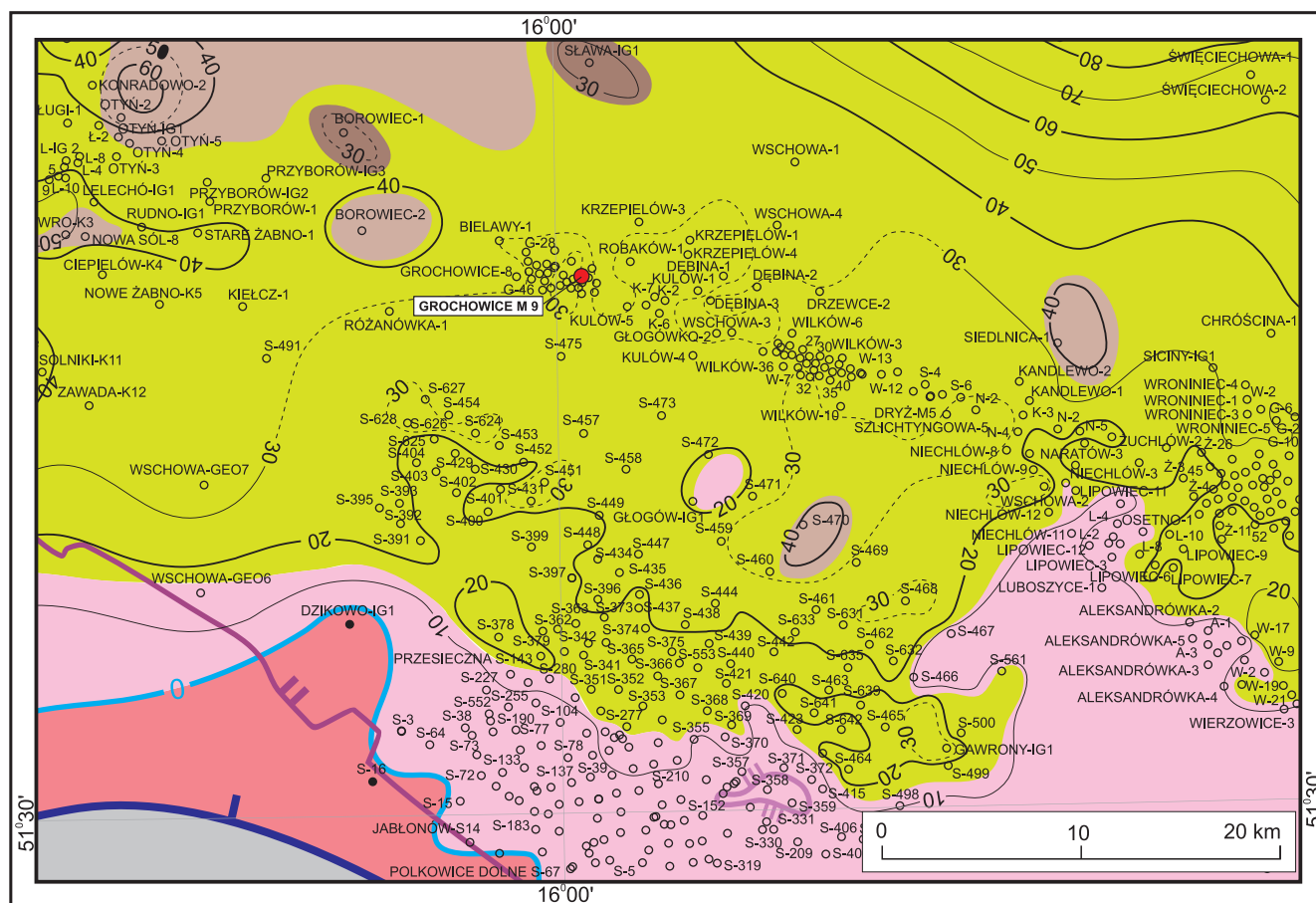
Podsumowując, profil cyklotemu PZ3 wskazuje na nieznaczne pogłębienie basenu w stosunku do cyklotemu PZ2, ale generalnie były to nadal warunki płytkowodne.

Cyklotem PZ4

Rozpoczęcie nowego etapu sedymentacji cechsztynu wyznaczają zmiany klimatyczne (Wagner, Peryt, 1998). Nastąpiła sedymentacja cyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4, składającego się z subcyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4a i stropowej serii terygeniczej PZt.

Profil subcyklotemu PZ4a charakteryzuje się małą miąższością skał terygeniczych czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), wynoszącą zaledwie 8 m i brakiem anhydrytu pegmatytowego dolnego. Najmłodsza sól kamienna (Na4) ma niedużą miąższość – 20,4 m. Dzięki występowaniu w jej obrębie anhydrytu pegmatytowego górnego (A4a₂), można ją podzielić na dwa charakterystyczne poziomy Na4a₁ i Na4a₂, typowe dla NE i centralnej części basenu polskiego (Wagner, 1994).

W rejonie Grochowic podczas depozycji subcyklu PZ4a panowało środowisko otwartego płytkowodnego basenu morskiego, salinarnego, a nieduża miąższość osadów świadczy o słabej subsydencji. Mała miąższość osadów terygeniczych czerwonego iłu solnego (T4a) oraz brak znaczących domieszek materiału ilastego w solach kamiennych świadczy o tym, że omawiany obszar w subcyklocie PZ4a znajdował się poza głównym obszarem alimentującym centralny basen w materiał terygeniczny, w którym tworzyły się grube serie zubrów (Wagner, 1994).



Obszar lądowy
Terrestrial area

- ląd o reliefie pagórkowatym
hilly land

Platforma/izolowana platforma węglanowa (płytki szelf)
Platform/isolated carbonate platform (shallow shelf)

- równia platformowa
platform plain
- równia platformowa wysokoenergetyczna
high-energy platform plain
- równia platformowa niskoenergetyczna
low-energy platform plain

Subarealna część platformy węglanowej
Subaerial part of carbonate platform

- sebkha siarczanowo-węglanowa
sulphate-carbonate sabkha
- sebkha siarczanowo-silikoklastyczna
sulphate-siliciclastic sabkha

- otwór wiertniczy z przewierconym dolomitem głównym
boreholes with the Main Dolomite pierced

- otwory wiertnicze poza zasięgiem dolomitu głównego
boreholes beyond the extent of the Main Dolomite

- paleoizopachy w metrach
palaeoisopachs in metres

- zasięg całkowitej erozji Ca2 i Pz2
extent of total erosion of Ca2 and Pz2

- pierwotny zasięg Ca2
original extent of Ca2

- pierwotny zasięg cyklotemu PZ2
original extent of PZ2 cyclothem

- zasięg częściowej erozji Ca2
extent of partial erosion of Ca2

Fig. 7. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w południowo-wschodniej Polsce (wg Wagnera, 2012)

Palaeographic map of the Main Dolomite (Ca2) in SW Poland (after Wagner, 2012)

Profil cechsztynu kończy stropowa seria terygeniczna (PZt), też o niedużej miąższości (18,6 m), wyznaczająca zakończenie sedimentacji ewaporatów na tym obszarze i przejście do sedimentacji terygeniczej obrzeżającej basen centralny z trwającą nadal sedimentacją osadów terygeniczo-ewaporatowych. W trakcie depozycji utworów PZt następowała stopniowa ewolucja basenu w kierunku ograniczenia wpływu morza i przechodzenia w środowi-

sko jeziora solnego i sebhzy z elementami środowiska fluwialnego (Wagner, 1994). Ze względu na ogólny opis litologii i brak analizy sedimentologicznej nie jest możliwe wydzielenie tych środowisk. Można jedynie domniemywać, że dolna część stropowej serii terygenicznej 1212,6–1210,1 m może być odpowiednikiem subcyklotemu PZ4b, znanego z głębszej, bardziej oddalonej od brzegu części basenu salinarnego.

Marta KUBERSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH PIASKOWCÓW BIAŁEGO SPĄGOWCA

Wstęp

Badaniami petrograficznymi objęto archiwalne preparaty mikroskopowe (płytki cienkie przykryte szkiełkiem nakrywkowym) wykonane z próbek skał z głębokości 1622,34–1629,78 m, reprezentujących piaskowce zaliczane do tzw. białego spągowca (tab. 1). Utwory w interwale 1622,34–1626,13 m odpowiadają białemu spągowcowi morskemu (Bs1), natomiast dolna część białego spągowca z głębokości 1626,13–1629,78 m reprezentuje utwory powstałe w środowisku lądowym, zaliczone do czerwonego spągowca (Pcs).

Opisy skał wykonano na podstawie badań mikroskopowych 9 płytek cienkich, obejmujących analizę planimetryczną, określenie mikrolitofacji, rodzaju i wskaźnika kontaktów ziarn, pomiar najczęstszej i maksymalnej średnicy ziarn kwarcu oraz opis najważniejszych procesów diagenezy.

W nazewnictwie piaskowców zastosowano zmodyfikowaną nomenklaturę według Pettijohna i innych (1972). Wybrane płytki cienkie objęto analizą barwnikową (Migaszewski, Narkiewicz, 1983) w celu wstępnego rozróżnienia cementów węglanowych.

Charakterystyka petrograficzna skał

Piaskowce charakteryzują się barwą szarą i jasnoszarą, poniżej głębokości 1626,13 m przechodzą w odmianę beżową, a w najniższej części pojawiają się nieliczne czerwone plamy (Oszczepalski, Chmielewski, ten tom). Są to skały drobnoziarniste (o średnicy ziaren w zakresie 0,12–0,20 mm), miejscami średnioziarniste (ok. 0,25 mm), dosyć słabo wysortowane. Ziarna są bardzo słabo obtoczone, nieco lepiej w próbkach ze spągu opisywanego interwału. Piaskowce wykazują strukturę psamitową, teksturę bezładną lub warstwowaną. Z uwagi na skład mineralny piaskowców oraz rodzaj spoiwa, w obrębie tych piaskowców zdecydowanie dominują arenity kwarcowe, a podrzędnie występujące arenity sublityczne lub subarkozowe są tylko nieznacznie wzbogacone w skalenie lub litoklasty i swoim składem zbliżone są do arenitów kwarcowych (tab. 1). Głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc mono- i polikry-

staliczny (54,5–72,3% obj.), występujący w postaci ziarn izometrycznych, zwykle nieobtoczonych, rzadziej półobtoczonych. Ziarna kwarcu polikrystalicznego są nieliczne (ok. 5% obj.) i mogą być w części fragmentami kwarcowych łupków krystalicznych, bądź kwarcytów. Skalenie (2,0–3,5% obj.) występują w postaci ziarn ostrokrawędzistych, często częściowo przeobrażonych. Powszechnie występują skalenie potasowe (mikroclin, ortoklaz, pertyt mikroklino- wy). Łyszczki (0,0–1,5% obj.) reprezentowane są przeważnie przez muskowit. Wśród litoklastów (2,0–4,7% obj.) wyróżniono fragmenty skał osadowych (piaskowce, mułowce, iłowce). Poza tym odnotowano fragmenty łupków krystalicznych i pojedyncze skalenio- i kwarcowe okruchy granitoidów. Mineraliem akcesorycznym jest cyrkon, nie wyklucza się obecności leukoksenu.

Wśród składników spoiw wyróżniono: autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany oraz kwarc autigeniczny (fig. 8A–D). Autigeniczne minerały ilaste reprezentują kaolinit (3,7–10,0% obj.) oraz illit (1,7–6,3% obj.). Kaolinit występuje w formie pseudoheksagonalnych płytek, tworzących nieregularne skupienia (fig. 8A). Źródłem glinu dla powstającego kaolinitu mogły być przeobrażone skalenie. Temperatura wytrącania się kaolinitu zwykle nie przekracza 150°C (Hancock, 1978). Illit w analizowanych piaskowcach występuje w formie drobnych łusek skupionych wokół ziarn detrytycznych, tworzących obwódki (fig. 8A). Na podstawie obserwacji mikroskopowych wydaje się, że są to obwódki tangencjalne – układające się stycznie do powierzchni ziarn. Miejscami zauważono wypełnienia drobnych przestrzeni porowych minerałami ilastymi przypominającymi illit, powstałymi zapewne na skutek przeobrażenia niestabilnych składników detrytycznych, takich jak litoklasty i skalenie. Spoiwo węglanowe w próbce nr 38 (tab. 1), pochodzącej z przystopowej części piaskowców, ma charakter podstawowy, a w pozostałych próbkach tworzy spoiwo porowe. Najpospolitszym składnikiem węglanowych cementów jest kalcyt, wykazujący po zabarwieniu alizaryną barwę różową (fig. 8B). Występuje on w postaci osobników subhedralnych. Drugim istotnym składnikiem jest dolomit, tworzący różnej wielkości romboedry, luźno rozmieszczone w przestrzeniach porowych (fig. 8C). Siarczany reprezentowane są przez anhydryt (fig. 8B), zidentyfikowany w trzech

Tabela 1

Wyniki analiz planimetrycznych próbek piaskowców białego spagowca [% obj.]

Results of planimetric analysis of the Weissliegend sandstone samples [vol. %]

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Numer próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Typ skały Rock type	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Litolasty Lithoclasts	Łyszczyki Micas	Minerały ciężkie Heavy minerals	Matriks Matrix	Aut. min. il. Aut. clay min.	Węglały Carbonates	Siarczany Sulphates	Kwarc aut. Aut. quartz	Mat. org. Org. matter
Biały spagowiec morski (Bsl)	38	1622,34–1622,37	ar sa	54,5	3,5	2,0	1,5	1,0	1,0	–	36,5	–	–	–
	43	1622,65–1622,76	ar /k	65,3	2,0	3,7	0,3	–	–	5,4	20,0	–	3,3	–
	48	1623,06–1623,15	ar /k	72,3	2,7	3,3	–	–	–	8,0	10,7	0,7	2,3	–
	68	1625,12–1625,23	ar k	69,3	2,3	2,0	–	–	–	10,7	11,3	0,7	3,7	–
	74	1625,85–1625,99	ar k	70,0	2,7	3,0	–	–	–	10,7	11,7	0,3	1,6	–
Dolna część białego spagowca	76	1626,13–1626,24	ar k	67,7	2,7	3,0	–	1,0	–	13,6	10,0	–	2,0	–
	80	1626,58–1626,73	ar k	70,4	3,0	4,0	–	–	–	9,3	9,0	–	4,3	–
	84	1627,18–1627,32	ar sl	59,0	3,3	4,7	–	–	–	16,3	9,0	–	2,0	5,7
	99	1629,09–1629,20	ar sl	59,0	3,7	4,7	–	–	–	15,0	9,7	–	6,3	1,6

aut. min. il. – autogeniczne minerały ilaste; kwarc aut. – kwarc autogeniczny; mat. org. – materia organiczna; ar – arenit, sa, sl, k – subarkozowy, sublityczny, kwarcowy aut. clay min. – authigenic clay minerals; aut. quartz – authigenic quartz; org. matter – organic matter; ar – arenite, sa, sl, k – subarkosic, sublithic, quartz

próbkach (tab. 1). Spoiwo kwarcowe w badanych osadach występuje powszechnie, choć w niewielkich ilościach, w granicach od 1,6 do 6,3% obj.. Kwarc autogeniczny tworzy obwódki regeneracyjne na ziarnach detrytycznych. Sporadycznie obserwowano pojedyncze, euhedralne kryształy kwarcu (fig. 8D). W badanych piaskowcach stwierdzono także substancję organiczną oraz minerały nieprzezroczyste, zapewne siarczki, między innymi piryt (Oszczepalski i in., ten tom). Minerały te występują w formie niewielkich skupień rozproszonych w cementie węglanowym, najliczniej w części przystropowej analizowanego interwału. Substancja organiczna (fig. 8D) o kolorze rdzawym, miejscami nieprzeświecająca, związana jest z osadami przyspągowymi (próbki nr 84 i 99; tab. 1).

Procesy diagenetyczne i etapy rozwoju diagenety

W próbkach piaskowców zaobserwowano nieliczne efekty procesów diagenetycznych zachodzących w osadzie, takich jak: kompaktacji mechanicznej, cementacji, zastępowania, rozpuszczania i przeobrażania niestabilnych składników mineralnych.

Kompaktacja mechaniczna powoduje między innymi wzrost upakowania materiału detrytycznego oraz ograniczenie porowatości skały. Wyliczony wskaźnik kontaktów ziarn, określający liczbowo stopień upakowania ziarn w osadzie, wynosi od 1,5 do 3,0. Skutkiem działania tego procesu jest obecność kontaktów prostych i punktowych. Powstawanie autogenicznych obwódek ilastych i kwarcowych zalicza się do procesów cementacyjnych, mających początek we wczesnych stadiach diagenety. Na skutek rozwoju cementacji powstały spoiwa porowe, w skład których wchodzi: dolomit, kalcyt, anhydryt, kwarc autogeniczny oraz kaolinit. Z procesem cementacji wiąże się zastępowanie diagenetyczne, którego efekty obserwowano tu sporadycznie. Miejscami występują węglanowe (częściowe lub całkowite) pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych. Stwierdzono ślady rozpuszczania diagenetycznego, przede wszystkim ziarn skaleni, rzadziej składników cementów, takich jak romboedry dolomitu. Przeobrażanie diagenetyczne odnosi się głównie do skaleni i okruchów skał, skutkujące powstaniem illitu i kaolinitu. Przypuszcza się, iż znaczna część kaolinitu powszechnie występującego w badanych piaskowcach powstała wskutek tego procesu. Transformacji uległy także minerały ilaste (np. kaolinit → illit).

Omawiane procesy diagenetyczne zachodziły w osadzie od momentu sedimentacji, przez kolejne stadia pogrzebienia osadu. W badanych osadach wyodrębniono eo- i mezodiagenety (Choquette, Pray, 1970). Na etapie eodiagenety (płytkie pogrzebienie, niskie temperatury i ciśnienia) na ziarnach detrytycznych zaczęły tworzyć się obwódki ilaste oraz krzemionkowe. Jest to także okres inicjalny dla kompaktacji mechanicznej. Etap mezodiagenety, to szereg procesów o złożonym charakterze, zachodzących kilkietapowo w warunkach wzrostu ciśnienia i temperatury, powodujących wzrost natężenia kompaktacji mechanicznej. W tym etapie powstawały illit i kaolinit, a także zachodziły procesy cementacyjne. Powstanie cementu kaolinitowego wiąże się,

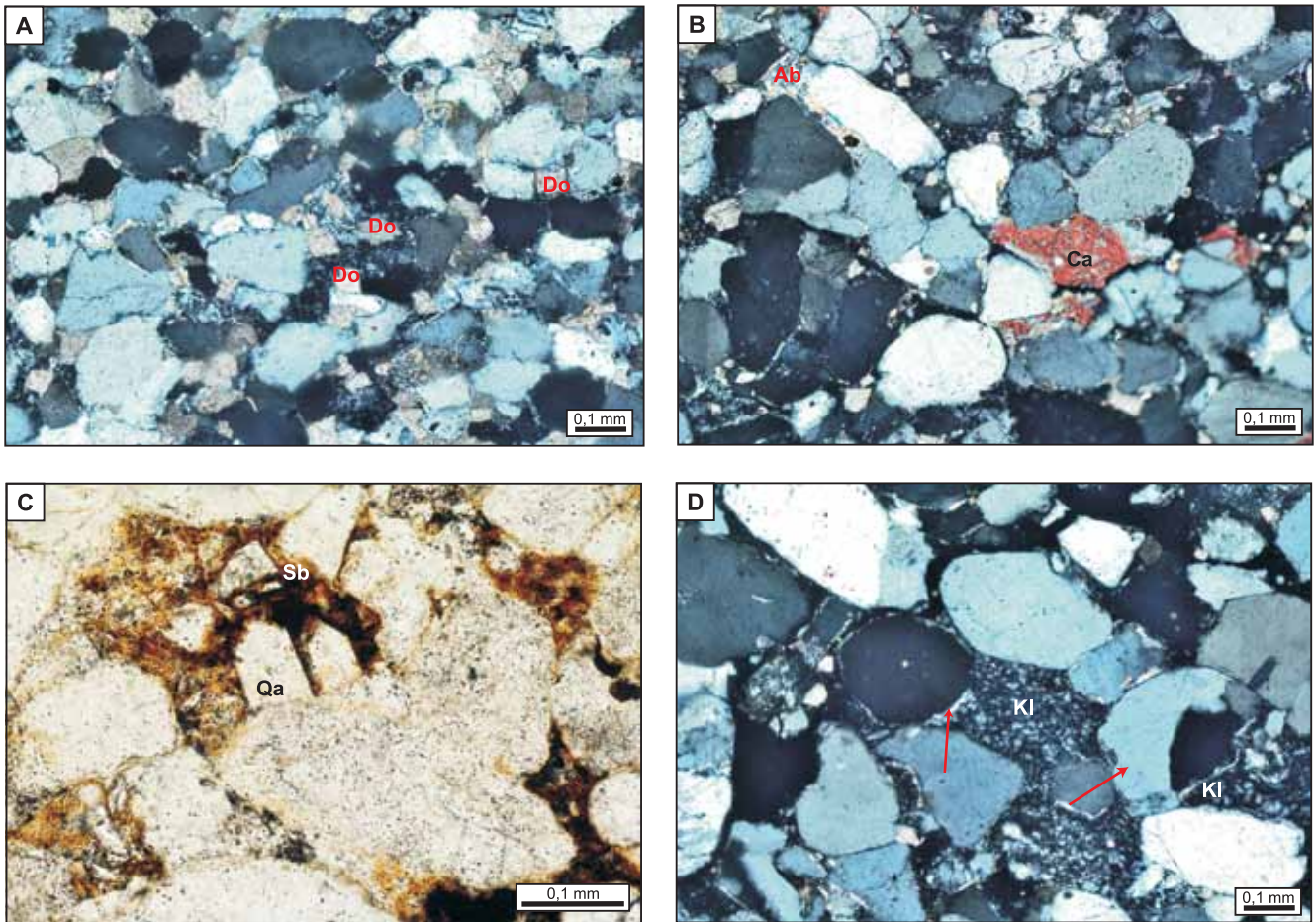


Fig. 8. Mikrofotografie utworów białego spągowca

A – piaskowiec o składzie arenitu sublitycznego/kwarcowego; romboedry dolomitu (Do) w przestrzeni porowej; głęb. 1622,65–1622,76 m (próbka 43); nikle skrzyżowane; **B** – piaskowiec o składzie arenitu kwarcowego; spoiwo porowe, kalcytowe (Ca) anhydrytowe (Ah); głęb. 1625,12–1625,23 m (półka 68); nikle skrzyżowane, próbka zabarwiona alizaryną; **C** – piaskowiec o składzie arenitu sublitycznego; narastające słupki kwarcu autigenicznego (Qa) na ziarnie detrytycznym oraz substancja organiczna (Sb) w przestrzeniach porowych; głęb. 1627,18–1627,32 m (próbka 84); bez analizatora; **D** – piaskowiec o składzie arenitu sublitycznego; kaolinit (Kl) w przestrzeniach porowych i obwódki illitowe na ziarnach detrytycznych (strzałki); głęb. 1629,09–1629,20 m (pr. 99); nikle skrzyżowane

Photomicrographs of the Weissligend rocks

A – the sandstone of the composition of sublithic/quartz arenite; dolomite rhombohedrons (Do) in the pore space are visible; depth 1622.65–1622.76 m (sample 43); crossed nicols; **B** – the sandstone of the composition of quartz arenite; calcite (Ca) and anhydrite (Ah) are visible; sample stained with alizarin; depth 1625.12–1625.23 m (sample 68); crossed nicols; **C** – the sandstone of the composition of sublithic arenite; authigenic quartz rods (Qa) on the detrital grains and the organic matter (Sb) in the pore space are visible; depth 1627.18–1627.32 m (sample 84); without analyser; **D** – the sandstone of the composition of sublithic arenite; kaolinite (Kl) in the pore space and illite rims on detrital grains (arrows) are visible; depth 1629.09–1629.20 m (sample 99); crossed nicols

przynajmniej w części, z transformacją elementów szkieletu ziarnowego, prowadzącą do jego rozluźnienia, a krystalizacja agregatów kaolinitowych jest przyczyną utworzenia licznych mikroporów międzykrystalicznych. Również illit bywa końcowym produktem przeobrażania okruchów skalnych, skaleni, a jego skupienia wykazują międzykrystaliczną mikroporowatość. Skupienia illitu mają destruktywny wpływ na zdolności filtracyjne skały.

Spośród wskazanych procesów diagenetycznych, kompaktacja mechaniczna, cementacja i struktury zastępowania mogą ograniczać porowatość pierwotną skały (Ku-

berska, Kozłowska, 2011). Jednak powstawanie cementów obwódkowych (illitowych, kwarcowych) obserwowanych w badanych piaskowcach wpływa hamująco na rozwój kompaktacji. Wydaje się, że część zachowanej w osadzie porowatości jest pierwotna, zwłaszcza w piaskowcach o spoiwie typu masy wypełniającej, które bywają przesycone wtórnymi substancjami organicznymi (Grotek, ten tom). W piaskowcach występuje także porowatość wtórna, powstała jako efekt procesów przeobrażania diagenetycznego.

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI

MIKROFACJE I ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI UTWORÓW CECHSZTYŃSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

Charakterystyka mikrofacjalna

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej, obejmującej biały spągowiec (Bs), łupkę miedzionośną (T1) i wapień cechsztyński (Ca1), stanowiły badania petrograficzne 21 płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym, a także makroskopowe obserwacje rdzeni. Wyniki badań zamieszczono na profilu litologiczno-mikrofacjalnym (fig. 9) i wybranych mikrofotografiach (fig. 10). Kontakty wapienia cechsztyńskiego z anhydrytem dolnym i z łupkiem miedzionośnym oraz łupku miedzionośnego z białym spągowcem są wyraźne, natomiast granica między białym i czerwonym spągowcem ma charakter stopniowego przejścia.

Biały spągowiec (Bs) (niem. *Weissliegend*) stanowi wydzielenie w strefie kontaktu czerwonego spągowca z cechsztytnem, o miąższości 7,44 m (1622,34–1629,78 m), wyznaczone w profilu na podstawie kryterium barwy, gdyż w odróżnieniu od niżejleżących piaskowców masywnych z czerwonymi plamami (1629,78–1630,00 m), biały spągowiec reprezentowany jest przez jasnoszare lub szare piaskowce. Piaskowce białego spągowca to głównie drobno- i średnioziarniste arenity kwarcowe (rzadziej sublityczne i subarkozowe), nierównoziarniste. Ubogie spoiwo porowe typu masy wypełniającej, złożone z drobnoziarnistego materiału okrucowego, podrzędnie pojawia się spoiwo kontaktowo-porowe, ilaste, kalcytowe i anhydrytowe (Kuberska, ten tom).

Przynależność stratygraficzna utworów białego spągowca jest przedmiotem dyskusji (Jerzykiewicz i in., 1976; Błaszczyk 1981; Nemec, Porębski 1981; Wagner 1997; Peryt, Oszczepalski, 2007). Wynika to z faktu istnienia stopniowych, ciągłych przejść utworów klastycznych czerwonego spągowca do zalegających wyżej białych piaskowców powstałych w środowisku morskim. W przypadkach, gdy możliwe jest rozgraniczenie pomiędzy piaskowcami lądowego i morskiego pochodzenia, granica pomiędzy cechsztytnem i czerwonym spągowcem jest stawiana w obrębie białego spągowca (np. Jerzykiewicz i in., 1976; Tomaszewski, 1978; Błaszczyk, 1981; Nemec, Porębski, 1981), natomiast gdy brak badań sedimentologicznych, w ogólnych podziałach litostratygraficznych cechsztytnu przyjmuje się granicę czerwonego spągowca z cechsztytnem w spągu łupku miedzionośnego lub wapienia podstawowego (Peryt, 1981; Wagner, 1994; Peryt, Oszczepalski, 2007).

Profil białego spągowca w otworze Grochowice M 9, podobnie, jak w większości profili na monoklinie przedsudeckiej, jest dwudzielny (fig. 9). Dolna jego część w interwale 1626,13–1629,78 m obejmuje kolejno od dołu ku górze następujące odmiany litologiczne: PP (1626,13–1628,58 m) – piaskowce jasnoszare z odcieniem różowym, warstwowane przekątnie wielkoskalowo.

W górnej części białego spągowca występują kolejno od dołu trzy litofacje: PL (1624,67–1626,13 m), PB (1622,56–1624,67 m) i PS (1622,34–1622,56 m). Najniższą część profilu stanowią piaskowce nieregularnie poziomo laminowane ciemnoszarym drobnoziarnistym materiałem terygenicznym (PL) o miąższości 1,46 m. Obecne w nich laminy są nieliczne i przechodzą miejscami w nieregularne smugowanie. Wyżej występują jasnoszare drobnoziarniste piaskowce masywne (bezstrukturalne) o miąższości 2,11 m (PB), wykształcone jako arenity sublityczne i kwarcowe, ze spoiwem porowym dolomitowym, rzadziej anhydrytowym. W utworach tych występuje charakterystyczna pasemkowa mineralizacja

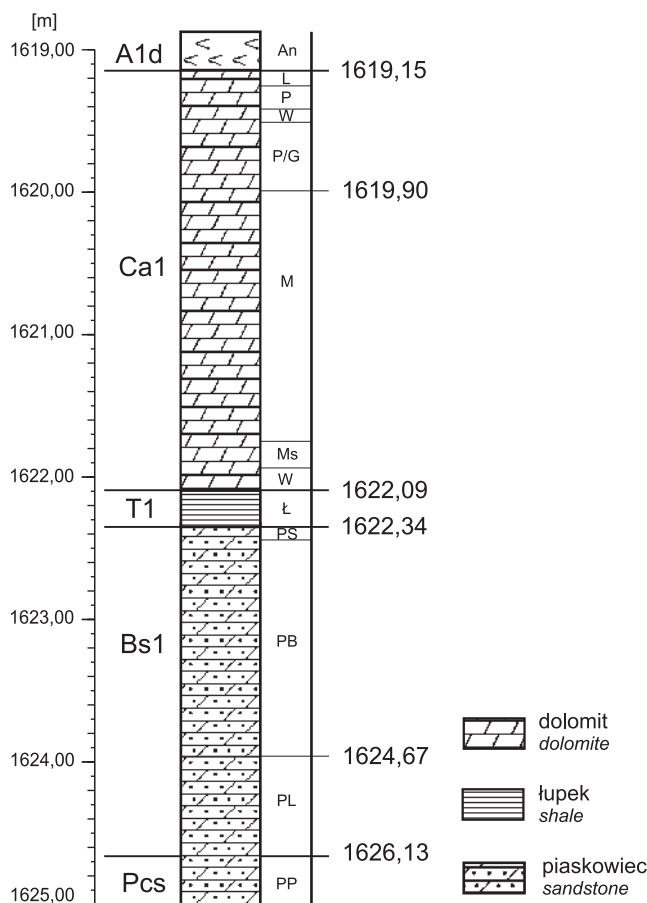


Fig. 9. Profil litologiczno-mikrofacjalny cechsztyńskiej serii miedzionośnej

A1d – anhydryt dolny, Ca1 – wapień cechsztyński, T1 – łupka miedzionośna, Bs1 – biały spągowiec morski, Pcs – czerwony spągowiec

Lithological profile and microfacies sequence of the Zechstein copper-bearing series

A1d – Lower Anhydrite, Ca1 – Zechstein Limestone, T1 – Kupferschiefer, Bs1 – Weissliegend, Pcs – Rotliegend

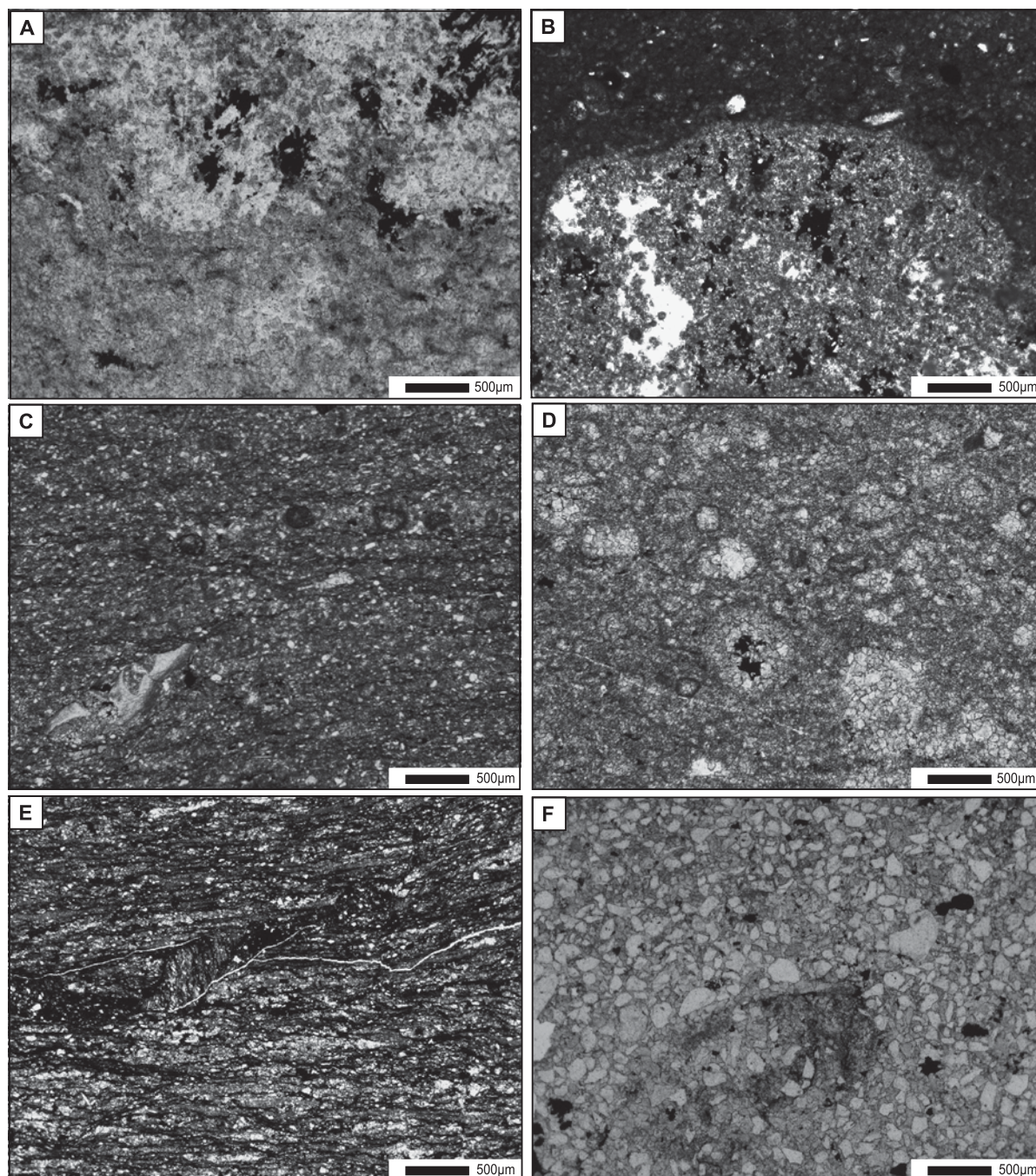


Fig. 10. Mikrofotografie utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej w świetle przechodzącym

A – laminity kryptoalgalne na kontakcie z anhydrytem dolnym; liczne czarne ziarna są siarczkami, wapień cechsztyński, głęb. 1619,16 m; **B** – kolumnienka stromatolitowa w obrębie pakstonu onkolitowego, wapień cechsztyński, głęb. 1619,39 m; **C** – pakston onkoidowo-peloidowy z nielicznymi bioklastami (głównie fragmentami mszywiołów), wapień cechsztyński, głęb. 1619,40 m; **D** – zrekrystalizowany pakston onkolitowy o zróżnicowanym składzie form onkoidowych, grudek i peloidów, siarczki wypełniają pory w onkoidzie, wapień cechsztyński, głęb. 1619,60 m; **E** – mułołupek węglanowy ze znacznym udziałem ilasto-organicznego ciemnego tła, laminowany mikrosoczewkowo, miejscami zdeformowany tektonicznie, łupek miedzionośny, głęb. 1622,30 m; **F** – piaskowiec drobnodziarnisty z cementem kalcytowym, fragment muszli, liczne czarne ziarna są siarczkami, biały spągowiec, głęb. 1622,37 m

Photomicrographs of the Zechstein copper-bearing rocks in transmitted light

A – cryptalgal laminites at the contact with the Lower Anhydrite; abundant irregular black grains are sulphides, Zechstein Limestone, depth 1619.16 m; **B** – columnar stromatolite within oncolite packstone, Zechstein Limestone, depth 1619.39 m; **C** – oncolite-peloid packstone with scarce bioclasts (mostly bryozoans fragments), Zechstein Limestone, depth 1619.40 m; **D** – recrystallized oncolite packstone composed of various forms of oncoids, lumps and peloids, Zechstein Limestone, depth 1619.60 m; **E** – carbonate mudshale with significant share of organic matter and clay matrix, showing microlenticular lamination, tectonically deformed in places, Kupferschiefer, depth 1622.30 m; **F** – fine-grained sandstone cemented with calcite, fragment of shell, black grains are sulphides, Weissliegend, depth 1622.37 m

kruszcowa. Najwyższą pozycję w profilu przy kontakcie z łupkiem miedzionośnym zajmują szare piaskowce drobnoziarniste o nieznacznej miąższości 0,22 m (PS), nieregularnie smugowane materiałem mułowcowym z domieszką materiału organicznego, z różnorodnymi drobnymi strukturami sedimentacyjnymi, deformacyjnymi, erozyjnymi i bioturbacjami. Są to najczęściej arenity kwarcowe i subarkozowe z cementem kalcytowym typu podstawowego. Dominuje kwarc (ok. 55% obj.), z niewielką domieszką skaleni, litoklastów, łyszczyków i minerałów ciężkich. Spotyka się regeneracyjne obwódki kwarcu autogenicznego na ziarnach detrytycznych (Kuberska, ten tom). Do rzadkości w tych piaskowcach należą słabo rozpoznawalne, pokruszone elementy szkieletowe, głównie fragmenty muszli (fig. 10F).

