

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA, Marek JAROSIŃSKI

UWAGI O LITOLOGII, SEDYMENTOLOGII, STRATYGRAFII I TEKTONICE UTWORÓW KARBONU

Wstęp

W otworze Piła 1/IG 1 utwory karbonu reprezentują skały podłoża paleozoicznego pomorskiej części antyklinorium środkowopolskiego (Aleksandrowski, 2017). Ich strop, w rejonie północno-wschodniego skrzydła antyklinorium, znajduje się na głęb. poniżej 4 km i obniża się ku południowemu zachodowi do ponad 5 km w profilu otworu Czaplinek IG 1, aby osiągnąć 5,5→6 km w rejonie otworu Piła 1/IG 1 (Lipiec, 1999a; fig. 4). Utwory karbonu dość dobrze rozpoznano wiert-

niczo w podłożu północno-wschodniego skrzydła antyklinorium, w przedziale głęb. 3–4 km, natomiast w partii osiowej i w skrzydle południowo-zachodnim, zaledwie nadwiercono tylko jednym otworem Piła 1/IG 1.

Eksploracja wiertnicza w Polsce na tak duże, ponad 6 km głębokości, jak dotąd została osiągnięta zaledwie 3 otworami, m. in. ww. otworem Czaplinek IG 1 (Waksmundzka, Grudzień, 2017) zlokalizowanym ok. 36 km na północ, który przewierca ponad 960 m utworów karbonu, nie osiągając ich spągu. Znaczna miąższość karbonu wynosząca ponad

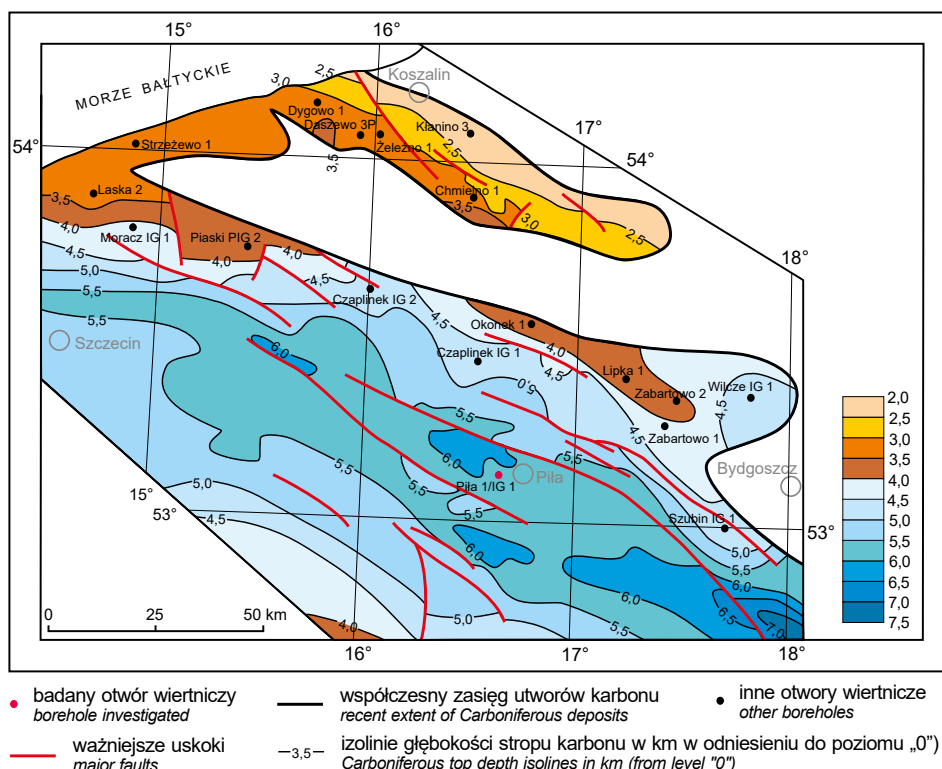


Fig. 4. Mapa głębokości zalegania stropu utworów karbonu w rejonie otworu Piła 1/IG 1, w odniesieniu do poziomu „0” (wg Lipca, 1999a, zmienione)

Map of the depth of the top of Carboniferous succession in the Piła 1/IG 1 borehole area, from level “0” (modified from Lipiec, 1999a)

700 m została również zanotowana w profilu otworu Strzeżewo 1, oddalonym o ok. 150 km ku północnemu zachodowi. Występowanie w tych profilach tak dużej miąższości wskazuje, że w rejonie Piły 1/IG 1 miąższość karbonu również może być znaczna. Obecnie dostępne dane nie dają podstaw do scharakteryzowania pełnego profilu utworów karbonu w tym rejonie, tj. określenia rzeczywistej miąższości, wykształcenia litologicznego i stratygrafii.

W profilu otworu Piła 1/IG 1 utwory karbonu zostały nawiercone tuż przy jego dnie, na odcinku ostatnich 13,7 m, przy uzysku rdzenia wynoszącym 6,9 m. W tym interwale nie wykonano pomiarów geofizycznych, ze względu na wystąpienie awarii i zakończenie głębienia otworu. Tak więc, przedstawiona poniżej analiza dotyczy jedynie przystopowej partii utworów karbonu, a jej wyniki należy traktować jako

wstępne, przypuszczalnie niereprezentatywne dla całego nieprzewierzonego profilu tych utworów.

Podstawą opracowania był archiwalny opis profilu litologiczno-stratygraficznego, znajdujący się w dokumentacji wynikowej (Żelichowski, 1985a) oraz wykonane badania litofacjalne i mezostrukturalne. Analizie poddano 11 fragmentów rdzenia o średnicy 6,5 cm, średniej długości ok. 13 cm, a sumarycznej wynoszącej 1,4 m, pochodzące z dwóch najniższych w otworze marszów z głęb. 5453,0–5470,0 m oraz 5470,0–5477,0 m (fig. 5A–F, 6A–D). Zaktualizowano również głębokość granicy między czerwonym spągowcem i karbonem oraz nazewnictwo jednostek chronostratygraficznych, dowiązując je do globalnego podziału karbonu.

Analiza została przeprowadzona makroskopowo bez dodatkowych badań laboratoryjnych. Pozycja stropu i spągu

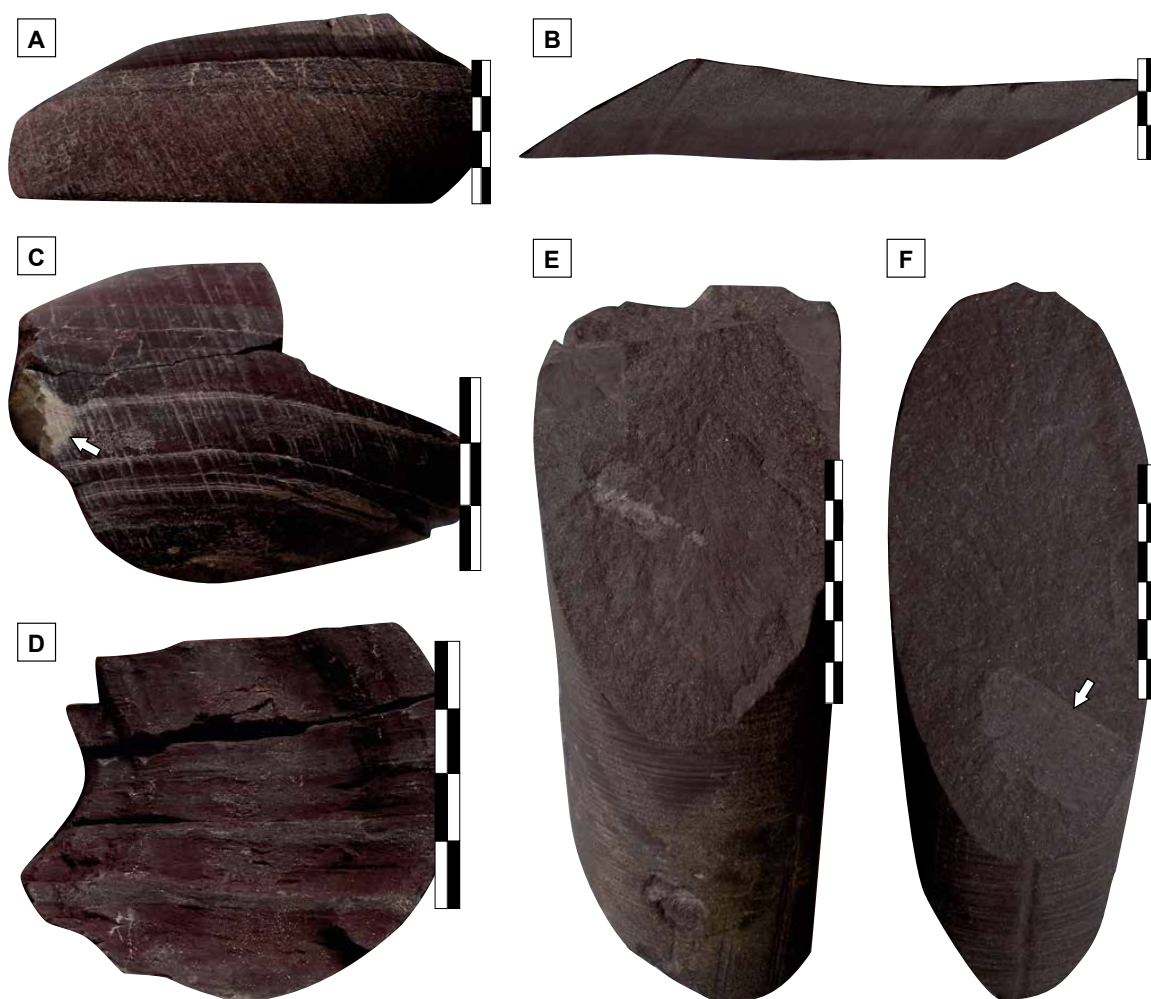


Fig. 5. Przykłady mułwców, iłowców i piaskowców z profilu karbonu; odcinek skalowy równy 1 cm

A. Piaskowiec drobnziarnisty z laminami iłowca w stropie; głęb. 5469,50–5469,60 m. **B.** Mułowiec laminowany poziomo; głęb. 5475,0 m. **C.** Iłowiec laminowany poziomo z widoczną laminą przypuszczalnie przeobrażonego tufu; głęb. 5469,00–5469,05 m. **D.** Iłowiec laminowany poziomo mułowcem; głęb. 5476,5 m. **E.** Piaskowiec bardzo drobnziarnisty; głęb. 5470,6–5470,7 m. **F.** Mułowiec masywny ze słabo zachowanym fragmentem kalamita; głęb. 5474,0 m

Examples of mudstones, claystones and sandstones in the Carboniferous section; units on scale bar equal 1 cm

A. Fine-grained sandstone with clayey laminas on the top; depth 5469.50–5469.60 m. **B.** Horizontal laminated mudstone; depth 5475.0 m. **C.** Horizontal laminated claystone with a visible lamina of possibly altered tuff; depth 5469.00–5469.05 m. **D.** Horizontal laminated claystone with mudstone; depth 5476.5 m. **E.** Very fine-grained sandstone; depth 5470.6–5470.7 m. **F.** Massive mudstone with a poorly preserved fragment of a calamite; depth 5474.0 m

nie była zaznaczona na badanych rdzeniach. Zatem przy dominujących tu dużych upadach, niemożliwe było określenie pozycji warstw – odwróconej lub normalnej oraz czy relacje kątowe pomiędzy strukturami mierzone były lewo- czy prawoskrętnie.

Scharakteryzowane rdzenie są to jedyne karbońskie skały, jakie zachowały się z tego profilu dzięki ich opróbowaniu przez opracowującego dokumentację A.M. Żelichowskiego (1985a), i które zgromadzone są w zbiorach Zakładu Geologii Regionalnej PIG-PIB w Warszawie. Pozostałe rdzenie z karbonu nie przetrwały do czasów obecnych, gdyż uległy zniszczeniu w wyniku pożaru magazynu, w którym były przechowywane.

Litologia, sedimentologia i stratygrafia

W profilu litologiczno-stratygraficznym z dokumentacji wynikowej, autorstwa Żelichowskiego (1985b) granica między utworami permu – czerwonego spągowca a karbonu została postawiona na głęb. 5468,0 m. Po przeanalizowaniu archiwalnego opisu marszu z głęb. 5453,0–5470,0 m w rozbiciu na poszczególne skrzynki, porównaniu z litologią i głębokością zachowanych rdzeni z XVI skrzynki ww. marszu, z głęb. 5468,0–5468,3 m oraz 5468,40–5468,45 m, granicę tę przesunięto niżej o 0,3 m. Górny rdzeń, w którym występuje zlepienie i bazalt należy w całości do czerwonego spągowca, a dolny mułowcowy z widocznym upadkiem warstw wynoszącym 45° – do karbonu. Tak więc, kontakt występuje pomiędzy tymi rdzeniami, na odcinku 0,1 m, w przedziale głębokości 5468,3–5468,4 m. Jako prawdopodobną granicę przyjęto więc głębokość spągu leżącego najniżej w profilu czerwonego spągowca bazaltu, czyli na głęb. 5468,3 m.

Utwory karbonu są reprezentowane przez szaroczerwone mułowce, które w profilu rdzeniowym występują na głęb. 5468,4–ok. 5470,0 m przy uzysku 1,2 m oraz 5473,0–ok. 5477,0 m przy uzysku 2,5 m. Są to mułowce laminowane poziomo (fig. 5B) lub masywne (fig. 5F) z widocznymi jasnymi łyszczykami, czasami z klastami iłowców i sporadycznie ze słabo zachowanymi fragmentami kalamitów (fig. 5F). Dość często w obrębie mułowców występują wkładki szaroczerwonych drobnoziarnistych piaskowców (fig. 5A) o miąższości od kilku do 20 cm (Żelichowski, 1985c) oraz ciemnoczerwonych iłowców laminowanych poziomo (fig. 5C, D). W wyższym z ww. przedziałów głębokości spotykane są również laminy ilaste barwy żółtozielonej, będące przypuszczalnie przeobrażonymi tufami (fig. 5C). Między interwałami mułowcowymi na głęb. 5470,0–5473,0 m występują ciemnoczerwone iłowce laminowane poziomo szaroczerwonymi mułowcami lub bardzo drobno- (fig. 5E) lub drobnoziarnistymi piaskowcami.

W obrębie utworów karbonu powszechnie występują zaburzenia tektoniczne – zlustrowania, rysy ślizgowe, żyłki, drobne uskoki, jak również strome upadki warstw o wartości 45–90°. Struktury te zostały opisane w dalszej części rozdziału.

W profilu karbonu dominują iłowce i mułowce masywne lub laminowane poziomo, miejscami z wkładkami piaskowców i sporadycznie tufów. Ich struktura wskazuje na sedimentację z zawiesiny ilastej i mułowej, przy braku przepływu, w środowisku dna zbiornika wodnego np. jeziora. Brak jakichkolwiek szczątków organizmów morskich czy ich śladów wskazuje, że mógł być to zbiornik lądowy. Do tego zbiornika parokrotnie dostarczany był materiał piroklastyczny pochodzący z erupcji wulkanicznych, w wyniku czego powstały cienkie laminy tufów. Depozycja osadów iłowco-mułowcowych okresowo przerywana była dostawą materiału piaszczystego, związaną z wezbrzeniami powodziowymi w rzekach zasilających zbiornik. Osady te mogły być deponowanych z zawiesiny lub w wyniku działania prądów hiperpyknałnych (por. Zawała, Pan, 2018).

Utwory karbonu są impregnowane tlenkami żelaza, głównie hematytom, co ma wpływ na ich szaroczerwoną lub ciemnoczerwoną barwę, i zapewne ma związek z oddziaływaniem wietrzenia subaeralnego, którym były przypuszczalnie poddane. Generalny brak zachowanych szczątków roślinnych (których można by spodziewać się w osadach karbońskich), za wyjątkiem pojedynczych, słabo zachowanych fragmentów kalamitów, również wskazuje na procesy utleniania w czasie wietrzenia. Wydaje się, że strop utworów karbonu w rejonie otworu Piła 1/IG 1 został poddany erozji i wietrzeniu w najwyższym pensylwanie, w czasie wyniesienia ich na powierzchnię, a przed osadzeniem się czerwonego spągowca. Erozja stropu utworów karbonu jest typowa nie tylko na obszarze Pomorza Zachodniego (Żelichowski, 1995; Lipiec, 1999b; Matyja, 2006), ale również w innych rejonach Polski np. w basenie lubelskim i strefie mazowieckiej (Waksmundzka, 2019; Waksmundzka i in., 2021).

W utworach karbonu nie znaleziono żadnej fauny, na podstawie której możliwe byłoby określenie ich wieku. Wyniki analizy palinologicznej 4 próbek z głęb. 5470,0–5477,0 m znajdującej się w dokumentacji (Górecka i in. 1985) opierają się na bardzo skąłym, słabo zachowanym materiale sporowym, który pozwolił jedynie na zaliczenie ich do systemu karbońskiego. Żelichowski (1985c) przypisał te skały do piętra westfalskiego, jedynie na podstawie analogii składu petrograficznego. Według niego obecność wak kwarcowych jest typowa dla skał silezu na Pomorzu Zachodnim. Wniosek ten potwierdziły badania petrograficzne wykonane przez Kozłowską (2008; patrz rozdz. str. 79), która w utworach karbonu z otworu Piła 1/IG 1 stwierdziła podobieństwo w składzie nie tylko składników ziarnistych, ale również niektórych minerałów diagenetycznych.

Wykształcenie litologiczne utworów karbonu w profilu Piła 1/IG 1 jest podobne do przystropowej partii profilu Formacji Wolina. Miąższość tej formacji może osiągać ok. 280 m w rejonie otworu Strzeżewo 1, a jej wiek został określony na westfal B–stefan A (Żelichowski, 1995). Przyjmując taką analogię, charakteryzowany profil przypisano do podsystemu pensylwańskiego w globalnym podziale karbonu.

Struktury tektoniczne

We fragmentach rdzenia wiertniczego z utworów karbonu w otworze Piła 1/IG 1 występuje szereg scharakteryzowanych poniżej struktur tektonicznych.

Interwał 5468.40–5468.45 m – duże okruchy mułowca, o upadzie warstw pod kątem 45° . Pęknięcia rdzenia mają przebieg częściowo zgodny z powierzchnią warstwy. Pęknięcie płaskie o upadzie 30° (15° względem powierzchni warstw), zapada w kierunku nachylenia warstw. Na powierzchniach okruchów brak jest zlustrowania i śladów poślizgu.

Interwał 5469.00–5469.05 m – iłowiec drobno laminowany. Upad warstw jest zmienny w granicach 45 – 60° . Pęknięcia wzdłuż powierzchni laminacji są częściowo zlustrowane, a na ich płaskiej powierzchni występują drobne prążki tworzące kąt 70° , z kierunkiem zapadania warstw. Lamininy są rozcięte kilkoma drobnymi, nieregularnymi żyłkami o wysokości ok 1 cm i grubości 0,2 mm, prawie prostopadłymi do laminacji, o biegu prawdopodobnie zbliżonym do biegu warstw.

Interwał 5469.50–5469.60 m – piaskowiec z laminami iłowca w stropie. Upad warstw wynosi 60° . Rdzeń pęka wzdłuż powierzchni lamin iłowca: (1) płaskiej z lekkim zlustrowaniem i bez lineacji oraz (2) nierównej, lekko zlustrowanej, z wyźłobieniami tworzącymi lineację pod kątem 40° do kierunku zapadania warstw (fig. 6A). Na przeciętej powierzchni piaskowca, prostopadłej do powierzchni warstwy, widoczna jest katetalna żyłka kwarcowa (fig. 6B), o grubości 0,2 mm, o niesprecyzowanym biegu względem kierunku zapadania warstw. W obrębie poziomo laminowanego iłowca są widoczne drobne, katetalne lub lekko skośne do lamin żyłki o aperturze ok. 0,2 mm. Ich wypełnienie nie burzy z kwasem (HCl–). Na powierzchni lamininy jest widoczny przebieg tych drobnych żył (fig. 6A, B), dla których w przybliżeniu można wyznaczyć dwa zespoły: mniej więcej prostopadły i równoległy do kierunku zapadania warstw.

Interwał 5470.60–5470.70 m – piaskowiec. Warstwowanie ma upad 65° . Powierzchnie warstw są nierówne, a miąższość zmienna, prawdopodobnie zaburzona przed konsolidacją skały. Rdzeń pęka częściowo wzdłuż powierzchni warstw, które nie są zlustrowane.

Interwał 5470.70–5470.78 m – iłowiec laminowany. Upad warstw dzielących rdzeń wynosi 60° . Jedna powierzchnia warstwy jest zlustrowana, z prążkami ciemnoczerwonego iłowca na jasnej mineralizacji (HCl–), mogącymi być

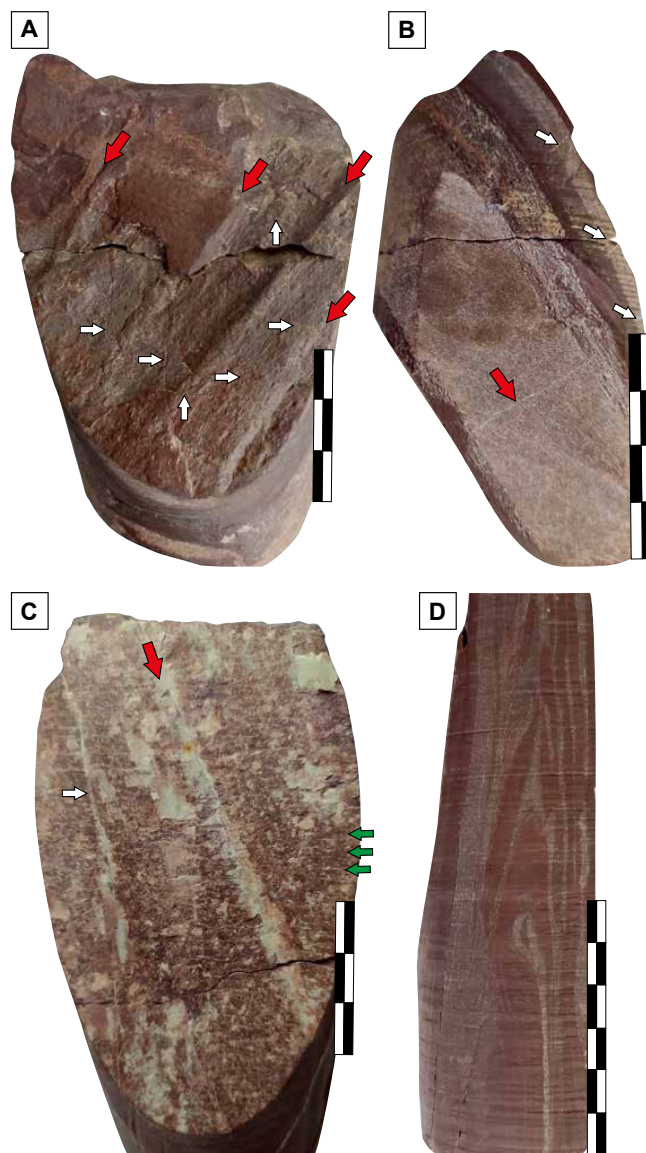


Fig. 6. Przykłady struktur tektonicznych z profilu karbonu; odcinek skali = 1 cm

A. Zlustrowana powierzchnia lamininy z rysami ślizgowymi (czerwone strzałki) oraz słabiej widoczne linie drobnych, nierównych żył prawie prostopadłych do powierzchni warstw, o biegu zbliżonym do biegu warstw lub prostopadłym do niego (białe strzałki); głęb. 5469.50–5469.60 m. B. Ten sam co na figurze A fragment rdzenia z widoczną katetalną żyłką (HCl–) tnącą warstwę piaskowca (czerwona strzałka) oraz słabo widocznymi drobnymi żyłkami (HCl–) tnącymi prawie prostopadłe laminę iłowca (białe strzałki). C. Płaska powierzchnia warstwy wyrównana jasną, kalcytową (HCl+) mineralizacją, która wyznacza lineację (czerwona strzałka) w kierunku lekko skośnym względem kierunku zapadania warstw. Widoczne jest również dyskretne prążkowanie w kierunku poziomym (zielone strzałki) oraz linia intersekcji z żyłką katetalną (HCl–) (biała strzałka); głęb. 5470.70–5470.78 m. D. Fałd z płynięcia nieskonsolidowanego osadu ilasto-piaszczystego w warstwach zapadających pionowo; głęb. 5472.20–5472.40 m

Examples of tectonic structures in the Carboniferous section; units on scale bar equal 1 cm

A. Slickenside at the lamina plane with striation (red arrows) and poorly visible lines of delicate, uneven veins, almost perpendicular to the bedding plane, striking approximately parallel or perpendicular to the bedding strike (white arrows); depth 5469.50–5469.60 m. B. The same core sample as in figure A exhibits vein (HCl–) perpendicular to sandstone layer (red arrow) and poorly visible tiny veins (HCl–) cutting almost perpendicular claystone lamina. C. Slickenside at bedding plane smoothed with bright calcite (HCl+) mineralisation which indicate lineation (red arrow) slightly oblique to the bedding dip direction. Delicate striation in the horizontal direction (green arrows) and intersection line with vein (HCl–) perpendicular to bedding plane are also visible (white arrow); depth 5470.70–5470.78 m. D. Fold created in clayey-sandy soft sediment visible within vertically dipping strata

świadectwem dyskretnego przemieszczenia tektonicznego, prawie równoległego do kierunku zapadania warstw. Druga, gładka powierzchnia warstwy, również jest zlustrowana. Występuje na niej jasna mineralizacja, najprawdopodobniej kalcytowa (HCl^+) tworząca lineację, zgodną z dyskretnym prążkowaniem w kierunku lekko skośnym względem kierunku upadu warstw (fig. 6C). Widoczne jest również dyskretnie prążkowanie poziome, które może nie być wskaźnikiem kierunku przemieszczenia. Występuje tu, zgodna z powierzchnią ławicy jasna żyła, o aperturze do 1 mm, która może być przekrystalizowaną laminą piaskowca (HCl^-). Na wygładzonej powierzchni, widoczny jest przebieg drobnej żyły o kierunku prawie równoległym do zapadania warstw. Płaskie, wypolerowane powierzchnie ławic sugerują zmianę kierunku przemieszczenia.

Interwał 5470.78–5470.90 m – mułowiec laminowany piaskowcem. Upad warstw wynosi ok. 70° . Skala jest rozcięta drobnym uskokiem (niedzielącym rdzenia), o upadzie 45° , na pewnym odcinku rozwidlającym się. Upad uskoku jest prawie przeciwny do upadu warstw, przy niewielkiej różnicy w biegu uskoku i warstw. Przemieszczenie na uskoku wynosi ok. 1 cm, co wskazuje na kinematykę uskoku odwróconego (przy obecnym stromym położeniu warstw). Wzdłuż uskoku miejscami występuje mineralizacja ciemnoczerwonymi tlenkami żelaza, przypuszczalnie hematyt.

Interwał 5472.20–5472.40 m – iłowiec laminowany piaskowcem. Upad warstw wynosi $75\text{--}90^\circ$. W ich obrębie występuje fałd o osi zaciśniętej zawierającej kąt ok. 20° pomiędzy skrzydłami (fig. 6D). W obrębie fałdu brak jakichkolwiek przejawów deformacji kruchej, dlatego można go zinterpretować jako efekt płynięcia w obrębie nieskonsolidowanego osadu. Powierzchnie lamin, wzdłuż których pęka rdzeń, są lokalnie słabo zlustrowane, bez rys ślizgowych. Większej rangi, płytkie undulacje powierzchni o długości 1–2 cm, mają wydłużenie w kierunku odchylonym o 45° od kierunku upadu warstw.

Interwał 5474.00–5474.20 m – mułowiec. Upad warstw wynosi 70° . Rdzeń pęka w obrębie mułowca, bez śladów poślizgu i zlustrowania.

Interwał 5475.00–5475.20 m – mułowiec laminowany. Upad warstw wynosi 70° . Rdzeń pęka wzdłuż nierównych powierzchni lamin lub w ich obrębie, bez śladów poślizgu i zlustrowania.

Interwał 5476.50–5476.60 m – iłowiec laminowany mułowcem. Upad warstw wynosi $80\text{--}90^\circ$. Rdzeń pęka wzdłuż płaskich powierzchni laminacji, bez śladów poślizgu i zlustrowania.

Interwał 5476.60–5476.80 m – mułowiec laminowany. Upad warstw wynosi 70° . Rdzeń pęka częściowo wzdłuż gładkich powierzchni lamin.

W badanym profilu warstwy karbonu mają stromy upad, który jest zmienny w zakresie $45\text{--}90^\circ$. Taka zmienność upadów w krótkim interwale głębokości sugeruje intensywne

deformacje tektoniczne. Niektóre powierzchnie warstw, zwłaszcza iłowcowych, są zlustrowane i mają lineację w postaci undulacji i wyźłobień. Geneza tych struktur o większej skali jest trudna do stwierdzenia na małych fragmentach rdzenia. Przyjmując, że jest ona świadectwem poślizgu pomiędzy powierzchniami warstw, to transport tektoniczny był skośny do kierunku zapadania warstw pod kątem $30\text{--}45^\circ$. Stwierdzono również występowanie drobnych rys (prążków) ślizgowych o kierunku prawie zgodnym z kierunkiem zapadania i biegu warstw. W dokumentacji otworu Żelichowski (1985b) wspomina o „zadrach wskazujących na przemieszczenia poziome”, co potwierdziły obserwacje drugiego autora tego rozdziału, który stwierdził poziomą lineację na powierzchni warstw, jednakże nie określając jej genezy. Możliwa jest zatem zmiana kierunku transportu tektonicznego powodująca płaskie wypolerowanie warstw. Jedną z powierzchni poślizgu jest zmineralizowana kalcytem (HCl^+). Zlustrowania powierzchni ławic mogą być po części związane z ich sfałdowaniem, wyrażającym się zmianą kąta upadu o ok. 45° na odcinku 2 m głębokości otworu.

Pojedynczy drobny uskok o przemieszczeniu 1 cm jest odwrócony – przy obecnym położeniu warstw. Stwierdzono również występowanie płaskiego spękania o genezie tektonicznej o upadzie 30° (w obecnym położeniu) i 15° względem powierzchni warstw. Obie struktury mają bieg zbliżony do biegu warstw, zatem mogą być uznane za efekt kompresji towarzyszącej wychyleniu (sfałdowaniu?). Struktury te nie są zdeformowane przemieszczeniem wzdłuż powierzchni warstw, a zatem mogą być uznane za młodsze niż wychylenie warstw. Drobne, nierówne żyłki katetalne lub skośne o biegu podłużnym i poprzecznym do biegu warstw, mogą być świadectwem wczesnej fazy ekstensji lub kontrakcji osadu na skutek wysychania.

Zmiany kąta upadu w krótkim interwale głębokościowym, zmineralizowanie powierzchni warstw oraz drobny uskok odwrócony i płaskie, połogie spękanie przemawiają za odkształceniem kompleksu karbońskiego w reżimie uskoku odwróconych. Skośne do upadu warstw wyźłobienia na zlustrowanych powierzchniach sugerują, że mogła to być deformacja transpresyjna, która jest charakterystyczna dla stref uskokowych. Nie można wykluczyć wielofazowej deformacji z początkowym ugięciem i wychyleniem warstw oraz ich zaciśnięciem w reżimie uskoku odwróconych, a następnie reaktywacją transpresyjną. Drobny fałd o genezie spływowej przemawia za istnieniem deniwelacji dna zbiornika, może o genezie tektonicznej, co wskazuje, że deformacje mogły zacząć się jeszcze w karbonie przed lityfikacją osadu. Natomiast scharakteryzowane powyżej odkształcenia tektoniczne odbywały się już w obrębie skały o zaawansowanej diagenecie. Obecność bazaltu leżącego bezpośrednio na stropie utworów karbonu, świadczyć może o bliskości dużej strefy uskokowej, którą magma przebiła się ku powierzchni.