Łupek miedzionośny (niem. *Kupferschiefer*) obejmuje osady złożone z laminowanych drobnoziarnistych skał terygeniczych (ponad 50% ziarn o średnicy poniżej 0,062 mm; shale *sensu* Potter i in., 1980) o oddzielności łupkowej. Miąższość łupków jest nieznaczna i wynosi 0,25 m (na głębokości 1622,09–1622,34 m).

W najniższej części profilu łupku miedzionośnego występują łożypki czarne ze znacznym udziałem materiału organicznego, laminowane faliście lub płasko. Skały te składają się z lamin ilastych o jasnych barwach (miejscami obecne są także laminy i płaskie soczewki węglanowe), tkwiących w obfitym ciemnym tle skalnym (45–55% obj. skały), złożonym z mieszaniny materiału organicznego, ilastego i pelitu kwarcowego. Laminy ilaste cechuje mała miąższość (najczęstsza 50 μ m, maksymalna 210 μ m) oraz lateralna nieciągłość. Obecna jest niewielka domieszka rozproszonych kwarcu i łyszczyków frakcji pyłowej. Łożypki te cechuje tektoniczne złuszkowanie, charakterystyczne dla tzw. łupków smolistych. Łupki te są bogate w materię organiczną, stanowiącą 7–10% obj. (Grotek, ten tom). Liczne są rozproszone siarczki metali (Oszczepalski i in., ten tom).

Środkową część łupku miedzionośnego stanowią ciemnoszare mułowki dolomitowe z umiarkowanie obfitym tłem skalnym, nieregularnie laminowane mikrosoczewkowo i faliście. Skały te budują płaskie, wydłużone soczewki węglanowe, złożone z dolomikrosparytu (rzadziej płaskie lub faliście laminy ilaste), o najczęstszej miąższości ok. 60 μ m (maksymalnej do 180 μ m), występujące w obrębie ciemnego tła o nieznacznym udziale w granicach 40–45% obj. skały. Detryt niewęglanowy (kwarc i łyszczyki) głównie frakcji pyłowej (5–10% obj. skały) występuje w formie rozproszonej, rzadziej w postaci mikrosoczewek. Miejscami łupek wykazuje subhoryzontalne ścięcia z przemieszczeniem (fig. 10E). Liczne ziarna siarczków rozsiane są głównie w dolomitowym mikrosparycie. Materiał organiczny w łupku miedzionośnym jest reprezentowany głównie przez bituminit wityrynitopodobny (bezzakładowa materia organiczna o bardzo niskiej refleksyjności w zakresie 0,35–0,45% Ro), który stanowi 30–50% całości materii organicznej (Grotek, ten tom). Innymi istotnymi składnikami są macerały z grupy liptynit (głównie pasemka alginu), stanowiące 35–40% materii organicznej. Powszechnie występującym składnikiem jest wityrynit, zarówno allogeniczny – redeponowany (witrodetrynit), jak i autogeniczny – pierwotny (kolinit). Dość liczne są także macerały z grupy inerty-

nit: inertodetrynit oraz semifuzynit i fuzynit. liptynit, z dominującym bituminitem i alginitem. Wityrynit autogeniczny cechuje niska refleksyjność w granicach 0,53–0,75% Ro, wskazująca na nieznaczną dojrzałość termiczną i maksymalne paleotemperatury diagenety osadu rzędu 70–80°C.

Górny interwał łupku miedzionośnego tworzą łożypki czarne z obfitym materiałem organicznym, o nieregularnej laminacji faliście nierównoległej lub płaskosoczewkowej. Łożypki te cechuje zmienny, lecz na ogół znaczny udział ciemnego tła (60–90% obj. skały). Domieszka detrytu niewęglanowego frakcji pyłowej jest nieznaczna (5–10% obj. skały). Skały te cechuje obecność mikrodeformacji tektonicznych, typowych dla tzw. łupków smolistych. Siarczki metali są bardzo liczne.

Wapień cechsztyński ma miąższość 2,94 m i występuje na głębokości od 1619,15 do 1622,09 m. Reprezentowany jest przez dolomity wapniste. Profil wapienia cechsztyńskiego jest dwudzielny. W dolnej części występują ciemnoszare dolomity wapniste w interwale głębokości od 1619,90 do 1622,09 m (o miąższości 2,19 m), stanowiące kompleks mikrytowy, reprezentowany głównie przez madstony z nieznacznym udziałem wakstonów, w różnym stopniu zanieczyszczone drobnoziarnistym materiałem terygenicznym, o małym jego udziale w granicach od 10 do 20% obj. W najniższej części kompleksu mikrytowego obecne są wakstony peloidowe (W), margliste, cienkosmugowane. W składzie materiału detrytycznego przeważa detryt frakcji pyłowej (głównie kwarc i łyszczyki), lecz miejscami obecne są nieznaczne domieszki drobnego piasku niewęglanowego. Z ziarn węglanowych dominują ciemnoszare peloidy i grudki mułowe oraz pokruszony detrytus organogeniczny. Wśród rozpoznawalnych elementów szkieletowych przeważają cienkoskorupowe muszle, małżoraczki i otwornice jednoseryjne. Miejscami występują drobne kryptobioturbacje, zwykle owalne, wypełnione drobnoziarnistym materiałem detrytycznym, z cementem sparytowym lub siarczkowym. Powszechne są wypełnienia wolnych przestrzeni przez siarczki, a mikrospeknięcia przez kalcyt. Skały te zawierają niewielką ilość materii organicznej, głównie nieliczne okrucy materiału wityrynitopodobnego (zooklasty) oraz drobne ciała bituminu. Ich zdolność refleksyjna waha się w granicach 0,82–0,90% Ro (Grotek, ten tom). Wakstony te przechodzą stopniowo ku górze w madstony nieregularnie smugowane drobnoziarnistym materiałem terygenicznym (MS), w którego składzie przeważa materiał ilasto-organiczny. Ziarna szkieletowe są sporadyczne (cienkoskorupowe muszle i fragmenty szkieletowe mszywiolów). Górną część kompleksu mikrytowego stanowią madstony jednorodne (M), reprezentowane przez mikrosparyty. Miejscami pojawiają się drobne i nieciągłe, faliście pasemka i laminy materiału organicznego. W najwyższej części tego kompleksu madstony są lokalnie silnie spekane, a spekania wypełnione kalcytem.

W górnej części wapienia cechsztyńskiego (1619,15–1619,90 m), o nieznacznym miąższości ok. 0,75 m, występują zrekrystalizowane dolomity o szarych i jasnoszarych barwach, tworzące kompleks onkolitowy. W dolnej części kompleksu onkolitowego występują pakstony i greinstony (P/G) o urozmaiconym składzie form onkoidowych (fig. 10D). Skały

te składają się z różnej wielkości kulistych onkoidów właściwych (do 0,5 cm średnicy), gruzełków i otoczek algowych oraz peloidów. Nieliczne są onkoidy właściwe o obrzeżach obrośniętych wielofazowo nieregularnymi powłokami materiału mikrobialnego. Onkolity te są intensywnie zrekrytalizowane. Onkoidy mają mikrostruktury zatarte wskutek dolomitacji i agradacyjnego neomorfizmu. Centralne części onkoidów są przeważnie rozpuszczone i wypełnione grubokryształicznym, kalcytem, anhydrytem lub siarczkami. Miejscami pojawiają się niewyraźnie zarysowane relikty zrekrytalizowanych ziarn szkieletowych. Powszechnie występują drobne oczka wypełniające wolne przestrzenie po rozpuszczonych onkoidach (średnicy do 5 mm) oraz nieregularne gniazda anhydrytu i gipsu (o średnicy od 1 do 5 cm). Wyżej obecne są wakstony (W) peloidowo-onkoidowe, nieregularnie smugowane drobnoziarnistym materiałem terygenicznym i materiałem organicznym (fig. 10C). Dominują drobne ooidy powierzchniowe oraz gruzełki algowe i ciemne kuliste elementy mikrobialne o charakterze peloidalnym. Ziarna szkieletowe nie są liczne, głównie mszywioly i otwornice. Górną granicę tych wakstonów stanowi cienkie przewarstwienie dolomitu ilastego, ciemnoszarego, wzbogaconego w materiał organiczny. Przewarstwienie to posiada falisty przebieg i granice wskazujące na wpływ rozpuszczania węglanów pod ciśnieniem. Ponad wakstonami występują pakstony onkolitowo-stromatolitowe (P), o zróżnicowanym składzie form mikrobialnych (fig. 10B). Tło skalne złożone jest z drobnoziarnistych onkolitów, na które składają się drobne formy onkoidowe (głównie gruzełki i ooidy powierzchniowe), peloidy. W tym tle skalnym rozsiane są fragmenty szkieletowe mikrofauny, głównie szczątki otwornic jednoseryjnych i wieloseryjnych, małżoraczków i mszywiolów oraz cienkoskorupowe muszle. Miejscami występują pojedyncze makroonkoidy (o średnicy do 6 mm) oraz kopułki stromatolitowe (o wysokości do 1 cm). Kopułki te są silnie zanhydrytyzowane i impregnowane siarczkami. Spotyka się także anhydryt wypełniający pory między kryształami dolomitu. Przy stropie wapienia cechsztyńskiego obecne są biolaminy kryptoalgowe (L), zbudowane z nieregularnych, wypukłych form mikrobialnych, przypominających trombolity (fig. 10A). Skala jest częściowo zanhydrytyzowana, głównie w formie drobnych nieregularnych gniazd. Biolaminy kontaktują wzdłuż falistej granicy z wyżejległymi anhydrytami nodularnymi i grubochmurkowymi anhydrytu dolnego (An). Zarówno węglany, jak i siarczany zastępowane są intensywnie siarczkami.

Środowisko sedymentacji

Ponad piaskowcami czerwonego spągowca, mającymi z reguły barwę brunatno-czerwoną, na całym niemal obszarze monokliny przedsudeckiej występują jasnoszare piaskowce drobno-średnioziarniste, zwane białym spągowcem (niem. *Weissliegend*). Brak czerwonego zabarwienia wskazuje na to, iż osady białego spągowca przed transgresją cechsztyńską pozostawały ponad zwierciadłem wód gruntowych (Błaszczuk, 1981; Nemec, Porębski, 1981) lub były pierwotnie czerwono-brunatne, lecz poddane zostały odbarwieniu wskutek descenzyjnej infiltracji redukcyjnych wód

morza cechsztyńskiego (Tomaszewski, 1978; Karnkowski, 1999). Oznacza to, że granicę między czerwonym i białym spągowcem wyznacza się biorąc za podstawę kryterium barwy, a nie na podstawie rozgraniczenia utworów lądowego i morskiego pochodzenia. W tym świetle, termin biały spągowiec obejmuje zarówno utwory eoliczne leżące przed transgresją ponad zwierciadłem wód gruntowych i nieredeponowane przez morze, jak i piaskowce utworzone w wyniku resedymantacji kontynentalnych utworów podczas transgresji morza cechsztyńskiego.

Pomimo postępu badań, postawienie jednoznacznej granicy w obrębie białego spągowca pomiędzy utworami powstałymi w środowisku lądowym i morskim jest dyskusyjne, zwłaszcza gdy nie wykonuje się szczegółowych badań sedymentologicznych lub w przypadku otworów bezrdzeniowych. Łatwiej jest rozstrzygnąć genezę piaskowców, gdy spotyka się faunę morską (np. Wyżykowski, 1971b; Peryt, 1976; Błaszczuk, 1981).

Dolna część profilu białego spągowca, wykazująca warstwowanie poziome (PW) powstała jako pokrywa piaskowa, a wyżejległe piaskowce przekątnie warstwowane (PP) stanowią produkt sedymentacji wydymowej (Kiersnowski, ten tom). Osady te należą więc do lądowej facji czerwonego spągowca.

Geneza górnej części białego spągowca (w interwale od 1622,34 do 1626,13 m), obejmującej facje: PL, PB i PS, wydaje się złożona i trudna do interpretacji ze względu na brak (z wyjątkiem części przystropowej) cech wskazujących jednoznacznie na środowisko sedymentacji. Przypisanie facjom PL i PB morskiej genezy napotyka na trudności ze względu na brak fauny morskiej, niemniej wyraźna granica pomiędzy facją PP i PL, czyli między dolną i górną częścią białego spągowca pozwala przypuszczać, że piaskowce poziomo laminowane (PL), występujące ponad piaskowcami wydymowymi, mogą stanowić osady powstałe wskutek zatopienia obniżień międzywydymowych i resedymantację piasków eolicznych przez wody morza cechsztyńskiego. Podobną sekwencję, złożoną z piaskowców laminowanych, przechodzących bezpośrednio wyżej w dolomity organogeniczne, opisano w kopalni rud miedzi Rudna (Jarosz, Zaleska-Kuczmierczyk, 1980). Występujące wyżej piaskowce masywne (PB), znane z wielu profili na monoklinie przedsudeckiej, gdzie zwykle cechują się obfitym cementem węglanowym (lokalnie anhydrytowym), niekiedy z cienkimi zespołami lamin mułowców i strukturami deformacyjnymi, wskazującymi na uławicenie zaburzone, można uznać za wynik depozycji związanej z podtopieniem i upłynięciem osadów przybrzeżnych wydym oraz ich redepozycją przez morze cechsztyńskie. Można więc przypuszczać, że zarówno piaskowce poziomo laminowane, jak i masywne, powstały w środowisku płytkich zbiorników istniejących pomiędzy wydymami, wskutek wypełniania obniżień fizjograficznych przez spokojne wody morza cechsztyńskiego. Natomiast przystropowa część białego spągowca, reprezentowana przez szare piaskowce nieregularnie smugowane materiałem mułowcowym (PS), występująca w stropie zdecydowanej większości profili białego spągowca, jest bezprzecnie osadem płytkomorskim, utworzonym

wskutek wyraźnego pogłębienia warunków morskich w trakcie postępującej transgresji morza cechsztyńskiego, o czym świadczy obecność drobnych struktur sedimentacyjnych i bioturbacyjnych i wzbogacenie w materiał organiczny oraz nielicznych szczątków fauny. Z powyższych względów, górną część białego spągowca (1622,34–1626,13 m) uznano za biały spągowiec morski (Bs1) i zaliczono go do cechsztynu, jako ekwiwalent facjalny cechsztyńskiego zlepieńca podstawowego (Zp1), natomiast dolną część białego spągowca zaliczono do czerwonego spągowca (fig. 9).

Łupek miedzionośny reprezentuje dojrzałe stadium transgresji morza cechsztyńskiego, związane z pogłębieniem zbiornika. Omawiany rejon znajdował się w obrębie głębokiego szelfu, którego dno znajdowało się poniżej sztormowej podstawy falowania (Oszczepalski, Rydzewski, 1987; Oszczepalski, 1989). Podobnie, jak osady we współczesnych środowiskach szelfowych zdominowanych przez muł, utwory łupkowe powstawały w wyniku powolnego opadania zawiesziny dostarczanej do systemu depozycyjnego z rejonów płytkomorskich w postaci prądów zawieszinowych niskiej gęstości. Obecność niezaburzonych mikrolaminatów wzbogaconych w materiał organiczny (głównie fitoplankton), bez struktur charakterystycznych dla środowiska płytkosublitoralnego (takich jak: przewarstwienia piaszczyste i bioklastyczne, warstwowania przekątne i smużyste, powierzchnie i kanały erozyjne, bioturbacje), świadczy o tym, że łupek miedzionośny osadzał się w stratyfikowanym morzu epikontynentalnym. Naprzemienna depozycja iłołupków i mułołupków wskazuje na okresową zmienność natlenienia i energii wód oraz dostawy materiału osadowego w zależności od zmian głębokości zbiornika i odległości od stref płytszych, dostarczających materiału węglanowego. Iłołupki powstawały w strefie wód anoksycznych środowiska anaerobowego, niesprzyjającego rozwojowi fauny bentonicznej, o czym świadczy niezaburzona mikrolaminacja oraz znaczny udział materiału ilastego i ciemnego tła (w tym autogenicznej materii organicznej), podczas gdy mułołupki tworzyły się w warunkach nieznacznego spłyceńia, prawdopodobnie w środowisku dysaerobowym, na co wskazuje nieregularna laminacja, mniejszy udział ciemnego tła i obfitość węglanów.

Wapień cechsztyński tworzył się na obszarze równi basenowej, znajdującej się między przybrzeżną platformą węglanową i płyczną wolsztyńską (Peryt, 1984). Zastąpienie sedimentacji łupkowej węglanami było wynikiem zmiany

warunków sedimentacji, spowodowanej nieznacznym spłyceńiem zbiornika i (lub) spadkiem biologicznej produktywności. Zmiana ta doprowadziła do destabilizacji pionowego uwarstwienia wód, umożliwiającej ekspansję fauny bentonicznej z podmorskich wyniesień, czego wynikiem stała się destrukcja laminacji przez organizmy bentoniczne na przejściu łupków w utwory węglanowe, a w innych, bardziej spłyconych rejonach, powstanie ławicy produktusowej bezpośrednio ponad łupkiem miedzionośnym. Pomimo tego, że następstwo mikrofacji – podobnie, jak w całym basenie wapienia cechsztyńskiego – wskazuje na sekwencję regresywną, generalnie, w rejonie otworu Grochowice M 9 dominowała spokojna sedimentacja materiału węglanowego, z nieznacznym jedynie wzrostem energii wód w miarę powolnego spłyceńia środowiska depozycji. Dolny kompleks mikrytowy tworzył się w środowisku sublitoralnym, zaś górny, onkolitowy (wakstony i pakstony) – w środowisku płytkosublitoralnym.

Początkowo wapień cechsztyński formował się w warunkach względnie głębokiej części strefy sublitoralnej o małej aktywności prądów dennych, prawdopodobnie w środowisku dysoksycznym, na co wskazuje ubogi zestaw fauny i brak tzw. warstwy produktusowej. Występujące wyżej madstony z pasemkami organicznymi mogą wskazywać na powstanie tych osadów mułowych wskutek ich mikrobialnej stabilizacji. W miarę wzrostu turbulencji wód, powodowanego stopniowym spłyceńiem środowiska, rozwinęła się sedimentacja utworów zawdzięczających powstanie działalności cjanobakterii – onkolitów drobnodziarnistych, z nieznacznym udziałem makroonkoidów i kopulek stromatolitowych. Urozmaicony skład form onkoidowych, dominacja drobnych ziaren o genezie mikrobialnej nad dużymi formami onkoidowymi oraz brak poziomu stromatolitów kolumniowych wskazuje na to, że sedimentacja utworów kompleksu onkolitowego odbywała się na ogół w środowisku o niezbyt wysokiej energii wód, z lokalnymi jej fluktuacjami, w wyniku których duże formy mikrobialne o wykształceniu kopułowym i sferycznym były sporadycznie napławiane z okolicznych płyczn. Wyraźne spłyceńie poziomu morza i związany z tym wzrost zasolenia wód, powodujący zubożenie fauny szkieletowej, zaznaczył się w utworach stropowych wapienia cechsztyńskiego powstaniem mat mikrobialnych, a następnie anhydritów nodularnych i mozaikowych, charakterystycznych dla sekwencji sebhya.

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI, Andrzej RYDZEWSKI

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W UTWORACH CECHSZTYŃSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

Zmienność koncentracji metali

W Laboratorium Głównym Instytutu Geologicznego zbadano w 1979 r. 106 próbek, oznaczając zawartość miedzi, cynku, ołowiu, srebra, kobaltu, molibdenu, ni-

klu i wanadu metodą spektralnej analizy emisyjnej i absorpcji atomowej (Gospodarczyk i in., 1980). Zawartość Au w badanych próbkach oznaczono w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB w 2002 r. techniką absorpcyjnej spektrometrii atomowej z atomizacją elek-

trotermiczną (ET AAS), spektrometrem AA 4100 ZL firmy Perkin Elmer (Oszczepalski, 2002). Wyniki zamieszczono w tabeli 2 (pominięto wyniki z interwału głębokości 1623,96–1630,00 m, gdyż są poniżej granic oznaczalności).

Na podstawie wyników badań chemicznych próbek serii miedzionośnej z otworu Grochowice M 9 (tab. 2) stwierdzono, że mineralizacja miedziowa koncentruje się w interwale rudnym, obejmującym znaczną część białego spągowca i łupkę miedzionośną, występującą na głębokości 1622,09–1623,61 m (o miąższości 1,52 m) (fig. 11). W interwale tym zawartość miedzi zmienia się w granicach od 0,11 do 8,52% wag., a zawartość srebra od 1 do 100 ppm. Zawartość metali towarzyszących zmienia się w następujących granicach: 0,00–0,11% wag. Pb, 0,00–0,48% wag. Zn, 1–360 ppm Co, molibdenu od 1–210 ppm Mo, 1–450 ppm Ni, 1–500 ppm V, 0–7 ppb Au.

Charakterystyczna jest trójdzielność interwału rudnego, wyrażająca się obecnością dwóch bogatych interwałów o zawartości miedzi ponad 0,5% wag., przedzielonych interwałem o niższych koncentracjach miedzi w granicach od 0,11 do 0,46% wag. Cu. Górny interwał rudny o miąższości 0,28 m (1622,09–1622,37 m) obejmuje łupkę miedzionośną i strop białego spągowca, natomiast dolny interwał rudny o miąższości 0,46 m (1623,15–1623,61 m), występuje w niższej części białego spągowca.

Łącznie interwał rudny w zakresie głębokości 1622,09–1623,61 m (spełniający warunek minimalnej średniej ważonej zawartości ekwiwalentnej miedzi (Cu_e) ponad 0,5% w profilu) cechuje miąższość 1,52 m oraz średnia ważona zawartość 1,60% wag. Cu i 29 ppm Ag, natomiast ekwiwalentna zawartość miedzi w tym interwale wynosi 1,83% wag. Cu_e , a zasobność Cu_e – 67,81 kg/m². Średnia ważona zawartość metali towarzyszących w tym interwale jest następująca: 0,02% wag. Pb, 0,08% wag. Zn, 51 ppm Co, 26 ppm Mo, 65 ppm Ni i 76 ppm V. Zawartości złota w białym spągowcu i łupku miedzionośnym są znikome (maksymalnie do 7 ppb), typowe dla facji redukcyjnej (Oszczepalski i in., 1997; Piestrzyński i in., 1997; Pieczonka i in., 1998; Oszczepalski, 2007).

Najbogatsza mineralizacja kruszcowa występuje w łupku miedzionośnym. Średnia zawartość metali w interwale łupkowym o miąższości 0,26 m wynosi: 6,26% wag. Cu, 0,07% wag. Pb, 0,15% wag. Zn, 89 ppm Ag, 249 ppm Co, 146 ppm Mo, 365 ppm Ni, 435 ppm V i 6 ppb Au. Interwał ten cechuje następujący skład chemiczny (w % wag.): 37,02% SiO₂, 0,70% TiO₂, 7,51% Al₂O₃, 0,25% Na₂O, 2,94% K₂O, 0,14% P₂O₅, 7,80% Fe₂O₃, 7,14% CaO, 4,37% MgO, 9,1% CO₂, 2,59% S²⁻.

Pozostałe utwory cechsztyńskiej serii miedzionośnej, występujące powyżej i poniżej interwału rudnego, wykazują niskie koncentracje miedzi i srebra, maksymalnie 0,32% wag. Cu i 12 ppm Ag, lecz pojawiają się w nich nieliczne próbki o podwyższonej zawartości ołowiu (do 1,01% wag.), cynku (do 0,15% wag.) i wanadu (do 200 ppb). Interesujący jest interwał o miąższości 1,55 m (1619,02–1620,57 m) w górnej części wapienia cechsztyńskiego wzbogacony w ołów w przedziale od 0,14 do 1,01%.

Okruszcowanie serii miedzionośnej

Zbadany otwór usytuowany jest w obrębie strefy miedzionośnej, w której siarczki miedzi dominują nad siarczkami ołowiu i cynku (fig. 12). Jednocześnie zauważalna jest wyraźna tendencja wzrostu koncentracji miedzi i srebra w kierunku złoża Bytom Odrzański, a także na zachód, w stronę tzw. zielonogórskiego obszaru utlenionego, gdzie spągowe utwory cechsztynu są wtórnie shematyzowane i płonne ze względu na miedź (Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1997; Oszczepalski, Speczik, 2011a; Oszczepalski i in., 2016, 2017a). Wzdłuż wschodniej granicy tego obszaru zlokalizowane są najbogatsze ciała kruszczowe, takie jak w złożach Lubin-Sierszowice.

Zbadano 10 preparatów polerowanych (tab. 3). W wyniku przeprowadzonych obserwacji mikroskopowych w świetle odbitym, w serii miedzionośnej otworu Grochowice M 9 zidentyfikowano następujący zespół minerałów kruszczowych: bornit (Cu₅FeS₄), chalkopiryt (CuFeS₂), kowelin (CuS), digenit (Cu₉S₅), chalkozyn (Cu₂S), sfaleryt (ZnS), galena (PbS) oraz pirit i markasyt (FeS₂) (fig. 13, 14).

Zbadane okruszczowanie utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej jest bogate i zdominowane siarczkami miedzi. Kruszcze w badanych utworach występują w postaci drobnoziarnistych rozproszeń oraz różnej wielkości gniazd i soczewek. Generalnie siarczki rozmieszczone są w utworach skalnych w sposób bezładny, jednakże lokalnie (zwłaszcza w łupku miedzionośnym i w dolnej części wapienia cechsztyńskiego) bywają skoncentrowane w postaci liniowych oraz płaskosoczewkowych skupień, smug oraz horyzontalnie ułożonych nagromadzeń agregatów mineralnych.

Minerały kruszczowe występują przeważnie w postaci drobnych ziaren o rozmiarach od kilku mikrometrów do 1 mm. Najczęstszą postacią występowania minerałów kruszczowych są nieregularne i ostrokrawędziste ziarna poszczególnych siarczków lub polimineralnych zrostów. Długość opisywanych ziaren mieści się w przedziale od kilkunastu mikrometrów do kilkuset mikrometrów. Miejscami ziarna te są lekko faliste, wydłużone oraz spękane, a spękania wypełnione innymi kruszczami. Zwracają uwagę liczne przerosty siarczków metali z minerałami węglanowymi oraz impregnacje węglanów.

Biały spągowiec (Bs). Mineralizacja w utworach białego spągowca rozmieszczona jest nierównomiernie, przy czym najbogatsze okruszczowanie występuje w dolnej części białego spągowca – bezpośrednio ponad utworami słabo utlenionymi o cechach strefy przejściowej oraz w przystropowej części białego spągowca. W strefie przejściowej (głębokość 1624,35 m) występują jedynie pojedyncze ziarna kowelinu i bornitu. Wyżej w profilu białego spągowca (głębokość 1623,61 m) znacząco wzrasta intensywność okruszczowania miedziowego, które przyjmuje postać pasemkową. Tę część profilu cechuje występowanie znacznych koncentracji kruszczów, reprezentowanych przez kowelin i bornit w formie skupień o rozmiarach do 100 μm rozproszonych w cemente węglanowym. W przystropowych częściach białego spągowca

Tabela 2

Koncentracje metali w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej

Concentrations of metals in the Zechstein copper-bearing series

Nr Próbki Sample No	Litostr. Lithostr.	Strefa Redoks Redox zone	Głębokość Depth [m]	Miaższość Thickness [m]	Cu [%]	Zn [%]	Pb [%]	Ag [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Ni [ppm]	V [ppm]	Au [ppb]
1	Ald	R	1618,73	0,12	0,00	0,00	0,00	<1	<2	<1	<2	110	–
2	Ald	R	1618,87	0,14	0,00	0,00	0,00	<1	<2	<1	<2	140	–
3	Ald	R	1619,02	0,15	0,00	0,00	0,00	<1	<2	<1	<2	<1	–
4	Ald	R	1619,15	0,13	0,00	0,15	0,15	2	<2	<1	<2	120	–
5	Cal	R	1619,25	0,10	0,01	0,14	0,63	5	12	<1	14	95	–
6	Cal	R	1619,39	0,14	0,02	0,00	0,79	<1	7	<1	14	90	–
7	Cal	R	1619,48	0,09	0,02	0,00	0,40	<1	10	<1	7	200	–
8	Cal	R	1619,62	0,14	0,00	0,03	0,34	4	6	<1	7	<1	–
9	Cal	R	1619,70	0,08	0,01	0,03	0,34	<1	<2	<1	7	180	–
10	Cal	R	1619,79	0,09	0,00	0,03	0,34	<1	<2	<1	5	120	–
11	Cal	R	1619,90	0,11	0,00	0,00	0,14	<1	<2	<1	8	200	–
12	Cal	R	1620,02	0,12	0,00	0,01	0,24	<1	<2	<1	7	60	–
13	Cal	R	1620,18	0,16	0,00	0,00	0,27	<1	<2	<1	7	200	–
14	Cal	R	1620,29	0,11	0,00	0,00	0,38	<1	<2	<1	7	120	–
15	Cal	R	1620,40	0,11	0,03	0,09	0,86	3	6	<1	6	2	–
16	Cal	R	1620,48	0,08	0,02	0,02	1,01	3	14	<1	8	50	–
17	Cal	R	1620,57	0,09	0,02	0,03	0,40	<1	10	<1	5	10	–
18	Cal	R	1620,71	0,14	0,03	0,00	0,18	<1	7	<1	4	20	–
19	Cal	R	1620,80	0,09	0,05	0,00	0,09	<1	10	<1	2	12	–
20	Cal	R	1620,88	0,08	0,05	0,00	0,05	<1	6	<1	2	9	–
21	Cal	R	1621,00	0,12	0,05	0,00	0,01	<1	8	<1	<2	8	–
22	Cal	R	1621,09	0,09	0,10	0,02	0,00	2	5	<1	3	5	–
23	Cal	R	1621,20	0,11	0,05	0,00	0,18	2	13	<1	8	40	–
24	Cal	R	1621,29	0,09	0,06	0,00	0,08	<1	4	<1	6	20	–
25	Cal	R	1621,41	0,12	0,04	0,00	0,00	2	<2	<1	6	30	–
26	Cal	R	1621,55	0,14	0,05	0,00	0,00	<1	<2	<1	7	100	–
27	Cal	R	1621,63	0,08	0,09	0,00	0,00	<1	<2	<1	6	6	–
28	Cal	R	1621,74	0,11	0,10	0,00	0,00	2	<2	<1	2	8	–
29	Cal	R	1621,85	0,11	0,12	0,00	0,00	<1	<2	<1	5	4	–
30	Cal	R	1621,93	0,08	0,23	0,00	0,00	<1	5	2	4	6	–
31	Cal	R	1622,00	0,07	0,32	0,00	0,00	12	<2	1	2	<1	–
32	Cal	R	1622,09	0,09	0,32	0,00	0,00	<1	<2	2	2	<1	1
33	Tl	R	1622,15	0,06	6,97	0,17	0,08	100	230	75	420	500	6
34	Tl	R	1622,21	0,06	6,72	0,22	0,11	100	360	130	450	500	6
35	Tl	R	1622,28	0,07	7,92	0,23	0,08	100	320	180	400	485	6
36	Tl	R	1622,30	0,02	8,52	–	0,03	100	95	210	230	210	6
37	Tl	R	1622,35	0,05	1,65	–	0,04	44	100	180	200	300	6
38	Bs	R	1622,37	0,02	3,16	0,48	0,01	100	80	27	35	24	5
39	Bs	R	1622,43	0,06	0,41	–	0,01	6	9	5	7	<1	7
40	Bs	R	1622,49	0,06	0,44	0,41	0,00	27	22	<1	6	<1	7
41	Bs	R	1622,56	0,07	0,34	0,03	0,00	10	16	<1	4	10	7
42	Bs	R	1622,65	0,09	0,20	0,08	0,00	12	10	<1	<2	<1	7
43	Bs	R	1622,76	0,11	0,31	0,02	0,00	3	19	<1	4	<1	<1
44	Bs	R	1622,86	0,10	0,37	0,07	0,00	6	19	<1	3	<1	<1
45	Bs	R	1622,93	0,07	0,34	0,02	0,00	5	10	<1	2	<1	<1
46	Bs	R	1622,99	0,06	0,28	0,05	0,00	10	14	<1	4	<1	<1
47	Bs	R	1623,06	0,07	0,46	0,00	0,00	2	8	<1	<2	<1	<1
48	Bs	R	1623,15	0,09	0,11	0,00	0,00	<1	13	<1	2	<1	<1
49	Bs	R	1623,22	0,07	0,60	0,02	0,00	5	<2	<1	<2	<1	<1
50	Bs	R	1623,32	0,10	0,85	0,02	0,00	10	<2	<1	<2	<1	6
51	Bs	R	1623,42	0,10	0,80	0,04	0,00	5	<2	<1	<2	<1	1
52	Bs	R	1623,52	0,10	1,10	0,03	0,00	5	<2	<1	<2	<1	1
53	Bs	R	1623,61	0,09	1,99	0,21	0,02	20	<2	<1	<2	<1	–
54	Bs	SP	1623,71	0,10	0,15	0,00	0,00	<1	<2	<1	<2	<1	–
55	Bs	SP	1623,84	0,13	0,06	0,00	0,00	<1	<2	<1	<2	<1	–
56	Bs	SP	1623,96	0,12	0,05	0,00	0,00	<1	6	<1	<2	<1	–

Ald – anhydrit dolny; Cal – wapień cechsztyński; Tl – łupek miedzionosny; Bs – biały spągowiec; R – strefa redukcyjna; SP – strefa przejściowa; granice oznaczalności: Cu – 1 ppm; Zn – 45 ppm; Pb – 2 ppm; Ag – 1 ppm; Co – 2 ppm; Mo – 1 ppm; Ni – 2 ppm; V – 1 ppm; Au – 1 ppb

Ald – Lower Anhydrite; Cal – Zechstein Limestone; Tl – Kupferschiefer; Bs – Weissliegend; R – reduced zone; SP – transition zone; limits of quantification: Cu – 1 ppm; Zn – 45 ppm; Pb – 2 ppm; Ag – 1 ppm; Co – 2 ppm; Mo – 1 ppm; Ni – 2 ppm; V – 1 ppm; Au – 1 ppb

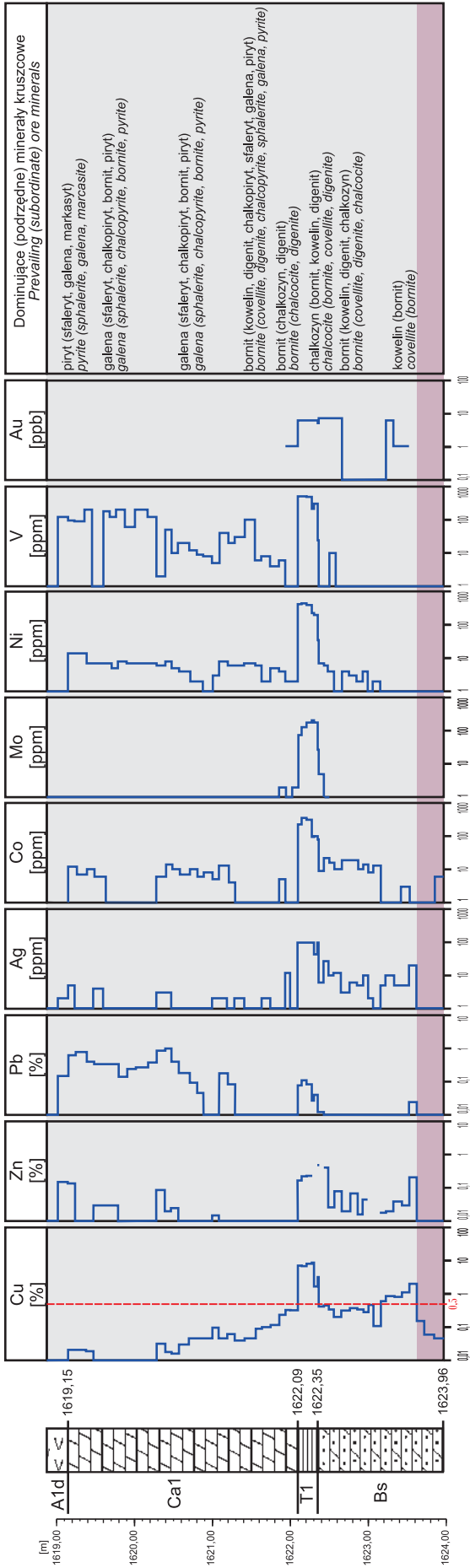


Fig. 11. Dystrybucja zawartości metali i siarczków w profilu cechsztyńskijskiej serii miedzionośnej

A1d – anhydrit dolny, Ca1 – wapień cechsztyński, T1 – łupek miedzionosny, Bs – biały spągowiec

Distribution of metals and sulphides in the Zechstein copper-bearing series

A1d – Lower Anhydrite, Ca1 – Zechstein Limestone, T1 – Kupferschiefer, Bs – Weissliegend

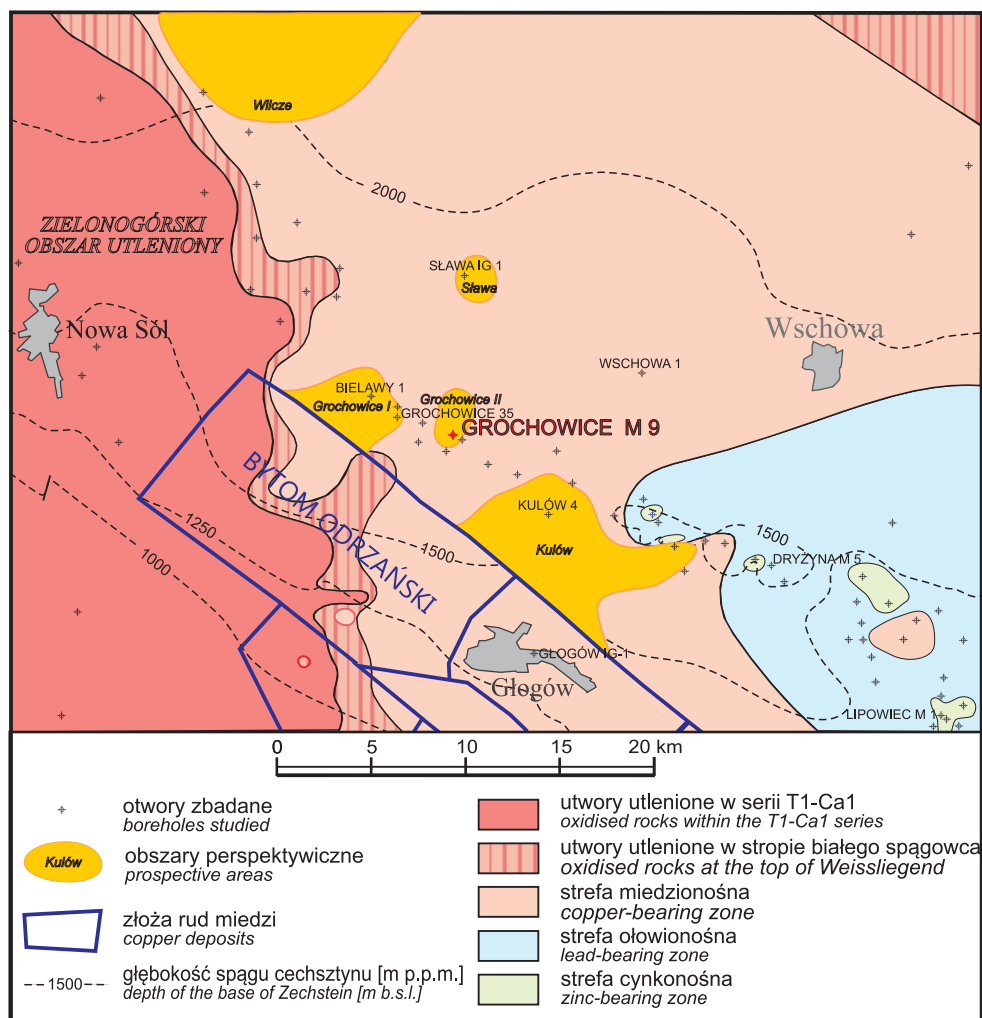


Fig. 12. Mapa perspektyw występowania złóż rud Cu-Ag w rejonie Grochowiec (wg Oszczepalskiego i in., 2016)

Cu-Ag prospects in the Grochowiec area (after Oszczepalski *et al.*, 2016)

ca (głębokość 1622,43 m) powszechne jest zastępowanie cementu węglanowego przez siarczki, które miejscami tworzą spoiwo ziaren detrytycznych piaskowca (fig. 13E). Mineralizacja kruszcowa w górnej części piaskowca zdominowana jest przez asocjację bornit-kowelin (fig. 13F), której towarzyszą digenit i chalkozyn. Powszechne są zrosty i przerosty bornitu z kowelinem. Często są rejestrowane nieregularne agregaty bornitowo-kowelinowe (o rozmiarach do 450 μm średnicy), poprzerastane z ziarnami detrytycznymi. Digenit i chalkozyn występują przeważnie w postaci drobnych kryształów lub wzajemnych przerostów. Miejscami chalkozyn zastępowany jest bornitem, a bornit chalkozynem. Często jest kowelinizacja bornitu. Spotyka się chalkozyn wypierający skalenie, najczęściej wzdłuż ich spękań.

Łupek miedzionośny (T1). Dolna część profilu łupku miedzionośnego (głębokość 1622,35 m) obfituje w chalkozyn i bornit, którym towarzyszy digenit (fig. 13D) oraz podrzędnie kowelin. Dominują kruszce drobnoziarniste, rozproszone w laminach węglanowych i ciemnym tle skalnym, lecz częste są także nieduże nagromadzenia w formie pł-

skich gniazd i soczew o średnicy do 150 μm . Liczne są laminarne skupienia i nagromadzenia drobnych ziaren bornitu, rzadziej kowelinu. Powszechne są przerosty bornitu z chalkozynem oraz wrostki digenitu i kowelinu w bornicie. Chalkozyn często zastępowany jest bornitem, a bornit digenitem. Często jest obserwowana kowelinizacja bornitu, zwłaszcza na krawędziach jego ziaren. Sporadycznie rejestrowano obecność żyłek węglanowych, których powierzchnie graniczne krystalizowane są bornitem i kowelinem.

Górna część łupku miedzionośnego (głębokość 1622,15 m) zdominowana jest przez bornit i chalkozyn (fig. 13C), z podrzędnym udziałem digenitu. W części przystropowej łupku miedzionośnego stopień okruszcowania znacząco spada. Okruszcowanie ma charakter rozproszony, a ziarna ułożone są miejscami zgodnie z kierunkiem laminacji. Dominują drobne ziarna, rzadko dochodzące do 150 μm średnicy. Liczne są zrosty i przerosty chalkozynu i bornitu. Siarczki te cementują drobne ziarna detrytyczne obecne w łupku oraz zastępują występujące w nim minerały węglanowe. Częste są soczewkowe zrosty bornitu z chalkozynem oraz wrostki digenitu w bornicie.

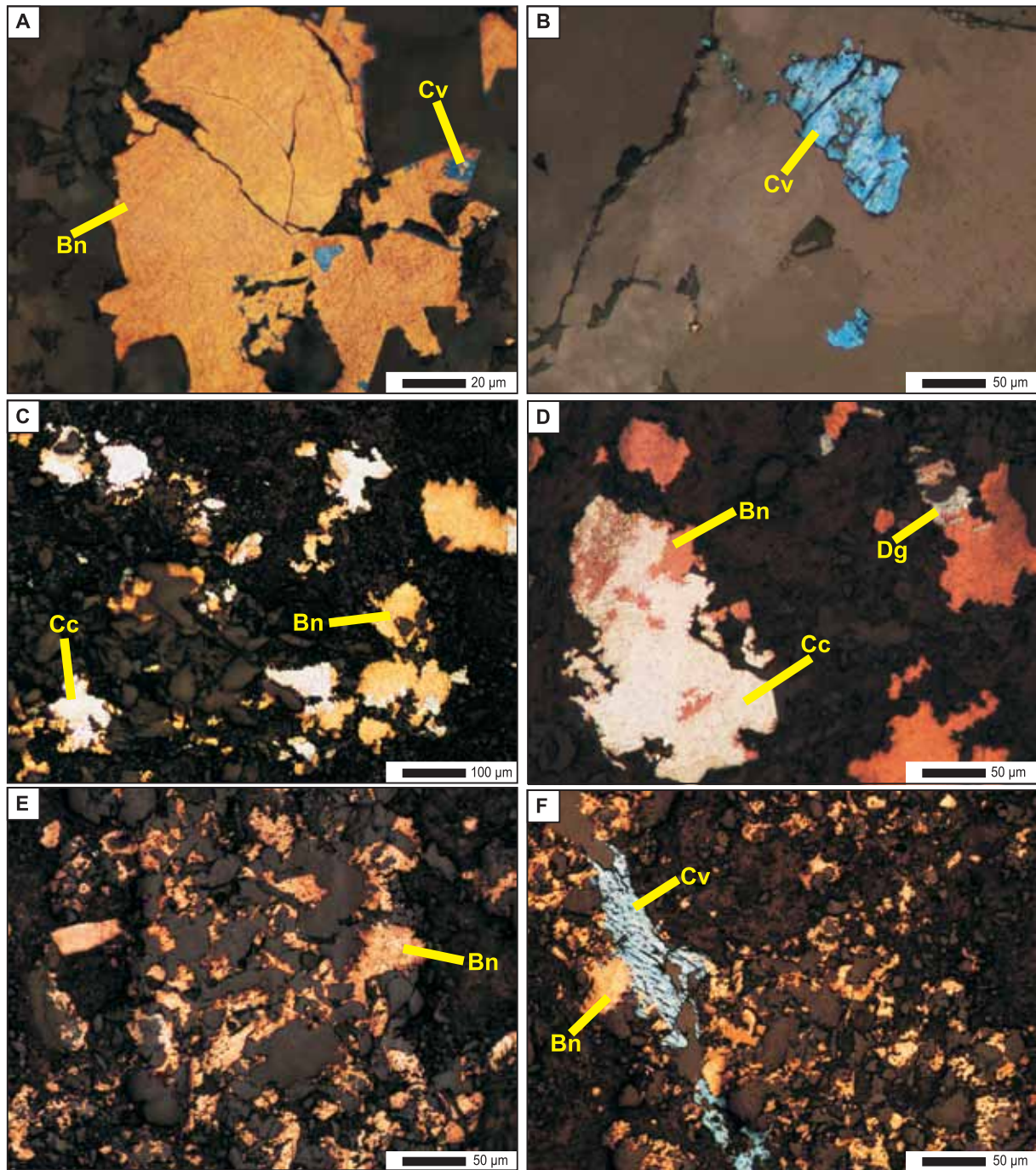


Fig. 13. Mikrofotografie mineralów kruszczowych z wapienia cechsztyńskiego, łupku miedzionośnego i białego spągowca

A – bornit (Bn) z drobnymi inkluzjami kowelinu (Cv), wapień cechsztyński, głębokość 1621,93 m; **B** – kowelin (Cv) wypełniający wolne przestrzenie i częściowo zastępujący minerały węglanowe, wapień cechsztyński, głębokość 1621,93 m; **C** – asocjacja mineralna składająca się z bornitu pomarańczowego (Bn) i chalkozynu (Cc), łupek miedzionośny, głębokość 1622,15 m; **D** – zrosty bornitu (Bn) z chalkozynem (Cc) i digenitem (Dg), łupek miedzionośny, głębokość 1622,15 m; **E** – mineralizacja bornitowa (Bn) cementująca ziarna detrytyczne piaskowca, biały spągowiec, głębokość 1622,43 m; **F** – bornit (Bn) i kowelin (Cv) w postaci cementu ziarn detrytycznych piaskowca, biały spągowiec, głębokość 1622,43 m

Photomicrographs of ore minerals within the Zechstein copper-bearing series, reflected light

A – bornite (Bn) with fine inclusions of covellite (Cv), Zechstein Limestone, depth 1621.93 m; **B** – covellite (Cv) filling cavities and partially replacing carbonate minerals, Zechstein Limestone, depth 1621.93 m; **C** – mineral association consisting of orange bornite (Bn) and chalcocite (Cc), Kupferschiefer, depth 1622.15 m; **D** – intergrowths of bornite (Bn), chalcocite (Cc) and digenite (Dg), Kupferschiefer, depth 1622.15 m; **E** – bornite mineralization (Bn) cementing sandstone detritic grains, Weissliegend, depth 1622.43 m; **F** – bornite (Bn) and covellite (Cv) in the form of sandstone cement, Weissliegend, depth 1622.43 m

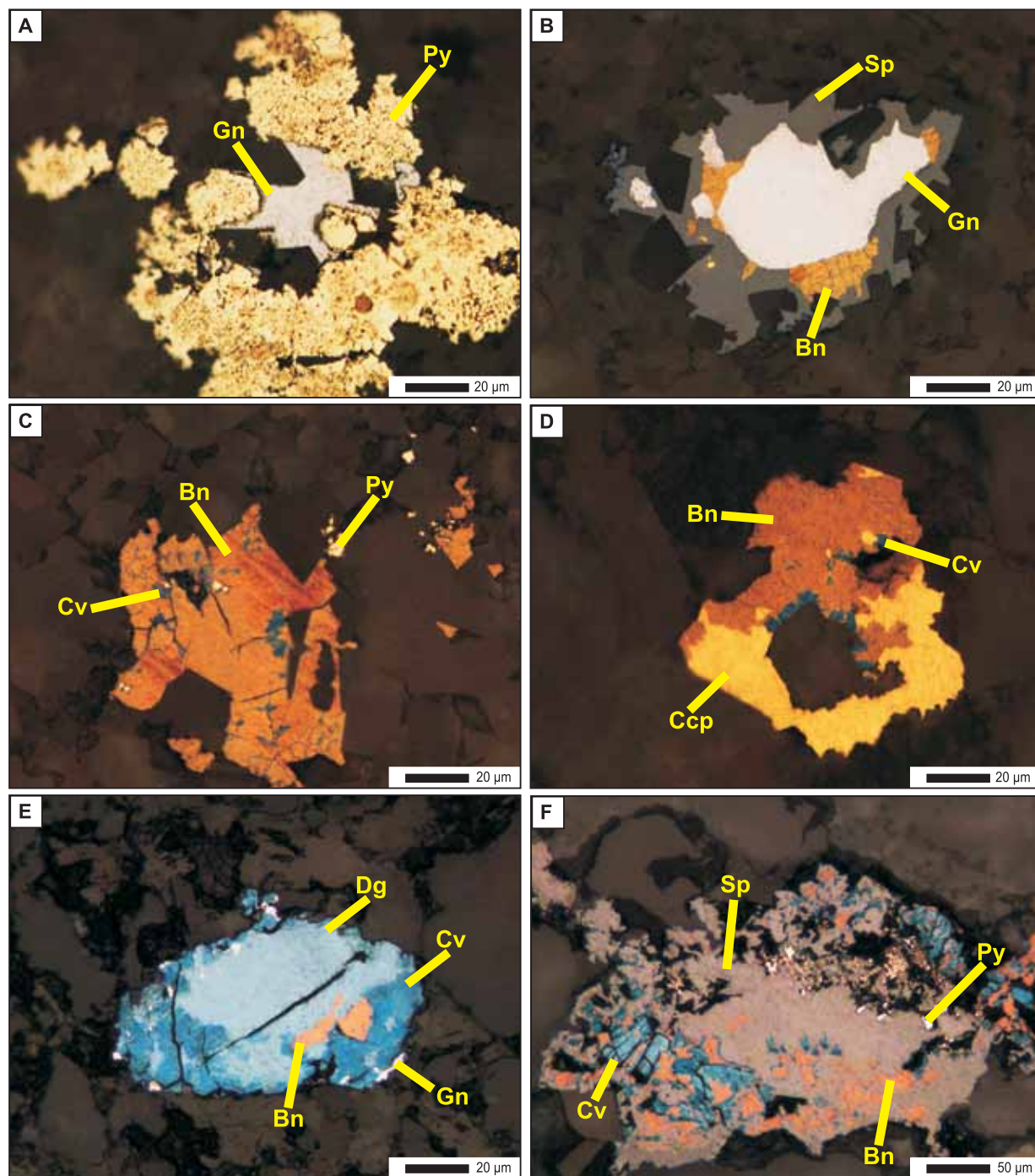


Fig. 14. Mikrofotografie mineralów kruszczowych z wapienia cechsztyńskiego

A – zrosty galeny (Gn) z pirytem framboidalnym (Py) częściowo zrekrystalizowanym, wapień cechsztyński, głębokość 1619,25 m; **B** – agregat mineralny składający się z bornitu (Bn), galeny (Gn) i sfalerytu (Sp), wapień cechsztyński, głębokość 1620,71 m; **C** – nieregularne skupienia bornitu (Bn) z wrostkami kowelinu (Cv) i pirytu (Py), wapień cechsztyński, głębokość 1621,74 m; **D** – zrosty bornitu (Bn) z chalkopirytem (Ccp); bornit zastępowany kowelinem (Cv) głębokość 1621,74 m; **E** – zrost digenitu (Dg) i kowelinu (Cv) z wrostkami bornitu (Bn) oraz galeny (Gn), wapień cechsztyński, głębokość 1621,74 m; **F** – agregat złożony z bornitu (Bn), sfalerytu (Sp), kowelinu (Cv) i pirytu (Py), wapień cechsztyński, głębokość 1621,93 m

Photomicrographs of ore minerals within the Zechstein copper-bearing series, reflected light

A – intergrowths of galena (Gn) with framboidal pyrite (Py) subjected to recrystallization, Zechstein Limestone, depth 1619.25 m; **B** – mineral aggregate consisting of bornite (Bn), galena (Gn) and sphalerite (Sp), Zechstein Limestone, depth 1620.71 m; **C** – irregular concentration of bornite (Bn) with covellite (Cv) and pyrite (Py) inclusions, Zechstein Limestone, depth 1621.74 m; **D** – intergrowths of bornite (Bn) with chalcopyrite (Ccp), bornite (Bn) replaced with covellite (Cv), depth 1621.74 m; **E** – digenite (Dg) and covellite (Cv) intergrowths with bornite (Bn) and galena (Gn) inclusions, Zechstein Limestone, depth 1621.74 m; **F** – mineral aggregate composed of bornite (Bn), sphalerite (Sp), covellite (Cv) and pyrite (Py), Zechstein Limestone, depth 1621.93 m

Wapień cechsztyński (Ca1). W profilu wapienia cechsztyńskiego widoczny jest stopniowy ku stropowi spadek udziału siarczków miedzi, kompensowany wzrostem udziału galeny i sfalerytu.

Dolna część wapienia cechsztyńskiego (głębokość 1621,74 i 1621,93 m) okruszczowana jest bornitem, kowelinem, digenitem, chalkopirytem oraz podrzędnie sfalerytem, galeną i pirytem. Najczęstsze są agregaty poliminerálne (do 100 μm średnicy), składające się z bornitu, chalkopiryty i kowelinu oraz z bornitu, galeny i sfalerytu. Uwagę zwracają skupienia bornitu z wrostkami kowelinu (fig. 13A), drobne inkluzje piryty w sfalerycie i chalkopirycie oraz nieregularne, pojedyncze wrostki kowelinu w obrębie minerałów węglanowych (fig. 13B). Liczne są agregaty mineralne, składające się z bornitu, chalkopiryty i kowelinu z wrostkami piryty (fig. 14C i D), zrosty digenitu i kowelinu z wrostkami bornitu (fig. 14E) oraz agregaty (o rozmiarach do 100 μm średnicy) zbudowane z bornitu, sfalerytu, kowelinu i piryty (fig. 14F), a także nieregularne przerosty sfalerytu z galeną oraz piryty z chalkopirytem. Powszechnie obserwowana jest kowelinizacja bornitu (fig. 13A, 14C–F) oraz wypieranie chalkopiryty bornitem (fig. 14D) i bornitu digenitem (fig. 14E). Liczne są framboidy pirytowe (do 50 μm średnicy), lokalnie tworzące nebulity dochodzące do 200 μm średnicy oraz kulki pirytowe o średnicy kilku μm bezładnie rozproszone w tle skalnym. Sfaleryt oraz galena zastępują minerały węglanowe, tworząc nodularne i soczewkowe formy o rozmiarach do 100 μm oraz występują jako mikrolity rozproszone w materiale węglanowym. Spotykane są drobne wrostki galeny w sfalerycie, zrosty piryty-galena-sfaleryt oraz nieregularne gniazda i soczewy galenowo-sfalerytowe.

W górnej części wapienia cechsztyńskiego (1619,70 i 1620,71 m) intensywność okruszczowania wyraźnie spada. W interwale tym galena i sfaleryt przeważają nad siarczkami miedzi – chalkopirytem i bornitem, przy znacznym udziale piryty. Siarczki te występują najczęściej w postaci drobnych, rozproszonych ziaren o nieregularnych pokrojach. Lokalnie zastępują minerały węglanowe i wypełniają drobne wolne przestrzenie w skale. Miejscami obserwuje się kierunkowe ułożenie ziaren bornitu i chalkopiryty lub nagromadzenia w postaci drobnych smug i nieregularnych gniazd o rozmiarach do 70 μm średnicy, wypełnionych galeną, bornitem i sfalerytem (fig. 14B). Ponadto, w stylolitach rozsiane są drobne ziarna galeny, sfalerytu i chalkopiryty.

W przystropowych partiach wapienia cechsztyńskiego (głębokość 1619,25 m) przeważa piryty, któremu w podrzędnych ilościach towarzyszą ziarna sfalerytu, galeny i markasytu (tab. 3). Dominują kryształy piryty (do 60 μm średnicy), rzadziej spotykane są duże, nieregularne osobniki do 120 μm średnicy. Piryty spotykany jest także w postaci mikrolitycznych kryształów i framboidów rozproszonych w tle skalnym, często poddanych intensywniej rekrystalizacji (fig. 14A), a także jako inkluzje w sfalerycie, zrosty z galeną oraz zastąpienia minerałów węglanowych.

Z powyższych badań wynika, że mineralizacja wykazuje duże zróżnicowanie w profilu (fig. 11; tab. 3). Najbogatsze

okruszczowanie występuje w łupku miedzionośnym i białym spągowcu. Intensywność mineralizacji gwałtownie spada w stronę czerwonego spągowca – w interwale, który można uznać za strefę przejściową oraz ku spągowi anhydrytu dolnego.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że w badanym profilu istnieją dwa interwały o wysokich koncentracjach siarczków. W pierwszym z nich, występującym w dolnej części białego spągowca (1623,15–1623,61 m) chalkozyn przeważa nad bornitem. W drugim interwale, obejmującym strop białego spągowca i łupkę miedzionośną (1622,09–1622,37 m), największe ilości siarczków miedzi zgromadzone są w skałach łupkowych, w których dominuje mineralizacja bornitowo-chalkozynowa w towarzystwie kowelinu i digenitu, natomiast w stropie białego spągowca dominuje bornit. Pomiedzy tymi interwałami z bogatym okruszczowaniem obecna jest mniej bogata mineralizacja miedziowa. W wapieniu cechsztyńskim występuje mineralizacja polimetaliczna, reprezentowana w dolnej części głównie przez bornit, chalkopiryty i kowelin, a w górnej przez galenę, sfaleryt i piryty. Powyższe obserwacje pozwalają przyjąć, że mineralizację w badanym otworze, podobnie, jak w sąsiednich rejonach (Pieczonka, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015b, Oszczepalski i in., 2017a, b), cechuje pionowa strefowość występowania kruszców, manifestująca się kolejno od dołu ku górze profilu dominacją chalkozynu, bornitu oraz chalkopiryty, galeny, sfalerytu i piryty. Strefowość ta jest wynikiem ascenzyjnego przepływu roztworów mineralizujących. Na podstawie pomiarów zdolności refleksyjnej wityrytu w granicach 0,64–0,66% R_o (Grotek, ten tom), wskazującej na maksymalne paleotemperatury diagenety osadu rzędu 70–80°C, należy sądzić, że roztwory hydrotermalne, formujące mineralizację kruszczową w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej, były roztworami niskotemperaturowymi, nie przekraczającymi temperatury 80°C.

Regionalne badania z uwzględnieniem pomiarów R_o w utlenionych utworach łupku miedzionośnego, wykazały (fig. 12 w: Grotek, ten tom), że kierunek wzrostu wartości R_o w stronę zielonogórskiego obszaru utlenionego oddaje ogólną tendencję wzrostu koncentracji miedzi do granicy redoks (Oszczepalski i in., 2002; Nowak, 2003; Speczik i in., 2003, 2007). Taki rozkład R_o , niezgodny z tendencją wzrostu głębokości pogrążenia osadów ku północnemu wschodowi, spowodowany został działalnością roztworów hydrotermalnych. W rejonach współczesnego występowania utworów utlenionych dominowały ascenzyjne przepływy roztworów mineralizujących. Dowodzi tego obecność siarczkowej mineralizacji reliktovej z towarzyszącymi tlenkami żelaza w dolnych partiach profilów oraz utworów o cechach redukcyjnych z siarczkami w górnych partiach wapienia cechsztyńskiego oraz w anhydrycie dolnym (Oszczepalski i in., 2017a). W kierunku wschodnim, w stronę otworu Grochowice M 9, granica redoks przemieszcza się z anhydrytu dolnego w coraz niższe partie cechsztyńskiej serii miedzionośnej, schodząc w dolną część białego spągowca. Bardzo interesującą mineralizację kruszczową odnotowano w otworach ze wschodniej części obszaru utlenionego, gdzie w profilach cechsztyńskiej serii miedziono-

Tabela 3

Zmienność mineralizacji kruszcowej w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej

Variability of ore mineralization in the Zechstein copper-bearing series

Głębokość Depth [m]	Nr próbki Sample No	Litostratygrafia Lithostratigraphy	Dominujące i towarzyszące minerały kruszcowe Predominant and associated ore minerals
1619,25	5	wapień cechsztyński (Ca1)	piryt (sfaleryt, galena, markasyt)
1619,70	9		galena (sfaleryt, chalkopiryt, bornit, pirit)
1620,71	18		galena (sfaleryt, chalkopiryt, bornit, pirit)
1621,74	28		bornit (kowelin, digenit, chalkopiryt, sfaleryt, galena, pirit)
1621,93	30		bornit (kowelin, digenit, chalkopiryt, sfaleryt, galena, pirit)
1622,15	33	łupek miedzionośny (T1)	bornit (chalkozyn, digenit)
1622,35	37		chalkozyn (bornit, kowelin, digenit)
1622,43	39	biały spągowiec (Bs)	bornit (kowelin, digenit, chalkozyn)
1623,61	53		kowelin (bornit)
1624,35	60		kowelin (bornit)

śnej obecnych jest dwa do sześciu cienkich interwałów z mineralizacją reliktową, przedzielonych utworami intensywnie utlenionymi. Z kolei w strefie lateralnego zaszewiania się utworów utlenionych z redukcijnymi, interwały redukcyjne z bogatą mineralizacją miedziową, przedzielone są strefą z okruszczowaniem reliktowym. Natomiast w otoczeniu strefy utlenionej występują wyłącznie utwory redukcyjne, ale zdarza się (jak w otworze Grochowiec M 9), że interwały bogate przedzielone są interwałem o ubogiej mineralizacji. Regionalna korelacja zbadanych profili wskazuje na to, że oprócz ascenzyjnej migracji fluidów mineralizujących, zachodziły przepływy lateralne w kierunkach na zewnątrz od centrów ascenzji, skutkujące powstaniem interwałów utlenionych z mineralizacją reliktową na obszarach utlenionych, a w dalszej odległości, wskutek częściowego wylugowania siarczków, interwałów z ubogą mineralizacją w obrębie interwałów rudnych.

Wartość złożowa mineralizacji kruszcowej w rejonie otworu Grochowiec M 9

Od momentu odkrycia w 1957 r. złoża Lubin-Sieroszowice (Wyżykowski, 1958) do początku lat 70-tych, w rejonie Grochowic nie wykonywano prac wiertniczych. Jedynymi otworami wykonanymi i zbadanymi pod względem mineralizacyjnym w jego dalszym otoczeniu były otwory: Wschowa 1 (1956 r.) wykonany na północny wschód od tego rejonu oraz Bielawy 1 (1964 r.), odwiercony na kierunku południowo-zachodnim. W otworach tych nie stwierdzono bogatej mineralizacji miedziowej, lecz dostarczyły one cennych informacji na temat możliwych kierunków poszukiwań złóż rud miedzi (Preidl, 1971; Wyżykowski, 1971a). Wobec rozpoczęcia wydobywania rud miedzi w 1968 r. w kopalni Lubin, koniecznością stała się realizacja prac poszukiwawczych na północ i zachód od udokumentowanych złóż

Lubina, Polkowic i Sieroszowic. Z tych względów, Państwowy Instytut Geologiczny realizował prace poszukiwawcze na zewnątrz od odkrytego złoża niemal na całym obszarze Dolnego Śląska. Szczególnie istotne dla dalszej prospekcji monokliny przedsudeckiej oraz dla zaprojektowania otworu Grochowiec M 9 miało wykonanie w północnym otoczeniu dokumentowanego złoża Lubin-Sieroszowice odwiertu Głogów IG 1 w 1970 r. (Wyżykowski, 1971b), gdyż stwierdzone w nim bogate okruszczowanie miedziowe wskazało na możliwość kontynuacji złoża Lubin-Sieroszowice, nie tylko do okolic Głogowa, lecz dalej w kierunku północnym. Z uwzględnieniem tych informacji został opracowany w Instytucie Geologicznym *Generalny projekt poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi na obszarze zachodniej części monokliny przedsudeckiej, perykliny Żar i niecki północnosudeckiej* (Wyżykowski, 1974). Równocześnie w 1974 r. wykonano otwór Sława IG 1 (Gospodarczyk i in., 1975), którego wyniki podsumowano w nowym opracowaniu (Leszczyński, 2015).

Zgodnie z powyższym projektem, w latach 1976–1979 odwiercono cztery otwory na monoklinie przedsudeckiej: Grochowiec M 9, a także Lipowiec M 1, Dryżyna M 5 i Dachów M 24, a uzyskane wyniki zamieszczono w opracowaniu: *Poszukiwanie cechsztyńskich rud miedzi w rejonie monokliny przedsudeckiej. Dokumentacja wynikowa otworów: M-1 Lipowiec, M-5 Dryżyna, M-9 Grochowiec, M-24 Dachów* (Gospodarczyk i in., 1980).

Dzięki odkryciu złoża gazu otworem Grochowiec M 9 oraz następnych złóż gazu innymi otworami Państwowego Instytutu Geologicznego (Dryżyna M 5, Lipowiec M 1) na wschód od omawianego obszaru, w następnych latach przemysł naftowy (przede wszystkim Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Zielonej Górze) rozwinął w centralnej części monokliny przedsudeckiej szeroko zakrojony program prac wiertniczych, rozpoczęty wykonaniem otworów

w rejonie Wilkowa i Grochowiec, a następnie w rejonie Szlichtyngowej, Dębiny, Kulowa, Kandlewa, Naratowa i Niechlowa, co w dalszej perspektywie pozwoliło na udokumentowanie złóż gazu, a także na wykorzystywanie rdzeni z tych otworów do badań kruszczowych (Rydzewski, 1978) oraz określania perspektyw surowcowych (Gospodarczyk, 1978; Oszczepalski, Rydzewski, 1983; Oszczepalski, 1989). Równocześnie, w końcu lat 70-tych oraz w latach 80-tych, Kombinat Geologiczny „Zachód” i PG PROXIMA, zrealizowały program wiertniczy zakończony sporządzeniem *Dokumentacji geologicznej złoża rud miedzi Bytom Odrzański w kat. C1 i C2*, wytyczającej północną jego granicę (Kozula, Golczak, 1988).

Z początkiem lat 80-tych, Instytut Geologiczny zaprzestał prowadzenia prac wiertniczych na obszarze centralnej monokliny przedsudeckiej, dlatego od tego czasu przyrost nowych informacji na temat rozkładu mineralizacji kruszczowej na północ od obszaru dokumentacyjnego Lubin-Sieroszowice uzależniony był od opróbowania i badań rdzeni wiertniczych udostępnianych przez przemysł naftowy, w tym w szczególności przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Zielonej Górze. Z tych względów, niezwykle istotne dla realizacji wielu późniejszych projektów eksploatacji wiertniczej okazało się odkrycie złóż gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca, nie tylko otworem Grochowiec M 9, lecz także otworami Lipowiec M 1 i Dryżyna M 5 (Bojarski, Gospodarczyk, 1979; Gospodarczyk i in., 1980; Nowotarski, Żołnierczuk, 1981; Bojarski i in., 1982), zrealizowanymi w centralnej części monokliny przedsudeckiej, w której wcześniej nie prowadzono poszukiwań ropno-gazowych. W następstwie tych odkryć, przemysł naftowy rozpoczął intensywne poszukiwania złóż gazu ziemnego w rejonach tych odkrywczych wierceń, wykonując dziesiątki odwiertów, których systematyczne badanie w następnych latach umożliwiło sukcesywne uzyskanie ogromnej liczby danych, pozwalających na coraz precyzyjniejsze ustalanie granic występowania utworów płonnych, wtórnie utlenionych (niem. *Rote Fäule*), wokół których wyznaczano kolejne obszary perspektywiczne mineralizacji miedziowej, w tym również wokół otworu Grochowiec M 9 (Gospodarczyk, Metlerski, 1986; Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1993, 1997; Speczik i in., 2007; Oszczepalski, Speczik, 2011a, b; Oszczepalski, Chmielewski, 2015a; Oszczepalski i in., 2016, 2017a).