Aleksandra KOZŁOWSKA

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA OSADÓW KARBONU

Wstęp

Strop osadów karbonu zaliczonych do pensylwanu, znajduje się na głęb. 5468,3 m. Osady karbonu nie zostały przewiercone i ich miąższość wynosi >14 m. Przedmiotem badań były próbki z zakresu głęb. 5469,5–5477,0 m. Występują tu osady klastyczne, barwy czerwono-brunatnej: piaskowce, mułowce i iłowce. Charakterystykę petrograficzną osadów karbonu dokonano na podstawie analizy 6 płytek cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym Eclipse E600 Pol, firmy Nikon. Zapoznano się również dokumentacją wynikową otworu wiertniczego Piła 1 (IG 1) (Żelichowski, 1985a).

Charakterystyka petrograficzna

Piaskowce występują w 3 próbkach z głęb. 5469,5; 5470,7 i 5477,0 m (fig. 7A, B, C). Charakteryzują się strukturą od bardzo drobną- do drobnoziarnistej i teksturą bezładną, miejscami kierunkową (głęb. 5470,7 m) podkreśloną ułożeniem ziarnistego materiału detrytycznego, blaszek łyszczyków i minerałów ilastych oraz skupień hematytu (fig. 7B). Piaskowce reprezentują arenity kwarcowe (fig. 7A) lub waki kwarcowe (fig. 7B, C). Materiał ziarnisty jest słabo obtoczony (część ziaren jest ostrokrawędzista), źle wysortowany. Głównym składnikiem piaskowców jest kwarc o przeciętnej wielkości ziaren 0,06–0,14 mm i maksymalnej 0,4–0,5 mm. Ziarna kwarcu monokrystalicznego ilościowo przeważają nad ziarnami kwarcu polikrystalicznego. Skalenie występują w niewielkiej ilości i przeważnie są w różnym stopniu przeobrażane (argilityzacja, kaolinityzacja) oraz zastępowane (karbonatyzacja, hematytyzacja). Litoklasty są reprezentowane przez fragmenty skał metamorficznych (łupki kwarcowe i kwarcowo-łyszczykowe), a także prawdopodobnie wulkanicznych, silnie przeobrażonych typu riolitu, metaiłowce, czerty. Miejscami są w nich widoczne efekty procesów karbonatyzacji. Łyszczyki reprezentowane przez muskowit występują w zmiennych ilościach. Blaszkki muskowitu są często wygięte, co wskazuje na działanie kompaktacji mechanicznej oraz przeobrażane w kaolinit. Jako minerał akcesoryczny obecny jest cyrkon. Spoiwo piaskowców tworzą matryks i cement. Matryks jest zbudowany głównie z blaszkowych minerałów ilastych typu illitu, z których część jest zrekrytalizowana do muskowitu. Wśród cementów wyróżniono: hematyt, węglany i minerały ilaste. Hematyt, w postaci skupień różnej wielkości, występuje w dużych ilościach, nadając skale barwę czerwono-brunatną. Cement węglanowy tworzy dolomit, niekiedy wykształcony w postaci kryształów automorficznych, rom-

boedrycznych. Często kryształy dolomitu są impregnowane hematytem (fig. 7A). Dolomit zastępuje ziarna skaleni i litoklastów. Miejscami części zewnętrzne kryształów dolomitu może budować ankeryt, podobnie jak w piaskowcach pensylwanu Pomorza Zachodniego (Kozłowska, 2008). Wśród autigenicznych minerałów ilastych powszechnie występuje kaolinit. Badania wykonane przez Kozłowską (2008) wykazały, że oprócz kaolinitu w piaskowcach pensylwanu występuje również dickit. Ponadto obserwowano illit włókniasty, który został opisany w piaskowcach pensylwanu Pomorza Zachodniego, zalegających na głęb. poniżej 2850 m (Kozłowska, 2008). W piaskowcach występują żyłki wypełnione: kwarcem, kaolinitem/dickitem (fig. 7C), dolomitem/ankerytem, anhydrytem i hematytem. Porowatości efektywna i całkowita próbki piaskowca z głęb. 5469,5 m wynoszą odpowiednio: 0,3 i 0,9%, a przepuszczalność 4,8 mD (Żelichowski, 1985a).

Mułowce opisano na podstawie 2 próbek z głęb. 5474,0 i 5475,0 m (fig. 7D, E). Reprezentują one mułowce piaszczyste, żelaziste. Struktura skały jest aleurytowo-psamitowa, tekstura kierunkowa podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków oraz skupień hematytu. Głównym składnikiem detrytycznego materiału ziarnistego jest kwarc o przeciętnej wielkości ziarna ok. 0,003 mm i maksymalnej 0,47 mm. Ziarna kwarcu są nieobtroczone, ostrokrawędziste. Kwarc monokrystaliczny przeważa nad polikrystalicznym. Liczne są blaszki jasnego łyszczyku – muskowitu. W niewielkiej liczbie występują litoklasty, wśród których występują fragmenty skał analogiczne jak w piaskowcach. Ponadto obserwowano gniazdowe skupienia kaolinitu, które mogły powstać w miejscu przeobrażonych ziaren skaleni. Tetrazytyczny materiał ziarnowy jest spojony mat iksem ilasto-żelazistym, zbudowanym prawdopodobnie z illitu, pyłu kwarcowego i wodorotlenków żelaza. W znacznej ilości występuje hematyt tworzący różnej wielkości skupienia, nadający skale barwę czerwono-brunatną. Ponadto występują węglany, prawdopodobnie kalcyt. Próbką mułowca z głęb. 5475,2 m charakteryzuje się porowatością efektywną 0,81% i całkowitą 0,94% (Żelichowski, 1985a).

Iłowce reprezentuje 1 próbka z głęb. 5471,5 m (fig. 7F). Skała charakteryzuje się strukturą pelitową i teksturą kierunkową, podkreśloną ułożeniem blaszek minerałów ilastych i skupień hematytu. Hematyt występuje w formie rozproszonej lub tworzy smug, nadając skale zabarwienie czerwono-brunatne. Ponadto w tle skalnym występują pojedyncze, gniazdowe skupienia węglanów – prawdopodobnie kalcytu. W iłowcu występują poziome spękania (?) wypełnione węglanami, prawdopodobnie kalcytem, o grubości od ok. 0,005 do ok. 2 mm.

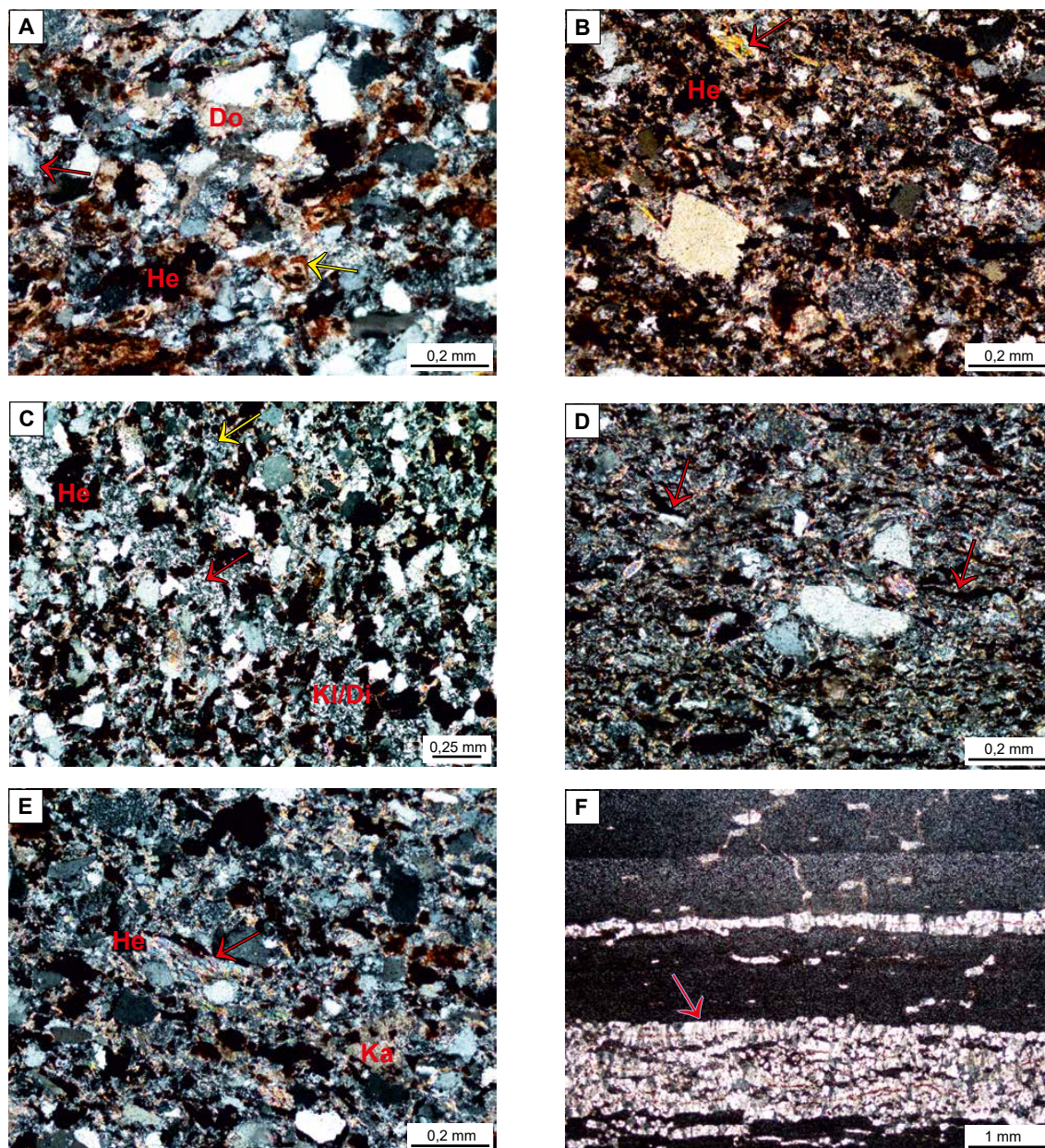


Fig. 7. Zdjęcia płytek cieniutkich utworów karbonu wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym

A. Piaskowiec drobnoziarnisty, arenit kwarcowy; szkielet ziarnowy spojony matryksem ilastym (strzałka czerwona), dolomitom (Do), który miejscami jest impregnowany hematytom (strzałka żółta) oraz hematytom (He); głęb. 5469,5 m, nikole skrzyżowane. **B.** Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, waka kwarcowa; tekstura kierunkowa podkreślona ułożeniem blaszek łuszczyków (strzałka) i skupień hematytu (He); głęb. 5470,7 m, nikole skrzyżowane. **C.** Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, waka kwarcowa; szkielet ziarnowy spojony matryksem ilastym (strzałka żółta) i hematytom (He); widoczna żyłka (strzałka czerwona) wypełniona kaolinitom/dickitem (KL/Di); głęb. 5477,0 m, nikole skrzyżowane. **D.** Mułowiec piaszczysty o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem blaszek łuszczyków i soczewek hematytu (strzałki); głęb. 5474,0 m, nikole skrzyżowane. **E.** Mułowiec piaszczysty o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem blaszek łuszczyków (strzałka) i skupień hematytu (He); węglany, prawdopodobnie kalcyt (Ka); głęb. 5475,0 m, nikole skrzyżowane. **F.** Iłowiec żelazisty z poziomymi spękaniem (strzałka) wypełnionymi węglanami, prawdopodobnie kalcytem; głęb. 5471,5 m, nikole skrzyżowane

Photographs of thin sections from Carboniferous sediments, taken in polarizing microscope

A. Fine grained sandstone, quartz arenite; framework cemented by clay matrix (red arrow), dolomite (Do) impregnated with hematite in places (yellow arrows) and hematite (He); depth 5469.5 m, crossed nicols. **B.** Very fine grained sandstone, quartz wacke; directional structure underlined by mica flakes (arrow) and hematite concentrations (He); depth 5470.7 m, crossed nicols. **C.** Very fine grained sandstone, quartz wacke; framework cemented by clay matrix (yellow arrow) and hematite (He); vein (red arrow) filled with kaolinite/dickite (KL/Di); depth 5477.0 m, crossed nicols. **D.** Sandy mudstone with directional structure underlined by mica flakes and hematite lens (arrows); depth 5474.0 m, crossed nicols. **E.** Sandy mudstone with directional structure underlined by mica flakes and hematite concentrations (arrow); carbonates probably calcite (Ka); depth 5475.0 m, crossed nicols. **F.** Iron claystone with horizontal cracks (arrow) filled with carbonates, probably calcite; depth 5471.5 m, crossed nicols

PERM

Hubert KIERSNOWSKI, Krzysztof WAŚKIEWICZ

CZERWONY SPĄGOWIEC

Wiercenie otworu Piła 1/IG 1 zostało zakończone w 1984 r. Jednym z jego głównych zadań było zbadanie budowy geologicznej utworów czerwonego spągowca, w celu określenia ich rozwoju litofacjalnego, własności zbiornikowych oraz możliwości akumulacji węglowodorów. Strop czerwonego spągowca został nawiercony na głęb. 4384,9 m, zaś spąg na 5468,3 m (wg miary wiertniczej, czyli głębokości na podstawie rdzenia). Miąższość utworów czerwonego spągowca wynosi zatem 1083,4 m. Ze względu na stan techniczny spodu otworu, badania geofizyki wiertniczej uchwyciły jedynie granicę stropu tych utworów, a jej głębokość wynosi 4380,0 m (różnica między miarą wiertniczą, a miarą geofizyczną osiąga 4,9 m). Utwory czerwonego spągowca w otworze Piła 1/IG 1 zalegają niezgodnie na klastycznych utworach karbonu. Powyżej skał czerwonego spągowca występują osady ewaporatowo-węglanowe cechsztynu.

Miejscem przechowywania rdzeni wiertniczych czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Piła 1/IG 1 jest Archiwum Próbek Geologicznych PIG-PIB w Leszczach, k. Kłodawy (stan 31.08.2022 r.). Są one przechowywane w 485 drewnianych skrzynkach. Rdzenie czerwonego spągowca z głęb. 5228,0–5470,0 m w wyniku pożaru w APG PIB-PIB w Leszczach bezpowrotnie przepadły.

Historia badań utworów czerwonego spągowca z otworu Piła 1/IG 1.

Zamieszczony w dokumentacji wynikowej opis litologiczno-sedymentologiczny utworów czerwonego spągowca został wykonany przez Pokorskiego (1985). Nowy wkład w interpretację tych utworów wniosły badania sedymentologiczne przeprowadzone przez G. Pieńkowskiego (materiały własne), który jako pierwszy wyróżnił i opisał osady eoliczne. W latach 90. XX w. na częściowym materiale badawczym (zachowanym po pożarze APG w Leszczach) szczegółowe profilowanie sedymentologiczne oraz badania ichnologiczne interwałów plaj i eolicznych w skali 1: 20 wykonał Kiersnowski (1997). W 1996 r. utwory czerwonego spągowca z interwału 4384,85–5228,0 m zostały sprofilowane przez K. Macquire z firmy Geochem wraz z PIG-PIB dla firmy CONOCO w skali 1: 200 (Piła 1/IG 1, 1996). W raporcie dla firmy CalEnergy Gas (Piła 1/IG 1, 1998) również został zamieszczony profil utworów czerwonego spągowca w otworze Piła 1/IG 1. Syntetyczny profil utworów czerwonego spągowca w wierceniu Piła 1/IG 1, w kontekście basenowych korelacji między otworowymi został zamieszczony w szeregu publikacji (Gast i in., 2010; Kiersnowski, 1997, 1998, 2013; Kiersnowski, Buniak, 2006; Słowakiewicz i in., 2009).

Stratygrafia czerwonego spągowca

Utwory czerwonego spągowca w otworze Piła 1/IG 1 charakteryzują się dwudzielnością litologiczną. Dolna część składa się z utworów wulkanicznych, zaś górna z utworów klastycznych. Według nieformalnego podziału litostratygraficznego J. Pokorskiego (1988) omówione powyżej utwory reprezentują odpowiednio grupę Odry i grupę Warty, co odpowiada dolnemu oraz górnemu czerwonemu spągowcowi (fig. 8).

Skały wulkaniczne i epiklastyczno-piroklastyczne dolnego czerwonego spągowca w otworze Piła 1/IG 1 reprezentują wielkopolską formację wulkanogeniczną (Pokorski, 1988).

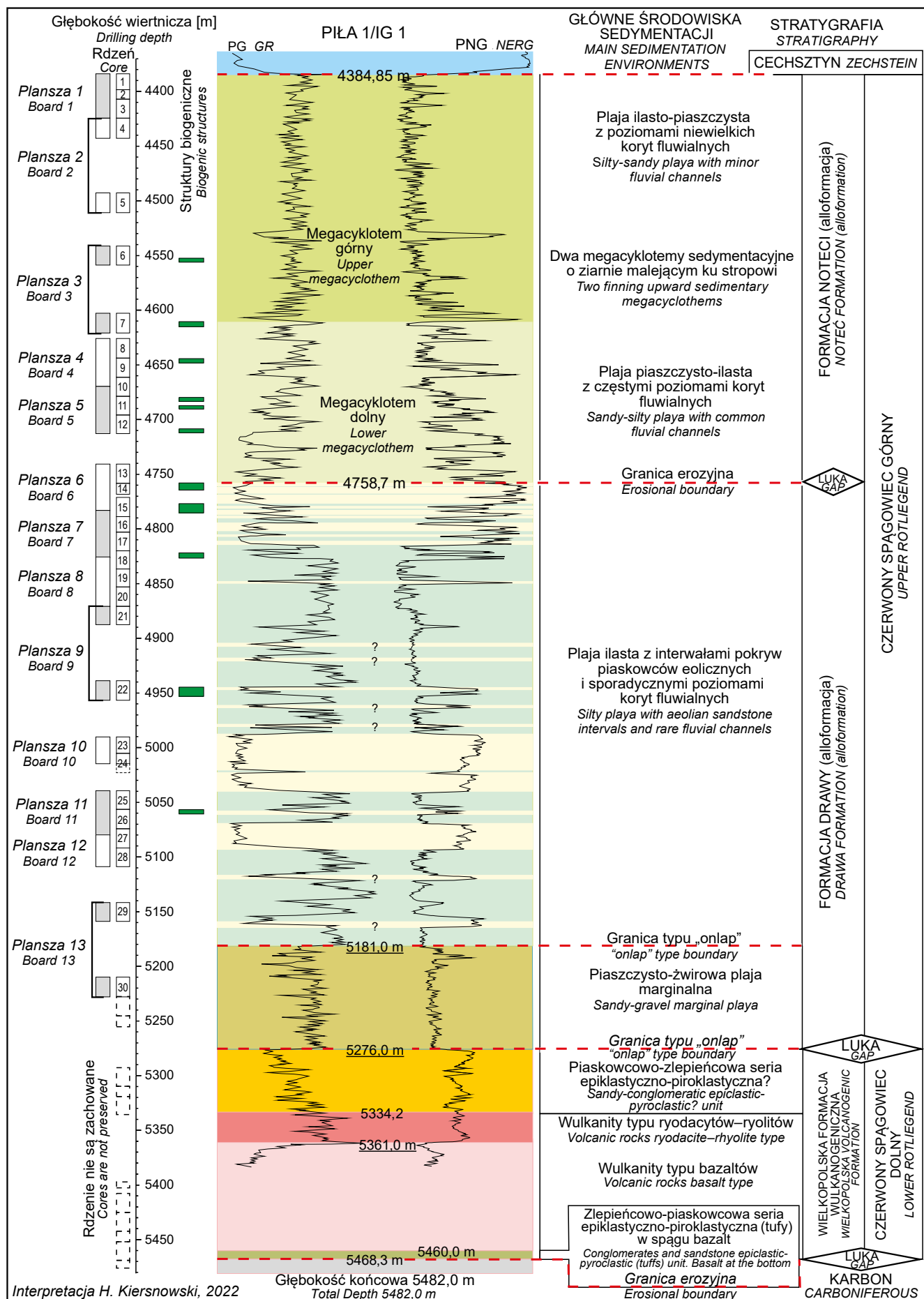
Spąg omawianej formacji położony jest na głębokości 5468,3 m bezpośrednio na klastycznych utworach karbonu (fig. 8). Strop wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej sięga do głęb. 5276,0 m (fig. 2) (wg Pokorskiego (1985) – do głęb. 5334,2 m), powyżej której następuje zmiana charakteru depozytowanego osadu. Miąższość wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej w otworze Piła 1/IG 1 wynosi zatem 192,3 m.

Na utworach wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej zalega osadowa sukcesja górnego czerwonego spągowca. Sukcesja ta ze względu na zmiany litologiczne i cykliczności sedymentacji dzieli się na dwie nieformalne jednostki litostratygraficzne o randze formacji: dolna – formacja Drawy i górna – formacja Noteci (Pokorski, 1988), które mają cechy alloformacji. Utwory reprezentujące formację Drawy są położone na głęb. 4758,7–5276,0 m, a ich miąższość wynosi 517,3 m (fig. 8) (wg Pokorskiego (1985) osady formacji Drawy występują w zakresie głęb. 4827,2–5334,2 m). W przypadku utworów formacji Noteci ich spąg występuje na głęb. 4758,7 m, zaś strop na głęb. 4384,9 m (fig. 8) (wg Pokorskiego (1985) osady formacji Noteci występują w zakresie głęb. 4384,85–4827,2 m). Miąższość formacji Noteci w otworze Piła 1/IG 1 wynosi 373,8 m.

Rozwój sedymentacji osadów czerwonego spągowca w profilu Piła 1/IG 1 w kontekście regionalnym.

Utwory czerwonego spągowca w otworze Piła 1/IG 1 zalegają niezgodnie na utworach karbonu. Granica pomiędzy nimi ma charakter granicy erozyjnej połączonej z hiatusem. Została ona rozpoznana na głęb. 5468,3 m (fig. 8), a luka stratygraficzna pomiędzy utworami karbonu (dolnego) i czerwonego spągowca może wynosić ok. 20 mln lat.

Utwory reprezentujące wielkopolską formację wulkanogeniczną składają się z skał wulkanicznych i piroklastycznych (fig. 8). Najniższa jej część jest reprezentowana przez zlepieńcowo-



-piaskowcową serię epiklastyczno-piroklastyczną z tufami i okruchami bazaltów (patrz rozdz. str. 74). Powyższa seria występuje na głęb. 5460,0–5468,3 m, a jej miąższość wynosi 8,3 m (fig. 8). Następnie w profilu wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej występują skały wylewne, które charakteryzują się dwudzielną litologiczną. Dolna i środkowa jej część składa się z bazaltów nawierconych na głęb. 5361,0–5460,0 m (miąższość: 99,0 m; fig. 8). Górna część skał wylewnych położona na głęb. 5335,0–5361,0 m (miąższość: 26,0 m) jest reprezentowana przez wulkanity opisane jako riodacyty – riolity (fig. 8). Najwyższa część wielkopolskiej formacji wulkanicznej, znajdująca się ponad skałami wylewnymi czerwonego spągowca składa się z piaskowcowo-zlepieńcowej serii epiklastyczno-piroklastycznej(?). Została rozpoznana na głęb. 5276,0–5335,0 m, a jej miąższość wynosi 59 m (fig. 8). Informacja o tej serii pochodzi wyłącznie z opisu rdzeni z dokumentacji otworowej ponieważ rdzenie z całego opisywanego interwału się nie zachowały. Łącznie, utwory wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej (dolnego czerwonego spągowca) mają miąższość powyżej 192,3 m.

Utwory dolnego czerwonego spągowca kończą się luką erozyjną połączoną z hiatusem. Intensywna erozja i peneplenizacja m.in. pokrywy wulkanicznej zapisała się w formie luki stratygraficznej liczącej co najmniej 10 mln lat (Nawrocki, 1995) lub nawet ponad 20 mln lat (Wagner, 2008).

Osady górnego czerwonego spągowca rozpoczyna basenowa alloformacja – formacja Drawy (4758,7–5276,0 m) o całkowitej miąższości 517,3 m (fig. 8). Osady tej formacji występują bezpośrednio na starszych osadach w postaci sekwencji *onlap* charakteryzującej się występowaniem osadów wkraczających, z brakiem czytelnej zapisu poprzedzającej erozji. Osady te formowały się w środowisku rozległej plaży rozwiniętej w cyklicznie zmieniających się warunkach klimatycznych: na przemian klimatu suchego i półsuchego oraz wilgotnego.

Osady formacji składają się z dwóch głównych sekwencji. Część dolna w przedziale 5181,0–5276,0 m (miąższość 95 m) została zdefiniowana jako piaszczysto-żwirowa plaża marginalna (fig. 8).

Część środkowa i górna formacji Drawy 4758,7–5181,0 m o miąższości ok. 422 m reprezentują osady plaży drobnoklastycznej (ilastej) z częstymi przewarstwieniami piaskowców eolicznych i rzadziej osadów fluwialnych (fig. 8). Kompleks ten w stropie jest zakończony granicą erozyjną (Kiersnowski, 1998), a więc miał zapewne jeszcze większą pierwotną miąższość. Tak miąższy kompleks osadowy świadczy o bardzo stabilnych warunkach sedymentacji połączonych z subsydującego basenu osadowego. Występujące miąższe przewarstwienia piaskowców eolicznych transportowanych z większych odległości były związane z cyklicznymi zmianami klimatu. Nie jest znany kierunek transportu eolicznego w profilu wiercenia Piła 1/IG 1. Na podstawie analogi z in-

nymi profilami czerwonego spągowca gdzie zarejestrowano takie kierunki, można zakładać, że dominujący kierunek transportu eolicznego był z południa i południowego wschodu (Kiersnowski, 2013).

Powyżej osadów formacji Drawy występuje luka erozyjna, połączona z hiatusem, po której rozpoczyna się sedymentacja basenowej alloformacji – formacji Noteci (4384,9–4758,7 m) o całkowitej miąższości 373,8 m (fig. 8).

Granica erozyjna jest efektem znaczących zmian, związanych z przebudową tektoniczną zarówno w obrębie basenu jak i na obszarach źródłowych (Kiersnowski, 1997) oraz ze zmianami klimatycznymi. Centralna część basenu została zdominowana przez osady fluwialne i nawet aluwialne (gruboklastyczne – zlepieńcowe), których obszarem źródłowym były północno-wschodnie i wschodnie krawędzie basenu czerwonego spągowca. W składzie zlepieńców dominują skały węglanowe, najprawdopodobniej dewonu oraz, być może, karbonu (fig. 9).

Osady formacji Noteci reprezentują dwa megacykle sedymentacyjne (sekwencje depozycyjne = megacyklotem dolny i górny, zob. fig. 8) o ziarnie malejącym ku stropowi. Każdy z nich dzieli się na szereg cykli prostych (czasem odwróconych) niższej rangi.

Dolny megacyklotem o miąższości ok. 148 m jest reprezentowany przez osady plaży piaszczysto-ilastej z częstymi poziomami koryt fluwialnych, szczególnie licznych w dolnej części sekwencji (fig. 8). Górny megacyklotem o miąższości ok. 226 m składa się z osadów plaży piaszczysto-ilastej z poziomami niewielkich koryt fluwialnych.

Na osady czerwonego spągowca wkraczają osady cechsztynu w postaci morskiego zalewu, bez czytelnej granicy erozyjnej.

Omówienie profilu litologiczno-sedymentologicznego.

Profil litologiczno-sedymentologiczny utworów czerwonego spągowca z otworu Piła 1/IG 1 został przedstawiony na 13 planszach (fig. 10). Objasnienia środowisk sedymentacji i struktur sedymentacyjnych zamieszczono na dodatkowej planszy 14. Przedstawiony profil sedymentologiczny obejmuje odcinek od stropu utworów czerwonego spągowca do głęb. 5228,0 m. Na profilach przedstawiono rozmieszczenie (głębokości) rdzeni oraz graficzny zapis środowisk sedymentacji oraz opis litologiczno-sedymentologiczny autorstwa K. Macquire (Piła IG 1, 1996), uzupełnione przez H. Kiersnowskiego o własne obserwacje struktur biogenicznych. Rozmieszczenie rdzeni i plansze znajduje się na fig. 8. Plansze są zestawione i opisane zgodnie z kolejnością rdzeniowania.

Fig. 8. Profil litostratygrafii i sekwencji depozycyjnych zestawiony na podstawie analizy sedymentologicznej i geofizycznej utworów czerwonego spągowca w otworze Piła1/IG 1. Na profilu zaznaczono plansze z opisami rdzeni

Lithostratigraphy and depositional sequences based on the sedimentological and geophysical analysis of Rotliegend deposits in the Piła 1/IG 1 borehole. Boards with descriptions of cores are marked on the profile

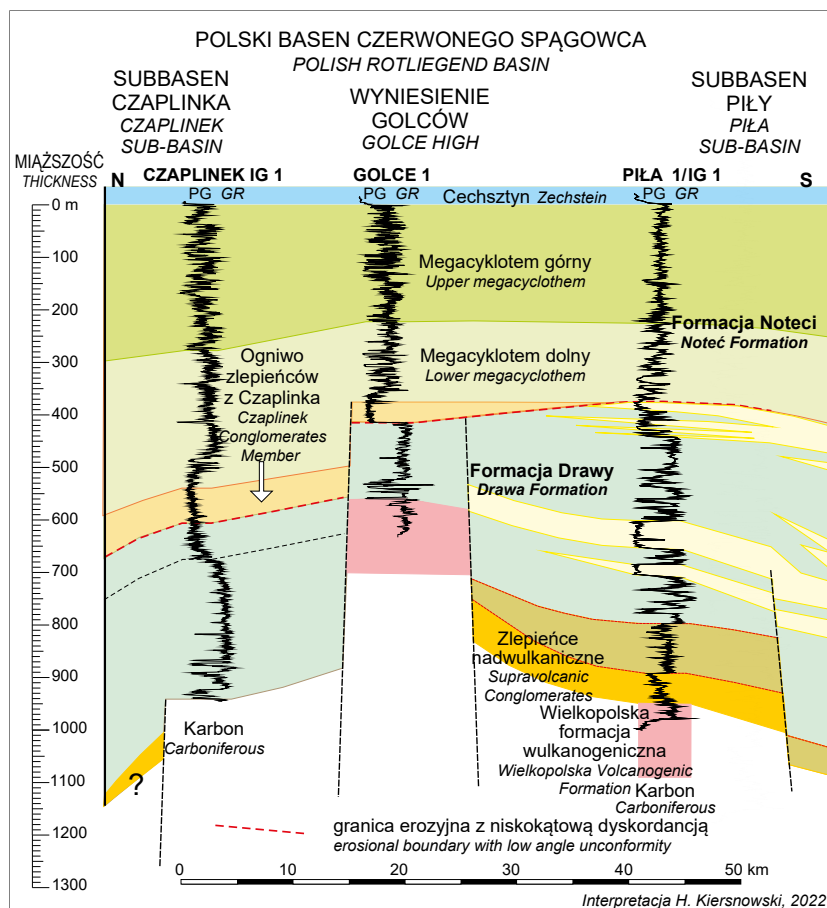


Fig. 9. Korelacja utworów czerwonego spągowca w otworach wiertniczych Piła 1/IG 1, Golce 1 i Czaplinek IG 1 na podstawie badań litologiczno-sedimentologicznych i krzywych geofizyki otworowej (GR); według: Kiersnowski, 1997; Kiersnowski, Buniak, 2006

Correlation of Rotliegend deposits in the Piła 1/IG 1, Golce 1 and Czaplinek IG 1 boreholes based on lithological-sedimentological studies and borehole geophysical logs (GR); after: Kiersnowski, 1997; Kiersnowski, Buniak, 2006

Plansze 1, 2, 3, 4, 5 i górna część planszy 6 obejmują utwory formacji Noteci. Na planszy 1 (rdzenie 4384,0–4425,0 m) i planszy 2 (rdzenie 4425,0–4442,5 m i rdzenie 4493,0–4511,0 m) znajdują się osady plajl ilasto-piaszczystej z sporadycznymi niewielkimi korytami fluwalnymi. Na planszy 3 (rdzenie 4541,5–4559,0 m i rdzenie 4603,0–4621,0 m), planszy 4 (rdzenie 4625,5–4670,0 m), planszy 5 (rdzenie 4670,0–4714,0 m) i w stopie planszy 6 (rdzenie 4740,0–4758,7 m) występują

osady plajl piaszczysto-ilastej przewarstwiające się ku spągowi profilu z licznymi korytami fluwalnymi.