Badania rdzeni przemysłu naftowego wykazały, że na północ od złoża Bytom Odrzański może występować bogata mineralizacja miedziowa, natomiast dalej w kierunku zachodnim, spągowe utwory cechsztynu uległy wtórnemu utlenieniu i nie zawierają istotnej mineralizacji siarczkowej (Rydzewski, 1978). Tworzą one rozległy obszar występowania utworów utlenionych, zwany zielonogórskim obszarem utlenionym (fig. 12). Przez analogię z zachodnimi partiami złoża Lubin-Sieroszowice, od wielu lat wysuwano przypuszczenie, że wzdłuż wschodniej granicy zielonogórskiego obszaru utlenionego mogą występować bogate ciała kruszczowe o ekonomicznej wartości (Oszczepal-

ski, Rydzewski, 1983, 1991; Gospodarczyk, Metlerski, 1986). W miarę dalszego przyrostu nowych informacji, możliwe stało się wyznaczenie obszaru perspektywicznego Grochowiec (pomiędzy zielonogórskim polem utlenionym oraz północnymi granicami złóż Bytom Odrzański–Głogów–Retków), z przypuszczalnymi zasobami ok. 30 mln t Cu (Oszczepalski, Rydzewski, 1993). W kolejnym opracowaniu (Oszczepalski, Rydzewski, 1997) wykazano, że istnieje interesująca możliwość przedłużania się złoża Bytom Odrzański w kierunku północno-zachodnim, wzdłuż wschodniej granicy zielonogórskiego obszaru utlenionego. Pogląd ten podtrzymano w kolejnych opracowaniach (Speczik i in., 2007; Oszczepalski i in., 2012). W konsekwencji systematycznie prowadzonych badań, uzyskano ogromną liczbę nowych danych, pozwalających na sukcesywne korygowanie przebiegu granic znanych obszarów lub wyznaczanie nowych obszarów perspektywicznych (Oszczepalski, Speczik, 2011a, b; Oszczepalski, Chmielewski, 2015a; Mikulski i in., 2016; Oszczepalski i in., 2016).

Badania kruszczowe w profilu otworu Grochowiec M 9 oraz we wszystkich dostępnych otworach w jego najbliższym otoczeniu wykazały (Oszczepalski i in., 2017a), że niemal cały profil cechsztyńskiej serii miedzionośnej w tym rejonie wykształcony jest w facji redukcyjnej, natomiast utwory utlenione o charakterze strefy przejściowej występują wyłącznie w najniższych partiach białego spągowca, cechujących się obecnością pigmentu hematytowego oraz licznych grudek, skupień i kryształów hematytu, miejscami w formie zbitych, ziemistych mas, skutkujących powstaniem różnorodnych czerwonych plam. Utleniony biały spągowiec zawiera jedynie bardzo ubogą, reliktową mineralizację siarczkową, reprezentowaną przez nieliczne mikroziarna siarczków miedzi, przeważnie kowelinu, bornitu, digenitu i chalkozynu oraz podrzędnego piryty. Siarczki te są korodowane i zastępowane przez hematyt, a także otaczają je aureole pigmentu hematytowego. W zachodniej części rejonu Grochowiec, mineralizacja kruszczowa występująca ponad utworami utlenionymi zdominowana jest przez bogate okruszczowanie typu Cu-S. W białym spągowcu przeważa mineralizacja chalkozynowa z digenitem i kowelinem, a w łupku miedzionośnym mineralizacja typu Cu-Fe-S, reprezentowana przez bornit i chalkopiryt przy współudziale galeny, sfalerytu, tennantytu i piryty. We wschodniej części rejonu Grochowiec, w którego centrum usytuowany jest otwór Grochowiec M 9, w utworach białego spągowca przeważa mineralizacja chalkozynowo-bornitowa z udziałem sfalerytu i galeny lub digenitowo-chalkozynowo-bornitowa z kowelinem, podczas gdy łupek miedzionośny i spągowe partie wapienia cechsztyńskiego zdominowane są przez asocjację chalkopirytowo-bornitową z galeną i sfalerytem, bądź chalkozynowo-bornitową z udziałem kowelinu i digenitu. Badania w mikroobszarze kruszczów obecnych w wapieniu cechsztyńskim umożliwiły zidentyfikowanie anilitu, geerytu, spionkopitu i roxbyitu, które rozproszone są w tle skal-

nym, bądź zastępują minerały węglanowe. W niedaleko na północ usytuowanym otworze Sława IG 1 zidentyfikowano podobny zespół minerałów kruszczowych: chalkopiryt, bornit, chalkozyn, sfaleryt, galena oraz piryt (Oszczepalski, Chmielewski, 2015b).

Obecnie w rejonie otworu Grochowice M 9, wyróżnia się 5 obszarów perspektywicznych: Grochowice I, Grochowice II, Kulów, Sława i Wilcze (Oszczepalski i in., 2016). W tej ocenie zastosowano graniczne wartości parametrów definiujących złożę i jego granice (minimalna zawartość miedzi w próbce konturującej złożę – 0,5% wag. Cu, minimalna średnia ważona zawartość ekwiwalentna miedzi z uwzględnieniem zawartości srebra w profilu złoża – 0,5% wag. Cu_e, minimalna zasobność złoża Cu_e – 35 kg/m²), z wyłączeniem parametru głębokościowego, który uniemożliwiłby wyznaczenie obszarów perspektywicznych na głębokości poniżej 1500 m. Granice obszarów perspektywicznych wyznacza izolinia zasobności 35 kg/m².

Spośród tych obszarów, najistotniejsze znaczenie mają obszary o zasobach prognostycznych: Grochowice I i Kulów oraz obszar Grochowice II o zasobach perspektywicznych, gdyż przylegają one do północnej części udokumentowanego złoża Bytom Odrzański (fig. 12; tab. 4). Na obszarze Grochowice I, o powierzchni 15,80 km², może znajdować się 1,125 Mt Cu i 7386 t Ag w złożu o średniej miąższości 1,1 m oraz średniej zawartości 2,59% wag. Cu i 170 ppm Ag na głębokości w przedziale od 1600 do 1700 m. W najmniejszym z tych obszarów – Grochowice II, wyznaczonym wokół otworu Grochowice M 9, może znajdować się ok. 0,143 Mt Cu i 205 t Ag w interwale o parametrach otworu Grochowice M 9. W sąsiadującym od wschodu obszarze perspektywicznym Kulów, o powierzchni 48,64 km², oszacowano znacznie większe przypuszczalne zasoby w wysokości 6,071 Mt Cu i 16 628 t Ag, w uśrednionym interwale o miąższości 1,59 m oraz średniej zawartości 3,14% Cu i 86 ppm Ag na głębokości 1500–1700 m. Należy zauważyć, że granice obszarów perspektywicznych wyznaczone interpolacją geometryczną, w znacznym stopniu są hipotetyczne ze względu na

rzadką siatkę zbadanych otworów oraz ich zgrupowania determinowane metodyką poszukiwań gazu ziemnego. Wprawdzie nie można wykluczyć możliwości połączenia tych obszarów, jednak na podstawie kilku otworów o gorszych parametrach złożowych zbadanych pomiędzy tymi obszarami można przypuszczać, że obszary te nie łączą się bezpośrednio ze sobą. W szczególności nieznany jest dokładny przebieg zachodniej i północnej granicy obszaru Grochowice I, gdyż w rejonie tym nie wykonywano głębokich wierceń. Podobnie, ze względu na brak otworów do zbadania w rejonie pomiędzy otworami Sława IG 1 i Grochowice M 9, nie ma pewności, czy istnieje połączenie między obszarami perspektywicznymi wyznaczonymi przez te otwory.

Z drugiej strony, niedostateczna liczba otworów zbadanych pomiędzy obszarem perspektywicznym Grochowice I, a zielonogórskim obszarem utlenionym, nie pozwalała do niedawna na precyzyjne określenie przebiegu granicy redoks, wzdłuż której spodziewane jest istnienie bogatego pasa miedzionośnego, stanowiącego północno-zachodnie przedłużenie złoża Bytom Odrzański. Należy bowiem sądzić, że złożo Bytom Odrzański, jak i obszary perspektywiczne Grochowice I i II oraz Kulów, kontynuują się w kierunku północno-zachodnim w stronę obszaru perspektywicznego Wilcze (Oszczepalski i in., 2017a, b). Szczególnie zachodnia część tego obszaru wydaje się posiadać wyjątkowo wysoki potencjał złożowy, bowiem – uwzględniając znaną prawidłowość występowania ciał rudnych po redukcyjnej stronie granicy redoks, dobrze rozpoznanej na obszarach Bytom Odrzański, Gaworzyce, Radwanice i Polkowice – należy spodziewać się, że bogata mineralizacja kruszczowa typu chalkozynowo-bornitowego występuje nie tylko w obrębie wyznaczonych dotąd obszarów perspektywicznych, lecz także na zachód od nich, w strefie oczekiwanego zazębienia się utworów redukcyjnych z utlenionymi polami zielonogórskiego.

Zasadniczymi barierami natury geologicznej i ekonomicznej, które mogą stanowić potencjalne zagrożenia dla zagospodarowania w przyszłości złóż występujących na

Tabela 4

**Przypuszczalne zasoby miedzi i srebra w obszarach
perspektywicznych rejonu Grochowice
(wg Oszczepalskiego i in., 2016)**

Estimated resources of copper and silver in the prospects
of the Grochowice area (after Oszczepalski *et al.*, 2016)

Parametr Parameter	Grochowice I	Grochowice II
Obszar [km ²]	15,80	2,35
Zakres głębokości [m p.p.t.]	1600–1700	1600–1700
Średnia miąższość [m]	1,10	1,52
Średnia zawartość miedzi [%]	2,59	1,60
Zasoby miedzi [Mt]	1,125	0,143
Średnia zawartość srebra [ppm]	170	23
Zasoby srebra [t]	7386	205

północny zachód od złoża Bytom Odrzański są: głębokość spągu cechsztynu przekraczająca 1500 m i związane z tym niekorzystne warunki geologiczno-górnice (wysoka temperatura górotworu w granicach 45–55°C, wysokie ciśnienie nadkładu), zagrożenia ropno-gazowe (węglowodory, azot, hel) oraz wysokie koszty wydobywania kopaliny (w tym podatek od jej wydobywania), związane z potencjalnymi zagrożeniami dla konwencjonalnych prac górniczych, wymagających chłodzenia górotworu i likwidacji zagrożeń ropno-gazowych (Speczik i in., 2007; Oszczepalski, Speczik, 2011a; Oszczepalski i in., 2016, 2017a). Jednak uwzględnienie obecnego stopnia zaawansowania technologii górniczych pozwala na zaplanowanie w niedalekiej przyszłości ich ekonomicznie uzasadnionego zagospodarowania (Speczik, 2015).

Andrzej CHMIELEWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W UTWORACH ANHYDRYTU DOLNEGO, ANHYDRYTU GÓRNEGO I DOLOMITU GŁÓWNEGO

W dotychczasowych badaniach mineralizacji siarczkowej w utworach cechsztynu, koncentrowano uwagę na cechsztyńskiej serii miedzionośnej, obejmującej biały spągowiec Bs, łupek miedzionośny T1 i wapień cechsztyński Ca1, w której występuje mineralizacja rudna o znaczeniu przemysłowym. Siarczki występujące w innych poziomach cechsztynu badano sporadycznie (np. Rydzewski, 1969; Oszczepalski, Rydzewski, 1991; Chmielewski i in., 2015; Oszczepalski, Chmielewski, 2018). Celem mikroskopowych badań utworów anhydrytu dolnego (A1d), anhydrytu górnego (A1g) i dolomitu głównego (Ca2) w świetle odbitym było wykazanie składu minerałów siarczkowych obecnych w skałach wymienionych poziomów.

Anhydryt dolny. W najniższej części anhydrytu dolnego nie zbadano minerałów kruszczowych ze względu na brak preparatów polerowanych, jednak można sądzić, że mineralizacja kruszczowa ma zapewne zbliżony charakter do mineralizacji obecnej w stropie wapienia cechsztyńskiego omawianego otworu (Oszczepalski i in., ten tom), na co wskazują badania chemiczne (tab. 2) oraz obserwacje w płytkach cienkich (fig. 15A, B).

W środkowej części anhydrytu dolnego (głębokość 1607,9 m) obecna jest dość bogata mineralizacja piryto-wa. Piryty występuje w formie rozproszonej, zarówno w ilasto-dolomitycznym tle skalnym, jak i w gruzłach anhydrytu. Piryty zastępuje minerały siarczanowe i wypełnia wolne przestrzenie w gruzłach anhydrytowych (fig. 15A, B). Lokalnie obserwuje się duże, nieregularne gniazda pirytu dochodzące do 0,2 cm średnicy, lecz przeważają skupienia o rozmiarze nie przekraczającym 60 µm.

Rozpoznanie tego pasa miedzionośnego będzie miało ogromne znaczenie dla oceny perspektywiczności północnego otoczenia złoża Lubin-Sieroszowice. W ostatnich latach, poczynając od 2014 r., pas ten jest przedmiotem realizacji poszukiwań wiertniczych prowadzonych w rejonie na wschód od Nowej Soli. Prowadzona obecnie eksploracja wiertnicza stwarza przesłanki do możliwości udokumentowania i zagospodarowania głębokich złóż rud miedzi. Z dotychczas wykonanych 14 odwiertów wynika, że w rejonie pomiędzy złożem Bytom Odrzański i obszarem perspektywnym Wilcze możliwe jest udokumentowanie złoża rud miedziowo-srebrowych o łącznych przypuszczalnych zasobach ok. 50 Mt Cu i ok. 100 tys. t Ag w interwale znajdującym się na głębokości od 1500 do 2400 m (Zieliński, Speczik, 2017; Zieliński i in., 2017).

Anhydryt górny. W utworach anhydrytu górnego (głębokość 1415 m) występują jedynie pojedyncze ziarna pirytu. Piryty najczęściej zastępuje duże kryształy anhydrytu (do 400 µm średnicy), obrasta powierzchnie graniczne gniazd anhydrytowych (fig. 15C), wypełnia drobne szczeliny i spękania w skale oraz rozsiany jest w ciemnym tle skalnym w postaci drobnych (do 50 µm średnicy) wrostków. Ponadto, powszechne są framboidy pirytowe bezładnie rozsiane w tle skalnym (fig. 15C, D).

Dolomit główny. W utworach dolomitu głównego (głębokość 1411 m) stwierdzono jedynie obecność pirytu, występującego głównie jako pojedyncze skupienia (do 150 µm średnicy) w obrębie materiału węglanowego (fig. 15E, F). Miejscami pojawiają się nieliczne drobne, nieregularne konkretki oraz automorficzne kryształy pirytu, których rozmiary dochodzą do 200 µm średnicy.

Z przeprowadzonych badań wynika, że w otworze Grochowice M 9, podobnie, jak w innych otworach monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar, jedynie w najniższej części anhydrytu dolnego możliwa jest obecność siarczków innych, niż piryty. Natomiast w wyższej części anhydrytu dolnego oraz w próbkach anhydrytu górnego i dolomitu głównego stwierdzono wyłącznie obecność pirytu. Jego powstanie należy wiązać z syndiagenetycznymi procesami bakteryjnej redukcji siarczanów, zachodzącej w obecności materiału organicznego (patrz także Grotek, ten tom). Brak okruszczowania siarczkami Cu, Pb i Zn w tych skałach dowodzi, że podczas formowania się mineralizacji rudnej w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej, wyżejleżące utwory były odizolowane od wpływu ascenzyjnych roztworów metalonośnych i nie stanowiły elementu systemu mineralizacyjnego,

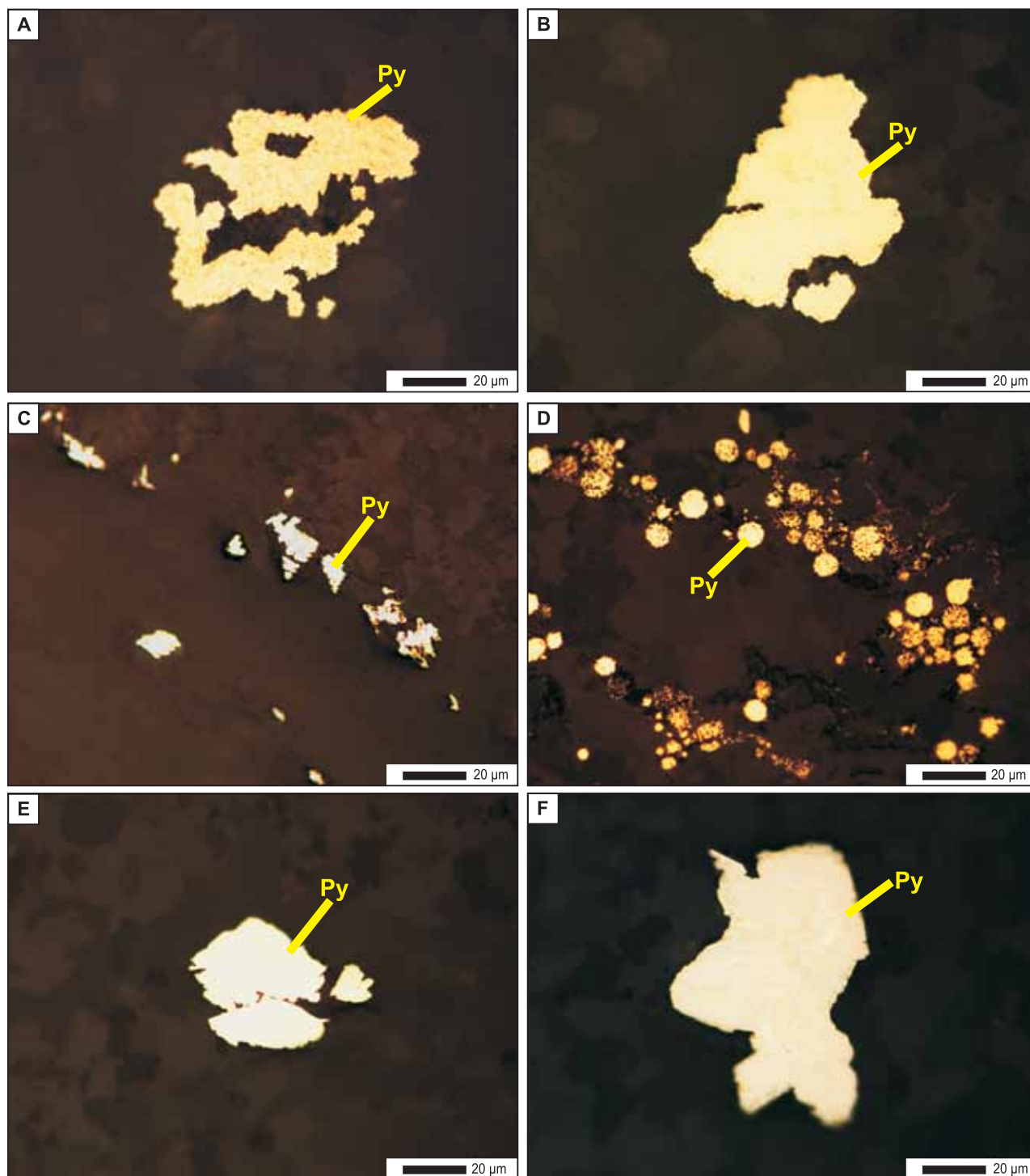


Fig. 15. Mikrofotografie mineralów kruszczowych z dolomitu głównego oraz anhydrytu dolnego i górnego

A – zastąpienia minerałów węglanowych przez piryt (Py), dolomit główny, głębokość 1411 m; **B** – nieregularne gniazdo pirytu (Py) w węglanowym tle skalnym, dolomit główny, głębokość 1411 m; **C** – pojedyncze ziarna pirytu (Py) obrastające fragment gniazda anhydrytowego, anhydryt górny, głębokość 1415 m; **D** – nagromadzenia pirytu framboidalnego (Py) w materiale siarczanowym, anhydryt górny, głębokość 1415 m; **E–F** – wypełnienia wolnych przestrzeni oraz zastąpienia minerałów węglanowych przez piryt (Py), anhydryt dolny, głębokość 1607,9 m

Photomicrographs of ore minerals from the Main Dolomite, and Upper and Lower Anhydrite

A – replacement of carbonate minerals by pyrite (Py), Main Dolomite, depth 1411 m; **B** – irregular nest of pyrite (Py) in carbonate matrix, Main Dolomite, depth 1411 m; **C** – individual pyrite grains (Py) overgrowing the anhydrite nest, Upper Anhydrite, depth 1415 m; **D** – pyrite framboids (Py) dispersed in sulphates, Upper Anhydrite, depth 1415 m; **E–F** – the filling of open spaces and partial replacement of carbonate minerals by pyrite (Py), Lower Anhydrite, depth 1607.9 m

Grzegorz CZAPOWSKI

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU

Opis pozyskanego materiału rdzeniowego zaprezentowali E. Gospodarczyk i E. Metlerski w dokumentacji wynikowej otworu wiertniczego Grochowice M 9 (Gospodarczyk i in., 1980). Weryfikację i aktualizację opisu rdzenia z utworów solnych cechsztynu, uwzględniającą rzeczywisty udział pozyskanego wówczas rdzenia, przeprowadził R. Wagner (CBDG, weryfikacja 2008). Badane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Grochowice M 9 obejmują fragmenty profili 4 cyklotomów cechsztynu: PZ1, PZ2, PZ3 i PZ4 (fig. 16). Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic wydzieleni litostratygraficznych cechsztynu zostały ustalone przez R. Wagnera (ten tom), niemniej zachowany materiał rdzeniowy sugeruje celowość wprowadzenia dodatkowego wydzielenia litostratygraficznego w przypadku utworów siarczanowych cyklotemu PZ3.

Na podstawie archiwalnego opisu rdzeni zreinterpretowano wykształcenie soli, z uwzględnieniem takich cech, jak: typ strukturalny, frakcja i selekcja kryształów halitu, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne – zgodnie z metodyką stosowaną wcześniej (Czapowski, 1987, 1995; Czapowski i in., 1993). Posiłkując się interpretacją środowiska powstawania odpowiednich wiekowo i lepiej przebadanych soli cechsztynu w położonym ok. 8,5 km na północ otworze Sława IG 1 (Czapowski, Tomassi-Morawiec, 2015) przedstawiono przypuszczalne środowiska formowania się omawianych ewaporatów (fig. 16).

Cyklotem PZ1 – najstarsza sól kamienna (Na1)

Utwory najstarszej soli kamiennej (Na1) osiągają miąższość 18,1 m wg opisu rdzenia (22,6 m wg zapisu karotażowego – CBDG, weryfikacja 2008). Ponad nimi występują utwory sebhyy siarczanowej, zaliczone do anhydrytu górnego (A1g), zaś poniżej – osady platformy siarczanowej wydzielenia anhydrytu dolnego (A1d). Serię solną buduje sól kamienna biała, w dolnej części szara, półprzezroczysta i przezroczysta, w górnej połowie profilu średniokrystaliczna i równokrystaliczna (typ strukturalny A) z wkładką (15 cm) anhydrytu szarego poprzerastanego solą i niewielką domieszką rozproszonego ilitu i anhydrytu. W dolnej części jest to sól grubokrystaliczna, różnokrystaliczna (typ strukturalny B) z licznymi nieregularnymi wkładkami i smugami anhydrytu. Utwory najstarszej soli kamiennej reprezentują osady stosunkowo płytkiej laguny solnej.

Cyklotem PZ2 – starsza sól kamienna (Na2)

Utwory starszej soli kamiennej (Na2) osiągają miąższość 25,0 m wg opisu rdzenia (20,4 m wg zapisu karotażowego – CBDG, weryfikacja 2008). Ponad nimi występują utwory siarczanowe zaliczone do anhydrytu kryjącego (A2r), uznawane za osady sebhyy siarczanowej. Sól podścielają osady platformy siarczanowej, zaliczone do anhydrytu podstawowego (A2).

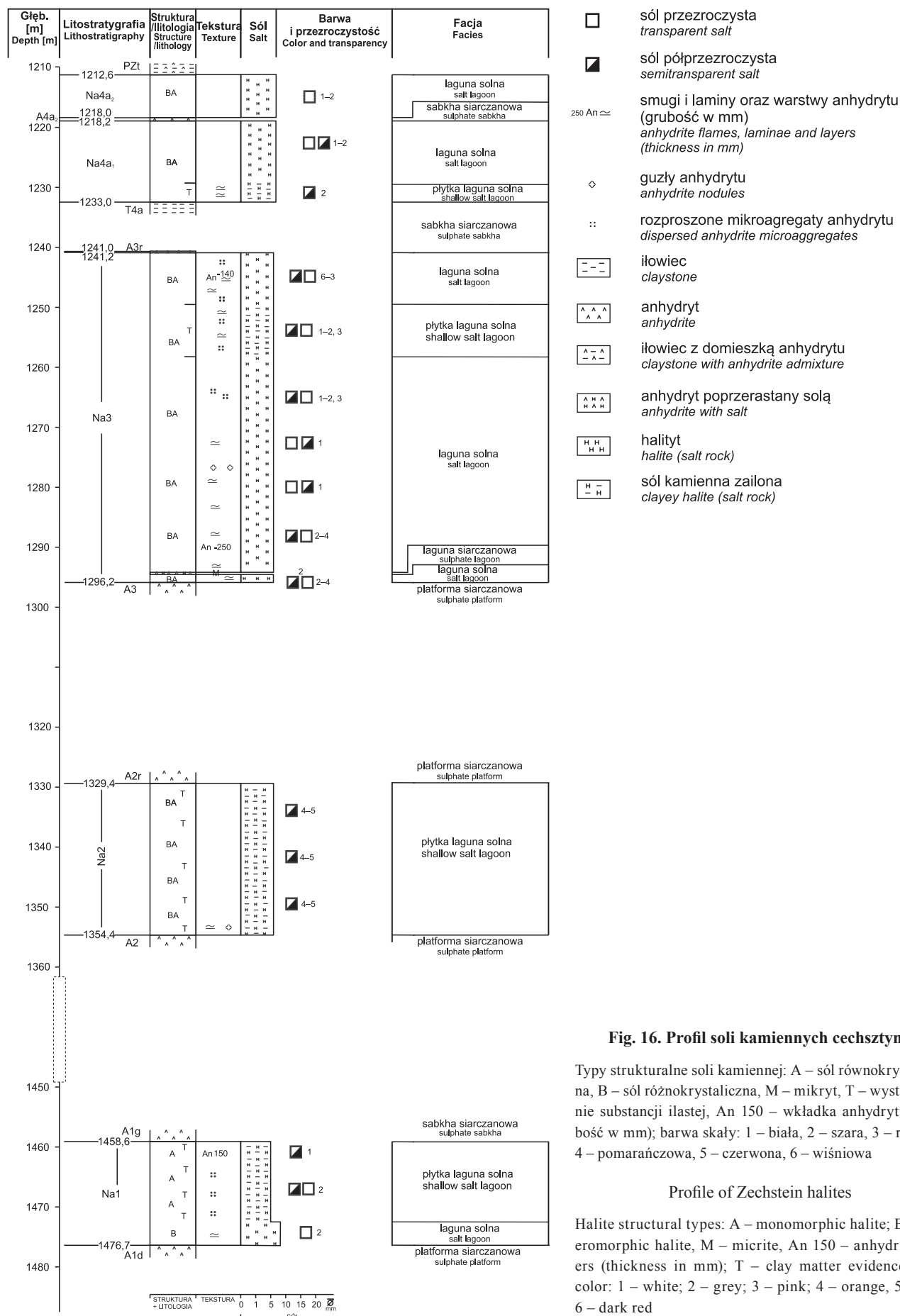
Omawianą serię solną buduje sól kamienna czerwono-pomarańczowa, grubokrystaliczna, różno-równokrystaliczna (typ strukturalny BA), półprzezroczysta, z rozproszonym materiałem ilastym, w partii spągowej profilu występują smugi i skupienia anhydrytu. Utwory te zinterpretowano jako osady płytkiej laguny solnej, w której większa koncentracja siarczanów i pelitu ilastego była wynikiem częstych wahań stężeń solanki, wskutek pływów, wezbrań sztormowych lub opadów.

Cyklotem PZ3 – młodsza sól kamienna (Na3)

W tym cyklotemie, ponad anhydrytem głównym (A3) wyróżniono młodszą sól kamienną (Na3) w interwale 1241,0–1296,2 m (Wagner, ten tom). Utwory młodszej soli kamiennej (Na3) osiągają miąższość 55,2 m wg opisu rdzenia (57,6 m wg zapisu karotażowego – CBDG, weryfikacja 2008). Jednakże w przystropowej części tego cyklotemu, ponad młodszą solą kamienną, występuje warstwa utworów siarczanowych na głębokości 1241,0–1241,2 m, której nie uwzględniono w przyjętym w tym tomie podziale litostratygraficznym cechsztynu (por. Wagner, ten tom). Zdaniem autora tego rozdziału, warstwę tę można wyróżnić jako nowe wydzielenie – tzw. anhydryt stropowy (A3r) (fig. 16). Wprowadzenie takiego nieformalnego nowego wydzielenia litostratygraficznego w przystropowej części cyklotemu PZ3, nie figurującego w dotychczasowym podziale litostratygraficznym cechsztynu w Polsce (por. Wagner, 1994), wydaje się zasadne, ponieważ w niektórych profilach na obszarze przedśudeckim w stropie sukcesji tego cyklotemu pojawiają się różnej grubości utwory siarczanowe, przykryte osadami niewątpliwie reprezentującymi młodszy cyklotem PZ4. Anhydryty te uważa się za osady sebhyy i platformy siarczanowej.

Młodsza sól kamienna jest wykształcona jako sól grubokrystaliczna, różno-równokrystaliczna (typ strukturalny BA), półprzezroczysta i przezroczysta, białoszara, szara i jasnoszara, miejscami różowa i szaropomarańczowa, z rosnącym ku dołowi profilu udziałem anhydrytu w formie smug, skupień i wkładek o miąższości do 14–25 cm. W wyższej partii profilu soli Na3 na odcinku ok. 7 m pojawia się rozproszona substancja ilasta i skupienia anhydrytu, natomiast w części dolnej zarejestrowano 0,3 m grubości warstwę jasnoszarego mikrytowego anhydrytu, z licznymi porami i nieregularnymi kawernami wypełnionymi solą.

Utwory solne należy uznać za osad laguny solnej, do której okresowo, zwłaszcza podczas depozycji wyższej części serii solnej, dostarczany był pelit ilasty przez silne wiatry i (lub) intensywne opady, a dolna część powstała z solanek silnie rozcieńczonych, na skutek czasowej przemiany laguny z solankami chlorkowymi w zbiornik siarczanowy, zapewne w efekcie spłycenia i silniejszego oddziaływania wymiany wód w lagunie przez pływy i wezbrań sztormowe.



Cyklotem PZ4 – sól podścielająca (Na4a0) i najmłodsza sól kamienna (Na4a)

W zaktualizowanej stratygrafii cyklotemu PZ4 (CBDG, weryfikacja 2008) wyróżniono jedno wydzielenie solne – najmłodsza sól kamienna (Na4a), występującą w przedziale głębokości 1212,0–1232,4 m, natomiast obecnie (Wagner, ten tom) podzielono poziom solny na najmłodsza sól kamienna górną (Na4a2, głęb. 1212,6–1218,0 m) oraz najmłodsza sól kamienna dolną (Na4a1, głęb. 1218,2–1233,0 m), przedzielone anhydrytem pegmatytowym górnym (A4a2, głęb. 1218,0–1218,2 m). Zdaniem autora tego rozdziału, w profilu solnym PZ4 występują inne, niż wskazane powyżej, wydzielienia solne, mianowicie: najmłodsza sól kamienna (Na4a), stanowiąca odpowiednik najmłodszej soli kamiennej dolnej (Na4a1) i górnej (Na4a2) oraz sól podścielająca (Na4a0), występująca bezpośrednio ponad czerwonym iłem solnym dolnym (T4a) w subcyklocie PZ4a (Wagner, 1994). Konsekwentnie, anhydryty występujące między solami Na4a i Na4a0 autor tego tekstu sugeruje zaliczyć do anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1) na głębokości 1218,0–1218,2 m. Anhydryty te zinterpretowano jako osady sebhyy siarczanowej.

Najmłodsza sól kamienna górną (Na4a2) występuje według opisu rdzenia w interwale głębokości: 1212,6–1218,0 m (5,4 m) i jest przykryta iłowcowo-siarczanowymi osadami reprezentującymi tzw. stropową serię terygeniczną (PZt) (fig. 16). Sól ta jest wykształcona jako białoszara sól kamienna, grubokrystaliczna, różno-równokrystaliczna (typ strukturalny BA), przezroczysta. Utwory te powstały w obrębie laguny solnej.

Bardziej zróżnicowana, choć reprezentująca ten sam typ strukturalny, jak w przypadku wydzielienia Na4a2, jest seria najmłodszej soli kamiennej dolnej (Na4a1) grubości 12,8 m, obecna pomiędzy siarczanami wydzielienia A4a2 i występującymi poniżej utworami iłowcowymi, zaliczonymi do czerwonego łu solnego dolnego (T4a). Jest to sól kamienna szara i jasnoszara, w części profilu biała, miejscami z różowymi smugami, grubokrystaliczna, różno-równokrystaliczna (typ strukturalny BA), przezroczysta i półprzezroczysta. W dolnej części profilu soli Na4a1 występują nieregularne

smugi i przewarstwienia anhydrytu oraz miejscami rozproszona substancja ilasta. Chlorki te zinterpretowano jako osady laguny solnej, najpłytszej z początkiem sedymentacji, na co wskazuje większa koncentracja siarczanów i pelitu ilastego, będąca wynikiem wahań stężeń solanki, np. wskutek pływów, wezbrań sztormowych czy opadów.

Środowisko sedymentacji utworów solnych

Wszystkie omówione powyżej osady chlorkowe 4 cyklotemów cechsztynu powstały w środowisku laguny solnej, podlegającej okresowo spłyceniu, a nawet przeradzającej się w zbiornik ewaporacyjny o odmiennej chemii solanek – w lagunę siarczanową. Sole pierwszego i drugiego cyklotemu utworzyły się w płytkich lagunach, natomiast sole trzeciego i czwartego cyklotemu zinterpretowano jako utwory powstałe w lagunach solnych o zmiennej dostawie materiału ilastego i z solanek o zróżnicowanym stężeniu. Podobne środowiska – lagun i panwi solnych oraz siarczanowej laguny i sebhyy – funkcjonowały w przypadku chlorków cyklotemów PZ2 i PZ3 w położonym dalej na północ rejonie otworu wiertniczego Sława IG 1 (Czapowski, Tomassi-Morawiec, 2015). Tam jednak dolna część chlorków wydzielienia najstarszej soli kamiennej (Na1) powstała w otwartym basenie solnym, stopniowo spływającym się i odcinanym od centrum zbiornika cechsztyńskiego, natomiast w rejonie Grochowic od początku depozycja tych soli następowała w obrębie nadbrzeżnej laguny.

Wartość złożowa

Spośród wszystkich warstw utworów solnych cechsztynu, jedynie utwory młodszej soli kamiennej (Na3) w omawianym otworze wiertniczym mają wystarczającą miąższość, by mogły stanowić wystąpienie o potencjale zasobowym. Otwór ten wraz z 411 innymi otworami wyznacza rozległy obszar perspektywiczny Gubin–Zielona Góra–Leszno–Krotoszyn wystąpień pokładu soli kamiennej tego wieku na obszarze przedsudeckim, którego zasoby przewidywane oszacowano na ponad 460 mld ton (Czapowski i in., 2015; Czapowski, 2017).

TRIAS

Anna BECKER

STRATYGRAFIA, LITOLOGIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI PSTREGO PIASKOWCA

Granice i wiek jednostek litostratygraficznych

Stratygrafię pstrego piaskowca w niniejszym tomie oparto na schemacie zaproponowanym w dokumentacji wynikowej otworu Grochowice M 9 przez H. Senkowiczową (Senkowiczowa, ten tom). Istotne informacje znajdują się także w opracowaniu M. Frydrychewicz (Frydrychewicz, 1980), przystosowanym do niniejszego tomu przez Kuberską i inni (ten tom).

Trias w otworze Grochowice M 9 został rozpoznany i rozpozniomowany przez E. Gospodarczyka i E. Metlarskiego na podstawie wyników badań wielu autorów zebranych w dokumentacji wynikowej otworu (Gospodarczyk i in., 1980). W niższej części systemu występują wszystkie jednostki litostratygraficzne znane w tym rejonie, czyli: pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny. Jednostki te mają rangę nieformalnych podgrup. O. Styk (Styk, ten tom) stwierdziła w osadach

górnego pstręgo piaskowca występowanie mikrofauny charakterystycznej dla utworów tego wydzielenia w regionie, zaś H. Senkowiczowa (Senkowiczowa, ten tom) oznaczyła przewodnią formę małża *Costatoria costata* (Zenker). Wiek osadów górnego pstręgo piaskowca określiła Marcinkiewicz (1992), jako najwyższy olenek–najniższy anizyk na podstawie oznaczonego na głębokości 524,1 m poziomu megasporowego *Trileites validus* (por. Marcinkiewicz i in., 2014). Z dolnego i środkowego pstręgo piaskowca brak jest jakichkolwiek danych biostratygraficznych. W położonym 23 km na północny zachód otworze Otyń IG 1, jednostki te wydatabowane zostały przez Orłowską-Zwolińską (1984) na ind–olenek. Granice chronostratygraficzne w sukcesji triasu należy uznać za umowne, ze względu na brak przesłanek chronostratygraficznych ich wydzielenia (por. Becker, 2015). Wszystkie granice jednostek litostratygraficznych są wyznaczone w sposób dyskusyjny z powodu podobieństwa litologicznego rozdzielanych wydzieleni oraz ze względu na brak jednoznacznych kryteriów określania ich granic.