Plansza 6 (część dolna) i plansze 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 obejmują osady formacji Drawy. Na planszy 6 (część dolna, rdzenie 4758,7–4783,5 m) i planszy 7 (rdzenie 4783,5–4826,5 m) występują osady eoliczne (wydmowe) i osady plajl. Na planszy 8 (rdzenie 4826,5–4871,0 m) i planszy 9 (rdzenie 4871,0–4888,0 m i rdzenie 4939,0–4957,0 m) znajdują się osady plajl ilastej przewarstwiające się z osadami eolicznymi. Na planszy 10 (rdzenie 4990,5–5015,0 m) i planszy 11 (rdzenie 5039,5–5080,0 m) dominują osady eoliczne (wydmowe) z przewarstwieniami plajl ilastej. Na planszy 12 (rdzenie 5080,0–5109,5 m) i planszy 13 (część górna, rdzenie 5142,0–5159,0 m) znajdują się osady plajl ilastej przewarstwiające się z osadami eolicznymi (głównie wydmy, rzadziej pokrywy piaszkowe). Na planszy 13 (część dolna, rdzenie 5210,0–5228,0 m) znajdują się osady piaszczysto-żwirowej plajl marginalnej (równi aluwialnej).

Badania dodatkowe w zakresie stratygrafii utworów czerwonego spągowca

Na rdzeniach z profilu czerwonego spągowca w wierceniu Piła 1/IG 1 wykonano badania w zakresie magnetostratygrafii utworów czerwonego spągowca (Nawrocki, 1995, 1997). Badania paleomagnetyczne (Nawrocki, 1997) posłużyły do wykonania dodatkowej korelacji utworów czerwonego spągowca w wierceniach Piła 1/IG 1 i Czaplinek IG 1 oraz powiązania tej korelacji z wierczeniami Parchim 1 i Mirów 1 w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca (Słowakiewicz i in., 2009). Strop czerwonego spągowca został wyrównany do poziomu 0 (fig. 11). Szczegółowe omówienie magnetostratygrafii w wierceniu Piła 1/IG 1 znajduje się w części tego opracowania autorstwa J. Nawrockiego i J. Grabowskiego (patrz rozdz. str. 198).

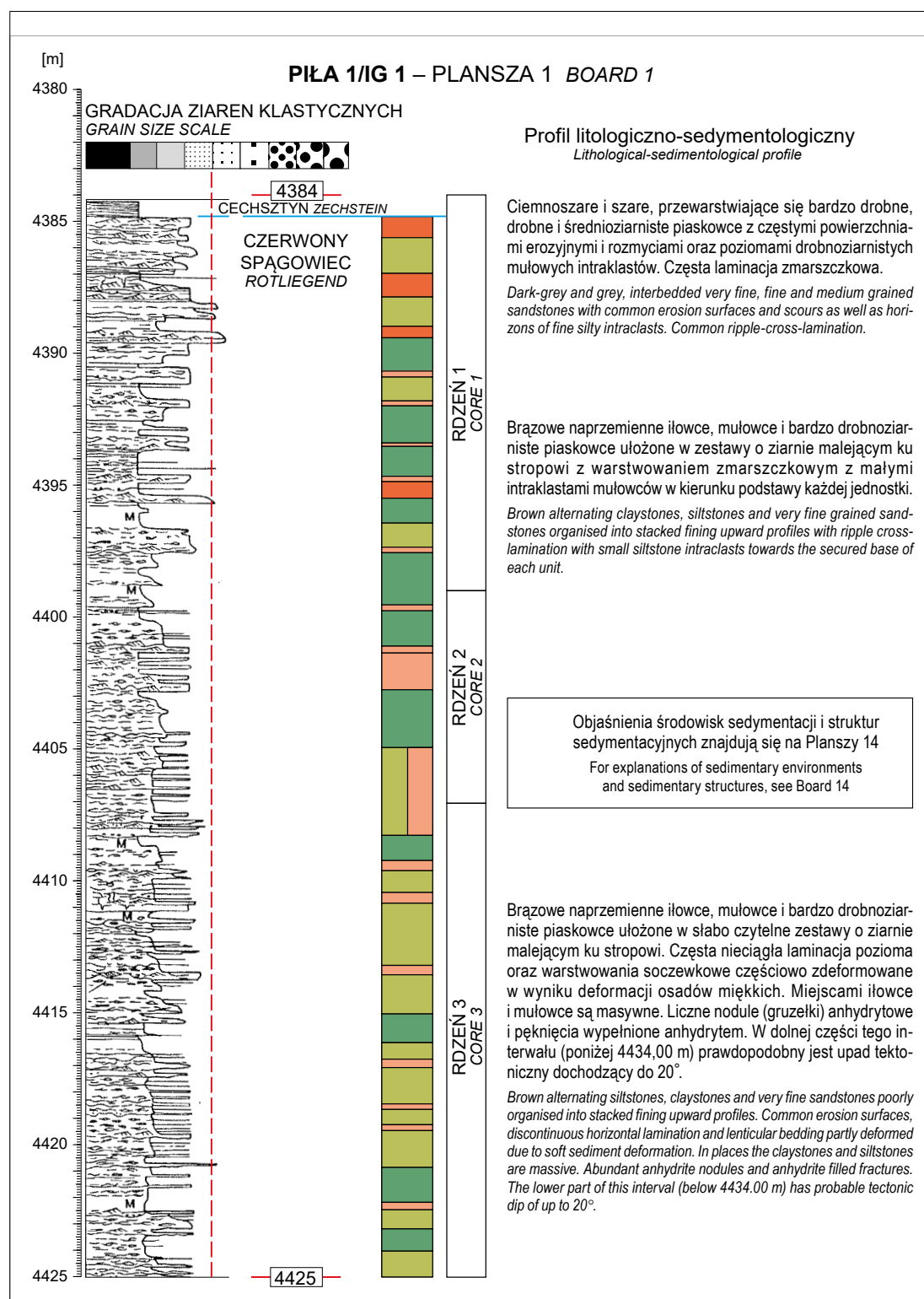


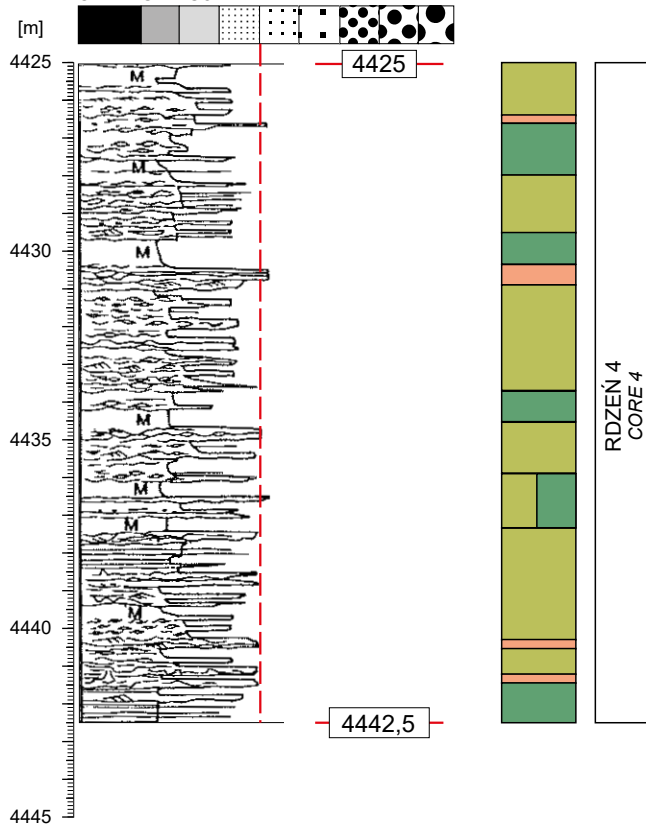
Fig. 10. Piła 1/IG 1 – plansze z interwałami i sedymentologiczno-litologicznymi opisami rdzeni:

Plansza 1 (głęb. 4384,0–4425,0 m); Plansza 2 (głęb. 4425,0–4442,5 m i 4493,0–4511,0 m); Plansza 3 (głęb. 4541,5–4559,0 m i 4603,0–4621,0 m); Plansza 4 (głęb. 4625,5–4670,0 m); Plansza 5 (głęb. 4670,0–4714,0 m); Plansza 6 (głęb. 4741,0–4783,5 m); Plansza 7 (głęb. 4783,5–4826,5 m); Plansza 8 (głęb. 4826,5–4871,0 m); Plansza 9 (głęb. 4871,0–4888,0 m i 4939,0–4957,0 m); Plansza 10 (głęb. 4990,5–5015,0 m); Plansza 11 (głęb. 5039,5–5080,0 m); Plansza 12 (głęb. 5080,0–5109,5 m); Plansza 13 (głęb. 5142,0–5159,0 m i 5210,0–5228,0 m); Plansza 14 – objaśnienia do środowisk sedymentacji i struktur sedymentacyjnych

Piła 1/IG 1 – boards with core intervals and sedimentological-lithological descriptions of cores:

Board 1 (depth 4384.0–4425.0 m); Board 2 (depth 4425.0–4442.5 m and 4493.0–4511.0 m); Board 3 (depth 4541.5–4559.0 m and 4603.0–4621.0 m); Board 4 (depth 4625.5–4670.0 m); Board 5 (depth 4670.0–4714.0 m); Board 6 (depth 4741.0–4783.5 m); Board 7 (depth 4783.5–4826.5 m); Board 8 (depth 4826.5–4871.0 m); Board 9 (depth 4871.0–4888.0 m and 4939.0–4957.0 m); Board 10 (depth 4990.5–5015.0 m); Board 11 (depth 5039.5–5080.0 m); Board 12 (depth 5080.0–5109.5 m); Board 13 (depth 5142.0–5159.0 m i 5210.0–5228.0 m); Board 14 – explanations of sedimentary environments and sedimentary structures

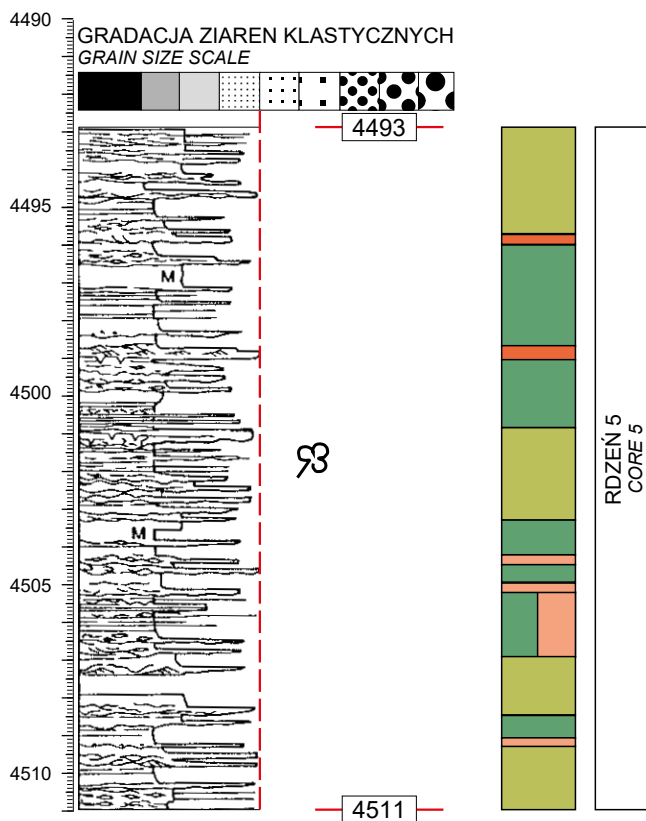
PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 2 BOARD 2

GRADACJA ZIAREN KLASTYCZNYCH
GRAIN SIZE SCALEProfil litologiczno-sedymologiczny
Lithological-sedimentological profile

Brązowe (czasami szarzielone) naprzemienne iłowce, mułowce i bardzo drobno- i drobnoziarniste piaskowce ułożone w regularne zestawy o ziarnie malejącym ku stropowi. Częste powierzchnie erozyjne (z poziomami małych mułowych/iłowych intraklastów), nieciągła laminacja pozioma, warstwowania zmarszczkowe i soczewkowe częściowo zdeformowane (małe struktury obciążeniowe i struktury ucieczki wody) w wyniku deformacji osadów miękkich. Miejscami iłowce i mułowce są masywne. Liczne nodule (gruzelki) anhydrytowe i pęknięcia wypełnione anhydrytem. Ten interwał ma prawdopodobnie upad tektoniczny dochodzący do 20°.

Brown (occasionally green-grey) interbedded siltstones, claystones, very fine and fine grained sandstones organised into regularly stacked fining upward profiles. Common erosion surfaces (with horizon of small siltstone/claystone intraclasts), discontinuous horizontal lamination, ripple cross-lamination and lenticular bedding partly deformed (small load casts and water escape structures) and soft sediment deformation. In places the claystones and siltstones are massive. Abundant anhydrite nodules and anhydrite filled fractures. This interval has a probable tectonic dip of up to 20°.

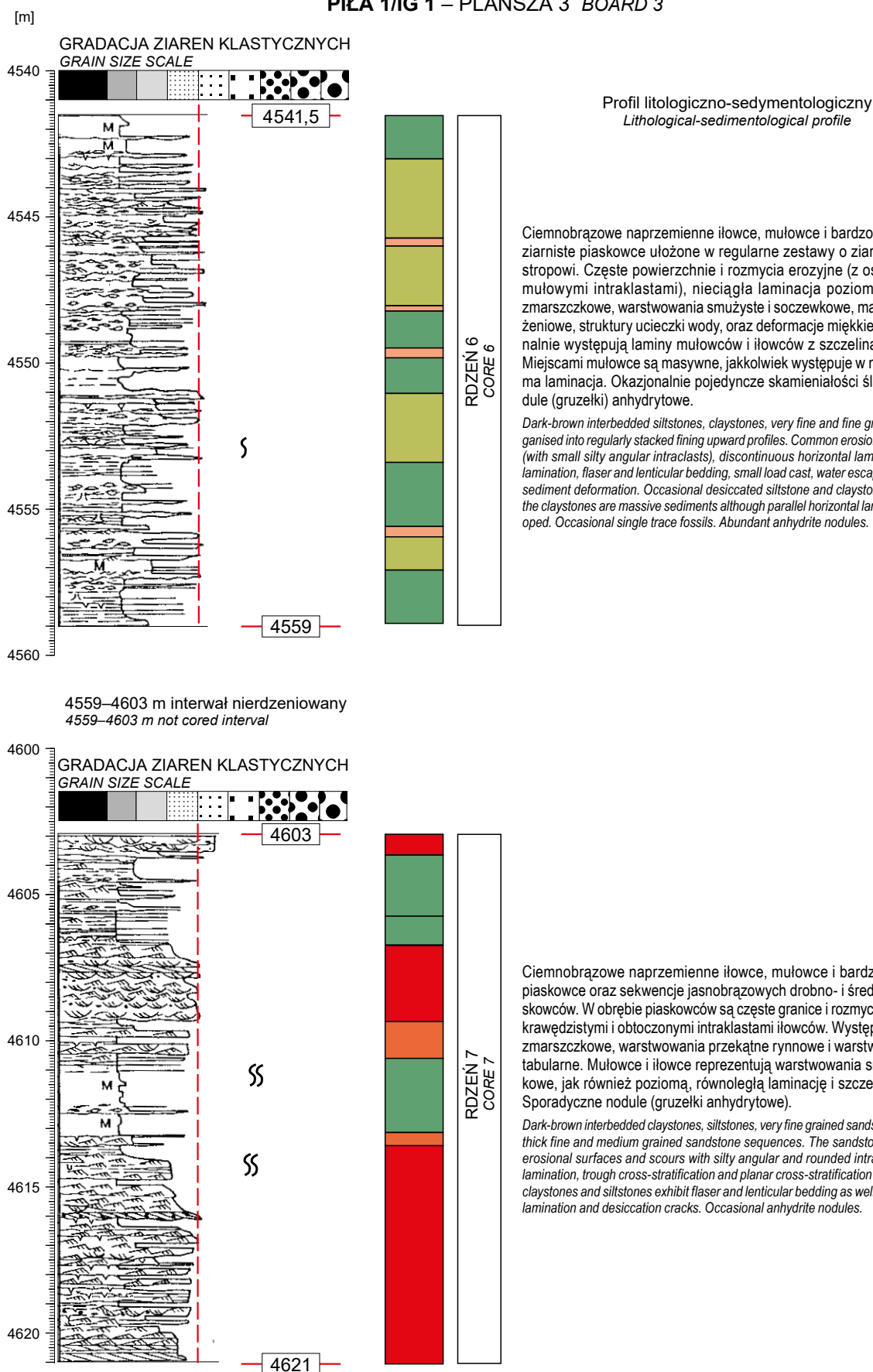
4442,5–4493 m interwał nierzeniowany
4442,5–4493 m not cored interval



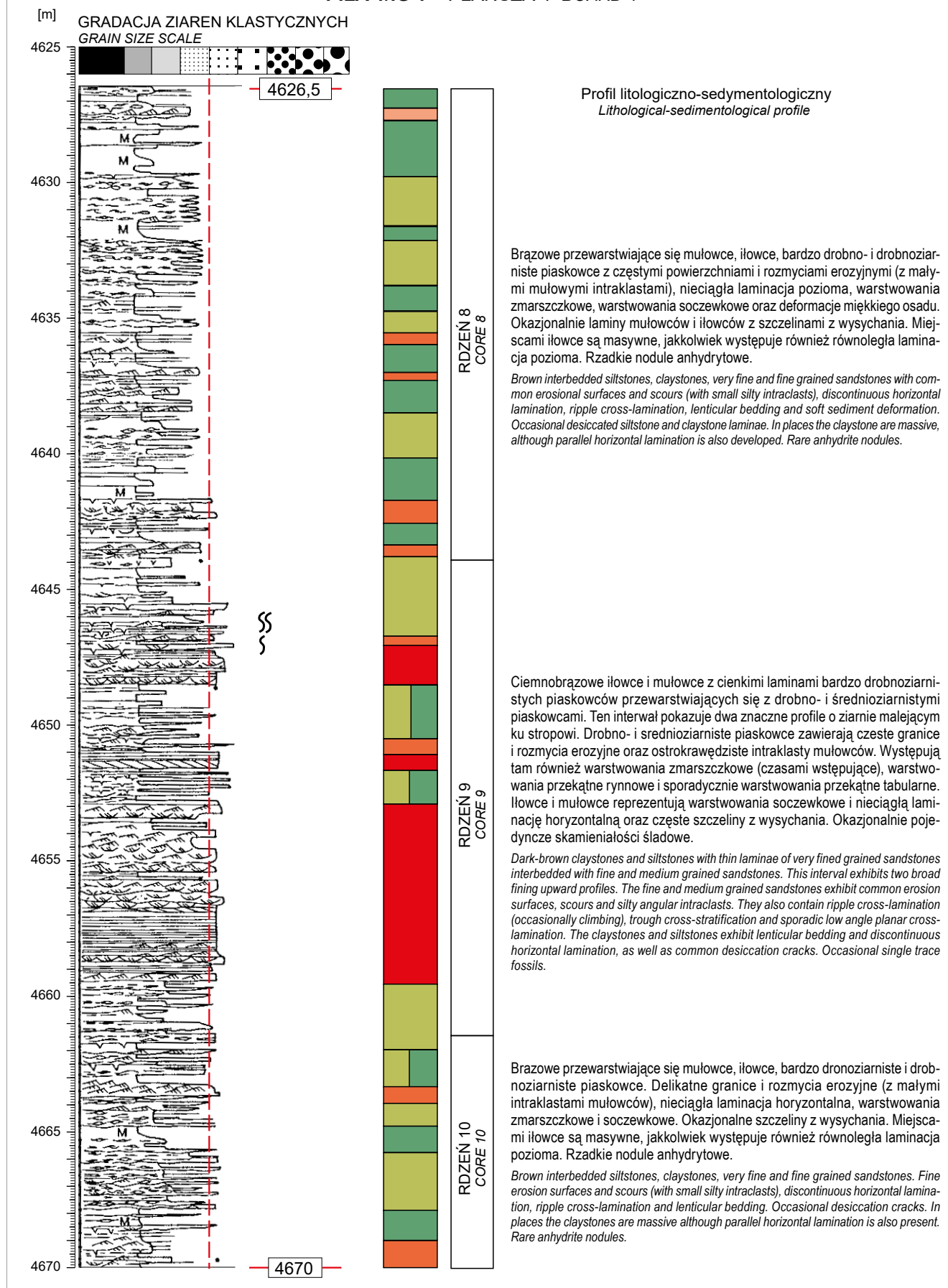
Brązowe (czasami zielonoszare) naprzemienne iłowce, mułowce i bardzo drobno- i drobnoziarniste piaskowce ułożone w regularne zestawy o ziarnie malejącym ku stropowi. Częste powierzchnie i rozmycia erozyjne (z małymi mułowymi intraklastami), nieciągła laminacja pozioma, warstwowania zmarszczkowe i soczewkowe oraz deformacje miękkiego osadu. Okazjonalnie występują laminy mułowców i iłowców ze szczelinami z wysychania. Miejscami mułowce są masywne, jakkolwiek występuje w nich również pozioma laminacja. Liczne nodule (gruzelki) anhydrytowe.

Brown (occasionally green-grey) interbedded siltstones, claystones, very fine and fine grained sandstones organised into regularly stacked fining upward profiles. Common erosion surfaces and scours (with small silty intraclasts), discontinuous horizontal lamination, ripple cross-lamination and lenticular bedding as well as soft sediment deformation. Occasional desiccated siltstone and claystone laminae. In places the claystones are massive although parallel horizontal lamination is also developed. Abundant anhydrite nodules.

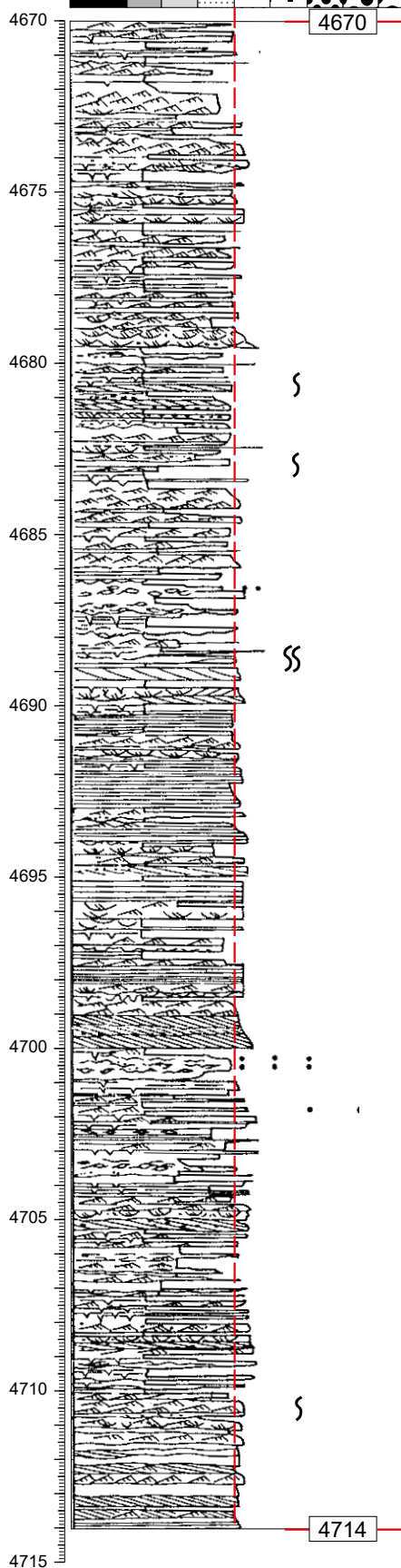
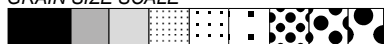
PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 3 BOARD 3



PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 4 BOARD 4



PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 5 BOARD 5

GRADACJA ZIAREN KLASTYCZNYCH
GRAIN SIZE SCALEProfil litologiczno-sedymentologiczny
Lithological-sedimentological profile

Ciemnobrązowe iłowce i mułowce z cienkimi laminami bardzo drobnoziarnistych piaskowców przewarstwiające się z różowobrazowymi drobnoziarnistymi piaskowcami, okazjonalnie wzbogaconych w lyszczki (mika). Ten interwał reprezentuje szereg profili o ziarnie malejącym ku stropowi. Piaskowce charakteryzują się częstymi granicami i rozmyciami erozyjnymi, z ostrokrawędzistymi i obtoczonymi intraklastami mułowców. W tym piaskowcowym interwale występują warstwowania zmarszczkowe, warstwowania przekątne rynnowe i sporadycznie niskokątowe planarne/tabularne warstwowania przekątne. Iłowce i mułowce reprezentują sporadyczne warstwowania soczewkowe, nieciągłą laminację horyzontalną, oraz częste szczeliny z wysychania. Okazjonalnie pojedyncze skamieniałości śladowe. Rzadkie duże nodule anhydrytowe.

Dark-brown claystones and siltstones with thin laminae of very fine grained sandstones interbedded with pink-brown fine grained sandstones, occasionally mica-rich. This interval exhibits several fining upward profiles. The sandstones are characterised by common erosion surfaces and scours, with silty angular and rounded intraclasts. Ripple cross-lamination, trough cross-stratification and sporadic low angle planar cross-lamination are also present within these sandstone units. The siltstones and claystones contain sporadic lenticular bedding, discontinuous horizontal lamination and common desiccation cracks. Occasional single trace fossils. Rare large anhydrite nodules.

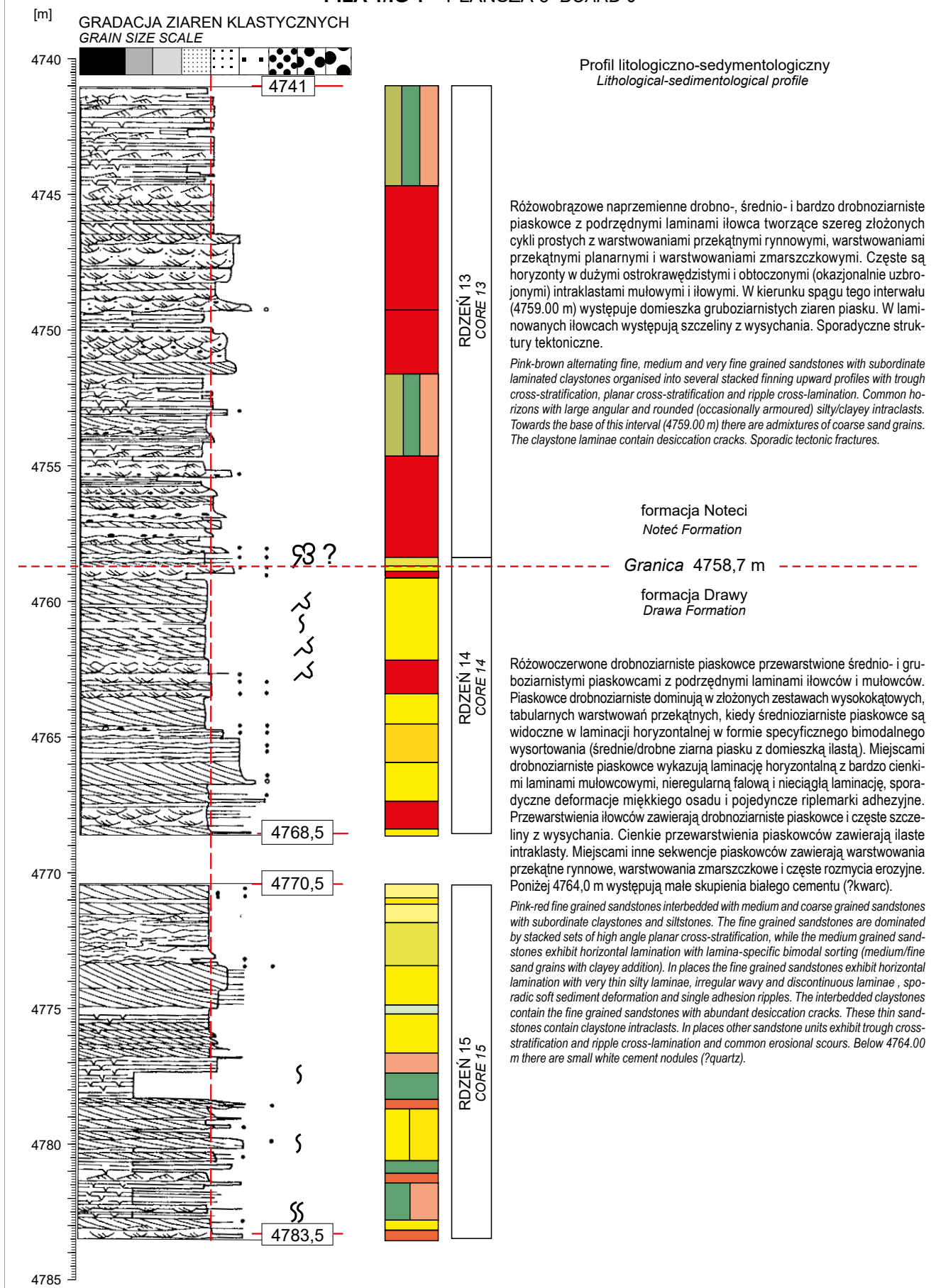
Różowo-brązowe drobnoziarniste piaskowce z cienkimi laminami ilastymi. Piaskowce są zdominowane przez niskokątową laminację planarną/tabularną z podrzędnymi warstwowaniami przekątnymi rynnowymi i warstwowaniami zmarszczkowymi. Występują erozyjne rozmoczenia z ostrokrawędzistymi i obtoczonymi intraklastami iłowców. Sporadyczne szczeliny z wysychania w obrębie lamin iłowca.

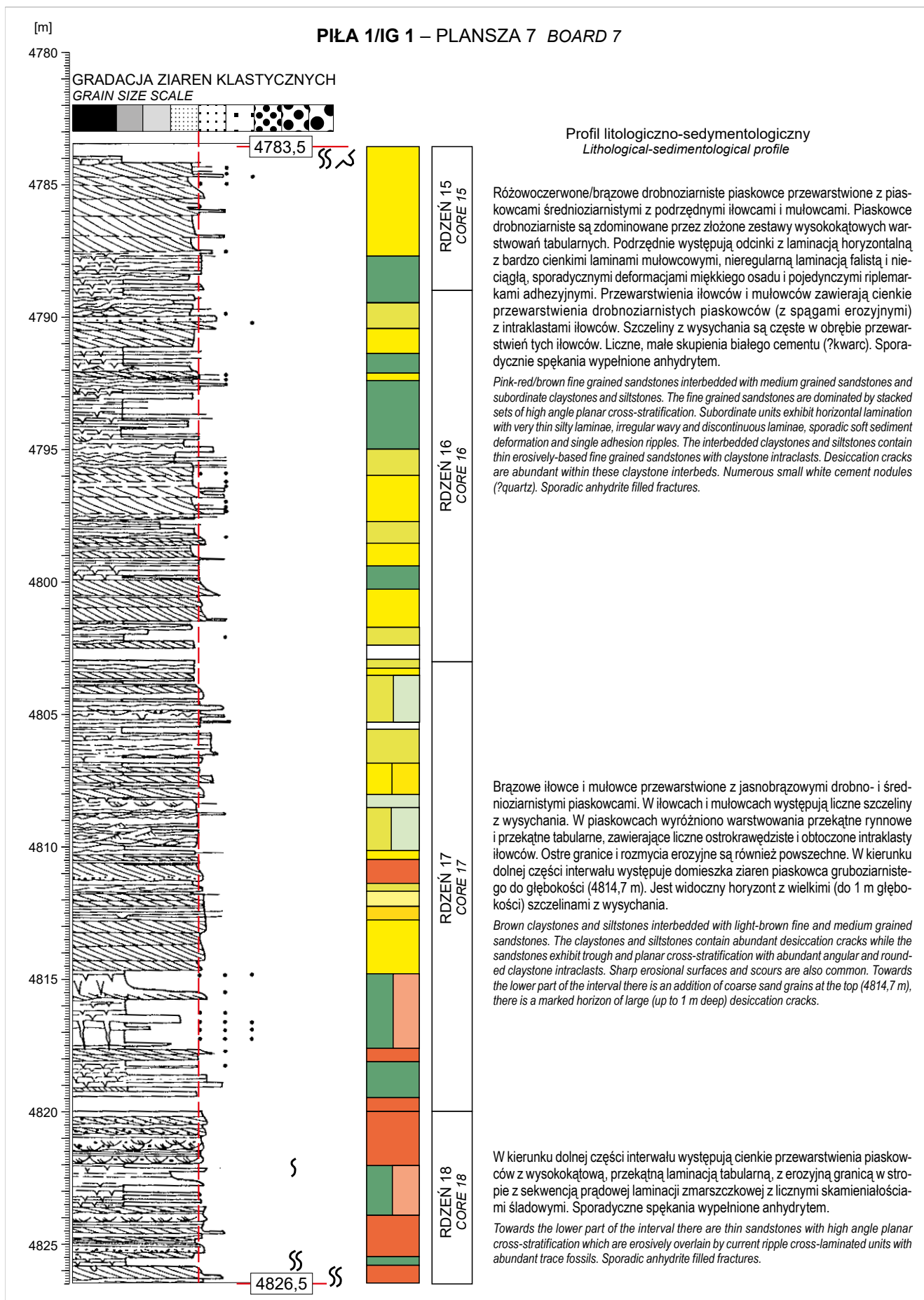
Pink-brown fine grained sandstones with thin claystone laminae. The sandstones are dominated by low angle planar cross-lamination with subordinate trough cross-stratification and ripple cross-lamination. Erosional scours with angular and rounded intraclast are present. Sporadic desiccation cracks occur within the claystone laminae.

Ciemnobrązowe iłowce i mułowce z cienkimi laminami bardzo drobnoziarnistych piaskowców przewarstwiające się z różowobrazowymi piaskowcami drobnoziarnistymi z domieszką rozproszonych ziaren piaskowców średnio- i gruboziarnistych, szczególnie w górnej części interwału. Ten interwał złożony jest z szeregu odcinków o charakterze cykli prostych. W piaskowcach drobnoziarnistych występują częste granice i rozmoczenia erozyjne z mułowymi ostrokrawędzistymi intraklastami. Warstwowania zmarszczkowe, warstwowania przekątne rynnowe i miąższe zestawy niskokątowych warstwowań przekątnych tabularnych, charakteryzują te miąższe piaskowce. W iłowcach i mułowcach występują sporadycznie warstwowania soczewkowe i częste są szczeliny z wysychania. Okazjonalne pojedyncze skamieniałości śladowe. Częste nodule anhydrytowe.

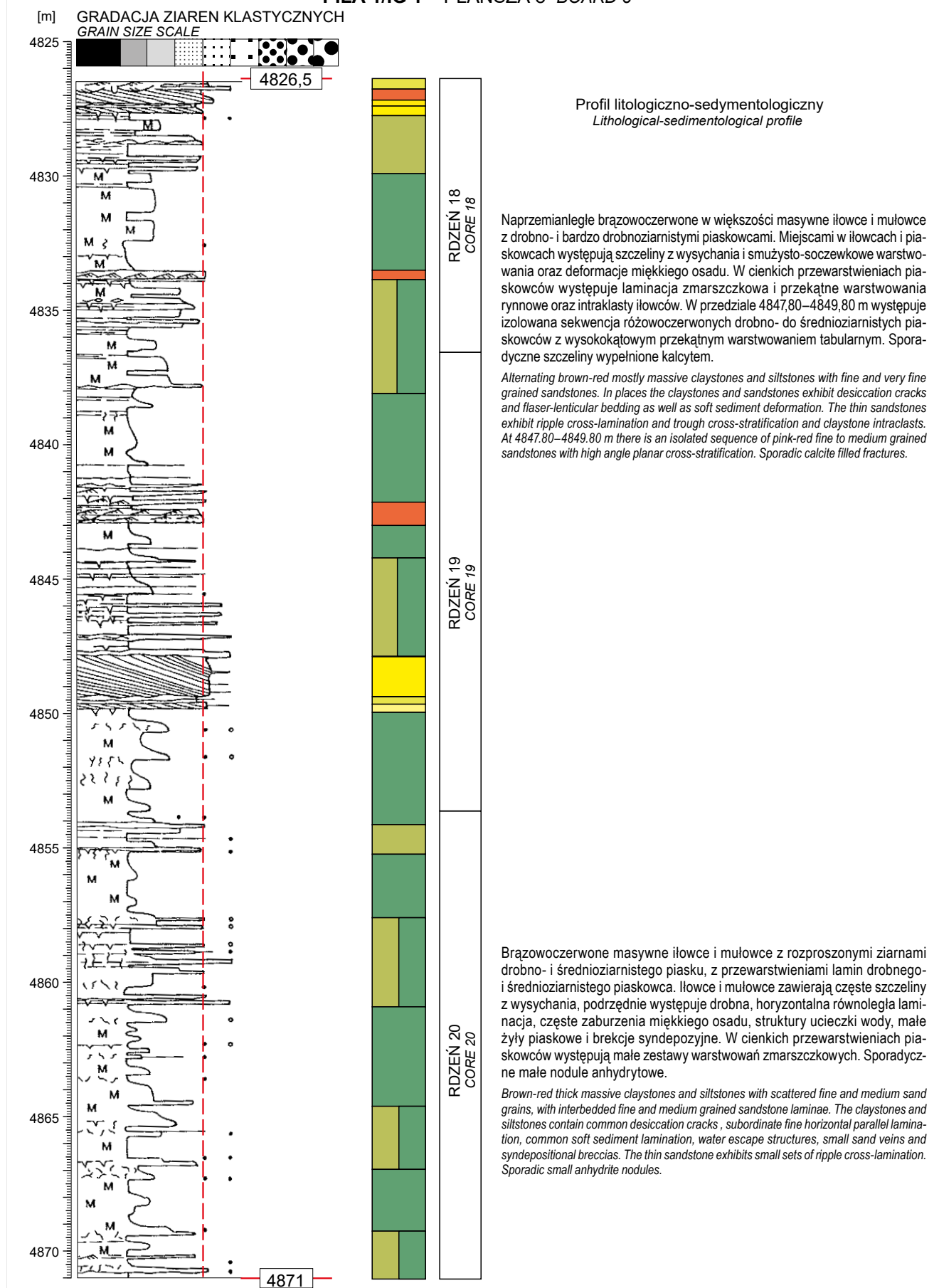
Dark-brown claystones and siltstones with thin laminae of very fine grained sandstones interbedded with pink-brown fine-grained sandstones with admixture of scattered medium and coarse sand grains towards the upper part of the interval. This interval exhibits several stacked fining upwards profiles. The fine grained sandstones exhibit common erosion surfaces and scours with silty angular intraclasts. Ripple cross-lamination, trough cross-stratification and thick sets of low angle planar cross-lamination characterise these thicker sandstones. The claystones and siltstones contain sporadic lenticular bedding and common desiccation cracks. Occasional single trace fossils. Common anhydrite nodules.

PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 6 BOARD 6

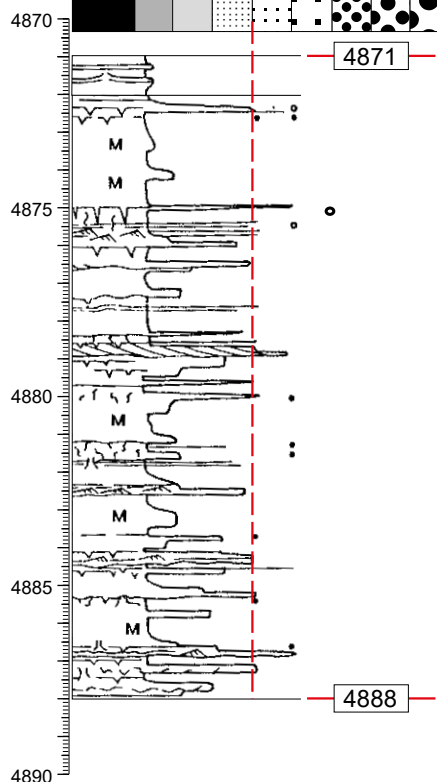
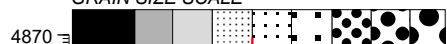




PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 8 BOARD 8

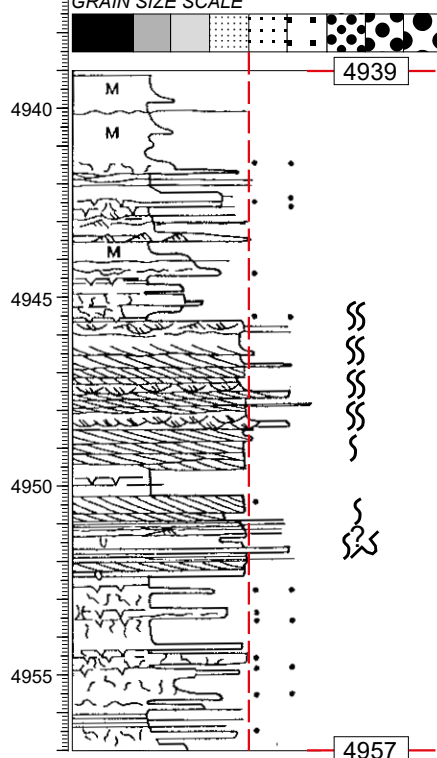


PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 9 BOARD 9

[m] GRADACJA ZIAREN KLASTYCZNYCH
GRAIN SIZE SCALEProfil litologiczno-sedymentologiczny
Lithological-sedimentological profile

Brązowoczerwone masywne ilowce i mułowce z rozproszonymi ziarnami drobno- i średnioziarnistego piasku, z przewarstwieniami lamin drobnego- i średnioziarnistego piaskowca. Iłowce i mułowce zawierają częste szczeliny z wysychania, podrzędnie występuje drobna, horyzontalna równoległa laminacja, częste zaburzenia miękkiego osadu, struktury ucieczki wody, małe żyły piaskowe i brekcje syndeptyczne. W cienkich przewarstwieńach piaskowców występują małe zestawy warstwowań zmarszczkowych. Sporadyczne małe nodule anhydrytowe.

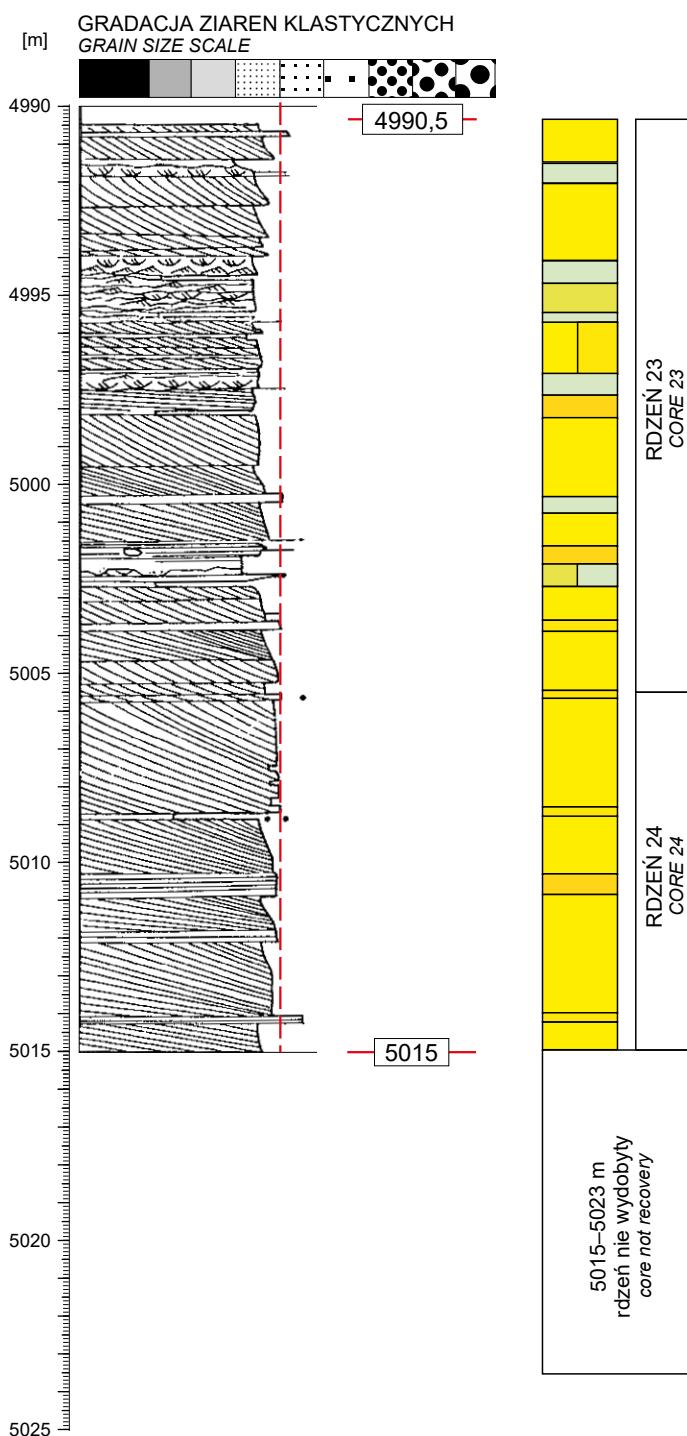
Brown-red thick massive claystones and siltstones with scattered fine and medium sand grains, with interbedded fine and medium grained sandstone laminae. The claystones and siltstones contain common desiccation cracks, subordinate fine horizontal parallel lamination, common soft sediment lamination, water escape structures, small sand veins and syndeptycal breccias. The thin sandstone exhibits small sets of ripple cross-lamination. Sporadic small anhydrite nodules.

4888–4939 m interwał nierzeniowany
4888–4939 m not cored interval[m] GRADACJA ZIAREN KLASTYCZNYCH
GRAIN SIZE SCALE

Brązowoczerwone masywne ilowce i mułowce z rozproszonymi ziarnami drobno- i średnioziarnistego piasku, z przewarstwieniami lamin drobnego- i średnioziarnistego piaskowca. W środkowej części interwału znajdują się drobno- i średnioziarniste, dobrze wysortowane piaskowce z warstwowaniami przekątnymi rynnowymi, niskokątowymi warstwowaniami przekątnymi tabularnymi i podrzędnie z warstwowaniami zmarszczkowymi. W obrębie ilowców i mułowców częste są szczeliny z wysychania i podrzędnie występują cienkie zestawy laminacji zmarszczkowej, drobnej laminacji równoległej oraz laminacji smużystej. Są również częste deformacje miękkiego osadu, struktury ucieczki wody, szczeliny i syndeptyczne brekcje. Rzadkie pojedyncze skamieniałości śladowe. Sporadyczne szczeliny wypełnione kalcylem.

Brown-red thick massive claystones and siltstones with scattered fine and medium sand grains, with interbedded fine and medium grained sandstone laminae. Towards the middle of interval there are fine and medium grained, well sorted sandstones with trough cross-stratification, low angle planar cross-lamination and subordinate ripple cross-lamination. Within the claystones and siltstones there are common desiccation cracks and subordinate thin sets of ripple cross-lamination, fine horizontal parallel lamination and flaser bedding. Soft sediment deformation, water escape structures, veins and syndeptycal breccias are also common. Rare single trace fossils. Sporadic calcite filled fractures.

PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 10 BOARD 10

Profil litologiczno-sedymologiczny
Lithological-sedimentological profile

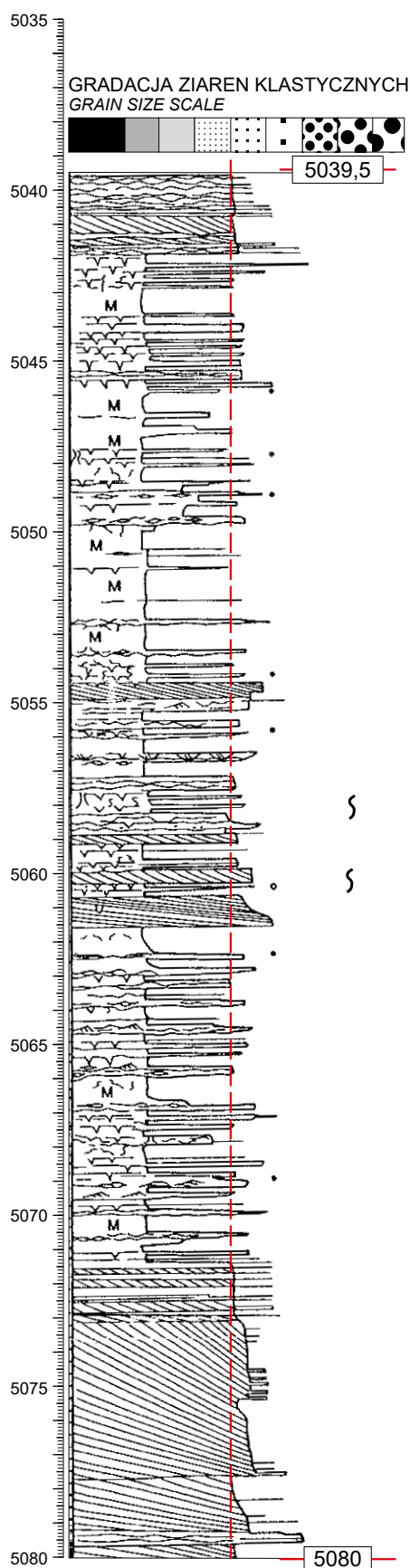
Różowobrazowe dobrze wysortowane drobnopiękiste piaskowce, miejscami przewarstwione piaskowcami średniopiękistymi. Sekwencja piaskowców drobnopiękistych zdominowana jest przez złożone lub pojedyncze zestawy wysokokątowych warstwowań tabularnych. W dolnej części tej sekwencji następuje wzrost wielkości ziaren do piaskowców średniopiękistych i jednocześnie spadek nachylenia kąta upadu zestawów laminowanych. W innych miejscach (na profilu) piaskowce średniopiękiste mają poziomą laminację z udziałem lamin piaskowca grubopiękistego, prawdopodobnie reprezentując powierzchnie deflacji. Pozostałe piaskowce drobnopiękiste są poziomą laminowane z bardzo cienkimi laminami mułowcowymi, mają nieregularną laminację falową i nieciągłą, sporadyczne deformacje miękkiego osadu i pojedyncze riplemarki adhezyjne. Okazjonalnie fragmenty piaskowców drobnopiękistych mają warstwowania przekątne rynnowe i rzadkie małe rozmycia erozyjne. Widoczna porowatość jest generalnie niska. Częste spękania wypełnione kalcytem.

Pink-brown well sorted fine grained sandstones occasionally interbedded with medium grained sandstones. The fine grained sandstones are dominated by stacked or single sets of high angle planar cross-stratification. Towards the base of these units there is an increase in grain size to medium and a decrease in foreset angle to low. In other places the medium sandstones exhibit horizontal lamination with coarser grained laminae possibly representing deflation lags. Other fine grained sandstones exhibit horizontal lamination with very thin silty laminae, irregular wavy and discontinuous laminae, sporadic soft sediment lamination and single adhesion ripples. Occasionally the fine grained sandstone units exhibit trough cross-stratification and rare small erosional scours. Visual porosity is generally low. Common calcite filled fractures.

5025–5039,5 m interwał niedzeniowany
5025–5039.5 m not cored interval

[m]

PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 11 BOARD 11



Profil litologiczno-sedymologiczny
Lithological-sedimentological profile

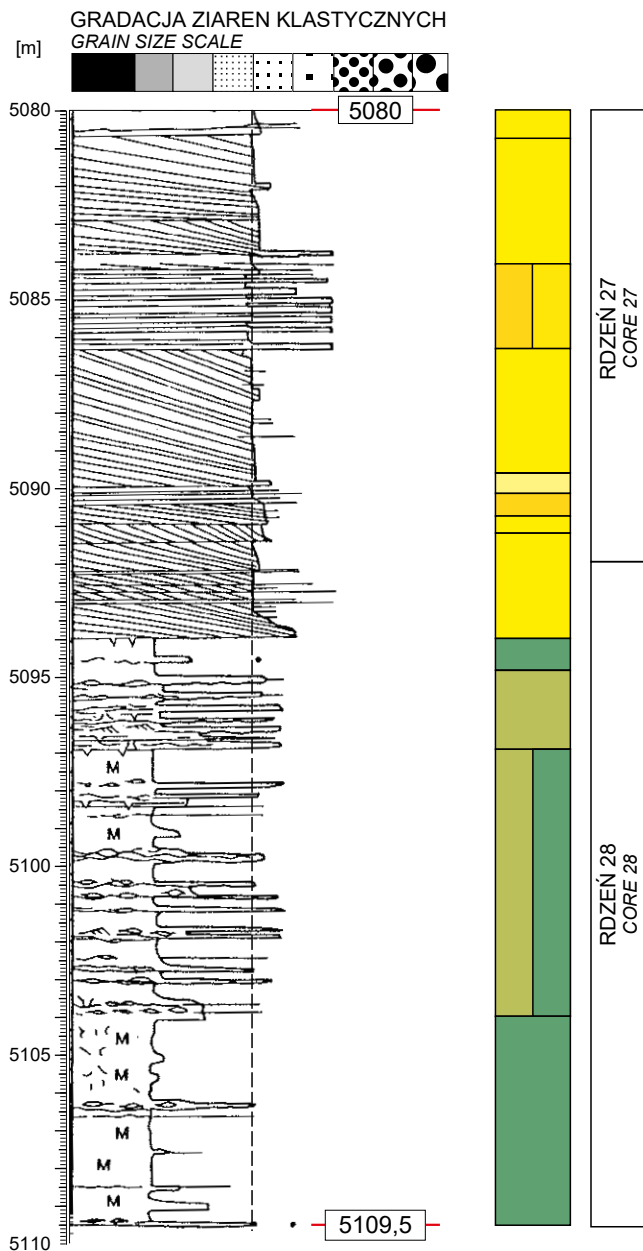
Różowoczerwone drobno- i średnioziarniste piaskowce z wysokokątowymi przekątnymi warstwowaniami tabularnymi, jak również z laminacją horyzontalną z bardzo cieką, mułową laminacją falistą.

Pink-red fine and medium grained sandstones with high angle planar cross-stratification as well as horizontal lamination with very thin silty irregular wavy laminae.

Regularnie przewarstwiewające się brązowoczerwone, w większości masywne iłowce i mułowce z ciekimi laminami drobno- i bardzo drobnoziarnistych piaskowców z okazjonalnymi laminami gruboziarnistymi. Mułowce i iłowce zawierają częste szczeliny z wysychania, deformacje miękkiego osadu, struktury ucieczki wody i szczeliny wypełnione piaskiem. Czasami występują pojedyncze drażnienia (w osadzie). Bardzo ciekie przewarstwienia piaskowców zawierają warstwowania zmarszczkowe, warstwowania przekątne rynnowe i warstwowania smużyasto-soczewkowe. Bardzo rzadko izolowane przewarstwienia piaskowców reprezentują wysokokątowe warstwowania tabularne. Sporadyczne spękania wypełnione kalcytem.

Regularly alternating brown-red mostly massive claystones and siltstones with thin laminae of fine and very fine grained sandstones and occasional coarse grained laminae. The claystones and siltstones exhibit common desiccation cracks, soft sediment deformation, water escape structures and sand filled veins. Occasional simple burrows. The very thin sandstones exhibit ripple cross-lamination, trough cross-stratification and flaser lenticular bedding. Very occasionally isolated sandstone beds exhibit high angle planar cross-stratification. Sporadic fractures filled calcite.

PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 12 BOARD 12



Profil litologiczno-sedimentologiczny
Lithological-sedimentological profile

Różowobrazowe dobrze wysortowane drobnopiaszczyste piaskowce, miejscami przewarstwione średnio- i grubopiaszczystymi piaskowcami. Piaskowce drobnopiaszczyste są zdominowane przez złożone zestawy wysokokątowych przekątnych warstwowań tabularnych z pojedynczymi zestawami wyraźnie wykazującymi na ogólny wzrost kąta upadu lamin. Podstawy zestawów pokazują wzrost niskokątowych warstwowań przekątnych. Miejscami średnio- i grubopiaszczyste piaskowce zdominowane są przez laminację poziomą z specyficznym bimodalnym rozsortowaniem lamin. Widoczna porowatość jest generalnie niska. Bardzo częste szczeliny wypełnione kalcylem.

Pink-brown well sorted fine grained sandstones occasionally with interbedded medium and coarse grained sandstones. The fine grained sandstones are dominated by stacked sets of high angle planar cross-stratification with individual sets clearly exhibiting an overall upward increase in foreset angle. The set bases exhibit an increased and low angle cross-stratification. In places the medium and coarse grained sandstones are dominated by horizontal lamination with lamina-specific bimodal sorting. Visual porosity is generally low. Very common calcite filled fractures.

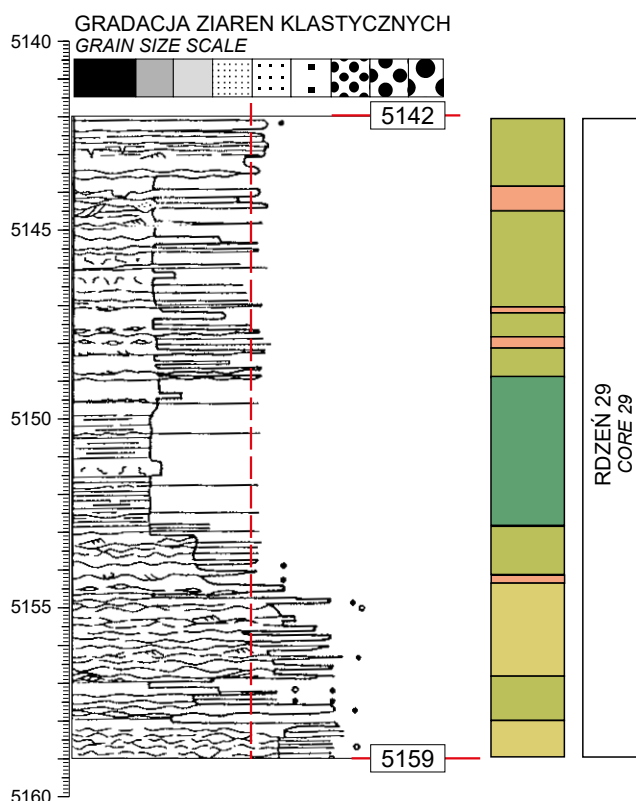
Przeważają brunatnoczerwone grube masywne ilowce i podrzędnie mułowce, przewarstwione laminami drobno- i średnioziarnistych piaskowców. Cienkie piaskowce zawierają smużyasto-soczewkowe warstwowania i czasami warstwowania zmarszczkowe i małe rozmycia, kiedy ilowce i mułowce zawierają szczeliny z wysychania, częste deformacje miękkiego osadu, struktury ucieczki wody i małe szczeliny wypełnione piaskiem.

Predominately brown-red thick massive claystones and subordinate siltstones, interbedded with fine and medium grained sandstone laminae. The thin sandstone exhibit flaser-lenticular bedding and occasional ripple cross-lamination and small scours, while the claystones and siltstones contain desiccation cracks, common soft sediment deformation, water escape structures and small sand filled veins.

5109,5–5142 m interwał nierozdręniowany
5109,5–5142 m not cored interval

[m]

PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 13 BOARD 13



Profil litologiczno-sedymentologiczny
Lithological-sedimentological profile

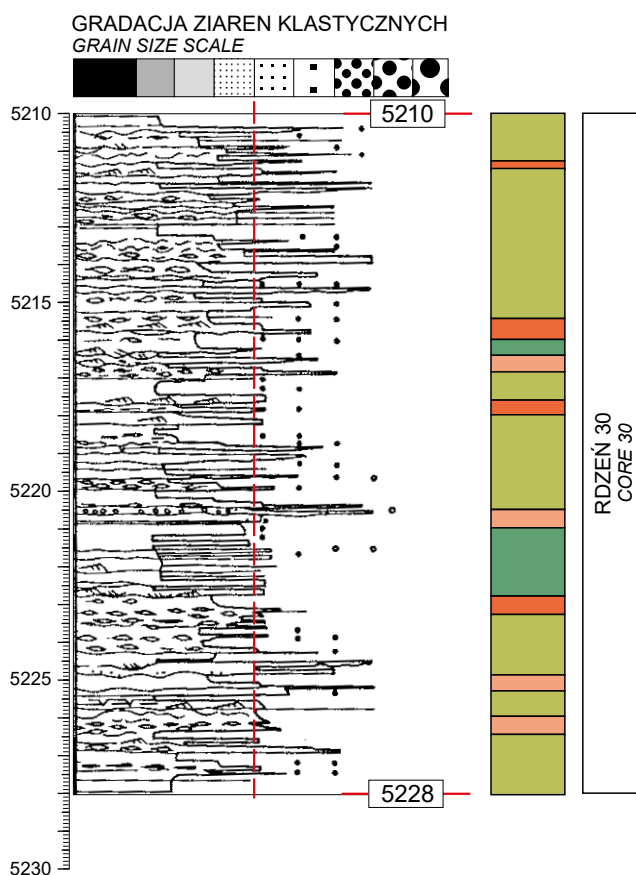
Przewarstwiające się nieregularnie masywne i drobno laminowane iłowce i drobnoziarniste piaskowce. Częste delikatne granice rozmycia erozyjne z małymi intraklastami, horyzontalną laminacją nieciągłą i laminacją falową oraz warstwowania soczewkowe i deformacje miękkiego osadu. Okazjonalnie występują pojedyncze izolowane zmarszczki i laminy ze szczelinami z wysychania.

Irregularly alternating massive and finely laminated claystones and fine grained sandstones. Common fine erosion surfaces and scours with small intraclasts, discontinuous horizontal and wavy lamination, as well as lenticular bedding and soft sediment deformation. Occasional single isolated ripples and desiccated laminae.

Przewarstwiające się ciemnobrązowe średnio-, drobno- i gruboziarniste piaskowce z rozproszonymi ziarnami bardzo gruboziarnistego piasku. Częsta nieregularna laminacja falista, czasem ze zmarszczkami prądowymi i małymi rozmyciami erozyjnymi. Są również częste struktury reprezentujące deformacje miękkiego osadu i ślady ucieczki wody. Liczne nodule anhydrytowe i szczeliny wypełnione anhydrytem.

Interbedded dark-brown medium, fine and coarse grained sandstones with scattered very coarse sand grains. Common irregular wavy lamination with occasional current ripples and small erosional scours. Soft sediment deformation and water escape structures are also common. Abundant anhydrite nodules and anhydrite filled fractures.