Dolna granica pstręgo piaskowca dolnego postawiona została w dokumentacji otworowej (Gospodarczyk i in., 1980) na głębokości 1194 m, która odpowiada granicy między kilkunastometrowym kompleksem brązowych iłowców z konkrekcjami i żyłkami gipsowymi, a kilkumetrową warstwą czerwonych piaskowców z nielicznymi konkrekcjami gipsowymi, rozpoczynającą sukcesję profilu zdominowaną przez piaskowce. W literaturze przedmiotu (CBDG, weryfikacja 2008) była sugerowana również granica na głębokości 1181,3 m, gdzie niewyraźnie laminowane czerwono-brązowe osady piaskowcowo-iłowcowe z konkrekcjami gipsowymi graniczą z laminowanymi faliście szarymi piaskowcami ilastymi (patrz też Frydrychewicz, 1980; Kuberska i in., ten tom). Niewykluczone jest, że granicę tę można paralelizować ze zdefiniowaną przez Pieńkowskiego (1991) powierzchnią transgresji w spągu dolnego pstręgo piaskowca, jednakże nie potwierdzają tego dotychczasowe badania sedimentologiczne.

Granica między dolnym i środkowym pstrym piaskowcem jest również dyskusyjna. W dokumentacji otworowej umieszczono ją na głębokości 860,8 m, gdzie zaznacza się granica między piaskowcem drobnoziarnistym brązowoczerwonym, miejscami z fioletowym odcieniem i białoszarymi smugami (powyżej granicy) i czerwonym piaskowcem drobnoziarnistym, ilastym (poniżej granicy). M. Frydrychewicz (Frydrychewicz, 1980) na podstawie szczegółowych badań sedimentologicznych, w tym mikrofacjalnych, granicę tę wyznaczyła na głębokości 877,1 m – w stropie sukcesji heterolitów piaskowcowo-iłowcowych z wyraźną zawartością węglanów, a poniżej sukcesji piaskowców z podrzędnymi przewarstwieniami iłowców i wyraźnie niższym udziałem spoiw węglanowych. I. Gajewska (CBDG, weryfikacja 2008) wskazała granicę między dolnym i środkowym pstrym piaskowcem na głębokości 871,7 m. Powyższa różnica głębokości występowania granicy między dolnym i środkowym pstrym piaskowcem związana może być z przesunięciem miary geofizycznej w stosunku do miary wiertniczej. Ze względu na jej najbardziej wszechstronne udokumentowanie przez M. Frydrychewicz, w niniejszym opracowaniu przyjęto granicę między dolnym i środkowym pstrym piaskowcem na głębokości 877,1 m,

Podział środkowego pstręgo piaskowca na jednostki niższego rzędu nie został przeprowadzony jednoznacznie. Próbę szczegółowego podziału podjęła M. Frydrychewicz (Frydrychewicz, 1980; Kuberska i in., ten tom), która na podstawie własnych obserwacji rdzeni wyróżniła kompleksy litologiczne i skorelowała je z kompleksami wyróżnionymi wcześniej (Sokołowski, 1967). Na podstawie tej analizy i korelacji oraz propozycji Szyperko-Sliwczyńskiej (1973), granicę między nieformalnymi jednostkami litostratygraficznymi niższego rzędu można byłoby postawić na głębokości 712,6 m – w stropie szarych piaskowcowo-iłowcowych laminowanych osadów o spoiwach węglanowych. I. Gajewska (CBDG, weryfikacja 2008) zaproponowała postawienie tej granicy na głębokości 729,8 m, prawdopodobnie na podstawie analizy krzywych pomiarów geofizyki otworowej. Ze względu na powyższe niejednoznaczności oraz wydzielenie przez Szyperko-Teller i innych (1997) oraz Wagnera (2008) w środkowym pstrym piaskowcu rejonu Grochowiec tylko jednej formacji – niesformalizowanej formacji piaskowcowej, podziały niższego rzędu nie zostały wprowadzone do profilu stratygraficznego omawianego otworu.

Granica między środkowym i górnym pstrym piaskowcem jest najbardziej jednoznaczna litologicznie, gdyż górny pstry piaskowiec wykształcony jest jako węglanowo-siarczanowo-iłowcowa formacja retu (Szyperko-Teller i in., 1997). Granica ta została postawiona w dokumentacji otworowej (Gospodarczyk i in., 1980) na głębokości 623,5 m, na granicy brązowo-czerwonych, bezwapniowych iłowców piaszczystych oraz szarych iłowców piaszczysto-marglistych. Do interpretacji tej przychyliły się M. Frydrychewicz (Kuberska i in., ten tom) oraz I. Gajewska (CBDG, weryfikacja 2008). Położenie tej granicy nieco niżej, na głębokości 632,75 m, postulowała H. Senkowiczowa (Senkowiczowa, ten tom), ze względu na oznaczenie małża *Costatoria costata* (Zenker) na głębokości 628,5 m, zaliczając do górnego pstręgo piaskowca cały pakiet iłowcowy leżący na pograniczu obu jednostek w interwale od 623,5 do 632,75 m.

Najtrudniejsza do wyznaczenia na podstawie kryteriów litologicznych jest granica między górnym pstrym piaskowcem, a dolnym wapieniem muszlowym, gdyż w obu sukcesjach dominują skały węglanowo-ilaste o szarych barwach. Granica postawiona w dokumentacji otworu na głębokości 484,5 m opiera się na wynikach analizy makrofaunistycznej (Senkowiczowa, ten tom), która stwierdziła pojawienie się liliowców od tej głębokości wzwyż, w tym bardzo licznych liliowców na głębokości 482,5 m. Wyniki te nie znalazły potwierdzenia w analizie mikrofacjalnej (Frydrychewicz, 1980; Kuberska i in., ten tom). Jednakże M. Frydrychewicz nie zaproponowała innego położenia granicy jednostek, przychylając się do wyżej przedstawionej propozycji. Alternatywne rozwiązanie przedstawiła I. Gajewska (CBDG, weryfikacja 2008), przyjmując granicę między pstrym piaskowcem i wapieniem muszlowym na głębokości 476,0 m, co odpowiada w opisie profilu stropowi nieznacznie porowatych wapieni dolomitycznych, gdzie zanikają zupełnie żyłki gipsu włóknistego. Być może granica ta czytelna była również na krzywych pomiarów geofizyki otworowej, jednakże kryteria jej wydzielenia nie są pewne.

Charakterystyka litologiczna, zarys przebiegu sedimentacji

Dolny pstry piaskowiec. Według dokumentacji otworowej (Gospodarczyk i in., 1980), dolny pstry piaskowiec, zalegający na głębokości 877,1–1194,0 m (316,9 m miąższości), jest wykształcony w postaci sukcesji heterolitów iłowcowo-piaskowcowych zwykle wapnistych lub dolomitycznych o laminacji horyzontalnej, falistej lub soczewkowej, miejscami smużystej (patrz rozdz. *Wyniki badań petrograficznych utworów triasu* – fig. 17). W profilu najczęściej przeważają piaskowce. Dominującą barwą osadów jest barwa brązowa z czerwonym odcieniem. Miejscami skały są barwy szarej, zwłaszcza w dolnej, rzadziej w środkowej części profilu. Spotykane są konglomeraty gipsowe. M. Frydrychewicz (Frydrychewicz, 1980; Kuberska i in., ten tom) stwierdziła ponadto występowanie lamin łyżczykowych oraz lamin lub mikrolamin oosparytowych, jak też przewarstwień dolomitów i wapieni. Autorka ta na podstawie analizy sedimentologiczno-mikrofacjalnej podzieliła profil dolnego pstrego piaskowca na następujące kompleksy litologiczne:

- laminowane iłowce, mułowce i piaskowce o spoiwie dolomitycznym (głęb. 1194,0–1094,8 m),
- laminowane piaskowce, wapienie, wapienie dolomityczne i iłowce (głęb. 1094,8–1025,6 m),
- laminowane iłowce i piaskowce o spoiwie anhydrytowym (głęb. 1025,6–968,8 m),
- laminowane iłowce, bardzo drobnoziarniste piaskowce dolomityczne i o spoiwie anhydrytowym (głęb. 968,8–928,0 m),
- dolosparyty mułowcowe lub piaszczyste i iłowce (głęb. 928,0–877,1 m).

Środowisko sedimentacji zostało przez tę autorkę zinterpretowane jako laguna z epizodami pływicy, co dobrze koresponduje z wynikami interpretacji sedimentologicznych z sąsiednich otworów (np. Becker, 2015).

Środkowy pstry piaskowiec (głęb. 623,5–877,1 m) o miąższości 253,6 m jest rozwinięty w postaci piaskowców o spoiwie ilastym, rzadziej węglanowym, z cienkimi przewarstwieniami iłowców. Przeważają barwy czerwono-brązowe i różowe. W górnej części profilu pojawiają się szare przeławiczenia. Od głębokości 677,3 m w górę profilu wzrasta udział iłowców, tworzących kilkumetrowe przewarstwienia. Osady są przeważnie masywne, rzadko warstwowane przekątnie, a w górnej części warstwowane lub laminowane horyzontalnie (Frydrychewicz, 1980; Kuberska i in., ten tom). Opierając się na szczegółowej analizie sedimentologiczno-mikrofacjalnej, M. Frydrychewicz podzieliła profil środkowego pstrego piaskowca na następujące kompleksy litologiczne:

- piaskowce o spoiwie ilastym z udziałem spoiwa dolomitycznego (głęb. 740,0–877,1 m),
- piaskowce o spoiwie dolomitycznym (głęb. 712,6–740,0 m),
- piaskowce o spoiwie ilastym (głęb. 639,4–712,6 m),
- laminowane iłowce i piaskowce (głęb. 623,5–639,4 m).

W dwóch pierwszych kompleksach piaskowce zawierają miejscami ooidy dolomityczne lub wapniste, miejscami sil-

nie zażelazione. Według M. Frydrychewicz, osady te depozytowane były w strefie pływicy lub bariery płytkiego zbiornika morskiego. W otworach Otyń IG 1 oraz Sława IG 1, położonych odpowiednio 23 km na północny zachód oraz 8,5 km na północ od profilu Grochowice M 9, środowisko depozycji, zwłaszcza niższej części środkowego pstrego piaskowca, interpretowane było jako środowisko fluwialne (Kiersnowski *W*: Krzywiec, 2000; Becker, 2015).

Górny pstry piaskowiec (głęb. 484,5–623,5 m) o miąższości 139 m jest reprezentowany przez przewarstwiające się utwory węglanowe, głównie wapienie dolomityczne i dolomity, iłowce margliste lub dolomityczne i podrzędnie anhydryty. W całym interwale występują żyłki gipsu włóknistego oraz pojedyncze kryształy lub konglomeraty gipsowe i anhydrytowe. Skały mają barwę szarą, miejscami z jasnobrązowym odcieniem. Sukcesję górnego pstrego piaskowca rozpoczyna niespełna sześciometrowa warstwa iłowca dolomitycznego i marglistego z przeławiczeniami wapieni, w dolnej części z laminami i soczewkami piaszczystymi. Sukcesja ta w podziale zaproponowanym przez Senkowiczową (1965) odpowiada prawdopodobnie warstwom ze Wschowy. Wyżej do głębokości 579 m zalegają anhydryty, dolomity i wapienie, od głębokości 592,8 m z podrzędnymi przewarstwieniami iłowców. Sukcesja ta koresponduje z warstwami gipsowymi I-szymi w szczegółowym podziale górnego pstrego piaskowca tego regionu (Senkowiczowa, 1965). Na głębokości 566,5–579,0 m dominują iłowce margliste i dolomityczne z podrzędnymi przewarstwieniami wapieni dolomitycznych i dolomitów, co odpowiada charakterystyce warstw międzygipsowych (Senkowiczowa, 1965). Zwarty kompleks dolomitowo-anhydrytowy występuje na głębokości 556,2–566,5 m i odpowiada on zasadniczej części warstw gipsowych II-gich w podziale Senkowiczowej (1965). Być może ich górna granica powinna być stawiana wyżej, w stropie ostatniej warstwy dolomitu na głębokości 550 m. Najwyższą część sukcesji, odpowiadającą warstwom z Wilczkowic (Senkowiczowa, 1965), budują naprzemianległe warstwy wapieni i iłowców, przy czym do głębokości 513 m proporcja obu litologii wynosi w przybliżeniu 1:1. Wyżej, do głębokości 492,2 m, przeważają iłowce margliste. Strop retu tworzą wapienie. W dolnej części sukcesji fauna jest spotykana sporadycznie, natomiast w wyższej części (od głębokości ok. 550 m, oprócz fragmentu profilu między 498 i 517 m) występuje urozmaicona makro- i mikrofauna (Styk, ten tom; Senkowiczowa, ten tom). Na głębokości ok. 530 m M. Frydrychewicz (Kuberska i in., ten tom) zaobserwowała szczątki szkarłupni.

Depozycja osadów formacji retu zachodziła w środowisku równi mułowej, półzamkniętego basenu ewaporatowego oraz sebkhy, zasilanych wodami otwartomorskimi z oceanu Tetydy poprzez obniżenie nazywane bramą śląsko-morawską, prowadząc do utworzenia w rejonie południowej Polski co najmniej dwóch sekwencji depozycyjnych (Szulc, 2000). M. Frydrychewicz (Frydrychewicz, 1980; Kuberska i in., ten tom) na podstawie analizy sedimentologiczno-mikrofacjalnej sugeruje stopniowe pogłębianie środowiska depozycji w trakcie sedimentacji górnego pstrego piaskowca, kontynuujące się w najniższej części wapienia muszlowego.

Olga STYK

MIKROFAUNA RETU I WAPIENIA MUSZLOWEGO¹

W celu określenia rozprzestrzenienia mikrofauny w utworach retu i wapienia muszlowego otworu Grochowice M 9 pobrano 64 próbki z interwału od 288,0 do 628,4 m (Styk, 1980). Oznaczoną mikrofaunę zestawiono w tabeli 5.

Próbki pobrane z głębokości od 300,5 do 483,7 m pochodzą z utworów wapienia muszlowego dolnego, a próbki z zakresu głębokości od 485,4 do 546,4 m pochodzą z retu.

W składzie mikrofauny obecnej w utworach retu zdecydowanie dominują małżoraczki, zarówno pod względem liczby gatunków, jak i okazów. Najliczniej występują: *Lutkevichinella minima* Starozhilova oraz *Bythocy-*

pris aequalis (Kozur), *Pulviella ovalis* Schneider i *Cytherissinella crispa* Schleifer. Ponadto oznaczono tu przedstawicieli otwornic (*Ammodiscus* sp.) oraz szczątki roślin i ryb.

W utworach wapienia muszlowego dolnego występują głównie małżoraczki, rzadziej otwornice, ślimaki i szkarłupnie. W niższej części tego interwału, reprezentującej warstwy margliste i faliste, wśród małżoraczek dominują: *Paracypris pusilla* (Kozur) oraz *Judahella tsorfatia* Sohn i *Judahella pulchra* (Kozur), a w górnej (warstwy wapieni piankowych) – *Bairdia anisica* Kozur.

Hanna SENKOWICZOWA

OPRACOWANIE PALEONTOLOGICZNE
OSADÓW RETU I WAPIENIA MUSZLOWEGO²

Morskie utwory retu (pstręgo piaskowca górnego) i wapienia muszlowego w profilu otworu wiertniczego Grochowice M 9 występują na głębokości od 286,0 do 632,75 m (wg Gospodarczyka i in., 1980; do 623,5 m; komentarz patrz Becker, ten tom), pomiędzy utworami kenozoiku i cechsztynu. Wapień muszlowy występuje bezpośrednio pod kenozoikiem w zakresie głębokości od 286,0 m do 484,0 m (wg Gospodarczyka i in., 1980; komentarz patrz Becker, ten tom – 484,5 m), natomiast ret obecny jest na głębokości od 484,0 m do 632,75 m (wg Gospodarczyka i in., 1980; komentarz patrz Becker, ten tom – 623,5 m).

W celu ustalenia stratygrafii, z utworów tych pobrano 64 próbki z interwału opróbowania od 290,4 do 628,9 m (Senkowiczowa, 1980). W zbadanych próbkach stwierdzono skamieniałości makro- i mikrofauny oraz ichnofaunę, a także szczątki pochodzenia roślinnego, których wykaz przedstawiono w tabeli 6. Faunę morskiego pochodzenia triasu reprezentują małże, ślimaki, brachiopody, małżoraczki, liliowce, jeżowce, otwornice, robaki, węzowidła, półstrunowce (jelitodyszne) oraz ryby. Florę napotkano w postaci nielicznych zwęglonych szczątków oraz megaspor.

Ret reprezentowany jest przez szare i szarzielone ilowce margliste i dolomityczne oraz wapienie dolomityczne. W dolnej części retu obecne są wkładki dolomitu ilastego i anhydrytu. W wapieniach i dolomitach retu występują szczątki skorup, wśród których liczny jest przewodni dla

retu małż *Costatoria costata* (Zenker). Obok niego równie licznie występują małżoraczki: *Lutkevichinella minima* Starozhilova, *Pulviella ovalis* Schneider i *Cytherissinella crispa* (Schleifer) (tab. 6). W niższej części retu występują skorupy *Eopecten? albertii* (Goldfuss) i *Lingula tenuissima* Bronn. Podobny zespół fauny stwierdzono wcześniej w wielu innych otworach monokliny przedsudeckiej (Senkowiczowa, 1965).

Granice między retem i wapieniem muszlowym wyznacza pojawienie się liliowców, często spotykanych w utworach wapienia muszlowego.

W omawianym otworze występuje wapień muszlowy dolny (300,0–484,0 m) i najniższa część wapienia muszlowego środkowego (286,0–300,0 m). Wiek wapienia muszlowego dolnego określa zespół makrofauny (tab. 6) oraz wyniki badań mikropaleontologicznych (Styk, 1980, ten tom). Granicę między wapieniem muszlowym dolnym i środkowym wyznaczono w miejscu zaniku szczątków organicznych.

Wapień muszlowy dolny składa się z trzech kompleksów: warstw marglistych i falistych w dolnej części oraz warstw wapieni piankowych w górnej części wapienia muszlowego dolnego (Gajewska, materiały archiwalne CBDG, weryfikacja 2008; Adach, ten tom).

Warstwy margliste i faliste zawierają nagromadzenia szczątków fauny w postaci skorup *Hoernesia socialis*

¹ Rozdział O. Styk pochodzi z opracowania archiwalnego (Styk, 1980), zamieszczonego w dokumentacji otworu Grochowice M 9 (Gospodarczyk i in., 1980). Orzeczenie to przystosowano do wymagań redakcyjnych niniejszego tomu bez jakichkolwiek zmian w systematyce rozpoznanej mikrofauny. Oznaczone zespoły mikrofauny zostały potwierdzone badaniami paleontologicznymi przez Senkowiczową (1980, ten tom) oraz wykorzystane do opracowania stratygrafii triasu na całym obszarze SW Polski (Styk, 1982, 1990; Szyperko-Teller i in., 1997).

² Rozdział H. Senkowiczowej pochodzi z opracowania archiwalnego (Senkowiczowa, 1980), stanowiącego część dokumentacji wynikowej otworu Grochowice M 9 (Gospodarczyk i in., 1980). Orzeczenie to przystosowano do wymagań redakcyjnych niniejszego tomu bez jakichkolwiek zmian w granicach głębokościowych wydzieleni stratygraficznych oraz w systematyce rozpoznanej fauny i mikrofauny.

Tabela 5

Występowanie mikrofauny w utworach wapienia muszlowego i retu (wg Styk, 1980)

Occurrence of microfauna in the Muschelkalk and Rhaetian Formation (after Styk, 1980)

Głębokość Depth [m]	Mikrofauna Microfauna	Częstość występowania Frequency of occurrence
1	2	3
288,00	brak mikrofauny	
295,00	brak mikrofauny	
300,50	<i>Judahella pulchra multinodosa</i> Kozur <i>Monoceratina paula</i> Styk <i>Glomospira</i> sp. zęby i łuski ryb	1 1 2
302,00	zęby i łuski ryb	
307,40	brak mikrofauny	
312,50	<i>Bairdia anisica</i> Kozur <i>Judahella tsorfatia</i> Sohn <i>Bairdiocypris</i> sp. <i>Ammodiscus</i> sp. <i>Monoceratina paula</i> Styk <i>Gastropoda</i> sp. elementy szkieletowe szkarłupni	10 3 5 8 1 8
316,50	brak mikrofauny	
323,50	brak mikrofauny	
341,40	brak mikrofauny	
343,00	brak mikrofauny	
372,60	brak mikrofauny	
379,00	brak mikrofauny	
390,40	brak mikrofauny	
396,00	brak mikrofauny	
408,30	brak mikrofauny	
418,50	<i>Judahella tsorfatia</i> Sohn	3
431,00	brak mikrofauny	
434,50	brak mikrofauny	
440,00	brak mikrofauny	
458,50	<i>Judahella tsorfatia</i> Sohn <i>Judahella pulchra</i> (Kozur) <i>Paracypris pusilla</i> (Kozur)	1 1 5
463,50	brak mikrofauny	
466,50	<i>Paracypris pusilla</i> (Kozur)	10
470,00	<i>Paracypris pusilla</i> (Kozur) elementy szkieletowe szkarłupni	3
472,00	<i>Ammodiscus</i> sp.	3
478,80	<i>Ostracoda</i> sp.	1
481,30	brak mikrofauny	
483,50	<i>Bythocypris aequalis</i> (Kozur) zęby ryby	10
483,70	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova	6
485,40	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova	2
485,50	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova	18
486,50	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova	10
492,50	<i>Ostracoda</i> sp. (przekrystalizowane)	2
498,50	<i>Ostracoda</i> sp. (przekrystalizowane)	
498,60	brak mikrofauny	
515,20	brak mikrofauny	
515,55	brak mikrofauny	
515,80	brak mikrofauny	
516,25	brak mikrofauny	
516,50	<i>Ostracoda</i> sp. zęby ryby	6
516,65	brak mikrofauny	
516,80	brak mikrofauny	
517,10	brak mikrofauny	

Tabela 5 cd.

1	2	3
517,35	brak mikrofauny	
517,50	brak mikrofauny	
518,90	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider	5
	<i>Cytherissinella crispa</i> Schleifer	2
519,20	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider	1
519,25	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider (przekrystalizowana)	1
519,30	<i>Pulviella ovalis</i> (Schneider)	2
519,70	<i>Ostracoda</i> sp. (przekrystalizowane)	
519,80	brak mikrofauny	
520,30	zab ryby	
520,50	brak mikrofauny	
520,70	brak mikrofauny	
522,45	<i>Ostracoda</i> sp. (przekrystalizowane)	1
	zab ryby	
523,90	<i>Cultella levis</i> Kozur	30
	<i>Cytherissinella crispa</i> (Schleifer)	2
	zęby ryby	
	szczątki roślinne	
524,10	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider	25
	<i>Cytherissinella crispa</i> (Schleifer)	5
	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova	2
	<i>Ammodiscus</i> sp.	8
524,30	<i>Pulviella ovalis</i> (Schneider)	5
	<i>Cytherissinella crispa</i> (Schleifer)	3
524,50	szczątki megaspor	
525,65	<i>Ostracoda</i> sp. (fragmenty)	
532,20	<i>Ammodiscus</i> sp. (przekrystalizowane)	3
532,50	<i>Ammodiscus</i> sp. (przekrystalizowane)	10
546,40	<i>Cultella levis</i> (Kozur)	15
	<i>Paracypris</i> sp.	5
622,00	brak mikrofauny	
628,40	brak mikrofauny	

Tabela 6

Występowanie skamieniałości makrofauny w utworach wapienia muszlowego i retu (wg Senkowiczowej, 1980)

Occurrence of macrofauna fossils in the Muschelkalk and Rhaetian Formation (after Senkowiczowa, 1980)

Głęb. [m p.p.t.] Depth [m b.t.s.]	Makrofauna Macrofauna
1	2
290,40	szczątki ryb
300,50	<i>Glomospira</i> sp. <i>Judahella pulchra multinodose</i> Kozur <i>Monoceratina paula</i> Styk zęby i łuski ryb
302,00	zęby i łuski ryb
312,50	<i>Ammodiscus</i> sp. <i>Spirorbis valvate</i> Berger nieoznaczalne szczątki ślimaków <i>Bairdia anisica</i> Kozur <i>Judahella tsorfatia</i> Sohn <i>Bairdiocypris</i> sp. <i>Monoceratina paula</i> Styk szczątki liliowców elementy szkieletowe węzowideł szczątki jeżowców
312,60	człony liliowców
324,00	<i>Lyriomyophoria elegans</i> (Dunker) <i>Schafhaeutlie astartiformis</i> (Münster) człony liliowców

Tabela 6 cd.

1	2
327,00	kanały jelitodysznych
330,50	człony liliowców
332,20	<i>Schafhaeutlia astartiformis</i> (Münster)
342,00	<i>Myophoria</i> sp. <i>Lyriomyophoria elegans</i> (Dunker) <i>Schafhaeutlia astartiformis</i> (Münster) <i>Pecten</i> sp. człony liliowców
343,00	<i>Myophoria orbicularis</i> Bronn <i>Lyriomyophoria elegans</i> (Dunker)
354,20	człony liliowców
418,50	<i>Judahella tsorfatia</i> Sohn człony liliowców
440,00	<i>Plagiostoma striatum</i> (Schlotheim)
455,50	<i>Myophoria vulgaris</i> (Schlotheim) <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim)
458,00	<i>Plagiostoma striatum</i> (Schlotheim)
458,50	<i>Judahella tsorfatia</i> Sohn <i>Judahella pulchra</i> (Kozur) <i>Paracypris pusilla</i> (Kozur)
460,70	<i>Bakevellia costata</i> (Schlotheim)
463,20	<i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim)
464,20	ślady działalności organizmów
464,80	<i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim)
466,50	<i>Myophoria vulgaris</i> (Schlotheim) <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) <i>Paracypris pusilla</i> (Kozur) szczątki ryb
470,00	<i>Paracypris pusilla</i> (Kozur) szczątki liliowców
471,20	<i>Myophoria vulgaris</i> (Schlotheim) <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) morfotyp wąski
472,00	<i>Ammodiscus</i> sp. człony liliowców szczątki ryb
476,00	<i>Myophoria</i> sp. <i>Entolium discites</i> (Schlotheim) <i>Pseudocorbula nuculaeformis</i> (Zenker) <i>Pleuromya</i> sp. <i>Arca crassa</i> Assmann <i>Gastropoda</i> gen. et sp. indet. szczątki ryb
478,80	<i>Ostracoda</i> sp. szczątki ryb
482,50	człony liliowców (bardzo liczne)
483,50	<i>Bythocypris aequalis</i> (Kozur) zęby ryb
483,70	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova człony liliowców
485,40	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova
485,50	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova szczątki ryb
486,50	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova
488,70	małże nieoznaczalne
492,50	<i>Ostracoda</i> sp.
498,50	<i>Ostracoda</i> sp.
516,00	<i>Costatoria costata</i> (Zenker)
516,50	<i>Ostracoda</i> sp. szczątki ryb (zęby)
518,00	<i>Costatoria costata</i> (Zenker) esterie zwęglona flora

Tabela 6 cd.

1	2
518,90	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider <i>Cytherissinella crispa</i> Schleifer
519,20	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider
519,25	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider szczątki ryb
519,30	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider
519,70	<i>Ostracoda</i> sp.
519,85	ślady działalności organizmów
520,30	ząb ryby
520,60	<i>Myophoria</i> sp. <i>Costatoria costata</i> (Zenker)
522,45	<i>Ostracoda</i> sp. ząb ryby
522,55	<i>Lingula tenuissima</i> Bronn <i>Hoernesia socialis</i> (Schlotheim) <i>Costatoria costata</i> (Zenker) łuska ryby
523,60	<i>Lingula tenuissima</i> Bronn <i>Costatoria costata</i> (Zenker) szczątki ryb
523,90	<i>Costatoria costata</i> (Zenker) <i>Cultella levis</i> Kozur <i>Cytherissinella crispa</i> (Schleifer) zęby ryb szczątki roślin
524,10	<i>Ammodiscus</i> sp. <i>Lingula tenuissima</i> Bronn <i>Pulviella ovalis</i> Schneider <i>Cytherissinella crispa</i> (Schleifer) <i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova szczątki ryb szczątki węglonej flory
524,30	<i>Pulviella ovalis</i> Schneider <i>Cytherissinella crispa</i> (Schleifer)
524,50	szcątki megaspor
525,65	<i>Ostracoda</i> sp.
532,20	<i>Ammodiscus</i> sp.
532,50	<i>Ammodiscus</i> sp.
536,50	<i>Lingula tenuissima</i> Bronn <i>Costatoria costata</i> (Zenker) esterie łuski ryb
537,80	esterie
542,90	<i>Eopecten? albertii</i> (Goldfuss)
546,40	<i>Cultella levis</i> Kozur <i>Paracypris</i> sp.
584,00	łuski i zęby ryb
623,00	nieoznaczalne małże ślady działalności organizmów szczątki flory
628,50	<i>Costatoria costata</i> (Zenker) ślady działalności organizmów szczątki flory
628,90	esterie szczątki węglonej flory

(Schlotheim), *Bakevella costata* (Schlotheim) i *Myophoria vulgaris* (Schlotheim). Liczne są także małżoraczki *Paracypris pusilla* (Kozur) oraz fragmenty szkieletowe liliowców.

W warstwach wapieni piankowych powszechnie występują skorupy *Myophoria orbicularis* Bronn. Skorupom tym

towarzyszą liczne małżoraczki *Lyriomyophoria elegans* (Dunker), *Monoceratina paula* Styk i *Bairdia anisica* Kozur oraz członki liliowców.

Wapień muszłowy środkowy reprezentują szare wapienie dolomityczne i dolomity z przewarstwieniami iłowców, z bardzo ubogą fauną, reprezentowaną przez szczątki ryb.

Lidia ADACH

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH WAPIENIA MUSZLOWEGO

Profil utworów wapienia muszłowego w otworze Grochowice M 9 został wyznaczony na podstawie analizy pobranego rdzenia wiertniczego, którego uzysk w większości był kompletny bądź prawie kompletny. Stwarza to możliwość prześledzenia w sposób ciągły wykształcenia sukcesji utworów w profilu.

Przedstawioną w niniejszym rozdziale stratyografię i wykształcenie wapienia muszłowego oparto na wynikach badań zamieszczonych przez H. Senkowiczową (Senkowiczowa, 1980, ten tom) i O. Styk (Styk, 1980, ten tom) w dokumentacji wynikowej otworu (Gospodarczyk i in., 1980). Ponadto wykorzystano wyniki badań petrograficznych wapienia muszłowego (Frydrychewicz, 1980; Kuberska i in., ten tom).

Osady wapienia muszłowego w tym otworze wykazują ciągłość sedymentacyjną z niżejleżącymi osadami retu, co jest znamienne dla obszaru monokliny przedsudeckiej i zaznacza się powszechnie w profilach wiertniczych z tego regionu (Gajewska, 1964, 1971). Przejęcie retu w wapień muszłowy następuje w kompleksie naprzemianległych skał węglanowych i ilastych. Granica między tymi jednostkami została wyznaczona na podstawie analizy mikropaleontologicznej (Styk, ten tom) oraz makropaleontologicznej (Senkowiczowa, ten tom). Autorki postawiły tę granicę na głębokości 484,5 m, gdzie kończy się zasięg mikrofauny typowej dla retu, a wyżej pojawiają się liliowce nierozwijające się we wczesnym triasie. Granicę tę podtrzymało w dokumentacji otworowej (Gospodarczyk i in., 1980), w opracowaniu mikrofacjalnym osadów triasu (Frydrychewicz, 1980) oraz w opracowaniu podsumowującym stratyografię pstrego piaskowca (Becker, ten tom). Inaczej zasięg wapienia muszłowego w profilu określiła I. Gajewska (CBDG, weryfikacja 2008), wyznaczając granicę wapienia muszłowego z retem na głębokości 476,0 m. Przypada ona w spągu miąższej warstwy iłowców, kończącej sukcesję wapienno-ilastą z wkładkami gipsu występującą również w recie, powyżej której zaczyna się gruby kompleks wapieni. Kryteria wyznaczenia tej granicy nie zostały jednak jasno określone przez autorkę.

Strop wapienia muszłowego zalega na głębokości 286,0 m. Nad nim spoczywają osady należące do paleogenu (Kasiński, ten tom).

Profil wapienia muszłowego osiąga miąższość 198,5 m (przyjmując za spąg wydzielenia głębokość 484,5 m). W dolnej części wapienia muszłowego wydzielono wapień

muszłowy dolny (300,5–484,5 m), osiągający miąższość 184,0 m i zawierający dość zróżnicowaną faunę morską (małże, ślimaki, małżoraczki, liliowce, węzowidła, jeżowce, jelitodyszne, ryby, otwornice), przy czym pojawienie się liliowców powyżej głębokości 484,5 m wskazuje na granicę pomiędzy pstrym piaskowcem i wapieniem muszłowym (Senkowiczowa, ten tom).

W górnej części profilu wapienia muszłowego występuje wapień muszłowy środkowy (286,0–300,5 m) o miąższości 14,5 m, wyznaczony na podstawie cech litologicznych osadów przy powszechnym braku fauny (Senkowiczowa, ten tom; Styk, ten tom). Gajewska (CBDG, weryfikacja 2008) cały interwał osadów od głębokości 476,0 do 286,0 m uznała za wapień muszłowy dolny i dokonała jego podziału na warstwy margliste (głęb. 456,0–476,0 m), warstwy faliste (głęb. 394,0–456,0 m) oraz warstwy piankowe (głęb. 286,0–394,0 m).

Na podstawie fauny konodontowej osady wapienia muszłowego z otworu Grochowice M 9 chronostratygraficznie odpowiadają anizykowi, obejmującemu wapień muszłowy dolny i środkowy oraz niższą część wapienia muszłowego górnego (Narkiewicz, Szulc, 2003).

Wapień muszłowy dolny

Wapień muszłowy dolny (zgodnie z podziałem zaproponowanym przez O. Styk i H. Senkowiczową) stanowi rozwinięty kompleks morskich utworów, składających się głównie z wapieni, z nieznacznym udziałem iłowców i podrzędnych dolomitów. W tym kompleksie wyraźnie wyodrębniają się pakiety osadów różniące się wykształceniem wapieni. Pakiety te litologiczne korespondują z podziałem wapienia muszłowego dolnego (od dołu ku górze) na warstwy margliste, faliste i piankowe, zaproponowanym przez I. Gajewską (CBDG, weryfikacja 2008).

Dolną część wapienia muszłowego dolnego (484,5–429,0 m) stanowi pakiet naprzemianległych warstw wapieni dolomitycznych, drobnokrystalicznych i szarych iłowców, głównie wapnistych. Miejscami w iłowcach pojawiają się żyły białoszarego gipsu włóknistego, charakterystyczne dla niżej leżących osadów retu. Powyżej, na głębokości 429,0–391,2 m, występuje kompleks beżowoszarzych wapieni i wapieni dolomitycznych skryto- i drobnokrystalicznych, z ciemnoszarymi wkładkami i smugami marglistymi, o falistych powierzchniach oddzielności

(tzw. wapienie faliste). Nad tym kompleksem (do głęb. 307,2 m) zalega seria jasnoszarych i szarych wapieni i wapieni dolomitycznych, drobnokrystalicznych (podrzędnie skrytokrystalicznych), a w wyższej części występują wapienie mikroporowate, w górnej części ze stylolitami. Wapienie te zawierają domieszki materiału piaszczystego oraz dobrze zachowaną faunę. Wyżej na wapieniach zalegają iłowce dolomityczne, dolomity ilaste, wapienie i iłowce kończące profil wapienia muszlowego dolnego na głębokości 300,5 m.