5159–5210 m interwał nierdzieniowany
5159–5210 m not cored interval



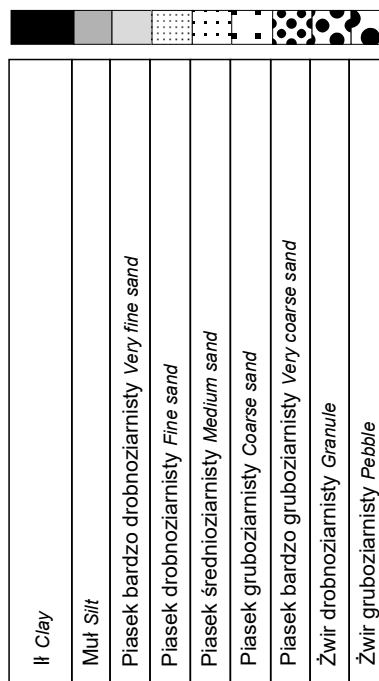
Ciemnobrązowe naprzemienne mułowce, iłowce i bardzo drobno-, drobno-, średnio- i gruboziarniste piaskowce z występującymi okazjonalnie laminami piaskowca bardzo gruboziarnistego. Miejscami występują rozproszone bardzo dobrze obtoczone ziarna piaskowca gruboziarnistego. Występujące struktury sedymentacyjne to częste powierzchnie i rozmycia erozyjne (czasami w z małymi ostrokrawędzistymi lub uzbrojonymi intraklastami mułowca), nieciągła laminacja horyzontalna, laminacja zmarszczkowa, warstwowania smużyste i soczewkowe, małe żyły piaskowe i deformacje miękkiego osadu. Okazjonalnie w mułowcach i iłowcach występują szczeliny z wysychania. Częste nodule anhydrytowe.

Dark-brown alternating siltstones, claystones, very fine and fine, medium and coarse grained sandstones with occasion very coarse grained sandstone laminae. In places there are scattered very well rounded coarse sand grains. The sedimentary structures present include common erosion surfaces and scours (occasionally with small silty angular or armoured intraclasts), discontinuous horizontal lamination, ripple cross-lamination, flaser and lenticular bedding, small sand veins and soft sediment deformation. Occasionally the siltstones and claystones exhibit desiccation cracks. Abundant anhydrite nodules.

PIŁA 1/IG 1 – PLANSZA 14 BOARD 14

OBJAŚNIENIA DO PROFILU SEDYMENTOLOGICZNEGO
EXPLANATIONS TO THE SEDIMENTOLOGICAL PROFILESTRUKTURY SEDYMENTACYJNE
SEDIMENTARY STRUCTURES

-  Warstwowania przekątne rynnowe (wszelkich typów)
Trough cross bedding (all types)
-  Laminacja asymptotyczna małej skali
Small scale asymptotic cross lamination
-  Zmarszczki wstępujące
Climbing ripple lamination
-  Warstwowania zmarszczkowe
Current ripple lamination
-  Pedogeniczne gruzelki węglanowe
Pedogenic carbonate nodules
-  Warstwowania zmarszczkowo-soczewkowe
Isolated ripples and reticular bedding
-  Warstwowania soczewkowe
Lenticular bedding
-  Laminacja równoległa
Parallel lamination
-  Nieregularna laminacja horyzontalna
Irregular horizontal lamination
-  Nieciągła laminacja falista
Discontinuous wavy lamination
-  Żyły i szczeliny piaszkowe
Sand veins and fissures
-  Struktury ucieczki wody
Water escape structures
-  Rozmycia erozyjne małej skali
Erosional scours
-  Szczeliny z wysychania
Dessication cracks
-  Osad masywny bez rozpoznanych struktur
Massive / no structures recognised
-  Wysokokątowa płaska laminacja przekątna
High angle planar cross stratification
-  Niskokątowa laminacja przekątna
Low angle cross lamination
-  Laminacja horyzontalna
Horizontal lamination

SKALA GRADACJI ZIAREN
GRAIN SIZE SCALE

 detrytus flory
flora remains

 skamieniałości śladowe
trace fossils / bioturbations

 jamy wykopane przez kręgowce
holes digging by animals (vertebrate)

-  Wm – piaski płytkomorskie, *shallow marine sands*
-  A2 – część główna wydmy, *aeolian dune core*
-  A3 – podstawa wydmy, *aeolian dune base*
-  A4 – pokrywa piaszkowa, *aeolian sandsheet*
-  A5 – międzywydmowe suche, *dry interdune*
-  A6 – międzywydmowe wilgotne, *damp interdune*
-  A7 – międzywydmowe mokre, *wet interdune*
-  F2 – koryto fluwialne *fluvial channel* / złożone koryta fluwialne, *stacked fluvial channels*
-  F3 – skanalizowane zalewy warstwowe, *channelised sheetflood*
-  F4 – zalew warstwowy, *sheetflood* / złożone zalewy warstwowe, *stacked sheetfloods*
-  P1 – krawędź plaży piaszczystej, *sandy playa margin*
-  P2 – plaża piaszczysta, *sandy playa*
-  P3 – plaża ilasta, *silty playa*

ŚRODOWISKA
SEDYMENTACJI
SEDIMENTARY
ENVIRONMENTS

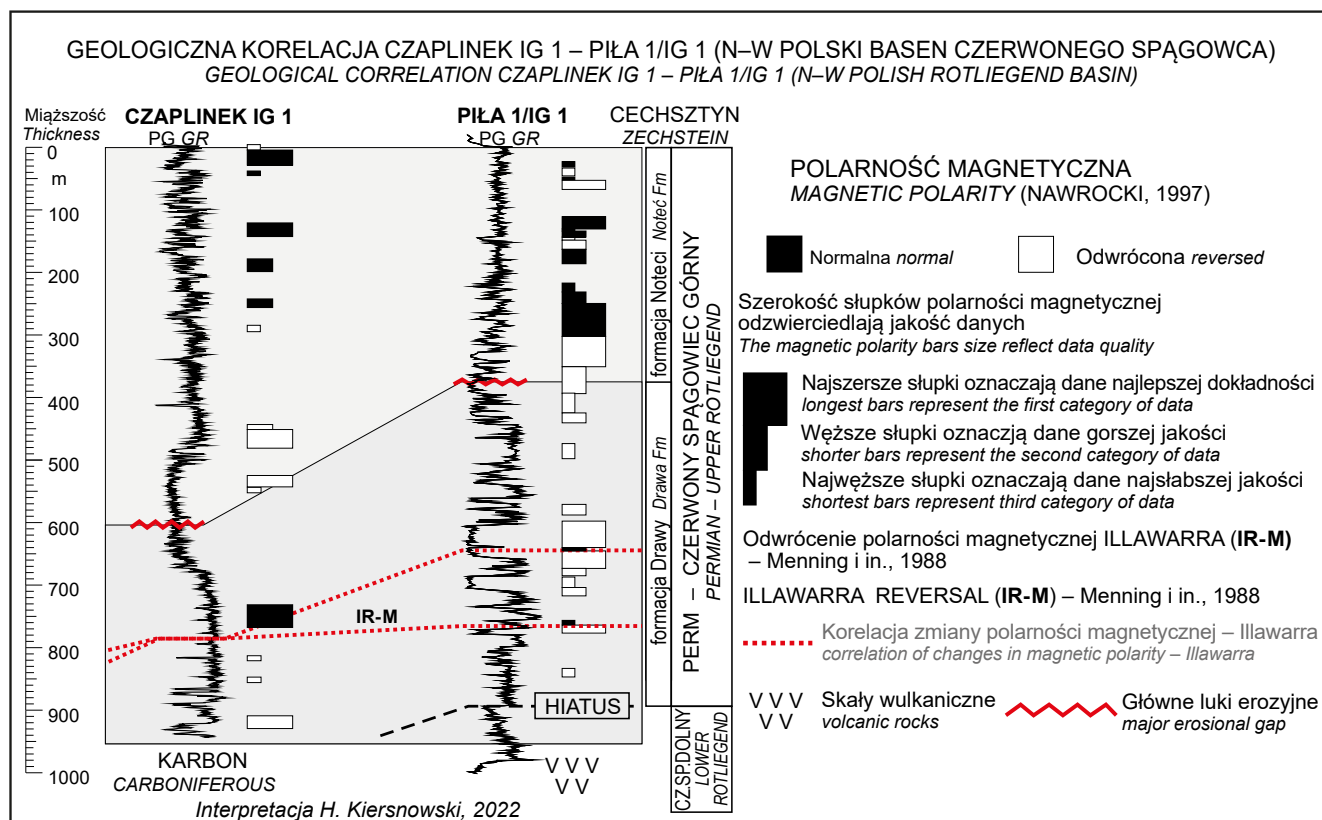


Fig. 11. Korelacja utworów czerwonego spągowca w wierceniach Czaplinek IG 1 i Piła 1/IG 1 na podstawie badań litologiczno-sedymologicznych i krzywych geofizyki otworowej (GR) (Słowakiewicz i in., 2009). Na korelacji zamieszczono wyniki badań paleomagnetycznych (Nawrocki, 1995, 1997), które próbowano powiązać z badaniami paleomagnetycznymi czerwonego spągowca w basenie północno-niemieckim w wiercieniu Mirow 1 (Menning i in., 1988) przedstawiając granice paleomagnetyczną IR – Illawarra Reversal w formacji Parchim

Correlation of the Rotliegend deposits in the Czaplinek IG 1 and Piła 1/IG 1 boreholes based on lithological-sedimentological studies and borehole geophysical logs (GR) and paleomagnetic studies (Nawrocki, 1995, 1997). These results were linked to paleomagnetic studies of Rotliegend in the North German Basin in the Mirow 1 borehole (Menning et al., 1988) showing the position of IR (Illawarra Reversal) in the Parchim Formation (Słowakiewicz et al., 2009)

Marta KUBERSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Wstęp

Osady czerwonego spągowca w otworze Piła 1/IG 1 występują na głęb. 4384,85–5468,30 m i są reprezentowane przez zlepnieńce, piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste, częste są również serie mułowców z licznymi przewarstwieniami iłowców, w części spągowej opisano skały wulkaniczne i wulkanogeniczne.

Badaniami petrograficznymi objęto 118 próbek skał należących do formacji Noteci, 142 próbki należące do formacji Drawy oraz 46 próbek z wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej. Łącznie opisano 329 płytek cienkich (z odmian gruboziarnistych i/lub zlepnieńców wykonano 2–3 płytki cienkie), dotyczących skał osadowych oraz dodatkowo, zamieszczono wyniki opracowania 40 próbek skał wulkanicznych. W prezentowanych wy-

nikach badań skał permu dolnego wykorzystano, między innymi, archiwalne opracowania Jackowicz (1988), Maliszewskiej (1985), Szymkowiaka (1990) oraz liczne dane zawarte w publikacjach (m.in.: Kuberska, 1999, 2001; Maliszewska 1997a, b; Maliszewska, Kuberska, 2008, 2009; Maliszewska i in., 1998, 2003, 2016). Spis płytek cienkich badanych w mikroskopie polaryzacyjnym wraz z podaną głębokością oraz nazwą skały przedstawiono w tabelach 2 i 3. Na podstawie badań mikroskopowych płytek cienkich określono mikrolitofacje, rodzaj i wskaźnik kontaktów ziaren, opisano najważniejsze efekty procesów diagenetycznych. W wybranych próbkach piaskowców wykonano analizę planimetryczną (tab. 4), a projekcję graficzną przedstawiono na figurze 12. Przykładowe obrazy mikroskopowe (z mikroskopu polaryzacyjnego i elektronowego mikroskopu skaningowego) charakteryzujące rodzaje skał i efekty procesów

Tabela 2

Spis badanych próbek formacji Noteci i Drawy oraz najwyższej części wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej (5293,5–5335,5 m)

Jasnoszary kolor – formacja Noteci; ciemnoszary kolor – formacja Drawy; biały kolor – wielkopolska formacja wulkanogeniczna.
 Symbole: mc – mułowiec; ic – iłowiec; pc – piaskowiec; pa zl – parazlepienieć; b.dr, dr, śr, gr, nr – bardzo drobno-, drobno-, średnio-, grubo-, nierównoziarnisty; p-ty – piaszczysty; il. – ilasty; żel. – żelazisty; wap. – wapnisty

List of tested samples of Noteć and Drawa Fms, and the uppermost part of the Wielkopolska Volcanogenic Formation (5293.5–5335.5 m)

Light gray color – Noteć Formation; dark gray color – Drawa Formation; white color – Wielkopolska Volcanogenic Formation.
 Abbreviations: mc – mudstone; ic – claystone; pc – sandstone; pa zl – paraconglomerate; b.dr, dr, śr, gr, nr – very fine, fine, middle, coarse, uneven grained; p-ty – sandy; il. – clayey; żel. – ferruginous, wap. – calcareous

Numer próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Name of rock	Numer próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Name of rock
1	4410,1	pc b.dr	34	4643,4	pc nr
2	4414,5	mc p-ty	35	4645,3	pc b.dr
3	4417,3	mc p-ty	36	4648,7	pc śr
4	4422,1	mc p-ty	37	4649,4	mc il./żel.
5	4423,4	mc p-ty	38	4651,5	pc dr
6	4426,5	pc b.dr	39	4655,4	pc dr
7	4428,5	mc p-ty	40	4658,5	pc śr
8	4429,3	pc śr	41	4661,0	pc b.dr
9	4431,0	pc dr	42	4662,0	mc wap.
10	4439,0	pc dr	43	4668,0	ic żel.
11	4439,4	pc pc dr	44	4670,8	pc dr
12	4442,2	mc p-ty	45	4672,9	pc dr
13	4495,2	mc w-ty	46	4674,1	pc dr
14	4497,3	mc p-ty	47	4676,0	pc dr
15	4498,5	pc b.dr	48	4678,5	mc
16	4545,6	mc	49	4679,7	pc śr
17	4550,0	mc żel.	50	4683,6	mc/mc żel.
18	4558,5	mc wap.	51	4684,2	mc
19	4603,5	pc śr	52	4686,1	pc dr
20	4606,5	pc dr/ic żel.	53	4688,7	pc dr
21	4607,5	pc dr	54	4690,3	pc dr
22	4608,6	pc nr	55	4691,2	pc dr
23	4609,4	pc nr	56	4692,6	pc dr
24	4610,2	mc	57	4695,6	pc b.dr
25	4612,4	pc dr	58	4696,2	mc/ic żel.
26	4614,7	pc dr/ic	59	4697,4	mc
27	4617,2	pc dr	60	4698,4	pc nr
28	4620,3	mc wap.	61	4700,2	pc nr
29	4626,6	mc il.-żel.	62	4701,8	mc żel.
30	4631,0	pc b.dr	63	4703,6	mc żel.
31	4634,2	ic żel.	64	4705,4	pc b.dr
33	4641,6	pc żel., nr	65	4708,6	pc dr

Tabela 2 cd.

Numer próbki <i>Sample number</i>	Głębokość <i>Depth</i> [m]	Nazwa skały <i>Name of rock</i>	Numer próbki <i>Sample number</i>	Głębokość <i>Depth</i> [m]	Nazwa skały <i>Name of rock</i>
66	4709,4	pc dr	105	4796,8	pc nr
67	4711,4	pc dr	106	4797,9	pc nr
68	4712,6	pc dr	107	4801,7	pc dr
70	4741,7	pc dr	108	4802,5	pc śr
71	4742,5	mc żel.	109	4803,2	pc dr
72	4744,4	mc wap.	110	4805,3	mc żel.
73	4746,5	pc dr	111	4806,6	pc dr
74	4747,4	pc nr	112	4807,4	pc dr
75	4749,7	pc dr	113	4810,4	pc dr
76	4750,4	pc dr	114	4814,5	pc dr
77	4751,8	mc żel.	115	4817,8	ic żel.
78	4753,2	pc b.dr	116	4819,5	pc dr
79	4755,1	pc gr	117	4820,1	pc dr
80	4756,4	pc nr	118	4821,5	pc dr
81	4757,5	pc dr	119	4822,5	pc dr
82	4759,9	pc b.dr	120	4824,4	pc dr
83	4761,6	pc dr	121	4825,4	pc dr
84	4763,8	pc dr	122	4826,1	pc dr
85	4766,0	pc nr	123	4827,3	pc dr
86	4766,4	pc nr	124	4829,1	pc b.dr
87	4767,0	pc dr	125	4830,2	mc żel.
88	4772,0	pc dr	126	4832,5	mc żel.
89	4774,1	pc dr	127	4833,4	mc żel.
90	4774,8	pc nr	128	4836,0	mc żel.
91	4776,7	pc dr	129	4838,8	mc żel.
92	4777,7	pc dr	130	4841,0	ic żel.
93	4778,6	mc p-ty	131	4842,4	pc dr
94	4779,9	pc śr	132	4845,0	ic żel.
95	4780,8	pc nr	133	4847,8	pc dr
96	4782,1	pc dr	134	4848,1	pc dr
97	4783,4	mc żel.	135	4848,7	pc dr
98	4785,3	pc gr	136	4851,0	mc p-ty
99	4786,5	pc dr	137	4852,8	mc p-ty
100	4787,6	pc nr	138	4856,0	mc p-ty
101	4788,5	pc dr	139	4858,0	pc dr
102	4789,0	mc p-ty	140	4860,0	pc dr
103	4789,2	pc dr	141	4861,8	mc żel.
104	4791,4	mc żel./pc dr	142	4866,0	mc p-ty

Tabela 2 cd.

Numer próbki <i>Sample number</i>	Głębokość <i>Depth</i> [m]	Nazwa skały <i>Name of rock</i>	Numer próbki <i>Sample number</i>	Głębokość <i>Depth</i> [m]	Nazwa skały <i>Name of rock</i>
143	4870,8	ic p-ty	189	5082,1	pc dr
144	4872,4	ic p-ty	190	5084,2	pc nr
145	4875,5	mc żel.	191	5085,8	pc śr
146	4878,7	pc dr/ic żel	192	5087,9	pc dr
147	4882,5	ic p-ty	193	5088,6	pc dr
148	4886,7	ic p-ty	194	5090,6	pc śr
149	4940,3	ic żel.	195	5091,1	pc dr
150	4945,5	pc dr	196	5092,1	pc dr
151	4946,3	pc dr	197	5093,2	pc nr
152	4949,5	pc dr	198	5093,8	pc nr
153	4951,7	pc śr	199	5094,1	pc nr
154	4952,4	pc dr	200	5094,4	ic p-ty
158	4995,5	pc dr	201	5095,7	pc nr
159	4997,4	pc dr	202	5099,5	pc nr
160	4998,4	pc dr	203	5105,6	ic p-ty
161	5000,6	pc nr	204	5109,4	ic p-ty
162	5002,1	mc p-ty/pc dr	205	5144,5	ic p-ty
163	5003,7	mc wap.	206	5148,4	ic p-ty
164	5004,5	ic żel.	207	5150,7	mc/ic żel.
164a	5006,6	mc p-ty/wp	208	5153,0	ic żel.
165	5004,6	pc nr	209	5153,9	pc b.dr
166	5008,5	pc śr/b.dr	210	5154,9	pc nr
167	5010,1	pc nr	211	5156,2	pc nr
167a	5010,4	pc dr	212	5157,7	pc nr
168	5012,4	mc/pc żel.	213	5157,8	pc nr
170	5018,8	pc dr	214	5158,2	pc nr
171	5021,0	pc nr	215	5159,2	pc nr
173	5041,9	pc dr	216	5110,1	pc gr
174	5046,0	pc nr	217	5111,8	pc nr
175	5050,7	ic p-ty	219	5113,5	ic p-ty
176	5051,9	ic żel.	220	5115,4	pc dr
180	5061,1	pc gr	221	5218,4	pc dr
183	5071,8	pc nr	223	5221,4	pc nr
184	5073,0	pc dr	224	5222,2	pc dr
185	5074,2	pc śr	225	5225,2	pc dr/ic żel.
186	5075,1	pc śr/gr	226	5226,5	pc b.dr
187	5076,9	pc śr	227	5227,5	pc b.dr/ic żel.
188	5079,2	pc nr	228	5228,6	pc nr

Tabela 2 cd.

Numer próbki <i>Sample number</i>	Głębokość <i>Depth</i> [m]	Nazwa skały <i>Name of rock</i>	Numer próbki <i>Sample number</i>	Głębokość <i>Depth</i> [m]	Nazwa skały <i>Name of rock</i>
229	5229,5	ic p-ty	252	5307,2	pa zl dr
230	5230,4	pc dr	253	5308,2	pc gr
231	5234,5	pc b.dr	254	5309,8	pc b.dr
232	5237,4	pc b.dr	255	5310,3	pc nr
233	5237,9	pc b.dr/gr	256	5311,6	pc nr
234	5243,5	pc nr	257	5313,6	pc nr
235	5244,4	pc gr	258	5314,4	pc nr
236	5248,2	pc nr	259	5315,5	pc nr
237	5250,2	pc nr	260	5317,5	pc dr
238	5253,6	ic p-ty	261	5319,6	pc nr
239	5254,5	pc nr	262	5320,0	pc dr
239a	5293,5	pc nr	263	5320,7	pc nr
240	5293,7	pc b.dr	264	5321,7	pa zl dr
241	5294,5	pc b.dr	265	5322,0	pa zl dr
242	5296,5	pc nr	266	5324,2	pc b.dr
243	5297,7	pc nr	267	5326,0	mc
244	5299,4	pc nr	268	5327,0	pc nr
245	5300,0	pc nr	269	5329,0	pa zl dr
246	5300,8	pc nr	270	5330,1	pa zl dr
246a	5302,0	pa zl dr	271	5332,0	pa zl dr
247	5302,5	pa zl dr	272	5333,0	pa zl dr
248	5303,4	pa zl dr	273	5333,9	pa zl dr
249	5304,5	pa zl dr	274	5334,6	pc nr
250	5305,5	pa zl dr	275	5335,0	riolit/dacyt?
251	5306,1	pa zl dr	276	5335,5	riolit/dacyt?
251a	5306,5	pa zl dr			

Tabela 3

Spis badanych prób wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej (interwał: 5353,1–5468,15 m)

List of tested samples of the Wielkopolska Volcanogenic Formation (interval: 5353.1–5468.15 m)

Numer próbki <i>Sample number</i>	Głębokość <i>Depth [m]</i>	Nazwa skały <i>Name of rock</i>	Odmiana <i>Variety</i>
1	5353,1	tuf dacytowy <i>dacitic tuff</i>	–
2	5355,3		–
3	5356,2		–
4	5357,3		–
5	5357,6	grupa andezytu i bazaltu <i>andesite/basalt group</i>	1
6	5398,6		2
7	5401,3		
8	5403,0		
9	5404,7		
10	5405,9		1
11	5406,6		
12	5407,7		2
13	5408,9		1
14	5412,5		2
15	5413,2		1
16	5415,0		2
17	5416,7		1
18	5418,6		2
19	5419,5		1
20	5421,6		2
21	5423,6		
22	5425,7		3
23	5426,6		2
24	5427,6		1
25	5428,4		2
26	5429,6		
27	5432,3		
28	5434,2		
29	5439,8		1
30	5443,0		
31	5444,0		3
32	5446,4		1
33	5448,5		
34	5449,9		2
35	5451,6		3
36	5453,4		2
37	5454,4		2
38	5455,4		
39	5457,3		3
40	5458,2		2
D	5453,0–?5470,0	zl-e polimiktyczne <i>polymictic conglomerates</i>	–
E	5453,0–?5470,0	pc dr	–
F	5453,0–?5470,0	pc dr i gr	–
	5468,15	grupa andezytu i bazaltu <i>andesite/basalt group</i>	?3

Tabela 4

Skład mineralny skał czerwonego spągowca (% obj.)

Jasnoszary kolor – formacja Noteci; ciemnoszary kolor – formacja Drawy; biały kolor – wielkopolska formacja wulkanogeniczna

Symbole: aut. – autigeniczny, min. – minerały, il. – ilaste, nieprz. – nieprzezroczyste; ar – arenit, wa – waka, k – kwarcowy

sl – sublityczny, l – lityczny; facje: A – eoliczna, F – fluwialna, P – plai, X – nie oznaczono;

Mineral composition of the Rotliegend rocks (% vol.)

Light gray color – Noteć Formation; dark gray color – Drawa Formation; white color – Wielkopolska Volcanogenic Formation

Abbreviations: aut. – authigenic, il. – clay, min. – minerals, ar – arenite, wa – wacke, k – quartz, sl – sublithic, l – lithic;

facies: A – aeolian, F – fluvial, P – playa, X – not determined

Głębokość Depth [m]	Facje Facies	Typ skały Rock type	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Litoklasty Lithoclasts	Łyszczyki Micas	Min. ciężkie i nieprz. Heavy and opaques min.	Matryks Matrix	Aut. min. ilaste Clay min.	Węglany Carbonates	Siarczany Sulphates	Kwarc aut. Aut. quartz
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4410,0	P	ar k	36,8	3,0	2,3	0,0	3,0	13,7	0,0	33,8	7,4	0,0
4429,3	P	wa k	35,4	0,5	0,5	0,0	2,0	22,0	0,0	8,2	31,4	0,0
4498,5	P	ar k	46,0	2,0	2,5	śl,	0,5	10,0	0,0	14,0	25,0	0,0
4607,8	F	ar l	50,7	0,5	18,0	0,0	0,0	1,8	0,0	19,0	8,0	2,0
4608,6	F	ar k	63,5	1,0	2,0	0,0	2,0	2,0	0,0	22,3	6,7	0,5
4631,0	P	wa k	38,4	1,5	0,0	0,5	1,5	28,0	0,0	28,0	2,1	0,0
4643,4	F	ar k	73,0	0,5	0,5	0,0	0,0	0,5	0,0	15,5	2,5	7,5
4645,3	P	wa k	58,5	1,0	5,0	0,0	0,5	17,0	0,0	18,0	0,0	śl,
4648,7	F	ar k	62,4	1,0	2,0	0,0	0,0	1,8	0,0	27,3	0,5	5,0
4651,5	F	ar k	83,5	1,5	2,0	0,0	0,0	2,0	0,0	8,0	0,0	3,0
4658,5	F	ar k	74,7	2,0	2,0	0,0	0,0	2,0	0,0	15,0	4,7	0,5
4674,1	F	ar k	78,1	2,0	2,0	0,0	0,0	1,0	0,0	11,9	śl,	5,0
4691,2	F	ar k	57,2	2,0	4,9	0,0	0,0	2,0	0,0	26,1	4,8	3,0
4708,6	F	ar k	58,1	2,6	3,8	0,0	0,5	11,2	0,0	22,0	1,3	0,5
4746,5	F	ar k	74,9	1,3	2,5	0,0	0,5	1,0	0,0	19,8	0,0	0,0
4750,4	F	ar k	64,4	0,0	2,0	0,0	0,0	0,5	0,0	32,1	śl,	1,0
4755,1	F	ar sl	63,0	śl,	8,5	0,0	0,5	1,5	0,0	26,0	0,0	0,5
4763,8	A	ar k	85,6	0,5	0,6	0,0	0,0	1,4	0,0	11,4	0,0	0,5
4772,0	A	ar k	78,8	1,5	5,0	0,0	0,2	2,5	0,0	7,0	0,0	5,0
4780,8	A	ar k	85,6	0,3	1,2	0,0	1,0	6,0	0,0	3,4	śl,	2,5
4786,5	A	ar k	79,2	0,5	6,0	0,0	1,0	1,0	0,0	7,3	śl,	5,0
4796,8	A	ar k	77,5	śl,	3,9	0,0	0,5	7,3	0,0	5,8	0,0	5,0
4801,7	A	ar k	79,6	0,5	6,0	0,0	0,4	1,5	0,0	6,0	0,0	6,0
4807,4	A	ar k	76,9	0,2	2,0	0,0	1,0	5,1	0,0	9,8	0,0	5,0
4824,4	F	ar k	87,3	śl,	3,3	0,0	0,0	5,2	0,0	1,2	0,0	3,0
4827,3	A	ar k	77,5	0,0	2,0	0,0	0,0	5,8	0,0	7,2	0,0	7,5
4842,4	F	ar sl	65,8	0,0	7,6	0,0	1,0	2,5	0,0	17,1	0,0	6,0
4848,7	A	ar sl	62,4	0,0	10,0	0,0	0,0	0,5	0,0	23,7	0,9	2,5
4945,5	F	wa k	61,0	0,0	5,7	0,0	1,0	15,4	0,0	16,9	0,0	0,0
4951,7	A	ar l	49,6	0,0	20,0	0,0	1,0	4,1	1,5	22,3	0,0	1,5
5000,6	A	ar sl	65,1	5,0	8,1	0,0	5,2	8,0	1,0	7,1	0,0	0,5
5004,6	A	ar sl	59,3	7,0	13,8	0,0	1,0	9,0	1,5	8,1	0,0	0,3
5010,1	A	ar k	71,5	4,9	7,0	0,0	0,7	4,0	3,6	8,0	0,0	0,3

Tabela 4 cd.

Głębokość Depth [m]	Facje Facies	Typ skały Rock type	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Litoklasty Lithoclasts	Łyszczyki Micas	Min. ciężkie i nieprz. Heavy and opaques min.	Matryks Matrix	Aut. min. ilaste Clay min.	Węglany Carbonates	Siarczany Sulphates	Kwarc aut. Aut. quartz
5021,0	A	ar k	75,8	3,8	1,5	0,0	1,5	3,2	5,2	5,0	0,0	4,0
5041,9	A	wa sl	50,0	2,6	11,6	śl	1,5	17,4	2,0	12,9	0,0	2,0
5073,0	A	ar k	73,5	3,0	6,4	0,0	1,4	4,4	2,0	9,3	0,0	0,0
5075,1	A	ar sl	57,1	5,0	20,0	0,0	0,0	1,9	0,0	7,9	0,6	7,5
5079,2	A	ar l	47,0	3,4	31,5	0,0	0,7	3,9	7,5	4,0	0,0	2,0
5085,8	A	ar l	50,9	4,1	28,9	0,0	0,0	0,8	2,5	8,3	0,0	4,5
5091,1	A	ar sl	65,1	5,4	9,3	0,0	0,0	10,0	2,4	7,8	0,0	0,0
5093,8	A	ar sl	60,8	4,5	10,0	0,0	0,7	1,3	10,0	12,7	0,0	0,0
5099,5	F	wa k/sl	41,6	0,7	4,0	0,0	18,8	15,0	0,0	19,9	0,0	0,0
5154,9	P	wa sl	45,4	0,3	4,3	1,0	25,3	20,0	0,0	3,5	0,0	0,0
5210,1	P	ar l	45,8	0,2	20,0	0,0	5,9	6,0	0,0	3,9	18,2	0,0
5227,9	P	wa l	22,1	1,0	40,0	0,0	5,0	15,0	0,0	2,0	14,9	0,0
5293,7	X	wa k	49,0	1,5	4,0	0,5	5,0	35,0	0,0	3,0	2,0	0,0
5299,4	X	wa sl	49,3	0,7	8,0	0,0	6,0	20,0	0,0	7,0	7,0	0,0
5302,5	X	wa l	25,2	0,2	40,8	0,0	6,0	15,0	0,0	8,8	4,0	0,0
5304,5	X	wa l	30,2	0,8	23,0	0,0	10,0	35,0	0,0	0,0	1,0	0,0
5333,9	X	ar l	57,0	3,0	25,0	0,0	0,0	2,0	0,0	13,0	0,0	0,0
5334,6	X	wa sl	41,7	8,5	15,0	0,0	0,0	32,0	2,0	0,8	0,0	0,0

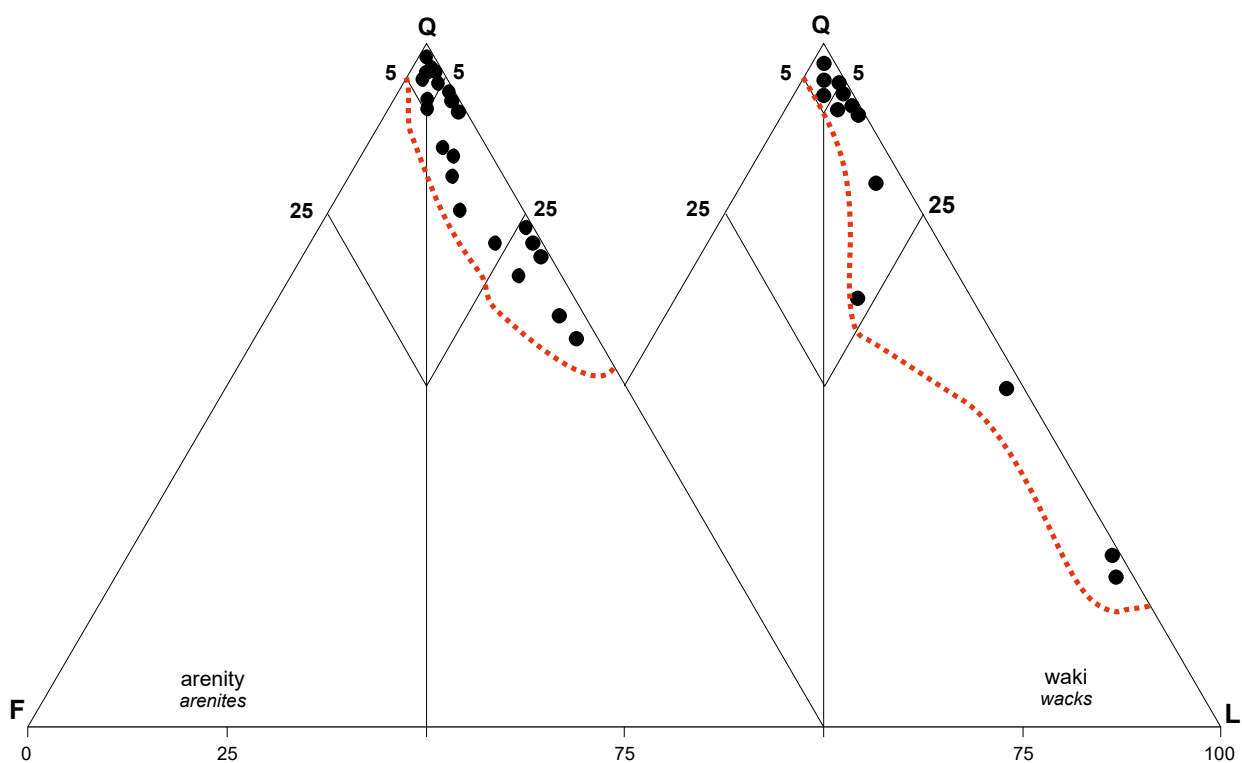


Fig. 12. Piaskowce czerwonego spągowca na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

Q – kwarc, F – skalenie, L – okruchy skał

Rotliegend sandstones according to classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz, F – feldspars, L – rock fragments

diagenetycznych, jakie w nich zachodziły prezentują figury: 13A–H i 14A–I. Nazwy skał klastycznych podano zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i in. (1972). Przy zastosowaniu mikroskopu elektronowego JSM-35 firmy JEOL, sprzężonego z mikrosondą energetyczną (Link-ISIS) w sześciu próbkach skał zidentyfikowano wybrane składniki, ich chemizm oraz sposób zabudowy przestrzeni porowej. W tabeli 5 zamieszczono podane w dokumentacji otworu wiertniczego Piła 1/IG 1 (Jackowicz, 1988) wyniki analiz chemicznych skały piroklastycznej i magmowej z wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej.

Charakterystyka petrograficzna skał

Górny czerwony spągowiec – formacja Noteci

Litofacja mułowcowa i iłowcowa

Skały tych litofacji są pospolite wśród utworów plał (Maliszewska i in., 2016), tworząc mięszsze pakiety (m.in. w otworze Piła 1/IG 1). Są to skały koloru szarego, seledynowoszarego, brunatnoczerwonego i brunatnego, o strukturze pelitowej, pelitowo-aleurytowej, aleurytowej, miejscami z domieszką materiału piaszczystego, teksturze przeważnie kierunkowej, czasami bezładnej. Mułowce tworzą pakiety o znacznej miąższości lub przewarstwienia wśród piaskowców, natomiast iłowce występują głównie jako wkładki i laminy wśród skał mułowcowych i piaskowców. Materiał detrytyczny frakcji aleurytowej i psamitowej, stanowiącej domieszkę w mułowcach i iłowcach, jest złożony z ostrokrawędzistych lub półobtoczonych ziaren kwarcu, nielicznych skaleni (przeważnie potasowych), okruców skał i łyszczyków. Masę podstawową mułowców i iłowców stanowią łuseczki minerałów ilastych, najczęściej illitu i chlorytów (Kuberska, 2001; Maliszewska i in., 2016). Nie wyklucza się obecności minerałów mieszano pakietowych illit/smekt. Ciemny kolor skał jest spowodowany impregnacją wodorotlenkami żelaza oraz hematytem. Miejscami jest to na tyle duża domieszka pelitu żelazistego, że tworzą się odmiany żelaziste omawianych skał (np. mułowiec, iłowiec żelazisty; [tab. 2](#)). Występują również odmiany wapniste ([fig. 14G](#)), zawierające znaczną domieszkę mikrytu węglanowego. W skałach tych odnotowano także formy izometryczne lub elipsoidalne tzw. nodule kalcytowe i anhydrytowe, charakterystyczne dla osadów plał. Osiągają one najczęściej rozmiary 0,2–0,3 mm.

Litofacja piaskowcowa

W utworach omawianej formacji zanotowano piaskowce ([fig. 13A–D, G](#); [fig. 14C, D, F, H](#)) od bardzo drobno- do gruboziarnistych. Często są to odmiany nierównoziarniste, o bimodalnym uziarnieniu ([fig. 13D](#)). Barwa skał jest od szarej, poprzez beżową do czerwono-brunatnej. Wykazują strukturę psamitową, teksturę przeważnie kierunkową, podkreśloną laminarnym ułożeniem skupień związków żelaza ([fig. 13A, B](#)). Zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i in. (1972) zaliczono je do wak i arenitów kwarcowych i sublitycznych, sporadycznie litycznych. Głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc monokrystaliczny, w przewodzie nad polikrystalicznym. Poza tym występują ziarna skaleni potasowych oraz w mniejszej ilości plagioklazów (albit), litoklasty (m.in., fragmenty skał

osadowych, monokwarcowe fragmenty łupków krystalicznych), łyszczyki (muskowit, rzadziej biotyt) oraz minerały nieprzezroczyste i akcesoryczne (turmalin, cyrkon). W spoiwie piaskowców obserwowano ilasto-żelazisty matryks, sporadycznie autigeniczne minerały ilaste oraz minerały węglanowe (kalcyt, dolomit; [fig. 14F, H](#)), anhydryt ([fig. 13G](#); [fig. 14F](#)) oraz kwarc autigeniczny ([fig. 13G](#)). Wodorotlenki żelaza stowarzyszone często z minerałami ilastymi tworzą obwódki wokół ziaren detrytycznych ([fig. 14C](#)). W piaskowcach zauważono także autigeniczny illit, którego łuseczki otaczają ziarna detrytyczne ([fig. 14D](#)). Jest to jedna z częstych form występowania illitu w piaskowcach czerwonego spągowca (Kuberska, 2004). Cementy autigeniczne węglanowe występują w formie subhedralnych lub anhedralnych kryształów. Anhydryt bardzo często, oprócz spoiwa podstawowego tworzy niewielkie nodule. Kwarc autigeniczny występuje w formie obwódkowej na ziarnach kwarcu detrytycznego, miejscami zarastając przestrzenie porowe lub jako pojedyncze euhedralne kryształy.

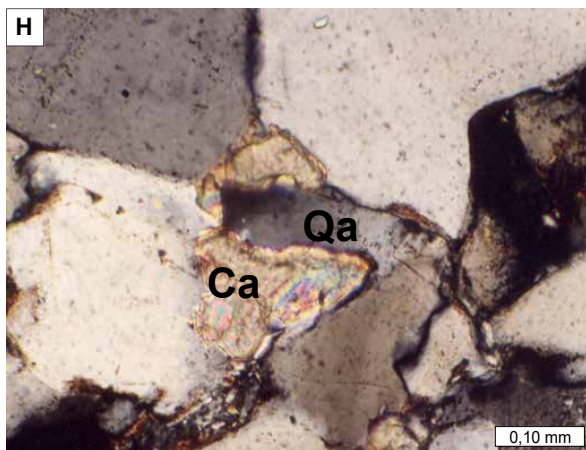
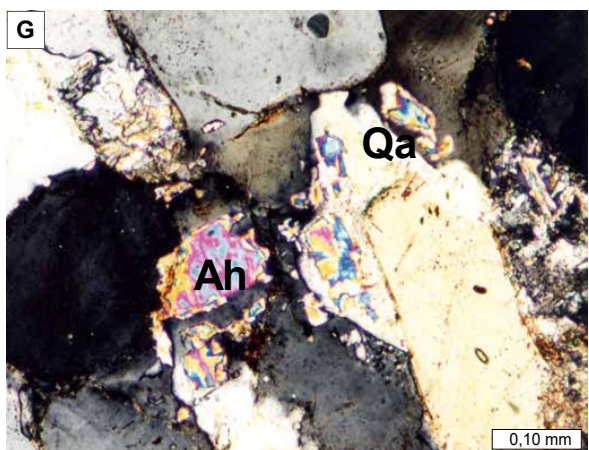
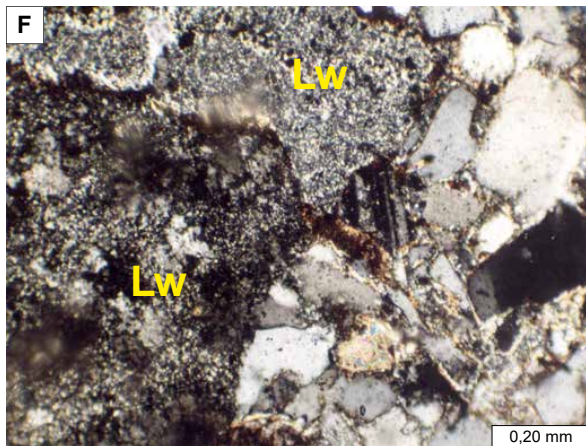
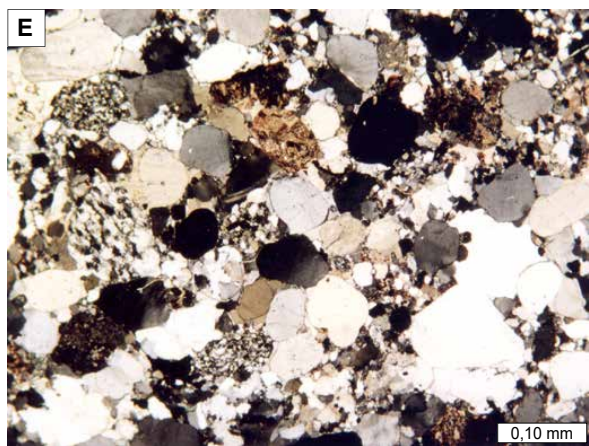
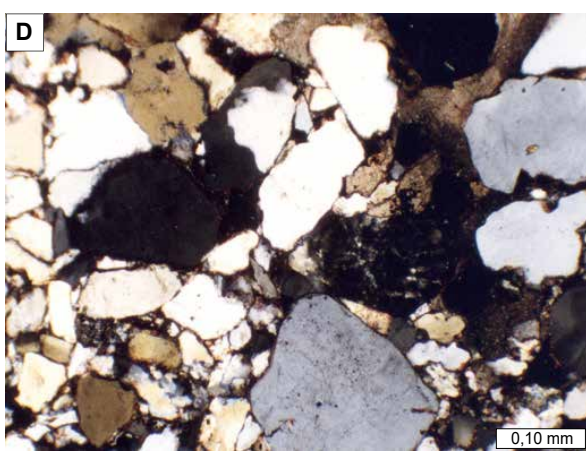
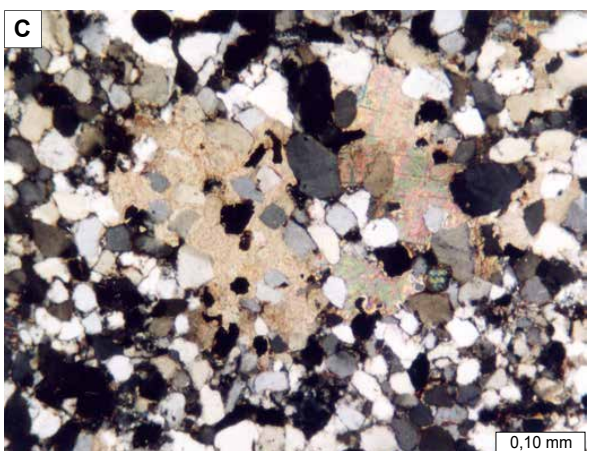
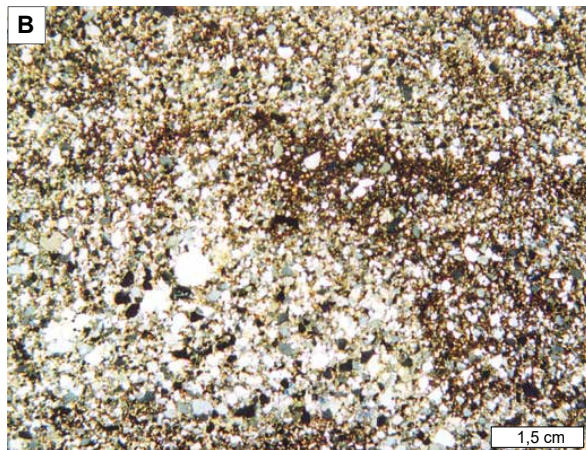
Górny czerwony spągowiec – formacja Drawy

Litofacja mułowcowa i iłowcowa

W utworach formacji Drawy, podobnie jak Noteci, wymienione litofacje nie tworzą jednolitych miąższych warstw, ponieważ są rozdzielone wkładkami piaszczystymi lub zlepieńcowymi. Mułowce i iłowce mają barwę od kremowej do brunatnoczerwonej, wykazują teksturę kierunkową, podkreśloną wapnistymi warstewkami lub laminami z domieszką materiału psamitowego. Struktura tych skał jest aleurytowa, pelitowa lub aleurytowo-pelitowa, miejscami z domieszką materiału piaszczystego, którego ilość nie przekracza zazwyczaj 10% obj. Podobnie jak w mułowcach formacji Noteci, głównym składnikiem materiału detrytycznego frakcji aleurytowej i psamitowej jest kwarc monokrystaliczny, w przewodzie nad polikrystalicznym, a także ziarna skaleni, głównie potasowych, blaszki muskowitu oraz minerały nieprzezroczyste. Masę podstawową stanowią minerały ilaste wraz z rozproszonymi związkami żelaza. Miejscami zaobserwowano pojedyncze ziarna węglanów, rzadziej anhydrytu. W niektórych próbkach są widoczne jaśniejsze smugi zbudowane z mikrytu węglanowego.

Litofacja piaskowcowa

Występują tu piaskowce od bardzo drobno- do gruboziarnistych. Uziarnieniem nie różnią się od tych z formacji Noteci, jednak wydaje się, że częściej są to odmiany nierównoziarniste ([fig. 13E](#)), bimodalne (obok ziarn drobnych, występują o średnicy 1,2–1,4 mm). Udział materiału gruboziarnistego w piaskowcach drobnoziarnistych sięga do 20% obj. Wykazują one strukturę psamitową, teksturę bezładną lub kierunkową. Zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i in. (1972) zaliczono je do wak i arenitów kwarcowych i sublitycznych, a także litycznych. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są półobtoczone lub ostrokrawędziste ziarna kwarcu monokrystalicznego, w przewodzie nad polikrystalicznym. Ziarna grubokrystaliczne kwarcu są bardzo dobrze obtoczone. Poza tym występują ziarna skaleni (oligoklaz, albit, albit szachownicowy), litoklasty (m.in., fragmenty skał osadowych, fragmenty skał krystalicznych, a także fragmenty skał wylewnych; [fig. 13F](#); [fig. 14A](#)), akcesoryczne



muskowit, staurolit. W spoiwie piaskowców obserwowano ilasto-żelazisty matryks, minerały węglanowe (głównie kalcyt; fig. 13H;), anhydryt, kwarc autigeniczny (fig. 13H; fig. 14A) oraz autigeniczne minerały ilaste, wśród których zidentyfikowano illit (fig. 14E) i chloryty (fig. 14B, I). Cementy autigeniczne węglanowe i anhydryt występują w formie subhedralnych lub anhedralnych kryształów. Kwarc autigeniczny występuje w formie obwódkowej na ziarnach kwarcu detrytycznego (fig. 14A), miejscami zarastając przestrzenie porowe lub jako pojedyncze euhedralne kryształy. Minerały ilaste tworzą formy włókniste (fig. 14E), blaszkowe z wypustkami lub rozetowe.

Generalnie piaskowce formacji Drawy, w porównaniu do piaskowców z formacji Noteci, charakteryzują się większym udziałem litoklastów, szczególnie pochodzenia wulkanicznego, oraz obecnością ilastych minerałów autigenicznych w spoiwie. Zwiększony jest też udział autigenicznego kwarcu.

Litofacja zlepieńcowa

Zlepienie występuje w spągowej części formacji Drawy. Charakteryzują się szarobrunatną i brunatną barwą. Należą do odmian drobnookruchowych, a z uwagi na ilość frakcji psefitowej zaliczono je do parazlepieńców (Jaworowski, 1987). Wykazują strukturę psefitowo-psamitową. Udział frakcji psefitowej sięga 75% obj., pozostała część stanowi psamitowo-aleurytowo-pelitowa masa wypełniająca. Głównym składnikiem żwiru są okruchy kwaśnych skał wylewnych, często o strukturze porfirowej (riodacytów z fenokryształami kwarcu i skaleni) oraz ignimbrytów riodacytowych. Odnotowano także fragmenty bazaltów (niektóre silnie przeobrażone), a także granitoidów. Masa wypełniająca jest zbudowana z półobtoczonych ziaren kwarcu frakcji psamitowej oraz drobnych okruchów skał wulkanicznych. Spoiwo impregnujące zlepienie jest reprezentowane przez drobne tabliczki anhydrytu, pelit hematytowy, chalcedon i kwarc autigeniczny.

Dolny czerwony spągowiec – wielkopolska formacja wulkanogeniczna (WFW)

W dolnym czerwonym spągowcu stwierdzono obecność skał magmowych i piroklastycznych oraz skał osadowych, głównie w spągowej części profilu (tab. 3).

Litofacja piaskowcowa

Piaskowce charakteryzują się zmiennym uziarnieniem, często są to odmiany nierównoziarniste, miejscami zlepieńcowate. Wykazują strukturę psamitową lub psamitowo-psefitową. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są półobtoczone lub ostrokrawędziste ziarna kwarcu monokrystalicznego, w przewadze nad polikrystalicznym oraz ziarna skaleni. Piaskowiec gruboziarnisty (w spągu formacji WFW) jest złożony głównie z wydłużonych, zielonkawych klastów skał ilastych (grubości ok. 1 mm, długości 1,5–4 mm). Są to skały pelityczne i pelityczno-aleurytowe, odznaczające się wysoką dwójłomnością substancji ilastej. Wydaje się, że niektóre z nich mogą być bentonitami (Maliszewska, 1985). Podrzednie występują drobne okruchy bazaltów, a sporadycznie andezytów i piaskowców drobnoziarnistych. Dość liczne są drobne, ostrokrawędziste ziarna kwarcu oraz tabliczki skaleni, zapewne pochodzenia pirogenicznego. Skała charakteryzuje się gęstym upakowaniem materiału detrytycznego. Spoiwo piaskowców stanowi głównie pelit ilasty, miejscami bogaty w związki żelaza. Według Maliszewskiej (1985) część spoiwa może pochodzić z przeobrażenia szklatego popiołu bazaltowego, z uwagi na widoczne relikty szklawi. Występuje również gruboziarnisty kalcyt, akcesorycznie anhydryt.

Litofacja zlepieńcowa

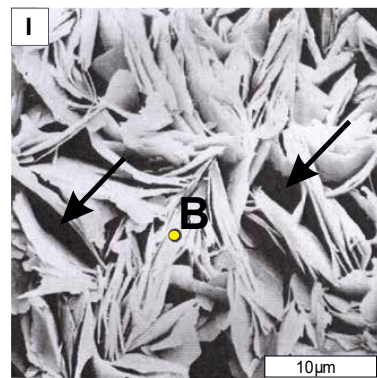
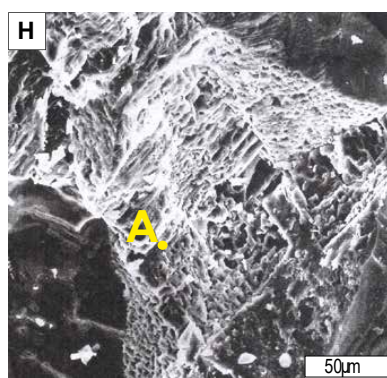
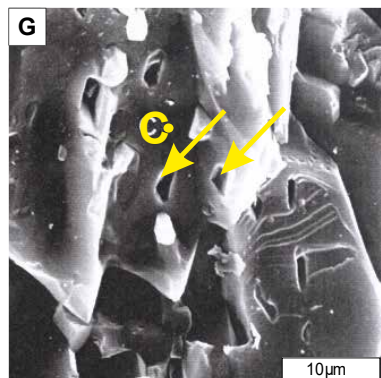
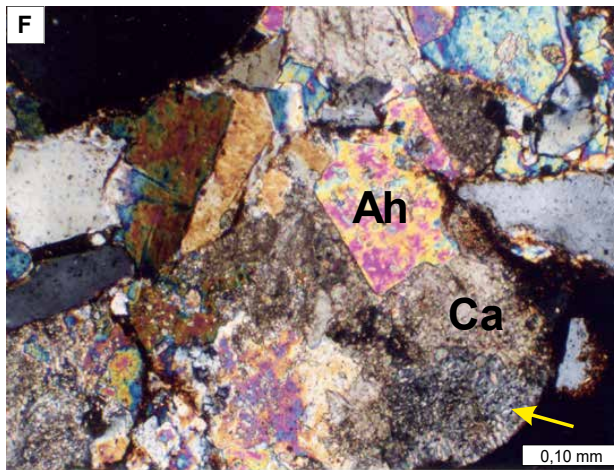
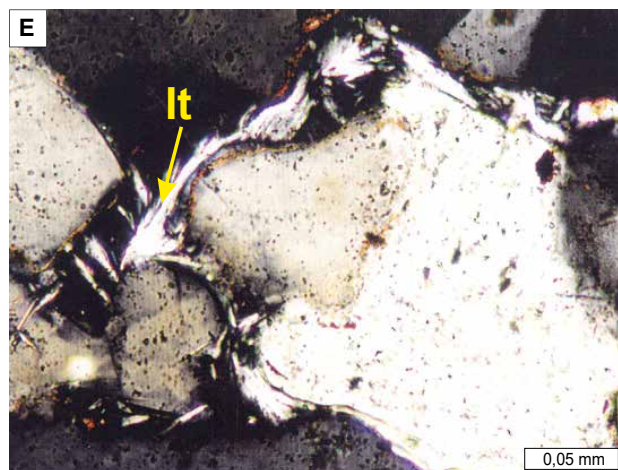
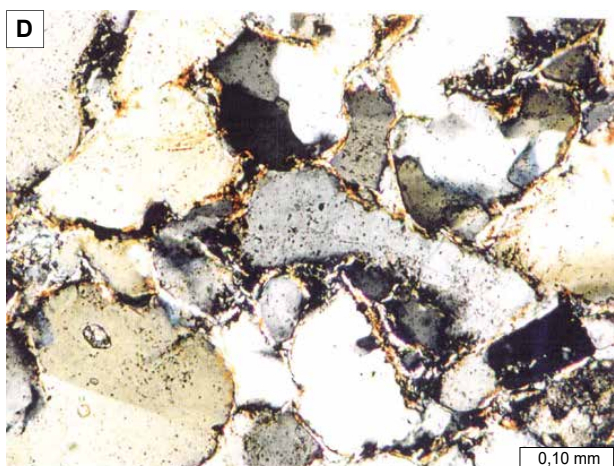
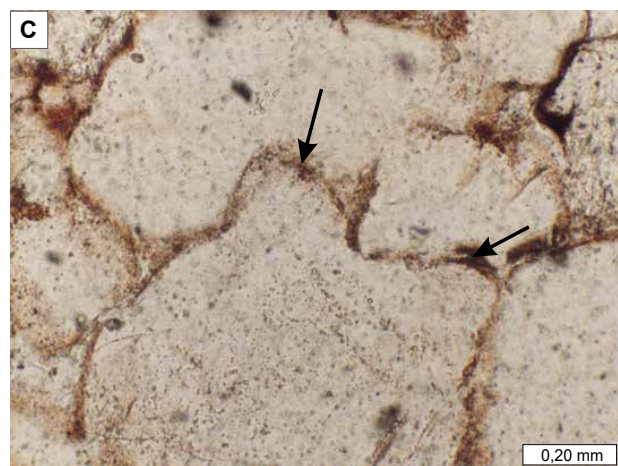
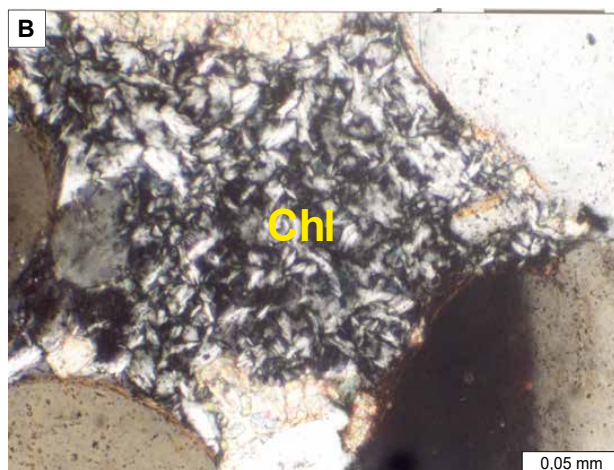
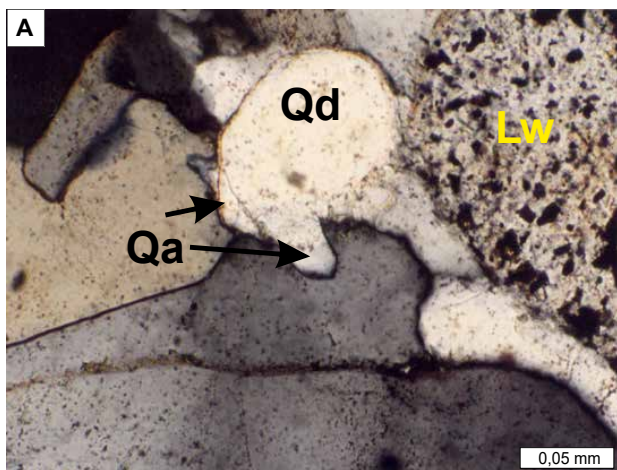
Zlepienie charakteryzują się barwą szarobrunatną lub brunatną. Zawierają 60–70% obj. frakcji psefitowej, o najczęstszej średnicy 3–4 mm, maksymalnie do 2 cm. Litoklasty są przeważnie półobtoczone, często ostrokrawędziste, wiele z nich ma kształt wydłużony. Wśród okruchów dominują piaskowce

Fig. 13. Piaskowce czerwonego spągowca obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL):

A. Piaskowiec o składzie waki kwarcowej; widoczne koncentracje związków żelaza, ziarna są półobtoczone i źle wysortowane; głęb. 4429,3 m; obraz PL, bez analizatora. B. Nieregularne ilasto-żelaziste laminy w bardzo drobnoziarnistym, miejscami drobnoziarnistym piaskowcu; głęb. 4631,0 m; obraz PL, nikole skrzyżowane. C. Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego z widocznym spoiwem węglanowym; głęb. 4807,4 m; obraz PL, nikole skrzyżowane. D. Piaskowiec o składzie arenitu kwarcowego bardzo słabo wysortowany; głęb. 4780,8 m; obraz PL, nikole skrzyżowane. E. Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu litycznego; głęb. 5085,8 m; obraz PL, nikole skrzyżowane. F. Piaskowiec o składzie waki sublitycznej; widoczne okruchy skał wulkanicznych (Lw); głęb. 5334,6 m; obraz PL, nikole skrzyżowane. G. Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego; widoczne spoiwo anhydrytowe (Ah) i autigeniczne kwarcowe (Qa); głęb. 4691,2 m; obraz PL, nikole skrzyżowane. H. Piaskowiec o składzie arenitu kwarcowego; widoczne spoiwo kalcytowe (Ca) i autigeniczne kwarcowe (Qa); głęb. 5021,0 m; obraz PL, nikole skrzyżowane.

Rotliegend sandstones in polarizing microscope (PL):

A. Sandstone by the composition of quartz wacke; iron hydroxide concentrations are visible; grains are semirounded and poorly sorted; depth 4429.3 m; PL – one polarizer. B. Irregular clayey-ferruginous laminae in very fine-grained, locally fine-grained sandstone; depth 4631.0 m; PL – crossed polarizes. C. Fine-grained sandstone by the composition of quartz arenite with calcite cement; depth 4807.4 m; PL – crossed polarizes. D. Sandstone by the composition of quartz arenite very poorly sorted; depth 4780.8 m; PL – crossed polarizes. E. Medium-grained sandstone by the composition of lithic arenite; depth 5085.8 m; PL – crossed polarizes. F. Sandstone by the composition of sublithic wacke; fragments of volcanic rocks (Lw) are visible; depth 5334.6 m; PL – crossed polarizes. G. Fine-grained sandstone by the composition of quartz arenite; anhydrite (Ah) and authigenic quartz (Qa) cements are visible; depth 4691.2 m; PL – crossed polarizes. H. Sandstone by the composition of quartz arenite; calcite (Ca) and authigenic quartz (Qa) cements are visible; depth 5021.0 m; PL – crossed polarizes.



drobnoziarniste (waki kwarcowe), podrzędnie okruchy iłowców mułowcowych oraz skał ilastych przypominających bentonity. Te ostatnie zwracają uwagę zielonym zabarwieniem oraz wysoką dwójłomnością łuseczek minerałów ilastych (montmorylonit?, nontronit?), a wyjątkowo, obecnością krystaloklastów skaleniowych lub kwarcowych. Zauważono także pojedynczy okruch skarbonatyzowanego bazaltu. Zlepienie zawierają również nieliczne ziarna kwarcu, krystaloklasty skaleni oraz zdeformowane ooidy węglanowo-żelaziste. Spoiwo złożone jest z wodorotlenków żelaza, hematytu i kalcytu.

Litofacja skał magmowych i piroklastycznych (wg Jackowicz, 1988).

Obserwacje mikroskopowe ujawniły obecność substancji szklistej i apowitrofirowej w budowie skał, w związku z czym poddano badaniom chemicznym (Zakład Geochemii i Chemii Analizy PIG-PIB) po jednej próbce ze skał magmowych i piroklastycznych. Wyniki pełnoskładnikowych analiz chemicznych (tab. 5) przeliczono zmodyfikowaną metodą Rittmana (1973), w której albit traktowany jest jako plagioklaz. W ten sposób punkty projekcyjne (kwarc/albit/plagioklaz) w trójkącie

QAP (Ryka, 1979) silnie zalbityzowanych skał znalazły się w polach reprezentujących grupy skalne znajdujące potwierdzenie w swoim obrazie mikroskopowym, a więc w polu dacytu i andezytu/bazaltu. Analizując skład chemiczny wyróżnionych grup skalnych można stwierdzić, że zawartość pierwiastków głównych odbiega niekiedy od zawartości średnich charakterystycznych dla tego typu skał (Cox i in., 1979). Z danych petrograficznych wynika, że zarówno obecny skład, jak też zastosowany podział chemiczny, nie dotyczy w ścisłym znaczeniu skał macierzystych. W trakcie procesów wtórnych uruchomione zostały głównie takie pierwiastki, jak wapń, żelazo i magnez, a ponadto nastąpiło wtórne wzbogacenie skał w sód i krzem. Ze względu na migrację uruchomionych pierwiastków na różne odległości od macierzystego źródła oraz dopływ substancji obcej, trudno byłoby odtworzyć pierwotny skład chemiczny badanych skał. Częściową eliminację wpływu procesów wtórnych można zrealizować jedynie w oparciu o badania mineralogiczne. Skały piroklastyczne o składzie dacytu zidentyfikowano na głębokości 5353,0–5357,5 m. W skład ich wchodziły hyaloklasty oraz krystaloklasty kwarcu, zalbityzowanego skalenia, przeobrażonych minerałów maficznych oraz formy amygdaloidalne

Tabela 5

Wyniki oznaczeń chemicznych z wybranych próbek skalnych w % wag.