W obrębie całego kompleksu utworów wapienia muszlowego dolnego występuje stosunkowo liczna i zróżnicowana fauna morska (Senkowiczowa, ten tom; Styk, ten tom). Reprezentowana jest ona głównie przez małże z rodzaju *Myophoria*: *M. vulgaris* (Schlotheim), *M. orbicularis* Bronn, *Lyriomyophoria elegans* (Dunker), *Hoernesia socialis*, (Schlotheim), podrzędnie *Pecten* sp., *Plagiostoma striatum* (Schlotheim), *Bakevella costata* (Schlotheim), a wśród mikrofauny dominują małżoraczki (*Bythocypris aequalis* (Kozur), *Paracypris pusilla* (Kozur), *Judahell: J. tsorfatia* Sohn, *J. pulchra* (Kozur), *Bairdia anisica* Kozur oraz *Bairdiocypris* sp. Powszechnie w profilu znajdowane są też członki liliowców, szczególnie liczne tuż powyżej granicy z osadami retu (Senkowiczowa, ten tom). W dolnej i najwyższej części wapienia muszlowego dolnego pojawiają się szczątki ryb (w tym zęby i łuski), ślimaki i otwornice. Ponadto w górnych warstwach stwierdzono elementy szkieletowe węzowideł, szczątki jeżowców oraz obecność kanałów jelitodysznych. Ślady działalności organizmów występują także na głębokości 464,2 m.

Wapień muszlowy środkowy

Osady wapienia muszlowego środkowego (według podziału O. Styk i H. Senkowiczowej) są reprezentowane przez szare dolomity margliste skrytokrystaliczne z wkładkami iłowców dolomitycznych w partii spągowej (o łącznej

miąższości 4,5 m). Wyżej w profilu występują iłowce margliste (0,7 m), nad którymi zalegają szaropopielate wapienie dolomityczne (o miąższości 9,3 m), skrytokrystaliczne, z diagonalnymi spękaniami, wypełnionymi ciemnoszarym materiałem ilastym. W osadach wapienia muszlowego środkowego nie stwierdzono mikrofauny. Z makrofauny odnotowano jedynie szczątki ryb na głębokości 290,4 m (Senkowiczowa, ten tom).

Środowisko sedimentacji

Wapień muszlowy dolny rozwinięty jest jako morskie osady szelfu węglanowego (Iwanow, 1998), utworzone w płytkim, otwartym morzu epikontynentalnym – basenie germańskim, zwanym też północną Perytetydą (Gajewska, 1997; Szulc, 2000; Narkiewicz, Szulc, 2003). Depozycja osadów następowała w centralnej, osiowej części basenu sedimentacyjnego (Gajewska, 1971, 1997), co znajduje swoje odzwierciedlenie w ich znacznej miąższości (sięgającej 200 m) oraz dominacji przez osady wapienne. Niemal cała sukcesja wapienia muszlowego dolnego rozwijała się w czasie transgresji morskiej, kontynuującej się od schyłku pstrego piaskowca (Senkowiczowa, Kopik, 1973). Na podstawie szczegółowej analizy sedimentologiczno-mikrofacjalnej (Frydrychewicz, 1980; Kuberska i in., ten tom), depozycja dolnej i środkowej części wapienia muszlowego dolnego, obejmującego pakiet wapienno-ilasty, wapienie faliste i dolne warstwy wyżej leżących wapieni, zachodziła w strefie niżejplywowej (powyżej postawy fałowania), zaś części górnej – zawierającej wapienie drobnokrystaliczne, mikroporowate z dobrze zachowaną fauną i domieszkami materiału piaszczystego, przebiegała w strefie międzyplywowej. Osady z najwyższej część wapienia muszlowego dolnego, wykształcone w postaci iłowców, dolomitów i wapieni, podobnie jak osady wapienia muszlowego środkowego, świadczą o spłycaaniu się zbiornika i wskazują na regresję morza triasowego.

Marta KUBERSKA, Maria FRYDRYCHEWICZ, Witold DYMOWSKI

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW TRIASU

Wstęp

W prezentowanych wynikach badań skał pstrego piaskowca i wapienia muszlowego wykorzystano opracowanie Frydrychewicz (1980), stanowiące część składową dokumentacji wynikowej otworu Grochowice M 9 (Gospodarczyk i in., 1980). Opis petrograficzny Frydrychewicz (1980) oparła na badaniach 130 płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym i na oznaczeniach chemicznych. Obserwacje mikroskopowe płytek cienkich (tab. 7, 8) zawierają pełną charakterystykę mikrostruktur i tekstur, charakter składni-

ków, ich wielkość i zawartość procentową w skale oraz nazwę skały. Nazwy skał klastycznych podano zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i in. (1972), a skał węglanowych według Folka (1959, 1962). Mieszane skały piaszczysto-węglanowe noszą nazwy zaproponowane przez Czerwińskiego (1955). W powiązaniu z wynikami wskaźnikowych analiz chemicznych zebrane obserwacje pozwoliły na szczegółowe wydzielenie sekwencji litotypów i charakteru zmian litofacjalnych w badanym kompleksie, zobrazowanych na profilach graficznych (fig. 17, 18). Na profilach tych zaznaczono też wielkość średnic – najczęstszą i maksymalną

Tabela 7

Zestawienie wyników obserwacji mikroskopowych płytek cienkich z próbek osadów pstrego piaskowca dolnego i środkowego (wg Frydrychewicz, 1980)

Results of microscopic observations in thin-sections from the Lower and Middle Buntsandstein samples (after Frydrychewicz, 1980)

Stratygrafia <i>Stratigraphy</i>	Głęb. próbki <i>Depth of sample</i>	Nazwa skały/numer lamin (L) <i>Type of rock/number of lamins (L)</i>	Struktura <i>Structure</i>	Mikrotekstura <i>Microstructure</i>	Typ spoiwa <i>Cement type</i>	Składniki <i>Ingredients</i>	Przybliżony udział składników [% obj.] <i>Approximate amount of components [% by volume]</i>	M _f [mm]	M _{max} [mm]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pstry piaskowiec środkowy/ Middle Buntsandstein	625,2	L ₁ : ic p-ty zabarwiony subst. hematytową L ₂ : ic	pelitowo-psamitowa/pelitowa	warstwowa (przekątna)		Detryt kwarcowo-skaleniowy Subst.il-žel., illit, chloryt	30–40 60–70	0,08	0,16
	630,2	pc śr. typu ar a/l	psamitowa		porowe	Q Sk L Illit Do,Ah	45 25 7,5–10 do 15 do 5	0,25 0,3–0,4	0,55
	637,3	L ₁ : ic L ₂ : ic słabo p-ty	pelitowa/pelitowo-psamitowa	warstwowa (laminowana)		Detryt kwarcowo-skaleniowy	10–15		
	640,5	pc dr. typu wa a	psamitowa	warstwowa (laminowana)	porowe	Skład jw. Subst.il-žel.	17–20		
	655,0	pc dr. typu wa a	psamitowa		porowe, kontaktowe	Q Sk Subst. il-žel.	55 do 25 ok. 15		
	658,4	ic marglisty silnie p-ty	pelitowa/psamitowa	warstwowa (laminowana)		Q Sk Min.ilaste Subst.org. W	35 12 50 do 2 5–7,5	0,1	0,3
	667,0	pc dr. typu wa a o spoiwie ilasto-żelazistym z mikrolaminami ilasto-tyszczykowymi	psamitowa	warstwowa (przekątna)		Q Sk Min.akces. Subst. il-žel. Węgłany	50 20–26 1,5 15–20 do 2	0,15	0,3
	675,0	pc b.dr. typu wa a o spoiwie leukoksenowym	psamitowa	warstwowa (laminowana, przekątna)		Q Sk Ły Tlenki Fe/leukoksen W	>20/30 1–2 15 do 1	0,1	0,25

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pstry piaskowiec środkowy/ <i>Middle</i> <i>Buntsandstein</i>	746,2	pc śr. typu wa z laminami pc dr i przemazami mc	psamitowa/pelitowa	warstwowa (laminowana)		Q Sk L Illit Ooidy	do 20 2-5 do 20	0,375	0,75
	760,0	L ₁ : różnoziarnisty pc typu ar a L ₂ : różnoziarnisty pc typu wa a L ₃ : b.dr. pc typu wa o spoiwie illitowym	psamitowa	warstwowa (laminowana)	porowe, kontaktowe	Średnio: Q Sk L Illit W	45-70 25-30 do 5 ok. 20 ok. 30		
	775,3	pc b.dr. typu wa a	psamitowa		porowe, kontaktowe	Q Sk Subst. Il-žel.	45 25-30 >15	0,1	0,3
	784,3	pc śr. typu ar a silnie dolomityczny z laminami pc dr. lamina ic silnie zażelazionego	psamitowa/pelitowa	warstwowa	porowe	Q Sk Subst. il-žel. Do, Ka	30 25 2-3 40	0,3-0,375 0,25	0,625 0,5
	788,2	pc b.dr. typu wa a dolomityczny	psamitowa	warstwowa	porowe, kontaktowe	Q Sk Illit Pojedyncze ziarna Glaukonitu Do, Ka	>5 15-20	0,075	0,25
	799,7	L ₁ : pc śr. typu ar sa z silnie zażelazionymi ooidami, słabo dolomityczny L ₂ : mc typu wa a	psamitowa/ aleurytowa	warstwowa (laminowana)		L ₁ : Q Sk L Ooidy Ka	50 10 5 15 10	0,25 0,1-0,25	0,725 0,25
	815,0	mikrolaminy pc b.dr. typu wa i ar sa i ic z udziałem spoiwa węglanowego	psamitowa/pelitowa	warstwowa (laminowana)	kontaktowe, porowe	Q Sk Pojedyncze peloidy W	do 60 do 10 ok. 5	0,075 0,05 0,1	0,2 0,15
	830,0	pc śr. typu ar sa	psamitowa		porowe, kontaktowe	Q Sk L Min. akces. Subst.il. Tlenki Fe W	60 10-15 do 5 1 do 10 do 5 1-2		

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pstry piaskowiec środkowy/ <i>Middle</i> <i>Buntsandstein</i>	840,0	L ₁ : pc typu wa l L ₂ : pc typu wa l/ wa ar	psamitowa	warstwowa (laminowana)	porowe, kontaktowe	L ₁ : Q Sk L Subst. il-żel. Ch L ₂ : jw.	55-60 5-7,5 10 >15 20-25		
	854,0	pc dr. typu wa z udziałem spoiwa węglanowego	psamitowa		porowe, gniazdowe, kontaktowe	Q Sk L Subst. il-żel. Ka	45 15-20 do 5 >15 10-15	0,10	0,375
	869,9	pc dr. typu wa a	psamitowa			Q Sk L Min. akces. Subst. il-żel.	do 15 2-3 1-1,5 15-20	0,05	0,125
	876,1	pc dr. typu ar sa o spoiwie ilasto-dolomity- cznym	psamitowa	warstwowa (laminowana)		Q Sk L Spoiwo ortoch. Do Pojedyncze kryształy Ka	55 8-10 2-3 15-20	0,125 0,16 0,05	0,37 0,2 0,125
	885,1	dolosparyt silnie p-ty				Detryt Subst. il-żel. Do	30-35 2-3 70-65	0,125	0,375
Pstry piaskowiec dolny/ <i>Lower</i> <i>Buntsandstein</i>	894,8	L ₁ : dolosparyt grubokryształiczny, p-ty L ₂ : dolosparyt marglisty z Ły		warstwowa (laminowana)		L ₁ : Q, Sk, Subst. il-żel. Do L ₂ : detryt fr. aleur. Subst. il. W	Do 10 2-3 85 20 15 65	0,075 0,1-0,25 0,05	0,15 0,3 0,125
	904,8	L ₁ : dolomit marglisto- mulwcowy L ₂ : margiel dolomity- czny il-żel.		warstwowa (laminowana)		L ₁ : Q, Sk, Ły Subst. il-żel. Do L ₂ : Q, Sk Subst. il-żel. Do	15-20 15-20 60-70 do 5 do 70 25	0,05	0,12

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pstry piaskowiec dolny/Lower Buntsandstein	918,0	L ₁ : dolosparyt piaszczysto-marglisty z mikrolaminami wzbożonymi w Ły L ₂ : pc b.dr. typu ar sa silnie dolomityczny z mikrolaminami il-žel.		warstwowa (laminowana)		L ₁ : detryt Subst.il-žel. Do L ₂ : O Sk Subst.il-žel. Do Ah Pojedyncze ooidy	35 15 40-50 40-50 12-15 5-10 40 2	0,1 0,05 0,07 0,1 0,15 0,2	0,25 0,15-0,3 0,25 0,3
	922,2	dolosparyt ooidowy z Ah				Q, Sk Ooidy Sporoż. ortoch. Do	1-2 do 60 30	0,075 0,25 0,075-1,5	0,375 0,5-3,0
	935,3	pc b.dr. typu wa a	psamitowa	warstwowa (laminowana)	porowe, kontaktowe	Ah Q Sk Ły Subst.il-žel. Do	7,5-10 50 5-6 2-3 do 30 12	0,06 0,06	0,15 0,12
	940,8	L ₁ : pc b.dr. typu ar sa z Ah gniazdowym L ₂ : dolarenit silnie p-ty, kalkarenit ooidowy	psamitowa	warstwowa (laminowana)					
	950,5	Zestaw lamin: L ₁ : ic m-wy L ₂ : pc b.dr. typu ar sa L ₃ : wa a L ₄ : jw. z Ły L ₅ : jak L ₂ z udziałem spoiwa W i Ah L ₆ : jak L ₂ z Ły	psamitowa	warstwowa (laminowana)	bazalne, porowe, gniazdowe	L ₁ : Q, Sk Subst.il-žel. Do L ₂ : Q Sk Ły Subst.il-žel. W L ₃ : detryt.jw. Ah Subst.il-žel.	30 65 do 5 do 60 10-15 do 2 < 15 5 5 >15	0,01 0,03-0,05 0,08 0,05-0,07	0,1 0,12

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pstry piaskowiec dolny/Lower Buntsandstein	1008,0	zestaw lamin L ₁ , L ₃ : ic L ₂ : pc b.dr. z laminami wzbogaconymi w Ły	pelitowa/psamitowa	warstwowa (laminowana)		L ₂ : Q Sk Ły/w laminach Min.akces. Spoiwo ortoch.(Do, pojedyncze kryształy Ah)	45 15-20 2-3/7,5-10 1,5 do 20	0,08	0,175
	1014,9	L ₁ : pc b.dr. typu ar a z mikrolaminami zniszczonych ooidów L ₂ : wa a z mikrolam- inami wzbogaconymi w Ły, z udziałem peloidów	psamitowa/ aleurytowa	warstwowa (laminowana, przekątna)		L ₁ : Q Sk Ły Subst. II/žel. Ooidy Spoiwo ortoch. L ₂ : Q (wydłużony) Sk Ły w laminach wzbogaconych subst. II-žel. Peloidy Do Ah	50 20 do 15 do 5 5-7,5 45-50 10-15 2,5 7,5-10 do 20 5 15-20 2-5	0,075 0,2-0,25 0,1 0,05	0,5 0,2 0,2
	1022,6	ic z mikrolaminami pc b.dr.	pelitowa/psamitowa	warstwowa (laminowana)		detryt illit, substancja hematytowa	Do 50 50-55	0,025	0,125
	1033,6	pc b.dr. typu ar sa z laminami wzbogacony- mi w łyszczyki	psamitowa	warstwowa (laminowana)	porowe, kontaktowe	Q Sk Ły Subst. II-žel. Do+Ah	ok. 50 10 0,5-1,0 < 15 15	0,075 0,20-0,25	
	1043,2	dolosparyt ooidowy z laminami p-ty		warstwowa (laminowana)		detryt jw.	Do 40		
	1051,1	dolosparyt ooidowy z laminami p-ty		warstwowa (laminowana)		Q Ooidy, pojedyncze grudki mikrytowe Spoiwo ortoch.	5-20 70-80 ok. 15	0,075 0,25	0,20 0,375
	1060,1	pc b.dr. typu ar sa z mikrolaminami wzbogaconymi w Ły	psamitowa/ aleurytowa	warstwowa (laminowana, przekątna)	porowe	Q Sk Ły Subst. il- žel. Ooidy Spoiwo ortoch. (Do, Ah)	do 50 7,5-10 10-15 < 15 ok. 10	0,075 0,25 0,075	0,23

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pstry piaskowiec dolny/Lower Buntsandstein	1070,9	zestaw lamin: L ₁ : dolosparyt ooidowy p-ty L ₂ : mc z pojedynczymi ooidami L ₃ : ic		warstwowa (laminowana, przekątna)		L ₁ : Q, Ły Ooidy W	5-10 40-50 10	0,075 0,75 0,05	0,225 0,25 0,1
	1081,8	zestaw mikrolamin: L ₁ : mc typu ar L ₂ : pc typu ar sa L ₃ : ic mc-wy L ₄ jak L ₂	aleurytowa/ psamitowa /pelitowa	warstwowa (laminowana)	bazalne, porowe	L ₁ : Ogółem: Q Sk peloidy W L ₂ : Q Sk Min.il., glaukonit Ooidy (zmikry- tyzowane) W (sparyt) Pojedyncze kryształ Ah	ok. 85-90 do 20 10-15 45 5-7,5 ok.10 15 15-20	0,05 0,05 0,05-0,075 0,08 0,125	0,175 0,125 0,2 0,25
	1094,0	zestaw mikrolamin: L ₁ : ic L ₂ : dolosparyt mc-wy L ₃ : ic mc-wy L ₄ : mc l-wy L ₅ : ic L ₆ : jak L ₄	aleurytowa/ pelitowa	warstwowa (laminowana)	bazalne, porowe	L ₂ : Q, Sk Ooidy Sporiwo ortoch.	45 ok. 30 ok. 25	0,05 0,25 0,05	0,15 0,3 0,1
	1103,0	zestaw mikrolamin: L ₁ : pc l-wy typu wa a L ₂ : pc b.dr. dolomity- czny typu ar sa	psamitowa	warstwowa (przekątna)	porowe	Q Sk ły Min.akces. Sporiwo ortoch. (sparyt) Składniki jw. Ły Subst il-żel. W	45 10-20 >15 0,5-1,0 5-10 5-10 <15 10-15	0,08 0,06	0,125 0,1

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pstry piaskowiec dolny/Lower Buntsandstein	1112,2	pc b.dr. typu a ar silnie dolomityczny z udziałem peloidów	psamitowa	warstwowa (laminowana)	porowe	Q Sk Ły Min.akces. Peloidy Spoiwo ortoch. (Do,Ah,Gi)	45-70 do 20 2-3 do 15 ok. 16	0,075 0,1 0,075/02	0,175 0,3 0,1/0,3
	1127,0	zestaw mikrolamin pc b.dr. z ooidami typu ar sa		warstwowa (laminowana)		Średnio: Q Sk Ły, Min. akces. W (sparyt) Ooidy lub onkoidy rozwiniete na skorupkach małżoraczków i blaszkach muskowitu	45 10-16 1,5 25-30	0,075 0,05	0,25 0,075
	1135,0	zestaw mikrolamin: mc ma-ty/ic ty-wy z soczewkami pc b.dr. typu arenitu z ooidami	aleurytowa/ aleurytowo-peli- towa	Warstwowa (soczewkowa, laminowana)		Średni skład: Q,Sk Ły Subst. II-zel. W ooidy	60 20 do 15 do 5 10	0,05 0,1	0,01 0,2
	1144,5	ic/ic ż-ty/mc ma-ty/dol mc-wy		Warstwowa (soczewkowa, laminowana)		Średni skład laminy węglanowej, silnie mutowcowej: Q,Sk Ły W(Do)	 do 35 2-3 60	 0,05 0,04	 0,01 0,08
	1152,5	ic ż-ty		warstwowa					
	1160,0	L ₁ : ic L ₂ : mc ma-ty z ooidami	pelitowa/aleurytowa	Warstwowa (soczewkowa, falista)		L ₂ : Q Subst. węgl-il Ooidy	30-40 60-70	0,05 0,01 0,25	0,15 0,04

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pstry piaskowiec dolny/Lower Buntsandstein	1169,0	L ₂ : mc typu ar a silnie wapniste z mikrolami- nami dolosparytu mc-wy		warstwowa (laminowana, przekątna)		L ₁ : jw. L ₁ Q,Sk Muskowit. Pryt W (sparyt ksenotop- owy) Pojedyncze ooidy	50 20 0,5-1	0,05 0,05	0,15 0,125
	1179,5	L ₁ : mc ty-wy L ₂ : dolosparyt mc-p-ty	aleurytowa	warstwowa (laminowana, przekątna)		Q,Sk Tlenki Fe Ły W (ksenotopowy) Detryt Tlenki Fe Sparyt węglanowy	60 20-30 5 5-7,5 do 40 0,33 60	0,02 0,05-0,175 0,04	0,12 0,125
	1185,0	dolosparyt mc-wy (skała mulowcowa jw. z mikrolaminami wzbogaconymi w utlenione (Ły))				Detryt Tlenki Fe W	do 40 0,5-1,5 60-70	0,125- 0,250	0,25
	1190,2	L ₁ : mc typu ar a L ₃				Q (ostrokraw.) Sk Ły Min. Akc. W (Do?) ksenotop- owy w L ₃ Q jw.	do 50 >10 2-3 <15 ok. 20	0,05 0,25 0,05	0,175 0,375
		L ₂ : laminowany b.dr. pc typu ar a silnie węglanowym (z fragmentami mikrolami- nacji ic ma-ty)	aleurytowa	warstwowa (laminowana, przekątna)	porowe, kontaktowe	Sk Ah (gniazdowo) Do	40 20-25 do 5 35-40	0,1 0,1 do 1 0,05-0,075	0,2 0,5 0,15

Symbole: ic – howiee, mc – mulowiec, pc – piaskowiec, dol – dolomit, ic-wy – howcowy, mc-wy – mulowcowy, p-ty – piaszczysty, ma-ty – marglisty, ly-wy – łyszczykowy, b.dr. – bardzo drobnoziarnisty, śr. – średnioziarnisty, ar – arenit, wa – waka, a – arkozowa, sa – subarkozowa, l – lityczna, subst.il-žel. – substancja ilasto-żelazista, subst.org. – substancja organiczna, Q – kwarc, Sk – skalenie, L – litoklasty, Ah – anhydryt, Gi – gips, Do – dolomit, Ka – kalcyt, W – węglany, min.akces. – minerały akcesoryczne, min.il. – minerały ilaste, Ły – łyszczyki, ortoch. – ortochemiczne, Mf – średnica najczystsza, Mmax – średnica maksymalna, jw. – jak wyżej, ok. – około.

Symbols: ic – claystone, mc – mudstone, pc – sandstone, dol – dolomite, ic-wy – clayey, mc-wy – muddy, p-ty – sandy, ma-ty – marly, ly-wy – micaceous, b.dr. – very fine-grained, śr. – are-nite, wa – greywacke, a – arcose, sa – subarcose, l – lithic, subst.il-žel. – clayey-ferric substance, subst.org. – organic substance, Q – quartz, Sk – feldspar, L – lithoclast, Ah – anhydrite, Gi – gypsum, Do – dolomite, Ka – calcite, W – carbonates, min.akces. – accessory minerals, min.il. – clay minerals, Ły – micas, ortoch. – orthochemical, Mf – the most common diameter, Mmax – maximum diameter, jw. – as above, ok. – approximately.

Tabela 8
Zestawienie wyników obserwacji mikroskopowych płytek cienkich z próbek osadów węglanowych retu i wapienia muszlowego (wg Frydrychewicz, 1980)
 Results of microscopic observations in thin-sections from carbonate and sulphate-carbonate sediments of the Muschelkalk and Rhaetian Formation (after Frydrychewicz, 1980)

Stratygrafia Stratigraphy	Głęb. [m] Depth [m] number of lamins (L)	Mikrostruktura i struktura Microstructure and structure	Składniki/Ingredients: All – allochemy/ allochems Ort – ortochemy/ ortochems Mat. ter. – materiał terygeniczny/ Terrigenous material	[%]	M _r [mm]	M _{max} [mm]	Nazwa skały (bez wyników wskazników analiz chemicznych) Type of rock (without the results of chemical analyses)
1	2	3	4	5	6	7	8
Wapień muszlowy środkowy	291,00		Ort (pojedyncze skupienia ms, kuliste i zwęglony detryt roślinny, często spityzowany) Mat. ter. (pojedyncze ziarna mulku Q i skupienia FeS ₂)	90	0,25–0,5 0,02–0,075		(HCl+++) Wapień mikrytowo-mikrosparytowy
	300,0	warstwowa, horyzontalna	jw. detryt roślinny ułożony równolegle do laminacji				(HCl-) Dolomit mikrytowo-mikrosparytowy
	304,0		jw.				(HCl-) Dolomit mikrytowo-mikrosparytowy
	306,0	warstwowa falista i przekątna	Ort (ms) Mikrolaminy: All (peloidy i koprolity) Ort ms Mat. ter. (mulek Q)	100 30–50 Do 5	0,015–0,02 0,05–0,075		(HCl-) Dolosparyt z mikrolaminami dolomite pelsparytowego
Wapień muszlowy dolny	313,5		All (gruzelki mikrytowe grudki mikrytowe, kuliste i elipsoidalne, groniaste bioklasty) Ort	50–70 30 15–20 10	0,05–0,125 0,2–3,25 0,5	0,1 1,0	(HCl+++) Wapień bio-pelsparytowy z udziałem grudek, gruzelkowo-grudkowy
	318,0		All (niezidentyfikowane kuliste sparytowe przekroje, pojedyncze perforowane płytki jeżowców) Ort mikrosparyt z zaznaczonymi procesami neomorfizmu agraacyj- nego; wtórne skupienia i żyłki wypełnione grubokrystalicznym kalcytem	10–15 80	0,125–0,25		(HCl+) Biomikrosparyt dolomityczny r
	324,5		All (grudki groniaste owalne; obtoczone, sparytowe elementy org. spaja mikryt o strukturze gruzelkowej płytki szkarłupni – pojedyncze z otoczką mikrytową) Ort mikrosparyt	50–60 30–40 20 40	0,5–1,5 1,25	1,75 4,0	(HCl+++) Intramikrosparyt grudkowy z udziałem bioklastów szkarłupni

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Wapień muszlowy dolny	339,5		All (grudki groniaste owalne i nieregularna, zawierają ooidy, pojedyncze bioklasty z otoczką mikrytową ooidy – jednopowłokowe i wielopowłokowe; wszystkie allochemy posiadają promieniste korteksy cement – średnio- i grubokrystaliczny spar	50–60 30–40 20 40–50	0,5–0,75 0,275– 0,375 0,3–0,4	1,25–2,0 0,625 0,6	(HCl++) Wapień sparytowy grudkowo-ooidowy
	342,0		All (niezidentyfikowane kuliste i elipsoidalne ziarna sparytowe -obtoczone bioklasty?, często z otoczką mikrytową, ooidy powierzchniowe – onkoidy? – ziarna powłeczone, pojedyncze fosforanowe elementy kuliste) Ort	30 20 5 70	0,375– 0,425 0,375 0,02–0,04		(HCl++) Wapień oosparytowy z udziałem grudek
	347,0		All (gruzelki grudki groniaste pojedyncze płytki szkarłupni, pojedyncze sparytowe koliste ziarna) Ort spar	30–40 10 25 1–5	0,15 0,5 0,25	0,2 2,0	(HCl++) Intrasparyt grudkowo-grudkowy z udziałem bioklastów szkarłupni
	365,0 L1 L2 (3–4mm)	warstwowa, horyzontalna	All (peloidy pojedyncze grudki pojedyncze otwornice) Ort	>50 30 20 40–50	0,02–0,05 0,05 0,3 0,02	0,125 0,5	(HCl++) Wapień pelsparytowy z laminami wapienia pelsparytowego z udziałem grudek i bioklastów
	370,0	warstwowa, przekątna (mikrolaminy zróżnicowane wielkością allochemów)	All (gruzelki kuliste, elipsoidalne, czasem nieregularne, mikrytowe i mikrosparytowe; pojedyncze otwornice; w laminach o większym ziarnie all jw., skorupki małży pojedyncze intraklasty mikrytowe pojedyncze onkoidy) Ort	30–40 60	0,125–0,17 0,175–0,2 0,375 0,02–0,05	0,5 0,375 0,75	(HCl++) Pelsparyt (drobo- i średnioziarnisty kalkarenit) z udziałem grudek
	379,0 L1	warstwowa, przekątna, laminarna, struktura fenestralna	All (bioklasty jednorodne, sparytowe ziarna kuliste i elipsoidalne pojedyncze płytki szkarłupni pojedyncze peloidy) Ort o strukturze gruzelkowej słabo zaznaczonej Ort jw.	20–25	0,12–0,2	0,27	(HCl++) Wapień laminowany o strukturze gruzelkowej słabo zaznaczonej, w L1 z udziałem allochemów (drobnoziarnisty kalkarenit)
	L2						

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Wapień muszlowy dolny	386,8	warstwowa, horyzontalna, mikrolaminy zróżnicowane ilością allochemów	All (peloidy mikrytowe) pojedyncze intraklasty pojedyncze otwornice pojedyncze płytki szkarłupni pojedyncze małżoraczki) Ort (drobnokrystaliczny spar) baryt – owalne, wydłużone, koliste i nieregularne skupienia z węglanami i wewnątrz	10–30 50 do 50 1–5	0,05–0,075 0,03–0,05 0,05–0,08	0,225 1,275	(HCl++) Pelsparyt (bardzo drobnoziarnisty kalkarenit)
	391,0		All (peloidy mikrytowe i mikrosparytowe słabo zaznaczone w sparytowym spoiwie gruzełki bioklasty) Ort Mat.ter. – pojedyncze ziarna kwarcu	40–50 30 60	0,075–0,1 0,05	0,125	(HCl+++) Wapień pelsparytowy z udziałem mikrofauny (bardzo drobnoziarnisty kalkarenit)
	400,0		All (gruzełki bioklasty – koliste ziarna sparytowe, małżoraczki, pojedyncze otwornice) Ort (lokalne skupienia kryształów romboedrycznych; wtórne żyłki o szerokości 0,05 cm wypełnia dolomit i grubokrystaliczny baryt)	40–50 >30 1–1,5	0,17 0,1		(HCl++) Wapień pelmiksparytowy
	409,0		Ort miksparyt o dość słabo zaznaczonej strukturze gruzełkowej All (pojedyncze kalcisfery)	100	0,05 0,05	0,075	(HCl+++) Wapień miksparytowy o słabo zaznaczonej strukturze gruzełkowej
	425,7		Ort (miksparyt) All (pojedyncze małżoraczki, kalcisfery, otwornice, skorupki małży)	95–99 1–5	0,05		(HCl++) Wapień miksparytowy z udziałem mikrofauny
	430,7	fragment wapienia gruzłowego	Ort (wapień miksparytowy, mikrolaminy margliste, pojedyncze cienkie żyłki wypełnione średniokrystalicznym sparem kalcytowym)				(HCl++) Wapień miksparytowy
	437,8		Ort wapień miksparytowy All mikrofauna jw.				Wapień miksparytowy
	445,0		jw.				jw.
	459,5		All (detryt i całe skorupki małżów wypełnione średniokrystalicznym sparem) Ort (miksparyt)	30 70			Biomiksparyt małżowy (rzadko upakowany)

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Wapień muszlowy dolny	465,0		All (detryt oraz skorupki małżoraczków, pojedyncze otwornice i koprolity) Ort (mikrosparyt o zaznaczonej strukturze gruzełkowej baryt – owalne, nieregularne skupienia, liczne szwy suturowe wypełnia subst. il-żel. z udziałem pyłu kwarcowego, pigment FeS ₂)	10–20 75 1–5	0,075 0,05/0,2–0,3	0,35	(HCl++) Biomikrosparyt małżoraczkowy o strukturze gruzełkowej
	467,5		All jw. Ort jw.	1–5			(HCl++) Wapień mikrosparytowy z udziałem mikrofauny
	474,5		jw.; pojedyncze skupienia barytu				jw.
	480,0		Ort (mikrosparyt) Mat.ter. (w mikrolaminach kwarc frakcji pylastej, delikatne, igielkowe skupienia substancji węglistej, często spirytyzowanej)	5	0,02–0,05		
	486,0		Ort All (pojedyncze otwornice i małżoraczki)				(HCl+) Dolomit wapnisty lub wapień dolomityczny, sparytowy drobnokrystaliczny
Pstry piaskowiec górny (ret)	495,0		Ort (gips drobnokrystaliczny, anizometryczny, dolomit mikrosparytowy i w formie pojedynczych peloidów) Skala posiada wtórną teksturę siatkową	70–80 20–30	Kilka mm 0,075	10	Gipsyt olomityczny drobnokrystaliczny o strukturze siatkowej
	498,3		All (mikrytowe i mikrosparytowe gruzełki) Mat.ter. (pojedyncze ziarna kwarcu)	>50	0,05	0,075	(HCl+) Dolomit mikrosparytowy o strukturze gruzełkowej
	505,0		Ort (drobnokrystaliczny gips, anizometryczny; w pojedynczych ziarnach obserwuje się efekty procesu anhydryzacji) Mat.ter. (kwarc frakcji pylastej – lokalnie w skupieniach)	60 40 do 80	5–7 0,03 0,02	0,05	Gipsyt mulcowy, lokalnie mulowiec o spoiwie gipsowym typu arenitu kwarcowego
	510,0 L1 (2,5–5 mm) L2 (0,25–2,0 mm)	nierównomiernie warstwowa	Ort (drobnokrystaliczny gips, anizometryczne ziarna o strukturze promienistej; kryształki ułożone prostopadle do laminacji dolomit mikrosparytowy w formie smug i pigmentu pojedyncze peloidy)	90–95 5–10	1,75 0,25–0,625 0,05		Gipsyt dolomityczny drobnokrystaliczny, nierównomiernie warstwowany
	514,8		All (bio i intraklasty, fragmenty małży, intraklasty wapienia mikrosparytowego o strukturze gruzełkowej) Ort (gips drobnokrystaliczny nierównomiernie ziarnisty i włóknisty)	40–50 ok. 50	2,5–5,0		Brekcyjowy dolorudy o spoiwie gipsowym (drobno- i średnioziarnisty)

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Pstry piaskowiec górny (ret)	523,3 L1	nierównomiernie warstwowana	All (bioklasty: małżoraczki – część ze spirytyzowanymi skorupkami, fragmenty skorup małży i całe skorupki z otoczką mikrytową, pojedyncze grudki, zęby i łuski ryb)	25–30	2,5–5,0		
	L2		Ort (mikrosparyt, sparyt) Mat.ter. (kwarc ostrokrawędzisty) All jw. Ort (mikrosparyt) Mat.ter.	Ok.50 (10) 5	1,0 0,1	0,17	(HCl++) Biomikrosparyt małżoraczkowo- małżowy z mikrolaminami piaszczystego biosparytu oraz biomikrytu (kalcyrudyt dolomityczny drobnoziarnisty)
	L3 L4 jak L1 L5 jak L2		Mat.ter. Lamina biomikrytu: na kontakcie L3 i L4 cienkie stromatolityowe naskorupienia	20–25	0,1	0,17	
	526,0		All (małżoraczki, peloidy pojedyncze wydłużone intraklasty naskorupienia glonowe, tromatolity powierzchniowe) Ort (mikrosparyt dolomitowy, lokalnie wtórny grubokrystaliczny kalcyt, gips)	50 10–15 15–20 20 40 10 20–30	0,1 0,5–1,0	0,25 5,0	Biopelmikrosparyt małżoraczkowy z pojedynczymi intraklastami, lokalnie spojony gipsem
	530,0		All (detryt płytek i płytki szkarłupni – liliwców, skorupki małżów, pojedyncze ślimaki i małżoraczki) Ort (mikrosparyt)	do 30 70–90	0,25–0,625 2,0	1,5	Biomikrosparyt szkarłupniowo-małżowy
	540,2		All (ślimaki – przekroje poprzeczne i podłużne, spekane powłoki mikrytowe powstałe na elementach szkieletowych, kulistych sparytowych, pojedyncze grudki mikrytowe, niezidentyfikowane skorupki) Ort (sparyt, mikrosparyt)	30 25–30 30–40	2,0–3,0 0,2–0,25 0,25–0,5	4,0–5,0	Biosparyt gastropodowy, słabo wymyty
	543,5		Ort (mikrosparyt)				Wapień mikrosparytowy z mikrolam- inami ilasto-marglistymi
	549,0						jw.

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Pstry piaskowiec górny (ret)	551,2		All (skorupki małżów lub brachiopodów, w których CaCO ₃ zastał podstawiony przez gips drobnokrystaliczny, nierównomiernie ziarnisty, otornice, peloidy i grudki mikrytowe) Ort (mikrosparyt, gips – agregaty o średnicy 2 mm) Mat.ter. (kwarc)	20–30 10–15 5–10 10 40–50 15 1–5	0,5 0,125–0,25	0,5	Dolomit zapiaszczony biomikrosparytowy lokalnie o spoiwie gipsowym drobnokrystalicznym
	555,0		All (małżoraczki) Ort (mikrosparyt) Mat.ter. (kwarc, minerały ilaste – illit)	1–5 1–3	0,05		Dolomit mikrosparytowy z udziałem mikrofauny
	563,5 L1 (8 mm) L3, L5 (3mm)	warstwowa, falista	Ort (anhydryt i gips o pokroju igiełkowym, pojedyncze zbliżone kryształki polihality – tekstura bezładna z tendencją do równoległego ułożenia osobników kryształicznych, lokalne skupienia skrytokrystalicznego anhydrytu, dolomit mikrosparytowy w postaci rozerwanych lamin) Ort (dolomikrosparyt drobnokrystaliczny, skrytokrystaliczny anhydryt) Ort (skrytokrystaliczny anhydryt)	80–90 10–20 90–95 5–10	0,1–0,3	0,5	Anhydryt dolomitowe nierównomiernie laminowane z mikrolaminami anhydrytowego dolomikrosparytu
	L7 567,5		jw.				jw.
	571,5		All (bioklasty i detryt skorup małży o gładkich i ząbkowanych skorupkach, przekroje ślimaków, koliste sparytowe przekroje, zarysy bioklastów złożone z krystalicznego dolomitu idio-, hipidio- i ksenomorficzne, wnętrze w wielu przypadkach wypełnia gips, podrzędnie anhydryt, ośrodki ślimaków wypełnia mikryt) Ort (gips drobnokrystaliczny – spoiwo i wypełnienia skorup, dolomit – spoiwo sparytowe)	30 70 50 20 90	0,75–2,0 0,875 0,25 0,05–0,08 0,02–0,03	3,0	Biosparyrudy małżowo-gastropodowy, gipsowo-dolomityczny
	577,8		Ort (drobnokrystaliczny spar dolomitowy)			0,1 0,06	Dolosparyt drobnokrystaliczny

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Pstry piaskowiec górny (ret)	581,6		All (onkoidy rozwinięte wokół fragmentów skorup i oolitów) Ort (mikrosparyt, drobnokrystaliczny gips)	30	1,5–3,5	6,0	(HCl+) Intramikrudyt onkoidowy, gipsowo- dolomitowy, drobno- i średnioziarnisty
	592,2 L1	warstwowa, horyzontalna	Ort (mikrosparyt dolomitowy)	70–80	0,05	0,175–0,2	(HCl++) Wapień dolomityczny z laminami gipsowego dolomikrosparytu
	L2		gips drobnokrystaliczny; osobniki krystaliczne o pokroju igielkowym, lokalnie o pokroju ziarnistym)	20–30	0,12–0,18 0,175	0,2	
			Mat.ter (kware)	1–2		0,12	
	597,1		Ort (sparyt drobnokrystaliczny z połączonymi mikrytowymi gruzelkami)		0,01–0,03 0,1		(HCl++) Wapień dolomityczny
	603,5	nierównomiernie warstwowa	Ort (anhydryt, skrytokrystaliczny dolomit)	98 1–2	0,1		Anhydryt nierównomiernie warstwowa- ny, skrytokrystaliczny z mikrolaminami drobnokrystalicznego anhydrytu o strukturze cegielkowej
	609,0	nierównomiernie warstwowa, falista, tekstura bezlądna	Ort (anhydryt skrytokrystaliczny i o pokroju igielkowym, gips – duże kryształy o pokroju słupkowym idio- i hipidiomorfi- czne, dolomit – małe kryształy w przewadze ksenotopiczne, pojedyncze idiotopiczne (tkwią w obrębie kryształów siarczanów)	75	0,1		Gipsyto-anhydryt nierównomiernie warstwowany dolomitowy o strukturze porfiroblastycznej
	615,0		Ort (anhydryt o strukturze krystalicznej panalatriomorficznej, ziarnisty i o pokroju igielkowym, gipsowe kryształy w 80% zanhydrytyzowane, gips o pokroju igielkowym – tekstura bezładna)	90 do 10	0,5 0,15		Gipsowy anhydryt drobnokrystaliczny
	621,0 L1 L2	nierównomiernie warstwowana	Ort (anhydryt i gips o pokroju igielkowym, tekstura bezładna)	80/20	0,625–1,5	2,5	Gipsowy anhydryt drobnokrystaliczny z mikrolaminami dolomitowego gipsytu
	L3 jak L1		Ort (mikrosparyt dolomitowy, gips o strukturze lamelkowej)	20–30 80–70			

Symbole jak w tabeli 7 oraz: ms – mikrosparyt, (HCl-) – brak reakcji z kwasem solnym, (HCl+), ++, +++ – reakcja z kwasem solnym słaba, średnia, bardzo dobra

Symbols as in Table 7 and: ms – microsparite, (HCl-) – no reaction with hydrochloric acid, (HCl+), ++, +++ – reaction with hydrochloric acid weak, medium, very good

ziarn kwarcu, skład mineralny (szacunkowy), kulistość i obtoczenie ziarn oraz nazwy głównych typów wchodzących w skład zestawów laminarnych i mikrolaminowanych.

Profil litologiczny wapienia muszlowego i pstrego piaskowca jest wynikiem zestawienia obserwacji allochemów i ortochemów (tab. 7, 8) i przeliczonych analiz chemicznych (tab. 9). Laminy ilaste, których skład został poparty analizami rentgenowskimi, nie były badane petrograficznie. Ocenę zmienności składu pelitów Frydrychewicz (1980) przeprowadziła jedynie w mikrolaminarnych wydzieleniach i w poziomach czystych iłowców. Końcowym efektem analizy zebranych danych była próba wydzielenia zespołów warstw z charakterystycznymi litotypami.

Zbadano szczegółowo pod względem petrograficznym i mikrofacjalnym profil utworów triasu o miąższości 908,0 m w zakresie głębokości od 286,0 do 1194,0 m. Kompleks ten obejmuje utwory pstrego piaskowca dolnego (877,1–1194,0 m), środkowego (623,5–877,1 m) i górnego (484,5–623,5 m) oraz wapienia muszlowego dolnego (300,5–484,5 m) i środkowego (286,0–300,5 m). Jest to zespół urozmaiconych osadów, uformowanych w basenie o szybkiej akumulacji materiału osadowego. Basen ten w rejonie otworu Grochowice M 9 pozostawał pod wpływem silnego oddziaływania bariery lub innej formy płychny. Materiał detrytyczny dolnego pstrego piaskowca jest frakcji pylastej, aleurytowej i psamitowej bardzo drobnoziarnistej. W środkowym pstrym piaskowcu występują drobno- i średnioziarniste osady. Frakcje dolnego pstrego piaskowca powtarzają się w serii klastycznej retu. Analiza danych petrograficznych zamieszczonych na profilach (fig. 17, 18) pozwoliła wydzielić charakterystyczne warstwy, które wchodziły w skład zespołów litofacjalnych, będących odpowiednikami serii kompleksów wyróżnionych przez Sokołowskiego (1967). Fotografije przykładowych fragmentów rdzeni wiertniczych zamieszczono na figurach 19 i 20. Figura 21 przedstawia wybrane mikrofotografie utworów pstrego piaskowca dolnego i środkowego, a figura 22 mikrofotografie utworów pstrego piaskowca górnego i wapienia muszlowego wykonane pod lupą.

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny

Osady pstrego piaskowca dolnego (o miąższości 316,9 m) stanowią klasyczny przykład osadów typu „red beds” wieńczących serie ewaporatowe cechsztynu. Wykształcone są w jednolitej litofacji iłowców, iłowców laminowanych mułowcami i bardzo drobnoziarnistymi piaskowcami oraz marglistymi, mułowcowymi i piaszczystymi typami skał węglanowych – sparytowych i ooidowych (fig. 19A–E, 20A–C). Dzięki strukturalnym depozycyjnym i bioturbacyjnym zauważono cykliczny charakter sedymentacji (fig. 17). Aleurytowo-psamitowy materiał terygeniczny w dolnym pstrym piaskowcu, reprezentowany głównie przez kwarc i skaleni, jest ostrokrawędzisty, ziarna są wydłużone, zwykle ułożone równolegle do laminacji. Piaskowce

swoim składem odpowiadają arenitom arkozowym i subarkozowym oraz wakom arkozowym, o zawartości spoiwa ilastego, kontaktowego od piętnastu do dwudziestu kilku procent. Spoiwo ortochemiczne piaskowców składa się z drobno- i średniokrystalicznych węglanów i ma charakter porowy. Anhydryt natomiast jest spoiwem porowym, gniazdowo-porowym, czasem wypełniającym. Lokalnie spotyka się wapienie dolosparytowe z ooidami (fig. 21A).

Dolna litofacja laminowanych iłowców i piaskowców.

Litofacja ta, o miąższości 90 – 100 m) odpowiada wyróżnionej przez Sokołowskiego (1967) serii piaszczysto-iłowcowej pstrej (nr 21), do której zaliczono zespół warstw „1” – „3”. Dominują tu iłowce marglisto-mułowcowe, w stropie z pojedynczymi laminami mułowców i bardzo drobnoziarnistych piaskowców typu arenitów arkozowych. Szczególnie charakterystyczny jest zespół szarozielonych laminowanych osadów warstwy „2” (fig. 17). Są to iłowce illitowe naprzemianlegle laminowane dolomitycznymi osadami aleurytowo-piaszczystymi. Dominuje tu materiał aleurytowy w postaci ziarn kwarcu o przeciętnej średnicy 0,02–0,05 mm. W obrazach mikroskopowych obserwowano mikrolaminowane zestawy mułowców silnie dolomitycznych i marglistych, margli mułowcowych, dolosparytów mułowcowo-piaszczystych oraz iłowców i iłowców marglisto-mułowcowych. Ogólny udział węglanów w tej litofacji Frydrychewicz (1980) oceniła szacunkowo na około 30–50% obj. Występujący w tym typie osadów pigment pirytowy wskazuje na redukcyjne środowisko sedymentacji. Zespół „3” (fig. 17) reprezentują osady, w których obecne są ooidy. Ich obecność oraz lokalne pojawianie się złożonych struktur związanych z riplemarkami i laminacji, pozwala ocenić ten zespół jako przejściowy do warunków płytszych. Zawartość allochemów w mikrolaminach waha się od 15 do 25% obj. W laminach piaszczystych stanowiących najczęściej mikrolaminowane zestawy dwóch typów skał oraz w piaskowcach typu wak arkozowych występują peloidy. Allochemy mają średnice od 0,1 do 0,15 mm, wykazują kształty kuliste i elipsoidalne z ilasto-hematytowymi otoczkami, często z widocznymi efektami kompaktacji mechanicznej. Spoiwo piaskowców, typu wak stanowi ilasto-żelazista matriks (15–20% obj.). Cement ortochemiczny w tych piaskowcach reprezentują głównie węglany (30–60% obj.). W składzie detrytu dominują ziarna kwarcu ostrokrawędzistego (40–45% obj.) oraz skaleni (6–10% obj.). Wśród skaleni wyróżniono polisyntetycznie zbliżnione plagioklasy, mikroklin i peryty. Częste są ziarna zserycytizowane. Wśród minerałów akcesorycznych pojawiają się cyrkon, turmalin, chloryt. Łyszczyków jest niewiele (2–5% obj.), szczególnie w porównaniu do zespołu warstw wyżej leżących.

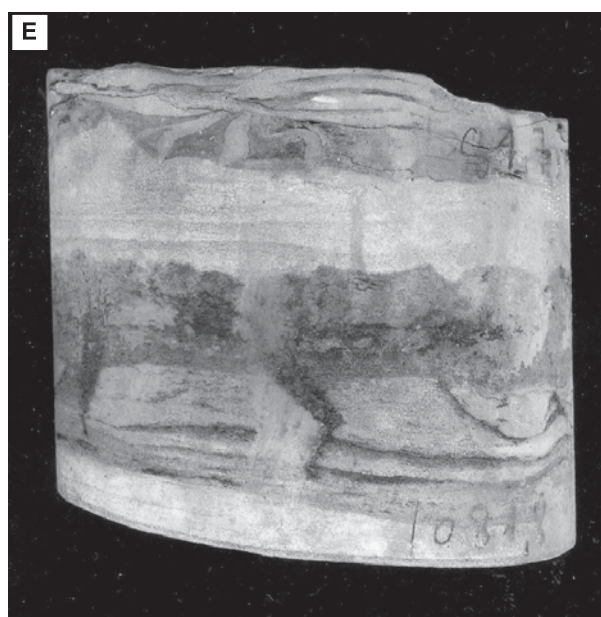
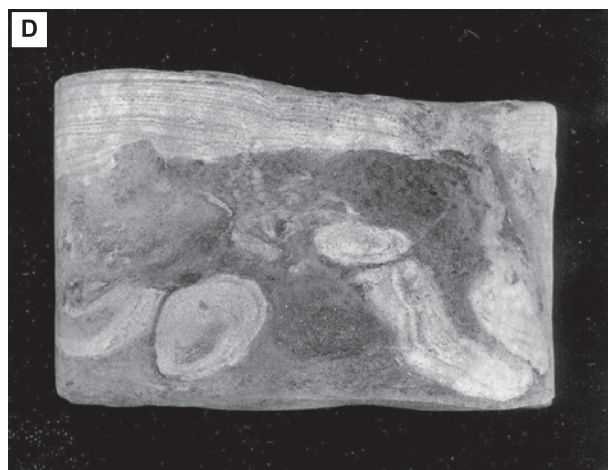
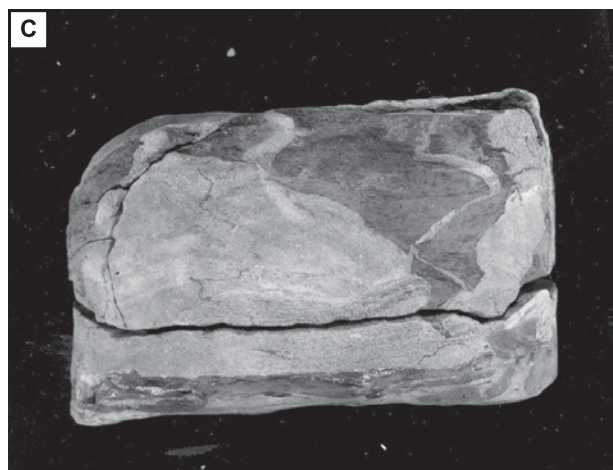
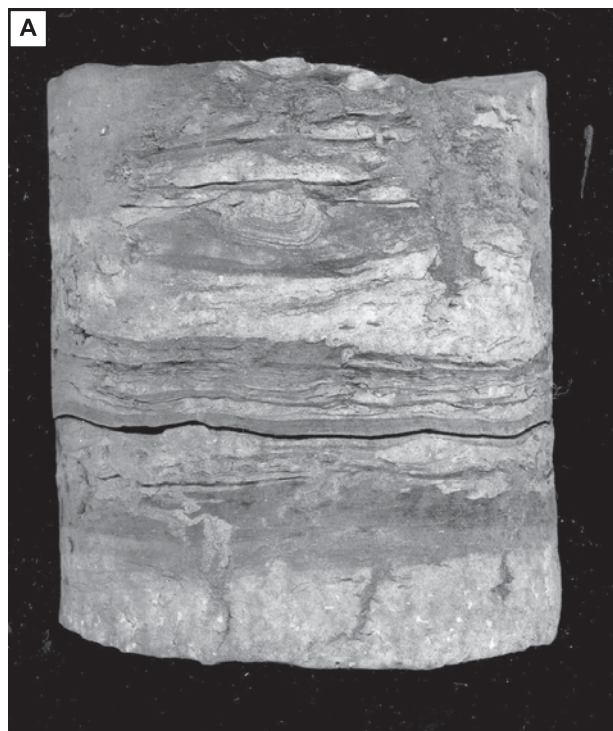
Wyżej leżąca **litofacja piaskowców, mułowców i iłowców osadzanych w warunkach spłylenia** odpowiada serii iłowcowo-piaszczystej pstrej (nr 20 wg Sokołowskiego, 1967) i zbudowana jest z zespołu warstw „4” i „5” (fig. 17). Specyfiką tych osadów jest występowanie złożonych struktur warstwowych związanych z riplemarkami i licznie występujące ślady mułozerców. Mają one formy

Tabela 9
Wyniki oznaczeń chemicznych wybranych próbek skalnych z wapienia muszlowego i pstręgo piaskowca górnego oraz przeliczenie na zawartość węglanów i anhydrytu [% obj.]
(wg Frydrychewicz, 1980)

Results of chemical analyses from selected rock samples from the Muschelkalk and Upper Buntsandstein as well as counting for carbonate and anhydrite content [vol. %] (after Frydrychewicz, 1980)

Stratygrafia Stratigraphy	Głęb. Depth [m]	CaO	MgO	CO ₂	cz.n.	SO ₃	Σ węglanów Σ carbonates	Dolomit Dolomite	Kalcyt Calcite	Anhydryt Anhydrite
Wapień muszlowy środkowy	291,0	46,8	3,50	33,2	5,98	–	42,29	–	42,29	–
	300,0	23,8	16,40	36,5	13,66	–	76,63	74,70	1,93	–
	306,0	53,7	0,35	n.o.	0,88	–	95,84	–	95,84	–
	318,0	25,5	14,40	36,7	11,09	–	75,63	65,87	9,76	–
	339,5	53,1	0,37	n.o.	1,34	–	94,77	–	94,77	–
	347,0	53,3	0,44	n.o.	1,22	–	95,12	–	95,12	–
	365,0	54,1	0,06	n.o.	0,46	–	96,55	–	96,55	–
	370,0	52,7	0,31	n.o.	0,68	–	94,05	–	94,05	–
	379,0	52,6	0,13	n.o.	1,82	–	93,88	–	93,88	–
	391,0	52,4	0,63	n.o.	2,38	–	93,52	–	93,52	–
Wapień muszlowy dolny	409,0	46,0	1,80	39,1	8,90	–	85,86	8,22	77,64	–
	425,7	47,1	1,30	n.o.	7,98	–	84,06	–	84,06	–
	437,8	51,7	0,52	n.o.	3,36	–	92,27	–	92,27	–
	445,0	42,2	1,40	n.o.	14,12	–	75,31	–	75,31	–
	459,5	37,6	1,90	30,0	20,04	–	68,55	2,07	66,48	–
	465,0	38,2	1,70	29,4	21,38	–	37,45	–	37,45	–
	474,5	41,1	1,30	n.o.	17,24	–	73,35	–	73,35	–
	480,0	29,9	3,60	25,7	29,18	–	57,65	9,38	48,27	–
	489,0	49,0	1,80	38,4	1,00	–	48,82	–	48,82	–
	498,3	20,7	14,4	29,5	24,34	1,54	62,21	59,44	2,77	0,61
Pstry piaskowiec górny (ret)	505,0	2,6	4,20	2,8	66,16	2,36	5,86	5,86	–	3,18
	512,5	8,1	7,70	11,8	50,46	0,54	24,72	24,72	–	0,91
	523,5	39,8	4,60	36,3	15,68	0,44	80,11	21,03	59,08	0,74
	526,6	36,6	3,50	32,1	17,50	0,34	71,39	16,00	55,39	1,04
	531,0	10,5	6,10	11,7	50,82	0,78	25,22	16,29	8,93	1,32
	540,0	4,6	4,10	5,9	60,66	0,41	12,67	11,21	1,46	0,69
	543,5	5,3	4,60	7,1	61,22	0,24	15,05	12,85	2,20	0,40
	549,0	28,3	2,90	23,8	32,00	0,34	53,36	8,96	44,20	1,04
	551,2	29,6	15,10	35,2	4,18	10,00	71,91	69,06	2,85	17,00
	555,0	27,4	5,70	26,0	26,38	0,41	57,44	19,77	37,67	0,69
	558,1	8,5	8,40	13,0	46,46	0,34	27,33	27,23	–	1,04
	567,5	35,8	5,40	12,0	39,30	0,38	25,35	22,74	2,61	66,82
	577,5	20,6	7,50	22,4	34,24	0,92	48,53	28,23	20,30	1,56
	584,0	35,8	3,60	31,4	19,30	1,13	70,00	16,44	53,66	1,92
	588,5	25,1	3,50	21,8	34,72	0,27	48,78	9,42	39,36	0,45
	592,2	30,7	4,30	25,0	23,74	5,00	55,55	15,33	40,22	8,50
	597,0	28,7	4,00	25,4	29,70	0,27	56,68	12,64	44,04	0,45
	607,0	39,3	0,35	n.o.	1,14	56,70	–	–	–	96,40
	622,0	15,5	9,30	19,5	38,50	3,97	40,81	39,54	1,27	12,04

n.o. – nie oznaczono / not detected



tuneli U-kształtnych (domichnia) i tuneli pionowo-pozio-
mych ze śladami przemieszczania się w górę, czasem lekko
odkształconymi (fodinichnia). Wskazują one na strefę bio-
facji położonej między podstawą falowania a linią odpływu.
Zwracają również uwagę struktury deformacyjne, które
można wiązać z uławiceniem zaburzonym, bądź uznać za
struktury pograżowe związane z niestępnym warstwowa-
niem gęstościowym. Zespół osadów opisywanej litofacji
posiada cztery poziomy piaskowców, bądź mułowców o
miąższości 5–10 cm. Są to najczęściej bardzo drobnoziarni-
ste piaskowce typu wak arkozowych (warstwa „5”) z udziałem
spoiwa węglanowego. W obrębie tego zespołu spągowe
laminy wapnistych i wapnisto-dolomitycznych piaskowców
typu arenitów subarkozowych są wzbogacone w łyszczyki.
Natomiast w składzie mineralnym piaskowców serii stropo-
wej zauważa się wzrost udziału skaleni (do ok. 20% obj.).
Lokalnie występują wapnienie ooidowo-piaszczyste. Ooidy
są jedno- i wielopowłokowe, z zachowaną budową promie-
nisto-pasową lub są zmikrytyzowane i przekrystalizowane.
Występują także pojedyncze sferolity.

Zmiany warunków sedymentacji zasygnalizowane są w
profilu obecnością małej miąższości (5–6 mm) zestawu lam-
in czerwonych iłowców i mułowców typu wak, które roz-
poczynają górną litofację laminowanych osadów iłowco-
wych i piaszczysto-węglanowych.

**Górna litofacja laminowanych iłowców i piaskow-
ców.** Osady tej litofacji są kompleksem, w którym wyróż-
niono dwa zespoły: dolny – pelityczny, złożony z lamino-
wanych iłowców i piaskowców z laminami ilastymi z wy-
rażną obecnością anhydrytu w spoiwie porowym (warstwy
„6” i „7”) oraz górny – złożony z laminowanych piaskow-
ców i iłowców, w którym dominują piaskowce o spoiwie
dolomitczno-wapnistym; występują także dolomity spary-
towe i ooidowe (warstwy „8”, „8a”, „8b”).

Dolny zespół iłowcowo-piaszczysty (nr 19 wg Sokoł-
owskiego, 1967) cechuje obecność lamin iłowców koloru wi-
śniowo-czerwonego, czekoladowego, natomiast piaszczysto-
węglanowe laminy mają barwy szare, szarzielone i róż-
żowe. W zespole warstw „6” i „7” materiał terygeniczny
składem i wielkością ziaren zbliżony jest do opisywanego w

zespolech niżej leżących. Stopień obtoczenia ziarn ulega
różnicowaniu, gdyż obok ziaren wydłużonych, ostrokrą-
wędzistych zauważono półobtroczone, izometryczne ziarna
kwarcu. Zmiany występują w składzie spoiwa porowego.
Obok średniokrystalicznych węglanów w zespole warstw
„6”, występuje drobnokrystaliczny anhydryt. W zespole
lamin piaszczysto-węglanowych obserwowano piaskowce
bardzo drobnoziarniste typu wak arkozowych, arenitów ar-
kozowych i subarkozowych z mikrolaminami ooidów, a lo-
kalnie dolosparytów wapnistych ooidowych z anhydrytem.
W poziomie „7” oprócz piaskowców typu wak i arenitów
o spoiwie dolomitczno-anhydrytowym występują mułow-
ce i iłowce mułowcowe oraz margliste. Przeciętna ilość
ooidów w tych osadach wynosi 5–10% obj. Ooidy i peloidy,
o średnicach 0,1–0,2 mm ułożone są laminarnie. Wiele pia-
skowców w zespole „6” i „7” opisano jako piaskowce
łyszczykowe z przewagą mik nad biotytem. Charaktery-
styczne jest występowanie efektów wtórnych procesów
utleniania i chloryzacji blaszek biotyty. Substancja ilasto-
żelazista występuje powszechnie w postaci otoczek na
ziarnach detrytycznych, czasami tworzy wypełnienia jąder
w ooidach.

Laminowane osady piaszczysto-węglanowe (wapnisto-
dolomitczne) i ilaste (odpowiednik serii nr 18 wg Sokoł-
owskiego, 1967) charakteryzują się naprzemianległym wy-
stępowaniem lamin ilastych (wiśniowych, czekoladowych,
brązowych i zielonkawych) i węglanowo-piaszczystych
(szarych i różowych). W składzie zestawów mikrolamin bu-
dujących laminy węglanowo-piaszczyste wyróżniono dolo-
arenity wapniste ooidowe i dolosparyty średnio- i grubokry-
staliczne, określając je jako zespół „8” i „8a”. Symbolem
„8b” oznaczono zespół złożony z lamin ilastych i węglano-
wo-piaszczystych, w których laminy węglanowe wydzielone
są w postaci dolosparytów piaszczystych, dolosparytów
mułowcowych i marglisto-piaszczystych. Skład detrytytu
i jego cechy morfologiczne nie uległy zmianom w porówna-
niu do opisywanych wcześniej. Wzrosła jedynie nieznacznie
ilość skaleni. Dolosparyt średnio- i gruboklastyczny, sta-
nowiący spoiwo typu porowego w mikrolaminach piaskow-
ców, jest najczęściej ksenotypiczny. Idio- i hipidiotypiczne
kryształy związane są z mułowcami i ilastymi mikrolamina-

Fig. 19. Charakterystyczne osady pstrego piaskowca dolnego

A – heterolit piaskowcowo-mułowcowy z laminacją falistą, soczewkową i smużystą, liczne struktury deformacyjne, w tym V-kształtne szczeliny z wysychania (?), pstry piaskowiec dolny, głęb. 1186,6 m; **B** – laminowane mułowce z wkładką piaskowca wykazującego struktury deformacyjne (głównie płomieniste), pstry piaskowiec dolny, głęb. 1129,8 m; **C** – piaskowce i mułowce z zaburzonym uławiceniem, pstry piaskowiec dolny, głęb. 1140,4 m; **D** – piaskowce i mułowce, różnorodne struktury deformacyjne, bioturbacyjne i pograżowe, pstry piaskowiec dolny, głęb. 1093,5 m; **E** – piaskowce przewarstwiane laminowanymi mułowcami, liczne struktury deformacyjne i bioturbacje (fodinichnia), pstry piaskowiec dolny, głęb. 1081,5 m. Fotografie fragmentów rdzeni; ciemne laminy – iłowce, jasne laminy – mułowce i dolosparyty silnie mułowcowe

The characteristic sediments of the Lower Buntsandstein

A – sandstones and mudstones with heterolithic bedding, showing wavy, lenticular and flaser lamination, deformation structures and V-shaped cracks, Lower Buntsandstein, depth 1186.6 m; **B** – laminated mudstones interbedded with sandstone that exhibits deformation structures (basically flame structures), Lower Buntsandstein, depth 1129.8 m; **C** – sandstones and mudstones with slump structures, Lower Buntsandstein, depth 1140.4 m; **D** – sandstones and mudstones with various deformation structures, bioturbations and load casts, Lower Buntsandstein, depth: 1093.5 m; **E** – sandstones interbedded with laminated mudstones, common deformation structures and bioturbations (fodinichnia), Lower Buntsandstein, depth 1081.5 m. Core photos; dark laminae – claystones, light laminae – strongly muddy mudstones and dolosparite

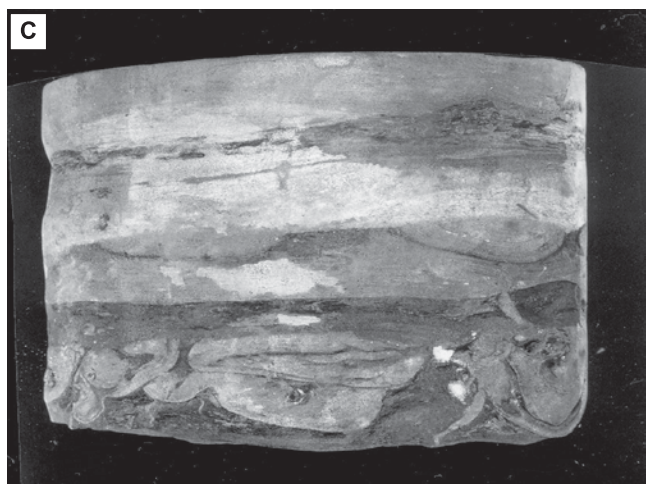
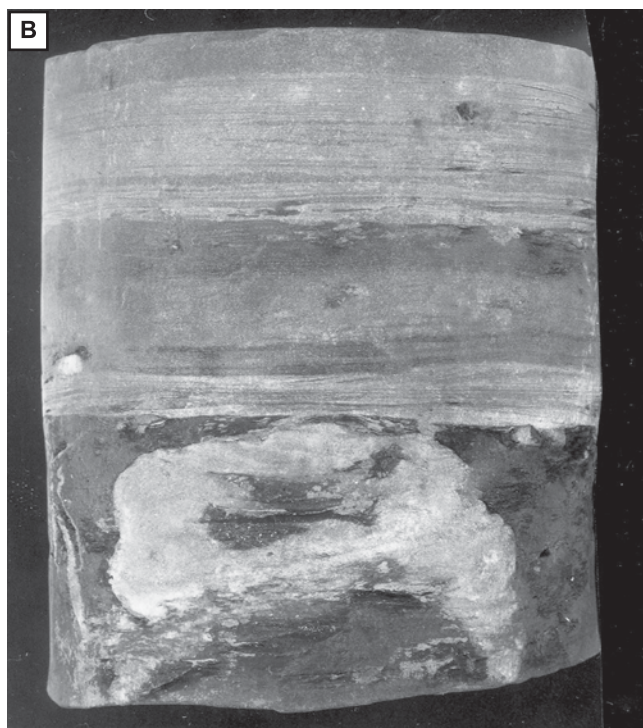


Fig. 20. Charakterystyczne osady pstrego piaskowca dolnego i środkowego

Fotografie fragmentów rdzeni. **A** – piaskowce przewarstwiane faliście ciemnoszarymi mułowcami, bioturbacje (fodinichnia) wypełnione materiałem mułowcowym, pstry piaskowiec dolny, głęb. 1026,8 m; **B** – jasnoszare laminowane iłowce i mułowce margliste o laminacji smużystej, w iłowcu (dolna część fragmentu rdzenia) widoczna bioturbacja zinterpretowana jako jamka mieszkalna (domichnia) wypełniona bardzo drobnoziarnistym, silnie wapnistym piaskowcem z oolitami, pstry piaskowiec dolny, głęb. 969,3 m; **C** – drobnoziarniste piaskowce (jasnoszare) z przewarstwieniami ciemnoszarych iłowców, liczne struktury deformacyjne, głównie pograżowe, pstry piaskowiec dolny, głęb. 909,3 m; **D** – ciemnoszare mułowce nieregularnie przewarstwiane drobnoziarnistymi piaskowcami, w mułowcach liczne jamki żerowiskowe (fodinichnia) wypełnione drobnoziarnistym piaskowcem, pstry piaskowiec środkowy, głęb. 875,6 m; **E** – wkładka drobnoziarnistego piaskowca w iłowcach, górna powierzchnia piaskowca interpretowana jest, jako twarde dno, widoczne struktury pograżowe, pstry piaskowiec środkowy, głęb. 695,8 m; **F** – laminowane iłowce margliste z licznymi bioturbacjami, dominują drobne fodinichnia wypełnione bardzo drobnoziarnistym piaskowcem, pstry piaskowiec środkowy, głęb. 655,9 m

The characteristic sediments of the Lower and Middle Buntsandstein

Core photos. **A** – sandstones interbedded with wavy laminated mudstones, bioturbations (fodinichnia) filled with mudstone material, Lower Buntsandstein, depth 1066.8 m; **B** – light grey laminated marly mudstones, bioturbation in claystone (the lower part of the core fragment) is interpreted as a dwelling burrow (domichnia), filled with very fine-grained, strongly limy sandstone with oolites, Lower Buntsandstein, depth 939.3 m; **C** – fine-grained light grey sandstones interbedded with dark grey claystones, common deformation structures, mainly load casts, Lower Buntsandstein, depth 909.3 m; **D** – dark grey mudstones irregularly interbedded with fine-grained sandstones, numerous burrows formed by deposit feeders (fodinichnia), filled with fine-grained sandstone, Middle Buntsandstein, depth 855.6 m; **E** – sandstone bed in laminated claystones, upper surface of sandstone is interpreted as a hardground, visible load casts, Middle Buntsandstein, depth 695.8 m; **F** – laminated marly claystones, intensely bioturbated, small fodinichnia filled with very fine-grained sandstone prevail, Middle Buntsandstein, depth 655.9 m

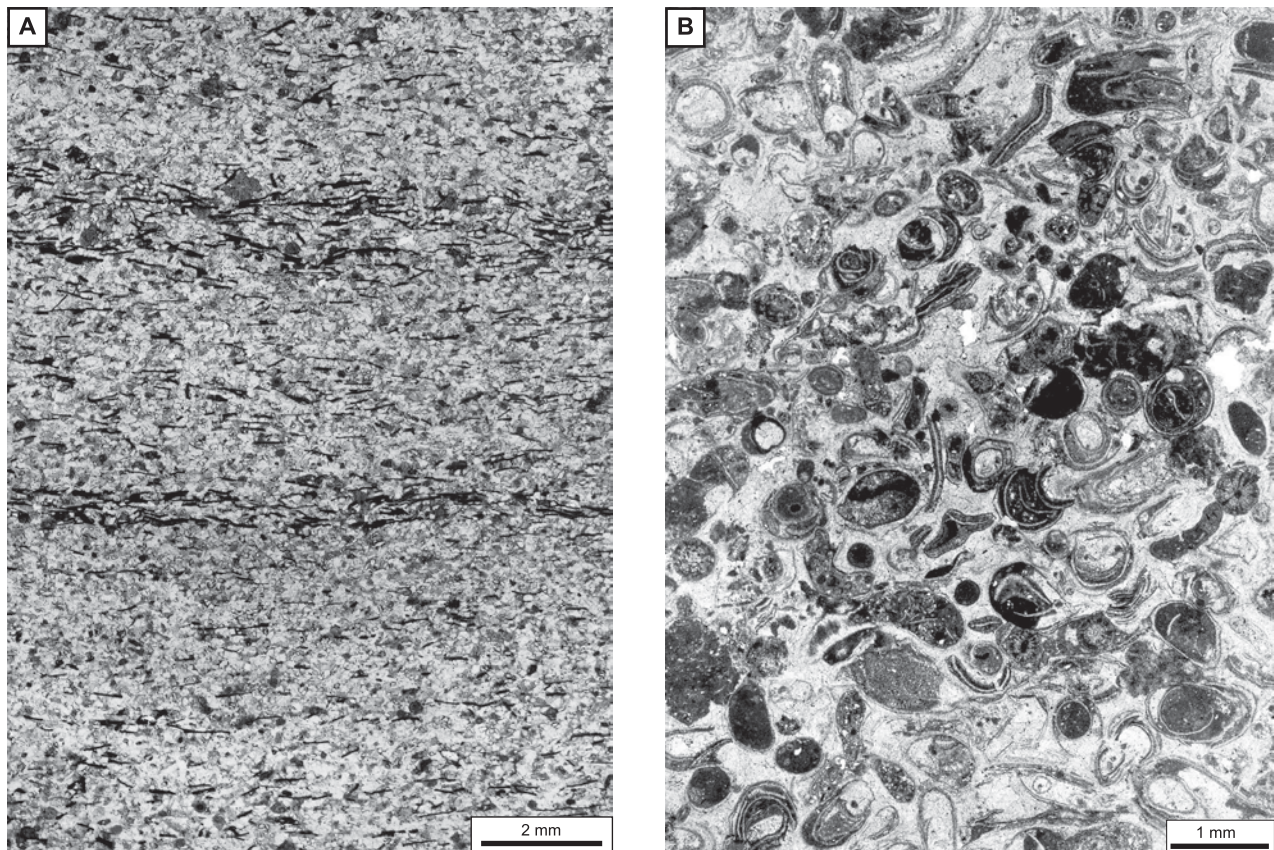


Fig. 21. Mikrofotografie utworów pstrego piaskowca z mikroskopu polaryzacyjnego stereoskopowego (bez analizatora)

A – dolosparyt ooidowy z laminami piaszczystymi, pstry piaskowiec dolny, głęb. 1051,1 m (tab. 7); **B** – wapień biosparytowy, pstry piaskowiec środkowy, głęb. 717,1 m (tab. 7)

Photomicrographs of the Buntsandstein sediments
from the stereoscopic polarizing microscope (without analyzer)

A – dolosparite with ooids and sandy laminae, Lower Buntsandstein, depth 1051,1 m (Table 7); **B** – biosparite limestone, the Middle Buntsandstein, depth 717.1 m (Table 7)

mi. Laminy oolitowe mają znaczną ilość allochemów (60–65% obj.). Są one najczęściej kuliste, wielopowłokowe o strukturze promienisto-radialnej, czasem przekrystalizowane, o średnicach od 0,25 do 0,30 mm.