Ai – współczynnik albityzacji

Results of chemical determinations from selected rock samples contents in weight %

Ai – albitization coefficient

Głębokość Depth [m]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Ai
5355,3	80,08	0,08	11,06	1,26	0,14	0,01	0,76	0,34	3,91	1,55	0,04	0,60	0,12	71,61
5401,3	52,62	0,61	18,02	10,22	0,62	0,13	9,51	0,32	6,58	0,74	0,10	0,46	0,02	89,89

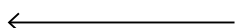


Fig. 14. Piaskowce czerwonego spągowca pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL) i w skaningowym mikroskopie elektronowym (BSE):

A. Piaskowiec o składzie arenitu litycznego; widoczny okruch skały wulkanicznej (Lw) i autigeniczne spoiwo kwarcowe (Qa) narastające na ziarnie kwarcu detrytycznego (Qd); głęb. 5085,8 m; PL, niole skrzyżowane. **B.** Skupienie chlorytów (Chl) w spoiwie piaskowca o składzie arenitu sublitycznego; głęb. 5075,1 m; PL, niole skrzyżowane. **C.** Obwódki ilasto-żelaziste (strzałki) na ziarnach detrytycznych w arenicie kwarcowym; głęb. 4824,4 m; PL, bez analizatora. **D.** Obwódki ilaste (illitowe?) w arenicie kwarcowym; głęb. 4786,5 m; PL, niole skrzyżowane. **E.** Włókniasty illit (It) w przestrzeni porowej piaskowca; głęb. 5091,1 m; PL, niole skrzyżowane. **F.** Okruch skały wulkanicznej (strzałka) zastępowany kalcytem (Ca) i anhydrytem (Ah); głęb. 4429,3; PL, niole skrzyżowane. **G.** Fragment cementu kalcytowego ze śladami rozpuszczania (strzałki) w mułowcu; punkt C (analiza EDS) – Mn/Fe kalcyt; głęb. 4558,5 m; obraz BSE. **H.** Silnie rozpuszczony dolomit w spoiwie piaskowca drobnoziarnistego; punkt A (analiza EDS) – Mn/Fe dolomit; głęb. 4825,4 m; obraz BSE. **I.** Skupienie chlorytów w przestrzeni porowej piaskowca; widoczna porowatość międzykrystaliczna (strzałki); punkt B (analiza EDS) – Fe/Mg chloryt; głęb. 5087,9 m; obraz BSE

Rotliegend sandstones in polarizing microscope (PL) and scanning electron microscope (BSE):

A. Sandstone by the composition of lithic arenite; volcanic rock fragments (Lw) and authigenic quartz (Qa) growing on the grain quartz (Qd); depth 5085.8 m; PL – crossed polarizes. **B.** Concentration of chlorites (Chl) in the sandstone by the composition of sublithic arenite; depth 5075.1 m; PL – crossed polarizes. **C.** Clay–ferruginous rims (arrows) on detrital grains in the quartz arenite; depth 4824.4 m; PL – one polarizer. **D.** Clay (illite) rims in the quartz arenite; depth 4786.5 m; PL – crossed polarizes. **E.** Fibrous illite (It) in the pore space of sandstone; depth 5091.1 m; PL – crossed polarizes. **F.** The volcanic rocks (arrow) replaced by calcite (Ca) and anhydrite (Ah); depth 4429.3 m; PL – crossed polarizes. **G.** Fragment of calcitic cement with dissolution traces (arrows) in the mudstone; point C (EDS analysis) – Mn/Fe calcite; depth 4558.5 m; BSE image. **H.** Strongly dissolved dolomite in the cement of the fine-grained sandstone; point A (EDS analysis) – Mn/Fe dolomite; depth 4825.4 m; BSE image. **I.** Concentration of chlorite in the pore space of sandstone; intercrystalline (arrows) porosity is visible; point B (EDS analysis) – Fe/Mg chlorite; depth 5087.9 m; BSE image

wypełnione minerałami wtórnymi. Na podstawie składu piroklastów skałę zaliczono do tufów wiroklastoklastycznych (Pettijohn i in., 1972). Zaznaczająca się przewaga objętościowa spoiwa nad kryształami pozwala sklasyfikować skałę jako tuf popiołowy (Schmid, 1981), chociaż kryształy przeważnie mają wymiary lapilli. W skałe zaznacza się foliacja podkreślona niekiedy teksturą eutaksytową oraz tekstura fluidalna lub pseudofluidalna. Spoiwo tufu zbudowane jest z hyaloklastów tworzących formy płytkowe, łukowate, wrzecionowate i dyskoidalne. Wykazuje ono strukturę wiroklastyczną skorupową, miejscami parataksytową oraz sferolityczną, teksturę włóknistą (Maliszewska i in., 2016). Cechy te mogą kojarzyć badaną skałę z ignimbrytem lub reoignimbrytem. Jednak maskujący wpływ procesów wtórnych przeobrażeń nie pozwala na zdecydowane określenie mechanizmu konsolidacji skały. Spoiwo zostało, szczególnie w miejscach spękań i złuźnień, intensywnie zsylikowane, a partiami również schlorityzowane i skarbonatyzowane. Jest ono przepełnione drobnymi kryształkami minerałów nieprzezroczystych. Piroklasty kwarcu przecina siatka spękań, kryształy charakteryzują się pokrojem od idiomorficznego do ksenomorficznego. Bywają one obtoczone z widocznymi zatokami korozyjnymi. Niekiedy otoczone obwódkami regeneracyjnymi. Piroklasty skaleni przeważnie o pokroju hipidiomorficznym są reprezentowane głównie przez wtórny albit, w którym oznaczono pierwotną zawartość cząsteczki anortytowej 27–29% An. Rzadziej jest spotykany częściowo zalbityzowany skaień potasowy, gdzie albit tworzy formy szachownicowe. Zastępowaniu skaleni albitem towarzyszyła jego karbonatyzacja. Minerały maficzne zostały całkowicie zastąpione chlorytem, minerałami nieprzezroczystymi oraz wodorotlenkami żelaza. Pokrój pseudomorfoz sugeruje, że minerałami pierwotnymi były pirokseny. Formy amygdaloidalne o średnicy dochodzącej do 1 cm oraz drobne szczeliny spękań skały wypełnione są kwarcem, chlorytem i albitem.

Na głębokości 5357,5 m pojawia się skała magmowa z grupy andezytu, która występuje do głęb. 5458,7 m. W jej obrębie zauważono kilkukrotne zmiany struktury i tekstury, którym towarzyszą niewielkie zmiany składu mineralnego. Polegają one na stopniowym zaniku obecności fenokryształów, glomerokryształów i skrzepów krystalicznych, zmniejszeniu się ilości i wielkości form amygdaloidalnych, wzroście wielkości składników krystalicznych oraz zmniejszeniu się udziału szkliwa na korzyść pseudomorfoz po minerałach maficznych, minerałów nieprzezroczystych, rzadziej zalbityzowanego plagioklastu. Różnicowanie rozwoju zespołu wymienionych cech petrograficznych stało się podstawą do wydzielenia trzech odmian skały (tab. 3), określonych jako:

1. odmiana o strukturze glomeroporfirowej przypominająca skałę wylewną;
2. odmiana o strukturze glomeroporfirowej przypominająca skałę hipabisalną;
3. odmiana o strukturze prawie równoziarnistej reprezentująca skałę hipabisalną.

Ad. 1. Skała charakteryzuje się strukturą mediofirową dopatyczną (Ryka, Maliszewska, 1982), miejscami porfirogranulitową, teksturą migdałową. Składa się z ciasta skalnego o strukturze andezytowej lub intersertalnej, w którym tkwią skupienia glomerokrystaliczne, rzadziej fenokryształy skaleni,

przeobrażonego oliwinu, piroksenu i minerałów nieprzezroczystych. Skaień jest reprezentowany przez hipidiomorficznie wykształcony albit, wykazujący pokrój listewkowy, niekiedy tabliczkowy. Bywa lekko schlorityzowany, skarbonatyzowany lub zastępowany siarczanem. Sporadycznie spotykane relikty pierwotnego plagioklastu wykazują skład labradoru. Pseudomorfozy po oliwinie są utworzone z minerałów z grupy serpentynu, chlorytu, getytu i minerałów nieprzezroczystych. Charakteryzują się pokrojem idiomorficznym i hipidiomorficznym, często obserwuje się relikty struktury siatkowej. Piroksen został całkowicie zastąpiony chlorytem i minerałami nieprzezroczystymi. Do stosunkowo rzadko notowanych fenokryształów minerałów nieprzezroczystych należą: magnetyt oraz prawdopodobnie ilmenit. Mezostazis skały jest zbudowana z plagioklastu, pseudomorfoz po minerałach maficznych, minerałów nieprzezroczystych oraz zabarwionego na ciemnobrunatno lub czerwobrunatno szkliwa. Wykształcony igiełkowo, listewkowo, niekiedy tabliczkowo plagioklast wykazuje skład albitu. Mineral ten w niektórych partiach ciasta skalnego bywa w znacznym stopniu lub całkowicie skarbonatyzowany lub też słabo schlorityzowany. W skład pseudomorfoz po minerałach maficznych wchodzi: minerały z grupy serpentynu, chloryt, tytanit, iddingsyt, getyt oraz minerały nieprzezroczyste. Pokrój pseudomorfoz sugeruje, że przeobrażeniom uległ oliwin i piroksen. Masa szklista jest całkowicie nieprzezroczysta wskutek obecności czarnego lub ciemnobrunatnego pigmentu. Sporadycznie są w niej widoczne produkty początkowej dewitryfikacji w postaci kryształitów oraz mikrolitów plagioklastu. W skałe występują anizometryczne, okrągłe lub wydłużone formy amygdaloidalne o średnicy od kilku milimetrów do 1 cm, wypełnione węglanami, siarczanami, kwarcem, albitem oraz minerałami nieprzezroczystymi.

Ad. 2. Ta odmiana występuje powszechnie. W jej skład wchodzi te same minerały, które zostały zidentyfikowane w pierwszej odmianie, a ponadto zidentyfikowano epidot, jako produkt procesów wtórnych przeobrażeń oraz apatyt. Udział pseudomorfoz po piroksenie jest większy niż w odmianie 1. Glomerofenokryształy skaleniowe, skaleniowo-piroksenowe i skaleniowo-oliwinowe powstałe zapewne w wyniku intratelurycznej fazy krystalizacji są jeszcze stosunkowo wyraźnie widoczne na tle kryształów późniejszej generacji, które tworzą struktury bazaltowe: intersertalną, bazyofitową lub diabazową. Skała zawiera niewielką, na ogół zmienną ilość szkliwa, niekiedy bywa też jej pozbawiona. Odnacza się obfitością pseudomorfoz po minerałach maficznych oraz pierwotnych minerałach nieprzezroczystych. Niektóre partie skały wykazują teksturę amygdaloidalną. Odmianę drugą cechuje obecność enklaw skały wylewnej podobnej miejscami do odmiany pierwszej.

Ad. 3. Odmiana ta jest notowana sporadycznie. Charakteryzuje się strukturą bazytową (dolerytową), teksturą amygdaloidalną. Opisane wyżej fragmenty („skrzepy”) krystaliczne są obserwowane znacznie rzadziej w porównaniu z poprzednimi odmianami. Skała wykazuje zaawansowany stopień wtórnych przeobrażeń (chlorytyzacja, karbonatyzacja), utrudniający dokładne oznaczenie jej składu mineralnego. Na podstawie pokroju pseudomorfoz można sądzić, że zbudowana jest z tych samych minerałów, co jej poprzednie odmiany.

Wyjątkowo licznie są reprezentowane minerały nieprzezroczyste wchodzące w skład pseudomorfoz po minerałach maficznych. Podobnie jak w odmianie drugiej stwierdzono przewagę udziału piroksenu nad oliwinem. Skała zawiera niewielkie ilości szkliva zabarwionego czarnym lub ciemnobrunatnym pigmentem i przepelnionego krystalitami i mikrolitami plagioklazu. Dość liczne, drobne pęcherzyki są wypełnione węglanami, chlorytem i minerałami nieprzezroczystymi.

Ciekawą okazała się próbka z głęb. 5468,15 m, której rozpoznanie pozwoliło na weryfikację granicy perm/karbon.

Jest to skała z grupy andezytu i bazaltu (fig. 15A–D). Odznacza się brunatnoczerwonym zabarwieniem. Obserwuje się w niej owalne pęcherzyki pogazowe (formy amygdaloidalne) wypełnione minerałami wtórnymi (fig. 15C, D). Ze względu na znaczny stopień przeobrażenia skały (fenokryształów i ciasta skalnego) identyfikacja i obserwacja udziału objętościowego minerałów są bardzo ograniczone, a więc precyzyjne nazwanie skały jest niemożliwe. Jak wskazują obserwacje większości kompleksów wylewnych permu Niżu Polskiego (Maliszewska i in., 2016) fenokryształy są reprezentowane

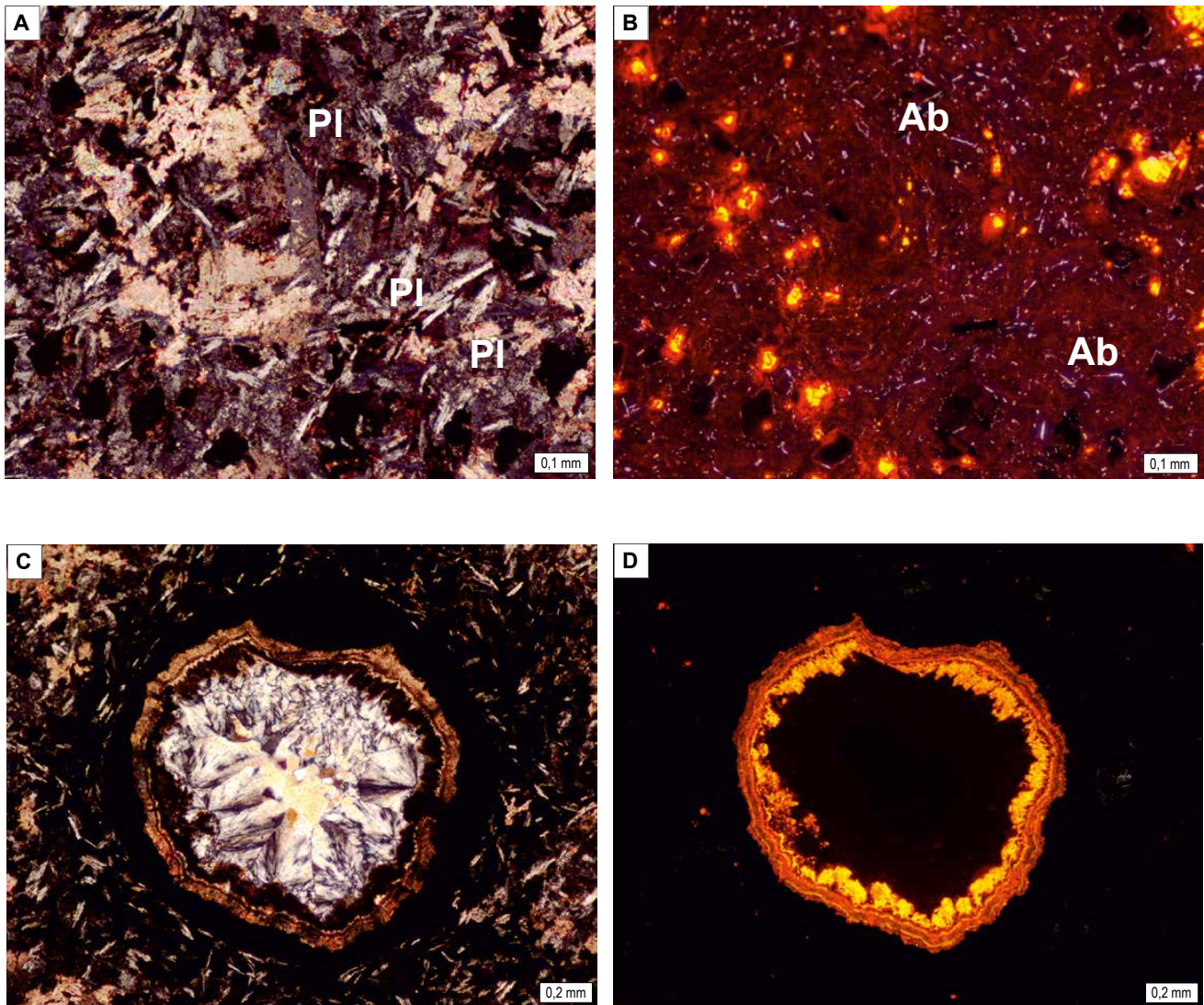


Fig. 15. Zdjęcia skał wulkanicznych czerwonego spągowca w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) z przystawką do katodoluminescencji (CL) próbki z głębokości 5468,15 m:

A. Andezyt/bazalt częściowo skarbonatyzowany; widoczne kryształy plagioklazu (PI); PL, nikole skrzyżowane. **B.** Obraz w CL, skały z fot. A; widoczne pseudomorfozy albitowe (Ab) po plagioklazach (brunatna luminescencja), węglany o żółtej i pomarańczowej luminescencji oraz węglany nie wykazujące świecenia. **C.** Pęcherz pogazowy wtórnie wypełniony węglanami i chalcedonem; PL, nikole skrzyżowane. **D.** Obraz w CL fragmentu z fot. C; widoczna żółta i pomarańczowa luminescencja kalcytu oraz chalcedon (w centrum) nie wykazujący świecenia

Photomicrographs of Rotliegend volcanic rocks in polarized light (PL) and cathodoluminescence (CL) of the samples from a depth of 5468.15 m:

A. Partly carbonitized andesite/basalt; plagioclase crystals (PI) are visible; PL – crossed polarizers. **B.** The image in CL of the rock from photo A; albite (Ab) pseudomorphs (brown luminescence) after plagioclases, carbonates with yellow and orange luminescence and carbonates nonluminescent. **C.** Gas vesicles refilled carbonates and chalcedony; PL – crossed polarizers. **D.** The image in CL of the fragment from photo C; carbonates with yellow and orange luminescence and chalcedony (in the center) nonluminescent are visible

przez całkowicie przeobrażone minerały maficzne oraz plagioklasy, które są prawie całkowicie zalbityzowane (fig. 15A, B). Wśród minerałów maficznych najpospolitsze wydają się pirokseny, w mniejszej ilości oliwiny i amfibole. Wśród minerałów wtórnych wyróżniono chloryty, hemetyt, getyt, tytanit, chalcedon oraz węglany. Węglany są reprezentowane przez kalcyt, dolomit/ankeryt. Być może opisywana skała reprezentuje odmianę opisywaną przez Jackowicz (1988) jako odmianę 3 w grupie andezytu i bazaltu.

Podsumowanie

Sekwencja opisanych odmian skały magmowej w profilu pionowym nie pozwala na jednoznaczną interpretację warunków ich genezy. Wydaje się, że najbardziej prawdopodobne jest powstanie skały w warunkach hipabisalnych. Obecność skały przypominającej wyglądem skałę wylewną można byłoby wytłumaczyć jej pochodzeniem ze stropowych partii ciała magmowego, gdzie warunki solidyfikacji są najbardziej zbliżone do warunków powierzchniowych. Przemawiałoby za tym znaczne podobieństwo petrograficzne badanych skał oraz stopniowe zmiany ich cech strukturalnych. Przypuszcza się, że interpretacja wyróżnionych odmian, jako produktów kilku efuzji lawy, w wyniku których w głębszych partiach pokryw lawowych zaistniały warunki zbliżone do hipabisalnych, jest nie do przyjęcia, ponieważ zaprzeczałaby temu grubość pokryw, chyba że zostały one w znacznym stopniu zerodowane. Fakt występowania enklaw o typowym wyglądzie skały wylewnej w skale podobnej do skały hipabisalnej świadczy o utworzeniu się kompleksu skalnego w efekcie wielofazowej działalności magmowej. Brak jest na razie odpowiedzi na pytanie, czy miała ona charakter intruzywny, efuzywny, czy też mieszany.

Diagenеза осадов эпикластических перму нижнего и их влияние на свойства петрофизические

Za najwcześniejszy i najdłużej działający proces diagenезы осадков uważa się kompакcję mechaniczną. Jest ona wyrażona wzrostem upakowania szkieletu ziarnowego, czego dowodem może być występowanie prostych i punktowych kontaktów międzyziarnowych (fig. 13C, D, E). Późniejszy proces, którego efektem są wklęsło-wypukłe kontakty (fig. 14C), jest związany z kompакcją chemiczną. Znaczący wpływ działania kompакcji nasilającej się wraz z głębokością pogrzebienia осадков czerwonego спягowieca na ich malejącą porowatość udowodnili m.in. Biernacka i in. (2006), Buniak i in. (2009), Darlak i in. (1998), Maliszewska i in. (1998). Efektem procesów cementacyjnych

jest powszechne występowanie cementów węglanowych (głównie kalcytu, podrzędnie dolomitu). Jak wynika z badań prowadzonych w skałach czerwonego спягowieca w otworach położonych w najbliższym otoczeniu Piły IG 1, kalcyt to przeważnie Mn- lub Mn/Fe-kalcyt oraz Mn/Fe-dolomit (fig. 14G, H; Kuberska, 1999; Maliszewska, Kuberska, 2008; Maliszewska i in., 1998, 2016). W 52 próbkach, które zostały poddane analizie planimetrycznej (tab. 4) stwierdzono, że zawartość cementu węglanowego może wahać się od zera do 33,8% obj. Do cementów często występujących należy również anhydryt (tab. 4). Między innymi, zdaniem Michalika (2001), geneza cementów siarczanowych, jak również węglanowych, w osadach czerwonego спягowieca była złożona, a krystalizacja mogła mieć miejsce w kilku etapach wczesno- i późnodiagenetycznych. Kwarc autigeniczny w badanych osadach występuje w postaci obwódki regeneracyjnych na ziarnach kwarcu lub jako spoiwo porowe (fig. 13G, H; fig. 14A). Jest prawdopodobne, że kwarc autigeniczny również tworzył, co najmniej, dwie generacje. Wśród autigenicznych minerałów ilastych, zaliczanych do cementów ortochemicznych, stwierdzono obecność chlorytów (fig. 14B, I), illitu (fig. 14D, E), nie wyklucza się minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt. Chloryty często tworzą struktury typu plastra miodu oraz agregaty rozetowe i wachlarzowe. Procesy cementacyjne generalnie wpływają destrukcyjnie na porowatość osadu. Jedynie w obrębie autigenicznych cementów ilastych można zaobserwować zachowanie porowatości międzykrystalicznej (fig. 14I).

W analizowanych osadach obserwowano także efekty zastępowania diagenetycznego (fig. 14F) w postaci pseudomorfoz po ziarnach detrytycznych lub zastąpionych częściowo ziarn. Najczęściej obserwowano zastępowanie ziarn skaleni przez minerały węglanowe lub anhydryt, miejscami były zastępowane okruchy skał wulkanicznych. Proces zastępowania nie miał wpływu na zwięźłość осадков, gdyż nie wytwarzał nowych przestrzeni porowych.

Rozpuszczanie diagenetyczne (fig. 14G) było jedną z głównych przyczyn wytwarzania się wtórnej porowatości w minerałach i skałach. Najwięcej śladów rozpuszczania dostrzegano w ziarnach skaleni, litoklastów, miejscami rozpuszczaniu ulegały także cementy.

Przeobrażanie diagenetyczne miało istotne znaczenie dla ewolucji właściwości zbiornikowych осадков czerwonego спягowieca. Przeobrażanie się sztywnych ziarn w miękkie agregaty ilaste powodowało wzrost porowatości. Jednocześnie często prowadziło to do ograniczania zdolności filtracyjnych осадков poprzez uszczelnienie porów łuseczkami minerałów ilastych. Jak wynika z dokumentacji wynikowej (Żelichowski, 1985a) skały перму нижнего charakteryzują się bardzo niską porowatością (generalnie poniżej 2%), a przepuszczalność jest $< 0,1$ mD.

Tadeusz PERYT

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA CECHSZTYNU

Otwór Piła 1/IG 1 jest położony w środkowej części polskiego basenu cechsztyńskiego, cechującej się dużą miąższością soli kamiennych i potasowych cyklotemu drugiego, a także – w odróżnieniu od obszaru północnych Niemiec, będącego klasycznym rejonem, na którym zrodziły się koncepcje depozycji i stratygrafii cechsztyńskich cyklotemów solnych (Richter-Bernburg, 1955a, b) – obecnością soli kamiennej w środkowej części profilu ewaporatów PZ1. W przybliżeniu wzdłuż granicy niemiecko-polskiej przebiega granica z położonym bardziej na zachód obszarem o miąższości utworów pierwszego cyklotemu mniejszym niż 100 m (Peryt i in., 2010). W czasie sedymentacji cechsztynu obszar ten charakteryzował się znaczną subsydencją, szczególnie w trakcie depozycji cyklotemu PZ2. Efektem takiej lokalizacji otworu wiertniczego Piła 1/IG 1 jest znaczna miąższość osadów cechsztynu (1285,9 m) i w miarę kompletny profil stratygraficzny cechsztynu.

Profil cechsztynu nie jest zaburzony tektonicznie i jest zbudowany z trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 oraz cyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4, podzielonego na subcyklotemy PZ4a–PZ4d. Nazewnictwo litostratygraficzne jest stosowane wg schematu zaproponowanego przez Wagnera (1994).

W profilu zaobserwowano duże i nieregularne niezgodności głębokościowe granic litologicznych pomiędzy miarami geofizycznymi i rdzeniowymi. W obrębie utworów PZ4 możliwe są kilkumetrowe przesunięcia głębokości rdzeni wiertniczych względem pomiarów geofizycznych, na granicy PZ2/PZ1 przesunięcie to wzrasta do 8,5 m, a na granicy PZ/Pcs (czerwony spągowiec) znowu zmniejsza się do 5 m. W związku z tym – podobnie jak to przyjęto w poprzednich edycjach głębokich profili otworów wiertniczych – głębokości i miąższości kompleksów litologicznych określono według jednolitej miary geofizycznej.

Utwory cechsztynu leżą bezpośrednio na skałach górnego czerwonego spągowca. Profil cechsztynu rozpoczyna szeroko rozprzestrzeniony i charakterystyczny poziom łupka miedzionośnego (T1) o miąższości 35 cm i wykształceniu typowym dla głębokiego szelfu (Oszczepalski, Rydzewski, 1987: fig. 7). Jest on przykryty osadami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o małej miąższości (3,7 m), charakterystycznej dla głębszej części otwartego basenu.

W profilu ewaporatów PZ1 dominuje najstarsza sól kamienna (Na1) o miąższości 129,5 m. Anhydryt dolny (A1d) ma niedużą miąższość (40,0 m), a anhydryt górny (A1g), który zamyka profil ewaporatów PZ1 – 50 m. Takie stosunki miąższościowe oraz duży udział facji głębokowodnych w rdzeniowanych odcinkach poziomów anhydrytowych są typowe dla głębokiej, środkowej strefy polskiego basenu cechsztyńskiego.

Wyżej w profilu występuje kompletny stratygraficznie cyklotem PZ2 o znacznej miąższości 574,0 m. Rozpoczyna się on poziomem dolomitu głównego (Ca2) o miąższości 6,5 m; utwory dolomitu głównego są często laminowane i wskazują na głębokowodne środowisko depozycji, podobnie jak wyżej leżące utwory anhydrytu podstawowego (A2), również małej miąższości (1,5 m). Następnie występuje poziom starszej soli kamiennej (Na2) o miąższości 535,0 m, nad nim – starsza sól potasowa (K2) o miąższości 29,0 m, a cyklotem PZ2 kończy anhydryt kryjący (A2r) o miąższości 2 m.

Ponad cyklotemem PZ2 występują w ciągłości sedymentacyjnej utwory cyklotemu PZ3 o miąższości 283,5 m. U podstawy cyklotemu PZ3 występuje charakterystyczny poziom litostratygraficzny: szary il solny (T3) o miąższości 1 m, a następnie – dolomit płytowy (Ca3) o miąższości 5,0 m. Wyżej występujące ewaporaty są reprezentowane przez anhydryt główny (A3), prawie w całości rdzeniowany, młodszą sól kamienną (Na3) oraz kończącą profil PZ3 młodszą sól kamienną ilastą (Na3t).

Najmłodszy cyklotem PZ4, terygeniczo-ewaporatowy, ma miąższość 170,5 m i w omawianym profilu dzieli się na subcyklotemy PZ4a, będący odpowiednikiem cyklotemu Z4 w basenie niemieckim, PZ4b (= Z5 w basenie niemieckim), Z4c (= Z6 w basenie niemieckim) i Z4d (= Z7 w basenie niemieckim).

U podstawy subcyklotemu PZ4a występuje poziom czerwonego łu solnego dolnego (T4a) o miąższości 16,5 m, a nad nim, kolejno, sól podścielająca (Na4a₀) o miąższości 1,5 m, anhydryt pegmatytowy dolny (A4a₁) o miąższości 1,0 m, najmłodsza sól kamienna dolna (Na4a₁) o miąższości 34,0 m, cienki (0,5 m miąższości) anhydryt pegmatytowy górny (A4a₂) i najmłodsza sól kamienna górna (Na4a₂) o miąższości 24,0 m. Sybicyklotem PZ4b (o miąższości 54,0 m) obejmuje czerwony il solny, którego część dolna (T4b₁) o miąższości 14,5 m jest oddzielona od części górnej (T4b₂) o miąższości 20,5 m cienkim (3,0 m miąższości) poziomem soli rozdzielającej (Na4b₁). W najwyższej części subcyklotemu PZ4b występuje najmłodsza sól kamienna stropowa (Na4b₂) o miąższości 16,0 m. Utwory subcyklotemów PZ4c i PZ4d, które są zbudowane z przewarstwiających się iłowców, soli kamiennej oraz soli kamiennej ilastej, cechuje niewielka miąższość (odpowiednio 18,5 m i 20,5 m).

Ponad subcyklotemem PZ4d występują utwory terygeniczne formacji rewalskiej.

Wykonana dokumentacja wynikowa otworu Piła 1/IG 1 zawiera opis profilu cechsztynu (Wagner, 1985a), który został zweryfikowany i nieco zmodyfikowany przez G. Czapowskiego (sole) i T. Peryta (anhydryty). Charakterystyka litologiczna utworów cechsztynu w otworze Piła 1/IG 1 i ich środowiska sedymentacyjne są omówione w kolejnych rozdziałach.

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I MIKROFACJALNA ORAZ ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI UTWORÓW FORMACJI NOTECI, BIAŁEGO SPĄGOWCA, ŁUPKA MIEDZIONOŚNEGO

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej utworów serii miedzionośnej, obejmującej utwory detrytyczne białego spągowca i niżej ległych utworów formacji Noteci, łupka miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego, stanowiły badania petrograficzne 27 płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym, skanów 57 płytek cienkich, a także makroskopowe obserwacje rdzeni. Wyniki badań zamieszczono na profilu litologiczno-mikrofacjalnym (fig. 16) i wybranych mikrofotografiach (fig. 17–18). Płytki cienkie pochodzą z kolekcji Zakładu Geologii Żłóżowej i Gospodarczej PIG-PIB zgromadzonej w trakcie wykonywania badań utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej na obszarze Polski (Rydzewski i in., 1985; Oszczepalski, Rydzewski 1995; Oszczepalski, Rydzewski, 1997), natomiast skany płytek cienkich zostały udostępnione przez M. Jasionowskiego.