Pstry piaskowiec środkowy

Pstry piaskowiec środkowy (o miąższości 253,6 m) jest serią wybitnie piaszczystą, z podrzędnym udziałem mułowców i iłowców (fig. 20I–K). Sokołowski (1967) wyróżnił od dołu ku górze 6 serii o kolejnej numeracji od 17 do 12, z którymi Frydrychewicz (1980) w badanym profilu przeprowadziła następującą korelację:

- serii piaszczysto-różowej (17 wg Sokołowskiego, 1967) odpowiada zespół ceglasczerwonych i różowych piaskowców o spoiwie ilastym oznaczony cyfrą „9”,

- serii piaszczysto-dolomitycznej (16) odpowiada zespół piaskowców o spoiwie dolomitycznym lub z udziałem spoiwa dolomitycznego – „9a”,
- seria oolitowa dolomityczno-wapnista (15) zaznacza się w badanym profilu wyraźnie szarym kolorem warstw piaszczysto-węglanowych i pojawieniem się ooidów oraz cienkich lamin (0,7–4,0 cm) szarych iłowców; odpowiada zespołowi „10”,
- seria mułowcowa-piaszczysta (14) w badanym profilu oznaczona została cyfrą „11”,
- seria mułowcowa, szarozielona (13 wg Sokołowskiego, 1967) w profilu odpowiada laminowanym osadom iłowcowo-piaszczystym oznaczonym cyfrą „12”.

Nad wymienioną szarozieloną serią leżą laminowane iłowce i piaskowce, w których dominują pelity. Są to pstre pelity oznaczone w profilu cyfrą „11a”.

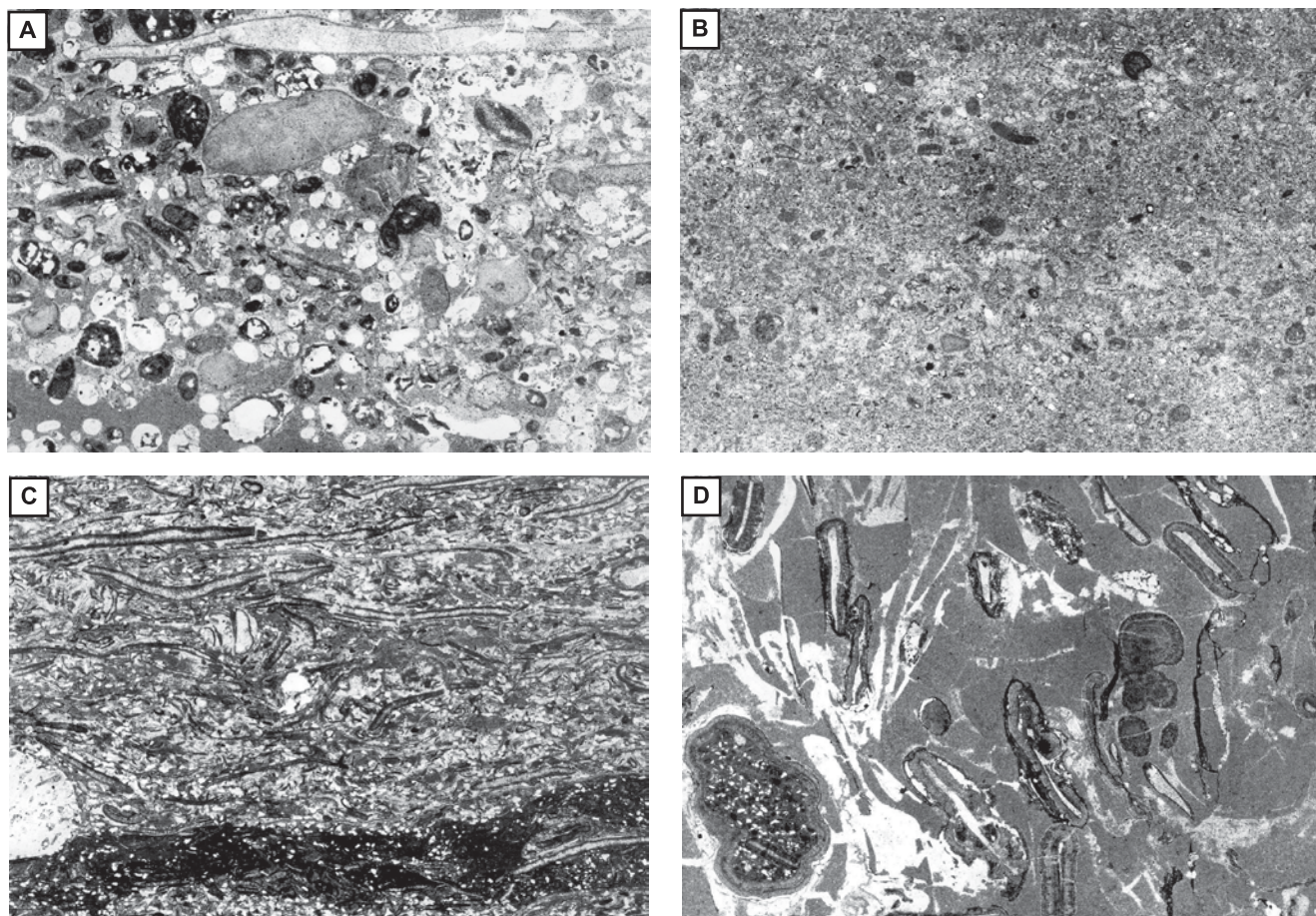


Fig. 22. Mikrofotografie utworów wapienia muszlowego i pstrego piaskowca górnego z mikroskopu polaryzacyjnego stereoskopowego (bez analizatora)

A – intramikrosparyt grudkowy z udziałem bioklastów szkarłupni, wapień muszlowy dolny, głęb. 324,5 m (tab. 8); **B** – wapień pelsparytowy z udziałem grudek i bioklastów, wapień muszlowy dolny, głęb. 365,0 m (tab. 8); **C** – biomikrosparyt małżoraczkowo-małżowy, laminowany, pstry piaskowiec górny, głęb. 523,3 m (tab. 8); **D** – gipsowo-dolomityczny intramikrudyt onkoidowy, pstry piaskowiec górny, głęb. 581,5 m (tab. 8)

Photomicrographs of the Muschelkalk and Upper Buntsandstein from the stereoscopic polarizing microscope (without analyzer)

A – intra-microsparite with lumps and echinoderms, Lower Muschelkalk, depth 324.5 m (Table 8); **B** – pelsparite limestone with lumps and bioclasts, the Lower Muschelkalk, depth 365.0 m (Table 8); **C** – laminated biomicroparite with bivalves and ostracods, Upper Buntsandstein, depth 523.3 m (Table 8); **D** – gypsum-dolomitic intramicrudite with oncoids, Upper Buntsandstein, depth 581.5 m (Table 8)

W grubym kompleksie piaskowców obserwuje się laminację równoległą i warstwowanie przekątne małej i dużej skali, lokalnie rozmycia cienkich wkładek ilastych w postaci intraklastów tworzących zlepienie śródformacyjne. W środku profilu występuje cienka wkładka wapienia biosparytowego (tab. 7; fig. 21B). Zespoły „9–10”, analogicznie, jak w dolnym pstrym piaskowcu, wykazują tendencję do mikrolaminacji. Przejawia się ona obecnością mikrolamin piaskowców zróżnicowanych frakcjonalnie, np. drobno- i średnioziarnistych. Ziarna materiału detrytycznego w środkowym pstrym piaskowcu mają przeważnie większe średnice, niż w dolnym pstrym piaskowcu i rośnie ich stopień obtoczenia. Waki („9”) w spągu mają obok ziarn pół-obtoczonych i wydłużonych, również ostrokrawędziste. Wyżej leżące osady mają ziarna obtoczone i półobtroczone izometryczne i wydłużone. Piaskowce wykazują skład arenitów i wak subarkozowych i arkozowych.

Pstry piaskowiec górny (ret)

Pstry piaskowiec górny, o miąższości 139,0 m, zawiera utwory ewaporatowe i węglanowe (tab. 7, 8, 9). Utwory ewaporatowe retu na monoklinie przedsudeckiej opracowane przez Tokarskiego (1965) rozpoczyna tzw. seria biała. Odpowiednikiem jej w omawianym profilu (fig. 18) są wg Frydrychewicz (1980) laminowane osady anhydrytowo-dolomikrosparytowe o zawartości siarczanów od 20–90% obj. Seria ta przedzielona jest kompleksem wapienno-dolomitycznym, zawierającym siarczany w ilości 2–5% obj. W wymienionym kompleksie stwierdzono obecność wapieni dolomityczno-biosparytowych i onkoidowych z licznymi małżami i małżoraczkami (fig. 22C, D). Na osadach serii białej zalega kompleks wapienno-dolomityczny, opisany przez Tokarskiego (1965) jako tzw. seria węglanowa dolna. Duża liczba wkładek bioklastycznych pozwala ten kompleks określić jako organodetrytyczny. W serii tej zmniejsza się tylko znacznie ilość anhydrytu (1–2% obj.) w porównaniu z opisywaną przez Tokarskiego (1965). Opisywany na

monoklinie przedsudeckiej (Tokarski, 1965), jako górne maksimum ewaporatowe, drugi kompleks ewaporatów jest podobny do serii białej, a w stropie wieńczy go seria węglanowa górna. Biosparyty obok detrytu gastropodów i małży zawierają liczne formy intraklastowo-biogeniczne, ziarna powleczone i grudki. Wapnisty charakter mikrosparytowych i drobnokrystalicznych osadów węglanowych w serii ewaporatowej retu jest ich cechą charakterystyczną.

Wapień muszlowy

Wapień muszlowy dolny (miąższości 184,0 m) obejmuje wapienie i margle. Mikrytowo-mikrosparytowe margliste wapienie w spągu, podobnie jak wyżej leżące poziomy wapieni falistych cechuje laminacja. W wapieniach falistych występują drobne wkładki z nagromadzeniami liliowców. Ogólnie można je określić, jako wapienie z udziałem mikrofauny (1–5% obj.) W skład mikrofauny wchodzi małżoraczki, otwornice oraz kalcisfery (tab. 9). Lokalnie obserwuje się słabo zaznaczone struktury grudkowe powstałe w wyniku procesu neomorfizmu agraadacyjnego. Zespół falistych wapieni posiada szereg struktur związanych z riplemarkami i niestatecznym warstwowaniem gęstościowym. Obserwuje się przejście wapieni marglistych do kompleksu biogenicznego facji grudkowej. Zespół osadów facji grudkowej zróżnicowany pod względem składu allochemów zamyka transgresywny kompleks wapienia muszlowego. Dolną serię facji biogenicznej stanowią intrasparyty gruzelkowo-grudkowe, które w części przystropowej zawierają znaczny udział detrytu organogenicznego, głównie szkarłupni (fig. 22A, B). Profil wapienia muszlowego dolnego kończy seria gruzelkowych dolomikrosparytów wapnistych, wskazujących na regresję morza triasowego, z dolomitem mikrytowo-mikrosparytowym w stropie.

Wapień muszlowy środkowy jest reprezentowany jedynie przez najniższe warstwy wykształcone jako wapienie i dolomity mikrytowo-mikrosparytowe.

Stanisław WOŁKOWICZ

PRZEJAWY MINERALIZACJI URANOWEJ W UTWORACH PSTREGO PIASKOWCA W REJONIE OTWORU GROCHOWICE M 9

Badania promieniotwórczości naturalnej skał triasu dolnego na obszarze monokliny przedsudeckiej prowadzone były od 1960 r., tj. od czasu intensywnego dokumentowania przez Instytut Geologiczny (IG) złóż rud miedzi i poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego przez Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych. Zbiegło to się w czasie z odkryciem w 1959 r. okruszczowania uranowego w piaskowcach triasu na obszarze syneklizy perybałtyckiej w otworze Pasłek IG 1. Uran jako pierwiastek promieniotwórczy daje się łatwo śledzić, gdyż standardowo we wszystkich otworach wiertniczych wykonywane były pomiary promieniowania gamma, a analiza wszystkich karota-

ży pod kątem jego obecności była przeprowadzana przez pracowników Pracowni Złóż Rud Uranu IG. W otworze Grochowice M 9 nie wykonywano badań zawartości uranu w skałach pstrego piaskowca, niemniej w jego najbliższym zachodnim otoczeniu stwierdzono obecność mineralizacji uranowej (fig. 23).

Obszar monokliny przedsudeckiej z uwagi na potencjał surowcowy przede wszystkim utworów permskich i występujące w nich złoża miedzi, ropy i gazu, jest bardzo szczegółowo rozpoznany. W skałach pstrego piaskowca tego obszaru powszechnie rejestrowane są na karotażowych pomiarach promieniowania gamma anomalne wskazania, świadczące

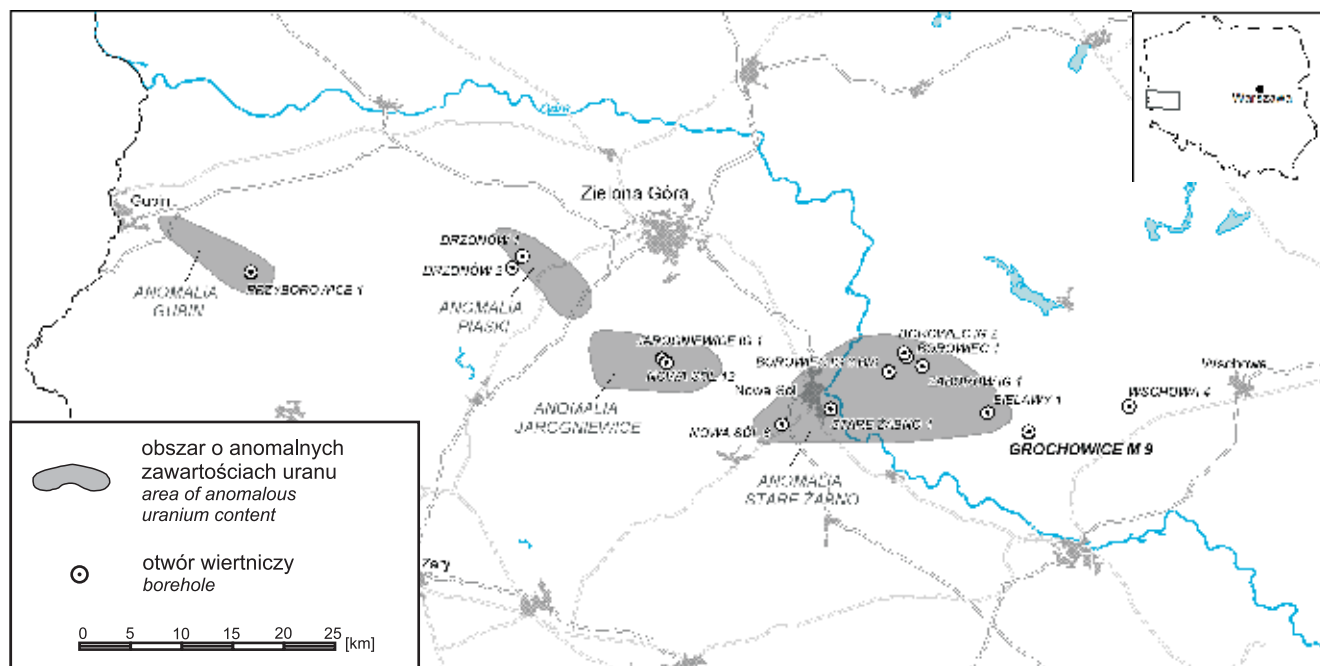


Fig. 23. Występowanie koncentracji uranu na obszarze monokliny przedsudeckiej

Location of uranium concentration areas in the Fore-Sudetic Monocline

o obecności podwyższonych zawartości uranu. Mają one bardzo duże rozprzestrzenienie lateralne i występują praktycznie w całym basenie sedimentacyjnym pstręgo piaskowca, przy czym najlepiej są rozpoznane w rejonach relatywnie płytkiego występowania, tj. na obszarze syneklizy perybaltyckiej i monokliny przedsudeckiej. Uranowi towarzyszą podwyższone zawartości wanadu, molibdenu, seleniu, cynku i ołowiu. Jest to asocjacja w pełni zbieżna ze znaną z obszaru syneklizy perybaltyckiej, lecz na obszarze monokliny przedsudeckiej zawartości wszystkich tych pierwiastków są znacząco niższe. Poziomy zawierające uran, z uwagi na duże rozprzestrzenienie, stabilność występowania w profilu i łatwość rejestracji w obrazie geofizycznym dzięki własnościom promieniotwórczym, są bardzo dobrymi horyzontami korelacyjnymi.

Charakterystyczną cechą utworów triasu praktycznie całego Niżu Polskiego jest obecność poziomów wzbogaconych w uran. Największe rozprzestrzenienie mają poziomy występujące w środkowym pstrym piaskowcu, które są związane ze skałami drobnoklastycznymi (iłowcami i mułowcami), rzadziej piaskowcami drobnoziarnistymi i skałami węglanowymi (Miecznik i in., 2011). Najpełniejszą charakterystykę występowania okruszczenia uranowego na opisywanym obszarze przeprowadził Saldan (1970), który na podstawie interpretacji pomiarów geofizycznych oraz wyników analiz chemicznych dostępnych próbek rdzeni wiertniczych z otworów usytuowanych w SW części monokliny przedsudeckiej wyróżnił 4 obszary o anomalnych zawartościach uranu: Stare Żabno–Borowiec, Jarogniewice, Piaski i Gubin (fig. 23).

Anomalia Stare Żabno, stosunkowo najbardziej interesująca, jest zlokalizowana w okolicach Nowej Soli. Naj-

wyższe zawartości uranu uzyskano w próbkach pochodzących z otworu Stare Żabno 1, w którego interwale głębokościowym 481,15–482,28 m występuje tzw. II poziom uranonośny o średniej ważonej zawartości uranu wynoszącej 297 ppm. Maksymalna stwierdzona zawartość uranu w pojedynczej próbce wynosi 5600 ppm i związana jest z nalotami czerni uranowej w iłolupkach stanowiących przewarstwienia w zapiaszczonych dolomitach i piaskowcach dolomitycznych, które dodatkowo zawierają rozsiiane ziarna galeny. Wskazuje to na postdiagenetyczną remobilizację uranu i jego wychwycenie na barierze geochemicznej. W obrębie anomalii Stare Żabno występują wyraźne anomalie gamma-spektrometryczne w nierdzienionych otworach Bielawy 1, Wschowa 4, Borowiec 1 i Nowa Sól 8. Natomiast pobrane próbki rdzeni wiertniczych z otworów Borowiec IG 2, Borowiec IG 3bis i Zaborów IG 1 cechują zawartości uranu znacząco niższe w porównaniu do wyników uzyskanych z otworu Stare Żabno 1. W otworze Borowiec IG 2, w I poziomie występującym na głębokości 767,51–768,4 m (o miąższości 0,89 m), średnia ważona zawartość uranu wynosi 44 ppm, przy zawartości maksymalnej w najbogatszej próbce wynoszącej 310 ppm. Skałami goszczącymi mineralizację są szare piaskowce z wkładkami ciemnoszarych iłowców. Na głębokości 805,38–805,47 m stwierdzono warstewkę ciemnoszarych wapieni oolitowych o średniej ważonej zawartości uranu 82 ppm. Poziom ten, ale o większej miąższości – 1,03 m (głęb. 714,72–715,75 m), występuje w otworze Borowiec IG 3bis. Średnia ważona zawartość wynosi 53 ppm, przy wartości maksymalnej wynoszącej 94 ppm w próbce. W otworze Zaborów IG 1 występują dwa horyzonty zmineralizowane ura-

nem o miąższości po 0,5 m każdy (w interwale 784,54–791,9 m), wyróżnione przez Sałdan (1970), jako poziomy IIa i IIb, ale średnie ważone zawartości uranu są niskie i wynoszą odpowiednio 36,7 i 24,0 ppm.

Obszar anomalny Jarogniewice wyznaczono na podstawie wyników uzyskanych z otworu Jarogniewice IG 1, który został wykonany nieopodal otworu Nowa Sól 12 (fig. 23). W otworze tym na głębokości 504,17–504,51 m nawiercono II poziom, w którym średnia ważona zawartość uranu wynosi 108 ppm, przy zawartości maksymalnej 350 ppm w najbogszej próbce. W poziomie tym zmineralizowane są dolomity oolitowe z glaukonitem, laminowane szarzielonymi iłowcami z łyszczykami (Sałdan, 1970).

Obszar anomalny Piaski występuje na południowy zachód od Zielonej Góry, w rejonie miejscowości Piaski, Lubiatów i Drzonów. Wyróżniony został głównie na podstawie anomalii promieniowania gamma w otworach wiertniczych. Dane analityczne z próbek skał pozyskano jedynie z otworu Drzonów 1, w którym na głębokości 674,3–674,6 m stwier-

dzono obecność wapieni oolitowych, reprezentujących II poziom uranonośny, a średnia ważona zawartość uranu wynosi 108 ppm, przy wartości maksymalnej 250 ppm. W nieodległym otworze Drzonów 2 w tej samej warstwie skalnej zanotowano jedynie 17 ppm uranu (Sałdan, 1970).

Położony dalej na zachód obszar anomalny Gubin został wyznaczony głównie na podstawie danych z karotaży wiertniczych. Dane analityczne próbek skał pochodzą z otworu Przyborowice 1, w którym na głębokości 416,63–417,19 m występują wapniste dolomity oolitowe, okruszczowane galeńą i pirytem, reprezentujące II poziom uranonośny. Średnia ważona zawartość uranu wynosi 59 ppm, przy zawartości maksymalnej 350 ppm (Sałdan, 1970).

Wystąpienia okruszczowania uranowego na monoklinie przedsudeckiej nie mają znaczenia surowcowego, gdyż zawartości uranu są niskie i miąższość stref zmineralizowanych jest niewielka (Sałdan, Strzelecki, 1980; Miecznik i in., 2011). Niemniej, należy mieć na uwadze, że anomalia Stare Żabno sięga do rejonu Grochowic.

PALEOGEN I NEOGEN

Jacek KASIŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN W REJONIE OTWORU GROCHOWICE M 9

Paleogen

Formacja leszczyńska
(244,5–286,0 m; miąższość 41,5 m)

Najstarszymi osadami paleogenu w okolicy otworu Grochowice M 9 są morskie, częściowo brakiczne, utwory formacji leszczyńskiej (szat). Profil tych utworów rozpoczyna warstwa glaukonitowo-kwarcowego piasku gruboziarnistego ze żwirkiem kwarcowym, miejscami z drobnymi okrucami bursztynu i obtoczonymi ksytytami, reprezentująca epizod transgresywny (Piwocki, 2004). W otworze Grochowice M 9 takie osady, choć wykształcone głównie w nieco grubszej frakcji, występują na głębokości 247–286 m. Wyższą część formacji leszczyńskiej budują mułowce i mułowce ilaste, szare, miejscami laminowane horyzontalnie, które zawierają cienkie wkładki ciemnobrunatnego mułku węglistego z drobnym detrytusem roślinnym.

Neogen

Formacja rawicka
(185,5–244,5,0 m; miąższość 59,0 m)

Profil neogenu rozpoczynają dolnomiocenские utwory formacji rawickiej (ogniwo dąbrowskie), wykształcone w postaci pokładu węgla brunatnego (IV pokład dąbrowski) o miąższości 0,8 m. Pokład ten stanowi kontynuację najniż-

szego pokładu produktywnego z sąsiedniego obszaru kompleksu złóż legnickich (Piwocki, Kasiński, 2006; Sztromwasser i in., 2007; Stachowiak i in., 2011). Dolna część leżącego wyżej ogniwa żarskiego jest wykształcona w postaci iłów i mułków kaolinowych, częściowo zawęglonych, z gniazdam i piasku kwarcowego bardzo drobnoziarnistego, mułkowatego i z okrucami węgla brunatnego. W górnej części ogniwa żarskiego występuje kompleks utworów fluwalnych; są to kwarcowe piaski gruboziarniste ze żwirkiem kwarcowym oraz ilaste żwirowce kwarcowe. Ziarna żwirku, zazwyczaj o średnicy do 3 mm, są dobrze obtoczone. Piaski są z reguły warstwowane przekątnie. W najwyższej części ogniwa w żwirowcach występują drobne konkrety pirytowe.

Formacja ścinawska
(136,1–185,5 m; miąższość 49,4 m)

Kompleks ilasto-węglowy należący do najniższej części formacji ścinawskiej wyższej części dolnego miocenu, zawiera III ścinawski pokład węgla brunatnego. Osady te obejmują serię czterech cienkich pokładów węglowych o miąższości kolejno: 2,2, 2,2, 1,8 i 3,7 m, tkwiących w osadach ilasto-mułkowych, zawęglonych, z okrucami węgla brunatnego, w przyspągowej części silnie zapiaszczonych. Sumaryczna miąższość węgla wynosi tu 9,9 m, jednak strop najwyższego pokładu leży na głębokości 168,7 m p.p.m., co powoduje, że wartość liniowego współczynnika nadkładu N:W = 25,2 plasuje się daleko poniżej granicznej wartości

tego parametru nawet dla pozabilansowych zasobów węgla. Wyżej leży seria ilów i mułków szarych. Dolna jej część jest reprezentowana przez zawęglone i węgliste ily i mułki z licznymi okruchami i cienkimi przewartswieniami węgla brunatnego. W części górnej zaznacza się domieszka piasku lub laminacja horyzontalna drobnoziarnistym piaskiem kwarcowym. Profil tej formacji zamyka dwudzielny cienki pokład węgla brunatnego, rozdzielony warstwą mułku ilastego z nielicznymi okruchami węgla brunatnego – jest to ekwiwalent sedimentacyjny II łużyckiego pokładu węgla brunatnego.

Formacja pawłowska
(61,7–136,1 m; miąższość 74,4 m)

Profil utworów lądowych środkowioceńskiej formacji pawłowskiej rozpoczyna cienka warstwa łu ciemnoszaro-brunatnego, węglistego, z okruchami węgla brunatnego. Wyżej leży kompleks mułków ciemnoszarych i brunatnych, o miąższości 8,4 m, w części przyspągowej laminowany łem węglistym, a ponad tym kompleksem występuje gruba warstwa żwirku kwarcowego o miąższości 16,2 m. Wyższa część profilu formacji jest reprezentowana przez kompleks ilasty, na który składają się ily szare i szaroniebieskie, w części przyspągowej zailone, a w części przystropowej przechodzące w mułki szaropopielate. W tej części profilu stwierdzono nieliczne igły gąbek (Odrzywolska-Bieńkowska, 1980). Profil kończy gruba warstwa piasków kwarcowych drobnoziarnistych o miąższości 21,3 m, zawierająca w górnej części drobne kongregacje piritowe, intraklasty ilów pstrych i uwęglony detrytus roślinny.

Formacja poznańska
(7,1–61,7 m; miąższość 54,6 m)

Profil górniooceńskiej formacji poznańskiej rozpoczyna gruby kompleks szarozielonych utworów ilasto-mułkowych, w części przyspągowej zawęglonych, z licznymi soczewkami drobnoziarnistego piasku kwarcowego. W spągu tego kompleksu występuje cienka warstwa węgla brunatnego o miąższości 0,2 m, stanowiąca ekwiwalent sedimentacyjny I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego. Ku stropowi utwory te przechodzą w ily pstre z domieszką i przewartswieniami piasku kwarcowego drobnoziarnistego, z nielicznymi igłami gąbek i szczątkami otwornic z rodzaju *Astrorhiza* sp. (Odrzywolska-Bieńkowska, 1980), a w najwyższej części także z kongregacjami piritowymi.

Rozwój sedimentacji

Paleogen

Na początku późnego eocenu na obszar pobliskiej Ziemi Lubuskiej dotarła transgresja morska z basenu medyterańskiego zachodniej Europy. Na obszarze zachodniej Polski morze to miało charakter epikontynentalny. Na obszarze wału śródpolskiego, poprzez obszar płyczn i archipelagów

wysp, ciepłe wody z zachodniej Europy mieszały się z chłodniejszymi wodami z obszaru Polski północno-wschodniej, na co wskazuje wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). Rozwój transgresji późnoeocenijskiej doprowadził do utworzenia w morzu epikontynentalnym osadów formacji jerzmanowickiej. Pod koniec eocenu na omawianym obszarze zaznaczyła się krótkotrwała ingresja morska o charakterze pulsacyjnym, a po jej ustąpieniu na obszarach lądowych nastąpił rozwój procesów erozyjnych, które w rejonie Grochowiec doprowadziły do całkowitej erozji stosunkowo cienkich osadów eocenijskich.

Kolejna transgresja – oligocenijska, postępująca od zachodu w najniższym rupelu, rozwijała się w kilku fazach. Zespół mikrofauny zimnolubnej (Burchardt, 1978; Odrzywolska-Bieńkowska, Pożaryska, 1978), świadczy o połączeniu obszaru wschodniej Europy z basenem Morza Północnego i wskazuje na oddzielenie od basenów ukraińskiego i białoruskiego strefą płyczn i wysp. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza (*highstands*) są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i mosińskiej górnej. Ciąg progradujących transgresyjnych systemów depozycyjnych rozpoczynają osady formacji mosińskiej dolnej. W spągu tej formacji występuje często transgresyjna warstewka żwirku kwarcowego. Osady formacji mosińskiej dolnej są rozwinięte w formie szarozielonych piasków kwarcowo-glaukonitowych z igłami gąbek, w spągu ze żwirkiem kwarcowym i kongregacjami fosforytowymi oraz z nieliczną fauną otwornicową (Odrzywolska-Bieńkowska, 1973). Leżące wyżej utwory formacji czempińskiej mają charakter brakiczny i są związane z częściową regresją i spłyceniem zbiornika morskiego. Niewielki epizod transgresyjny, kończący sedimentację paleogenu w Polsce północno-wschodniej, miał miejsce po osadzeniu się utworów formacji czempińskiej. W jego wyniku powstały osady formacji mosińskiej górnej: drobnoziarniste i mułkowate piaski kwarcowe z glaukonitem, w spągu ze żwirem kwarcowym, w części stropowej przechodzące w szare i szarozielone mułowce piaszczyste z glaukonitem.

Utwory dolnego oligocenu (formacji mosińskiej dolnej, czempińskiej i mosińskiej górnej) w rejonie Grochowiec zostały całkowicie zerodowane na etapie regresji morza eocenijskiego.

Ostateczną regresję morską w zachodniej części Niżu Polskiego wyznacza poziom piasków kwarcowych z glaukonitem formacji leszczyńskiej, które powstały na pograniczu rupelu i szatu lub w dolnym szacie. Przez pozostałą część szatu na omawianym obszarze panowały warunki lądowe.

Neogen

Najstarsze utwory miocenu w okolicy otworu Grochowiec M 9, zaliczane do formacji rawickiej (vierland i dolny hemmor), powstały w środowisku lądowym na obszarze równi aluwialnej, gdzie w warunkach skrajnie niskoenerygetycznych osadzały się utwory bardzo drobno-

detrytyczne. Na obszarze rozległych bagnisk powstawały torfy i namuły organiczne, które dały początek IV dąbrowskiemu pokładowi węgla brunatnego.

Wyżejległe osady formacji ścinawskiej, należące do górnego hemmoru i dolnego reinbeku, powstały w warunkach kontynentalnych na rozległej równinie aluwialnej, na której rozwijały się przybrzeżne bagna i torfowiska węglotwórcze, z którymi było związane powstanie dwóch kolejnych pokładów węgla brunatnego: III pokładu ścinawskiego i II pokładu łużyckiego. Zapisem sedimentacyjnym meandrujących traktów fluwialnych są występujące w osadzie soczewy piasków ze żwirem. Spektrum pyłkowe osadów świadczy o ociepleniu klimatu: w wilgotnym klimacie ciepło-umiarkowanym dominowały lasy bagienne i torfowiska zaroślowe, a wyżej położone tereny były zajęte przez mezofilne lasy liściaste ze znacznym udziałem roślin wiecznie zielonych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Ważyńska, 1998).

W górnym reinbeku utworzyły się osady formacji pawłowskiej, które także powstawały na obszarze równi aluwialnej. W piaskach powszechnie występują warstwowania skośne wielkoskalowe (nasypy prądowe) oraz warstwowania skośne płaskie i żłobiste. W środku formacji obecne są przeławicenia węgla należące do IIA lubińskiego pokładu węgla brunatnego, który dalej ku południowi składa się z dwóch ław węglowych, rozdzielonych przerostem szarobrunatnych mułków ilastych i charakterystycznym pozio-

mem szarozielonych ilów mułkowatych z agregatami glaukonitu, igłami gąbek i drobnymi konkrecjami węglanowymi. Poziom ten wykazuje cechy regionalnego horyzontu korelacyjnego (Odrzywolska-Bieńkowska, 1973; Frankiewicz, 1982), który może być związany z jedną z ingresji morskich z obszaru Zatoki Brandenburskiej Morza Północnego, powtarzających się w miocenie kilkakrotnie na tym obszarze (Kasiński, 2005; Kasiński, Słódkowska, 2017).

W najwyższym reinbeku, w trakcie kolejnego epizodu antrakogenezy, na całym omawianym obszarze powstały węgle I pokładu środkowopolskiego, zaliczane do dolnej części formacji poznańskiej. W langenfeldzie ponownie dominowała sedimentacja w środowisku równi aluwialnej; w nieznacznie chłodniejszym lecz nadal wilgotnym klimacie. W środowisku o bardzo niskiej energii osadzały się szaroniebieskie mułki i ły, z silnie zżelifikowanym detrytusem roślinnym, należące do formacji poznańskiej. W lokalnych zabagnieniach utworzyły się osady fitogeniczne, z których powstały następnie wkładki węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent IA pokładu oczkowskiego. Wyżej położone tereny były nadal porastane przez las mezofilny. Lokalnie w tych utworach stwierdzono występowanie igieł gąbek i szczątków otwornic (Odrzywolska-Bieńkowska, 1980), co jest zapewne związane z kolejną ingresją morską.

W najwyższej części miocenu i w pliocenie na omawianym obszarze panowały warunki lądowe, zdominowane przez procesy erozji i denudacji.