Formacja Noteci

Najniższą część serii miedzionośnej stanowią serie mułowców i iłowców przewarstwianych droбноziarnistymi piaskowcami, zaliczane do górnego czerwonego spągowca – formacji Noteci (fig. 16). Górne partie są szare lub ciemnoszare z rozproszonym pirytem, natomiast w dolnych partiach pojawiają się czerwone plamy spowodowane obecnością drobnodispersyjnych tlenków żelaza i błonkowego spoiwa ilasto-hematytowego. Zbadano interwał głęb. 4385,10–4391,16 m (fig. 17).

Dolną część tego interwału (głęb. 4387,96–4391,16 m) stanowią heterolity mułowcowo-iłowcowe z nielicznymi przewarstwieniami pyłowców i bardzo droбноziarnistych piaskowców. Pyłowce i piaskowce są zazwyczaj warstwowe przekątnie w małej skali, zarówno nisko- jak i wysoką- towo. Najczęściej jest to warstwowanie klinowe, jodełkowe lub smużyste. Liczne są struktury deformacyjne spowodowane powstaniem szczelin z wysychania, struktur ucieczkowych oraz niestatecznym warstwowaniem gęstościowym. W obrębie utworów piaskowcowo-pyłowcowych występują klasty ciemnoszarych iłowców.

Środkowa część (głęb. 4386,74–4387,96 m) jest reprezentowana przez heterolity pyłowcowo-mułowcowe z cienkimi przewarstwieniami iłowców. Dominują cienkie warstwy bardzo droбноziarnistych piaskowców i pyłowców warstwowa-

nych przekątnie niskokątowo w małej skali, przewarstwianych mułowcami i iłowcami. Miejscami są obecne wkładki piaskowców nierównoziarnistych, z ziarnami kwarcu o maksymalnej średnicy do 0,2 mm. Powszechne są struktury deformacyjne: szczeliny z wysychania, zaburzenia gęstościowe, struktury iniecyjne, pogrąży oraz klasty mułowców i iłowców (fig. 17B–D). W mułowcach i iłowcach spotyka się domieszki materiału piaszczystego, głównie w postaci drobnych gniazd i smug (fig. 17B, C).

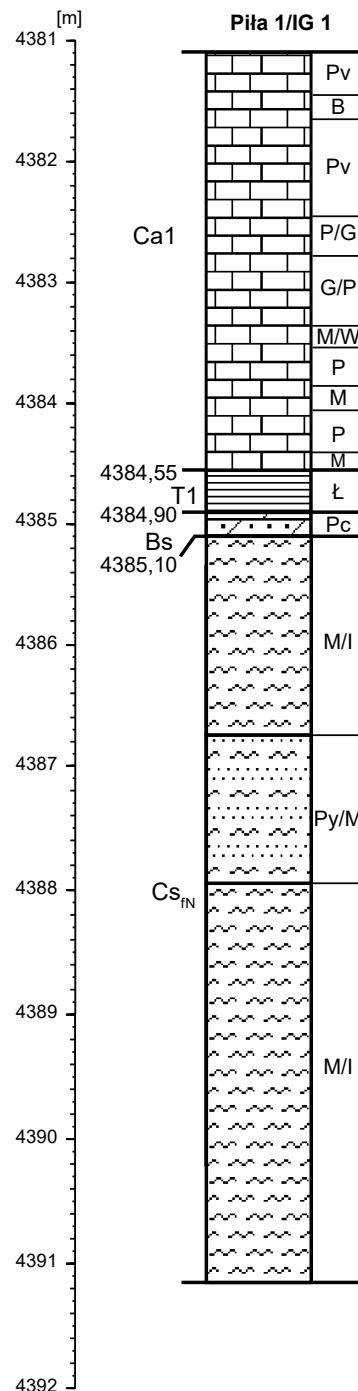
Najwyższą część serii (głęb. 4385,10–4386,74 m) stanowią heterolity mułowcowo-iłowcowe, przewarstwione bardzo droбноziarnistymi piaskowcami i pyłowcami o maksymalnej średnicy ziaren do 0,5 mm. Warstwy utworów detrytycznych cechuje obecność różnorodnych struktur deformacyjnych (fig. 17A), takich jak: szczeliny z wysychania, zaburzenia gęstościowe, liczne klasty mułowców i iłowców, struktury iniecyjne). W przewarstwieńiach piaszczysto-pyłastych dominuje niskokątowe warstwowanie przekątne i smużyste, rzadziej jodełkowe. Miejscami obecne są laminy anhydrytu. W cementach kalcytowych piaskowców/pyłowców spotyka się rozproszone kryształy piryty.

Fig. 16. Profil litologiczno-mikrolitofacjalny serii miedzionośnej

Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; Bs – biały spągowiec; Cs_{FN} – formacja Noteci; B – bandston; G – greinston; P – pakston; W – wakston; M – madston; Ł – łupek laminowany; Pc – piaskowiec; M/I – heterolit mułowcowo-iłowcowy; Py/M – heterolit pyłowcowo-mułowcowy

Lithological profile and microlithofacies sequence of the copper-bearing series

Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer; Bs – Weissliegend; Cs_{FN} – Noteć Formation; B – boundstone; G – grainstone; P – packstone; W – wackestone; M – mudstone; Ł – laminated shale; Pc – sandstone; M/I – mudstone-claystone heterolith; Py/M – siltstone/mudstone heterolith



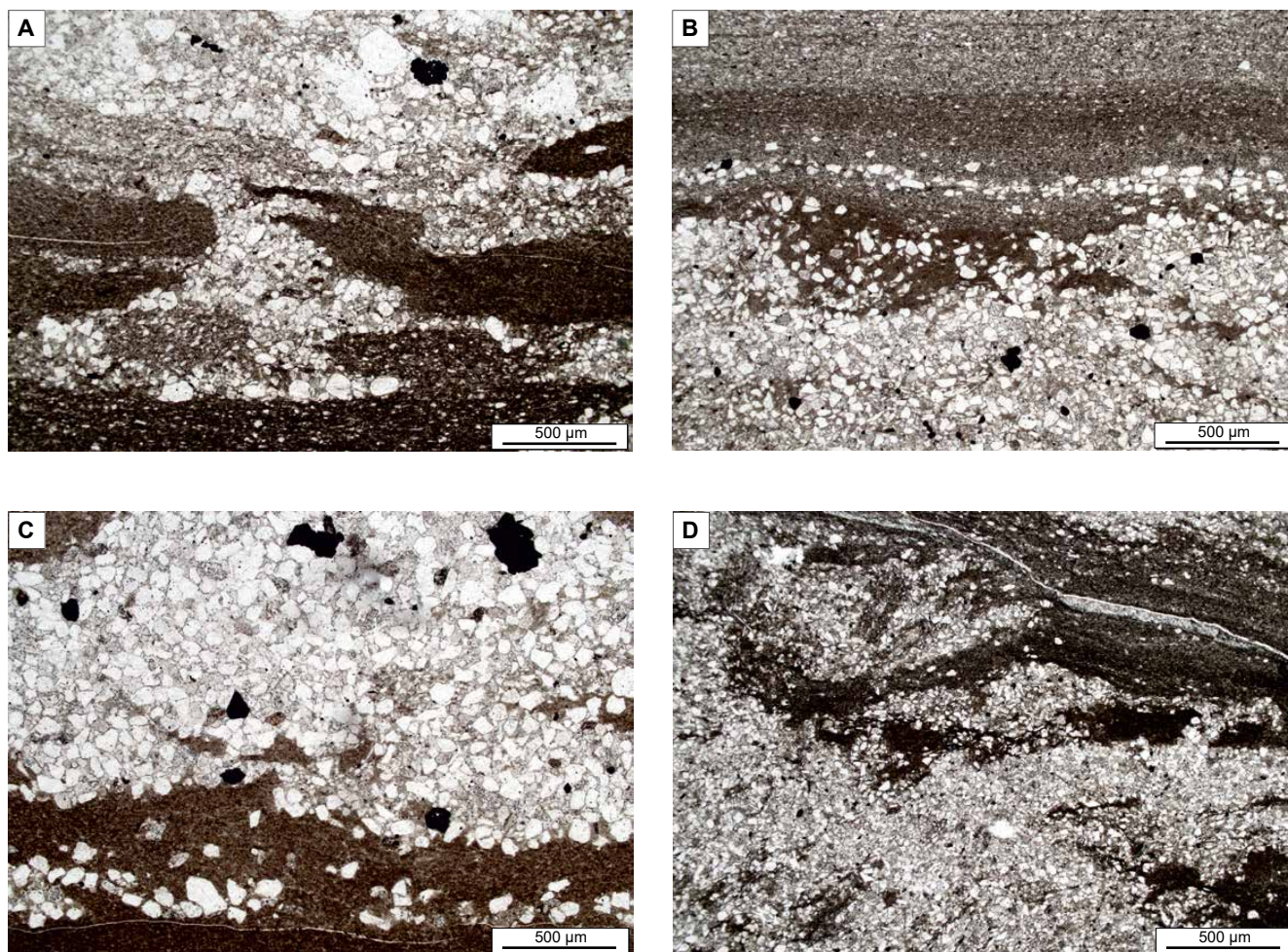


Fig. 17. Mikrofotografie utworów formacji Noteci w świetle przechodzącym

A. Szczeliny z wysychania w iłowcach wypełnione piaskiem drobnoziarnistym i drobna struktura iniekcynna mułu w piaskowcu, rozproszone ziarna siarczków w kalcytowym cemencie piaskowca, głęb. 4385,36 m. **B.** Pyłowiec poziomo przewarstwiony iłowcem i mułowcem, głęb. 4385,81 m. **C.** Soczewka piaskowca w zapiaszczonym iłowcu, rozproszone ziarna siarczków w kalcytowym cemencie piaskowca, głęb. 4386,61 m. **D.** Struktury deformacyjne i klasty iłowców w heterolicie pyłowcowo-iłowcowym, głęb. 4387,46 m

Photomicrographs of the Noteć Formation rocks in transmitted light

A. Mud cracks infilled with fine-grained sandstone and small-scale upward displacement of mud, sulphides dispersed in calcite cement of the sandstone, depth 4385.36 m. **B.** Siltstone horizontally bedded with claystone and mudstone, depth 4385.81 m. **C.** Sandstone lens in the sandy claystone, sulphides dispersed in calcite cement of the sandstone, depth 4386.61 m. **D.** Deformation structures and clay clasts in siltstone-claystone heterolith, depth 4387.46 m

Wykształcenie heterolitów mułowcowo-iłowcowych i pyłowcowo-mułowcowych jest typowe dla formacji Noteci rozwiniętej w centralnej części polskiego basenu czerwonego spągowca górnego w charakterystycznej litofacji playi jeziornej (Pokorski, 1978, 1997; Karnkowski, 1999; Kiersnowski, Buniak, 2006; Maliszewska i in., 2016). Poziome uławicenie warstw oraz płaska laminacja iłowców wskazuje na depozycję z zawiesiny w zbiorniku wody stojącej o niskiej energii wód przydennych. Wody te miały charakter redukcyjny, o czym świadczy znaczna w mułowcach i iłowcach domieszka materiału organicznego. Część osadów piaszczysto-pyłastych powstała w warunkach słabego przepływu, na co wskazują zestawy warstwowań przekątnych o małej skali. Jezioro było płytkie, podatne na częste wysychanie, bowiem liczne struktury deformacyjne,

w tym przede wszystkim szczeliny z wysychania i liczne ostrokrawędziste intraklasty mułowców i iłowców wskazują na okresową subaeralną ekspozycję płytszych partii zbiornika. Zaobserwowana cykliczność sedymentacji wskazuje na powtarzające się dostawy materiału detrytycznego pochodzenia fluwialnego i jego rozpraszanie do obniżień zbiornika (Kiersnowski, Buniak, 2006).

Biały spągowiec

Biały spągowiec (niem. *Weissliegend*) stanowi wydzielenie w strefie kontaktu czerwonego spągowca z cechsztynem, o miąższości 0,20 m (głęb. 4384,90–4385,10 m), wyznaczone w profilu na podstawie kryterium barwy oraz litologii.

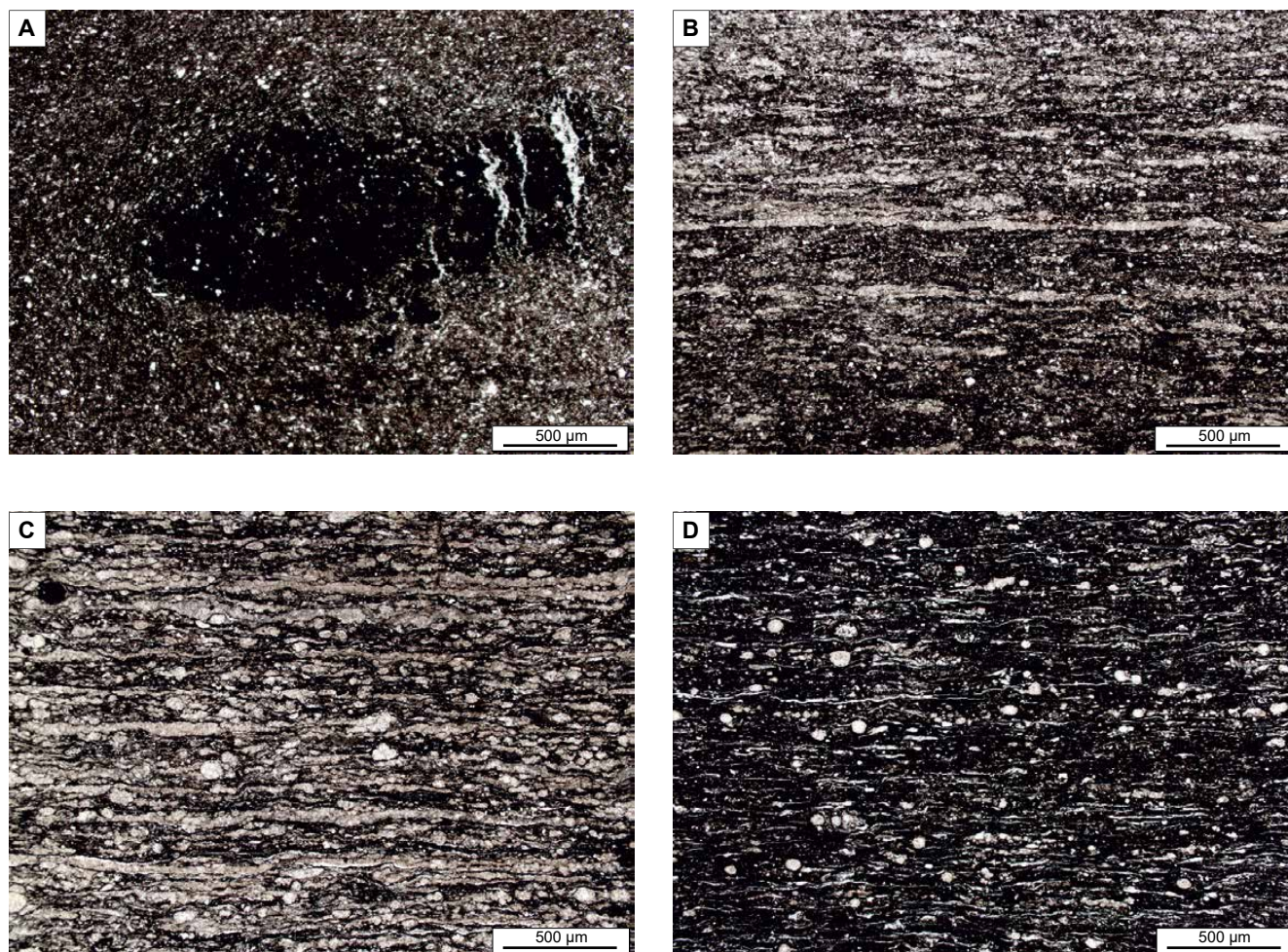


Fig. 18. Mikrofotografie utworów łupku miedzionośnego w świetle przechodzącym

A. Konkrecja siarczku w zbioturbowanym mułołupku węglanowo-organicznym, głęb. 4384,70 m. **B.** Mułołupek węglanowo-organiczny laminowany poziomo, głęb. 4384,70 m. **C.** Mułołupek węglanowo-organiczny laminowany faliście z licznymi gruzełkami węglanowymi, głęb. 4384,75 m. **D.** Hołupek cienko poziomo laminowany z obfitym materiałem organicznym i rozproszonymi gruzełkami węglanowymi, głęb. 4384,90 m

Photomicrographs of the Kupferschiefer rocks in transmitted light

A. Sulphide concretion in bioturbated carbonate-organic mudshale, depth 4384.70 m. **B.** Carbonate-organic mudshale with horizontal lamination, depth 4384.70 m. **C.** Carbonate-organic mudshale with wavy lamination, numerous carbonate globular grains, depth 4384.75 m. **D.** Clayshale with thin planar lamination, abundant organic matter, dispersed carbonate globular grains, depth 4384.90 m

W tym interwale występują szare i ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste i pyłowce. W spągu występują pyłowce warstwowane poziomo oraz przekątnie niskokątowo. Wyżej są obecne pyłowce zbioturbowane, z reliktyami lamin przekątnych. Spotyka się niewyraźnie zarysowane relikty zrekrytalizowanych pokruszonych fragmentów muszli cienkoskopowych. Pyłowce te przechodzą wyżej w utwory warstwowane przekątnie o małej skali, tworzące rynnowy zestaw przekątny o miąższości 14 cm. Dominuje wklęsły kształt lamin, dochodzących stycznie do dolnych powierzchni reaktywacji. Sekwencję tę pokrywa lamina mułowca czarnego o lekko falistym przebiegu. W najwyższej części białego spągowca są obecne ciemnoszare drobnoziarniste piaskowce, wyróżniające się obecnością nieregularnego warstwowania smużystego, podkreślonego wzbogaceniem w materiał organiczny. Powszechne są kryptobioturbacje. Dominuje w nich

cement podstawowy, kalcytowy, ze znacznym udziałem minerałów kruszcowych.

Geneza utworów białego spągowca wydaje się złożona i trudna do interpretacji ze względu na brak cech wskazujących jednoznacznie na środowisko sedimentacji. Na podstawie struktur sedimentacyjnych, takich jak: poziome i przekątne warstwowanie, można sądzić, że dolna część białego spągowca powstała w warunkach dolnego reżimu przepływu, w fazie małych riplemarków, być może w środowisku równi pływowej morza cechsztyńskiego. Niewielka miąższość białego spągowca wskazuje, że morze cechsztyńskie przerobiło w niewielkim stopniu najwyższą część jeszcze nie zdiagenezowanych osadów terygeniczych. Transgresja była zapewne bardzo szybka i wkroczyła na prawie płaski obszar wysychających jezior, skutkując połączeniem się wód morza cechsztyńskiego z wodami jeziornymi. Na środowisko morskie wskazują także niewielkie

szczałki fauny oraz kryptobioturbacje obecne poniżej zestawu przekątnego. Lamina mułowca pokrywająca zestaw przekątny może być uznana za wynik zaniku działania prądu, skutkującego obleczeniem riplemarków osadem wypadającym z zawiesiny. Górna część białego spągowca wykazuje cechy (nieregularne smugowanie, wzbogacenie w materiał organiczny, kryptobioturbacje) typowe dla piaskowców powstających w warunkach stabilizacji środowiska morskiego i nieznacznego pogłębienia tuż po transgresji (Oszczepalski, 2007). Z powyższych względów, należy uznać, że omawiany interwał białego spągowca uznano za biały spągowiec morski i zaliczono go do cechsztynu, jako ekwiwalent facjalny cechsztyńskiego zlepnięcia podstawowego.

Łupek miedzionośny

Łupek miedzionośny (niem. *Kupferschiefer*) obejmuje osady złożone z laminowanych drobnodziarnistych skał terygenicznych (ponad 50% ziaren o średnicy poniżej 0,062 mm) o oddzielności łupkowej. Miąższość łupków jest nieznaczna i wynosi 0,35 m (na głęb. 4384,55–4384,90 m).

W najniższej części profilu łupku miedzionośnego występują drobnolaminowane łożypki czarne ze znacznym udziałem materiału organicznego (fig. 18D). Skały te składają się z nieciągłych, bardzo cienkich (miąższości do 10 μm) lamin ilastych o szarych barwach i poziomym lub falistym przebiegu oraz jasnoszarych, nieciągłych lamin (często falistych) i płaskich mikrosoczewek węglanowych (miąższości do 20 μm), tkwiących w obfitym ciemnym tle skalnym (50–60% obj. skały), złożonym z mieszaniny materiału organicznego, ilastego i pelitu kwarcowego. Minerale ilaste reprezentowane są przede wszystkim przez illit, podrzędnie występuje kaolinit (Bechtel i in., 2001). Dość liczny składnikiem są gruzełki węglanowe o średnicy 20–80 μm , bezładnie rozproszone w ciemnym tle skalnym. Obecna jest niewielka domieszka rozproszonego kwarcu i łyszczyków frakcji pyłowej. W tle skalnym są rozproszone liczne drobne ziarna siarczków. Łożypki te zawierają znaczne ilości materiału organicznego (Speczik i in., 2003). Próbką nr 17 ze spągu łupku miedzionośnego (głęb. 4384,90 m) zawiera 7,90% C_{org} i 0,0123% bituminów. W składzie bituminów węglowodory stanowią 59%, w tym nasycone 43%, a aromatyczne 57%. W pełnym składzie grupowym bituminów, udziały są następujące: węglowodory nasycone – 23%, aromatyczne – 23%, żywice 21% i asfalteny – 33%. Analiza Rock-Eval wykazała, że materiał organiczny cechuje względnie wysoka wartość współczynnika wodorowego HI (234 mgHC/g C_{org}), niska wartość współczynnika tlenowego OI (36 mg $\text{CO}_2/\text{g } C_{\text{org}}$) oraz wysoka wartość T_{max} (455°C), co odpowiada kerogenowi II (Bechtel i in., 1999). Zbliżone wyniki analizy Rock-Eval uzyskano w wyniku oddzielnych badań (Speczik i in., 2003; Oszczepalski, Speczik, 2009): HI – 137 mgHC/g C_{org} , OI – 10 mg $\text{CO}_2/\text{g } C_{\text{org}}$, T_{max} – 455°C. Wskaźnik fenantrenowy Ph/Mph ma wartość 0,50, a wskaźnik pristan/fitan ma wartość 1,52. Rozfrakcjonowanie izotopu węgla $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (PDB) w materii organicznej wynosi –26,8 (Bechtel i in., 2000; Speczik i in., 2003, 2007).

Środkową część łupku miedzionośnego stanowią ciemnoszare mułolupki węglanowo-organiczne z umiarkowaniem obfitości tłem skalnym, nieregularnie laminowane faliście-równoległe i nierównoległe oraz mikrosoczewkowo. Skały te są złożone z nieciągłych lamin i płaskich wydłużonych soczewek węglanowych o na ogół falistym przebiegu (miąższości do 60 μm), złożonych z mikrosparytu kalcytowego, występujących w obrębie ciemnego tła o nieznacznym udziale w granicach 20–40% obj. skały (fig. 18C). Charakterystycznymi składnikami są gruzełki węglanowe (o średnicy 30–100 μm), złożone z kalcytowego mikrosparytu. Występują one zarówno w tle skalnym, jak i w obrębie lamin węglanowych. Niektóre laminy węglanowe są zbudowane ze ściśle upakowanych drobnych gruzełków. Sporadycznie spotyka się grudki złożone z kilku gruzełków. Detryt niewęglanowy (kwarc i łyszczyki), głównie frakcji pelitowej (ok. 5% obj. skały), występuje w formie rozproszonej w ciemnym tle skalnym.

Górny interwał łupku miedzionośnego tworzą mułolupki węglanowo-organiczne ze znacznym udziałem ciemnego tła skalnego (30–50% obj.), nieregularnie laminowane płaskosoczewkowo (fig. 18B). Laminy i soczewki węglanowe są złożone z mikrosparytu kalcytowego. Łożypki te cechuje zmienny, lecz na ogół znaczny udział ciemnego tła (60–90% obj. skały). Miejscami, zwłaszcza w obrębie lamin, obecne są drobne gruzełki. Domieszka detrytu niewęglanowego frakcji pyłowej jest nieznaczna (5–10% obj. skały) i występuje głównie w ciemnym tle. Skały te cechuje obecność drobnych fleksur nieznacznie zaburzających laminację. Drobne ziarna siarczków są rozproszone w ciemnym tle. Mułolupki węglanowo-organiczne, mimo dominacji węglanów, są bogate w materię organiczną (Speczik i in., 2003). Próbką nr 15 z głęb. 4384,70 m zawiera 5,16% C_{org} i 0,0069% bituminów, a próbka nr 16 z głęb. 4384,75 m – 7,06% obj. C_{org} i 0,0054% bituminów. W składzie bituminów próbki 15 węglowodory stanowią 88% (w tym nasycone 26%, a aromatyczne 74%), a w próbce nr 16 udział węglowodórów w bituminach wynosi 72% (w tym nasycone 16%, a aromatyczne 82%). W materiale organicznym próbki nr 15 dominuje bitumiczny-mineralna matryks z pyrobituminami (43% obj.) i asocjacja sapropelowo-mineralna (25% obj.), a mniejszy udział stanowią: inertynit – 18% obj. i wityrynit – 14% obj. (w tym autigeniczny – 6% obj. i allogeniczny – 8% obj.). Podobnie w próbce nr 16 najliczniej występuje bitumiczny-mineralna matryks z pyrobituminami (35% obj.) i asocjacja sapropelowo-mineralna (34% obj.), a mniejszymi udziałami cechują się inertynit (19% obj.) i wityrynit (12% obj., w tym wityrynit autigeniczny 5% obj. i allogeniczny 7% obj.). Refleksyjność wityrynit zmienia się w wąskich granicach 2,32–2,33% Ro.

W stropie łupku miedzionośnego występują madstony intensywnie zbioturbowane, z relikami laminacji, silnie zanieczyszczone pelitem kwarcowym (fig. 18A). Obecne są liczne gniazda siarczków metali. Utwory te przechodzą w sposób ciągły w wyżej leżące zbioturbowane madstony zaliczone do wapienia cechsztyńskiego.

Łupek miedzionośny reprezentuje dojrzałe stadium transgresji morza cechsztyńskiego, związane z pogłębieniem zbiornika (Oszczepalski, Rydzewski, 1987; Oszczepalski, 1988, 1989). Omawiany rejon znajdował się w obrębie głębokiego szelfu,

którego dno znajdowało się poniżej sztormowej podstawy fałowania. 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, bez struktur charakterystycznych dla środowiska płytkosublitoralnego świadczy o tym, że łupek miedzionośny osadzał się w stratyfikowanym morzu epikontynentalnym. Występowanie łożysk organicznych w spągu profilu oraz mułowców w wyższej części profilu łupku miedzionośnego wskazuje na stopniowe zmniejszanie się natlenienia i energii wód przydennych oraz wzrost dostawy materiału węglanowego. Łożyska powstawały w strefie wód anoksycznych środowiska anaerobowego, niesprzyjającego rozwojowi fauny bentonicznej, o czym świadczy niezaburzona mikrolaminacja oraz znaczny udział materiału ilastego i ciemnego tła, podczas gdy mułowce tworzyły się w warunkach nieznacznego spłycenia, na co wskazuje laminacja materiałem węglanowym, znaczna domieszka gruzełków węglanowych oraz mniejszy udział ciemnego tła. W mułowcach zwraca uwagę obfitość gruzełków węglanowych. Wobec stwierdzenia stopniowych przejść pomiędzy różnymi formami onkoidów (Peryt, 1978), gruzełki te można uważać za gruzełki mikrobialne, jako rezultat biosedymentacyjnej akrecji przy udziale cyjanobakterii (Peryt, Oszczepalski, 2007). Stopniowe ku górze, przejście mułowców do madstonów znaczących spąg wapienia cechsztyńskiego pozwala sądzić, że zmiana litologii jest wynikiem powolnego zastępowania środowiska anaerobowego warunkami dysaerobowymi, o czym świadczy stopniowy wzrost intensywności kryptobioturbacji.

Dominacja w kerogenie bitumiczny-mineralnej matryksy z pyrobituminami i asocjacji sapropelowo-mineralnej, przy jednoczesnej eliminacji mniej trwałych macerałów z grupy liptynitów wskazuje na silne przeobrażenie materii organicznej w kierunku rozproszonych pyrobituminów, dlatego w omawianym otworze brak macerału wityrynitopodobnego, co wydaje się typowe dla osiowej partii bruzdy śródpolskiej (Grotek, 1998; Speczik i in., 2003). W utworach bardziej dojrzałych termicznie (powyżej 1,0% Ro) występowanie macerałów grupy liptynitów wyraźnie zanika, co związane jest z niewielką stabilnością silnie uwodornionych macerałów liptynitów pochodzenia morskiego, takich jak alginit i bituminit. Wysokie wartości współczynnika refleksyjności Ro autogenicznego wityrynitów świadczą o znacznej dojrzałości termicznej, odpowiadającej maksymalnym paleotemperaturom diagenetyzacji sięgającym 215°C wskutek pograżenia osadu na znaczną głębokość. Wysoka zawartość węgla organicznego, niska wartość wskaźnika wodorowego HI i OI oraz wysoka wartość T_{max} wskazuje na obecność zmetamorfizowanej materii organicznej (kerogen typu III), odpowiadającej późnej fazie generacji gazów suchych (Grotek, 1998; Speczik i in., 2003). Bardzo wysoka wartość wskaźników Ro i T_{max} sugeruje dodatkowe impulsy ciepła, związane prawdopodobnie z aktywnością tektoniczną bruzdy śródpolskiej, mającej charakter basenu ryftowego o genezie ekstensyjnej (Dadlez i in., 1998). Wiek illitu określony metodą K–Ar określony na 277 Ma (± 6 Ma) wskazuje na mieszaninę illitu diagenetycznego i detrytycznego (Bechtel i in., 1999). Bardzo niskie wartości rozfrakcjonowania izotopów siarki $\delta^{34}S$ w pirycie w granicach od -46,4 do -30,9 wskazują na jego syndiagenetyczne powstanie wskutek reakcji jonów żelaza z siarką powstałą w wyniku działalności życiowej bakterii redukujących siarczany (Jowett i in., 1991).

Marek JASIONOWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI, Ewelina KRZYŻAK

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA, MIKROFACJALNA ORAZ ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI UTWORÓW WĘGLANOWYCH CECHSZTYŃU

Wstęp

Badania petrograficzne i mikrofacjalne przeprowadzono na podstawie analizy w mikroskopie polaryzacyjnym 79 płytek cienkich zakrytych barwionymi alizaryną [w tym 47 z wapienia cechsztyńskiego (Ca1) i 32 z dolomitu głównego (Ca2)], pochodzących z kolekcji Muzeum Geologicznego PIG-PIB. Próbkę na szlify zostały pobrane odpowiednio z interwałów 4381,03–4384,42 m (Ca1) i 4157,30–4164,19 m (Ca2).

Wapień cechsztyński (Ca1)

Wapień cechsztyński (niem. *Zechsteinkalk*) występuje na głęb. ok. 4381,00–4384,55 m. Profil utworów wapienia cechsztyńskiego w otworze Piła 1/IG 1 ma miąższość tylko ok. 3,55 m i jest reprezentowany przez wapień. Odbiega on

wykształceniem od większości profili strefy basenowej wapienia cechsztyńskiego, których profil jest zazwyczaj dwudzielny; w dolnej części występuje kompleks mikrytowy, a w górnej kompleks onkolitowy (Peryt, 1978). Mimo niewielkiej miąższości utwory wapienia cechsztyńskiego w otworze Piła 1/IG 1 są mocno zróżnicowane mikrofacjalnie (fig. 19, 20, 21; tab. 6) i w generalnym zarysie trójdzielne (por. Piątkowska, 1985). Poczynając od spągu profilu można wyróżnić następujące wydzielenia:

Wakstony onkoidowo-intraklastowe i podrzędnie madstony (szlify o nr. 41–48 z przedziału głęb. 4383,75–4384,52 m). Utwory te charakteryzują się teksturą bezładną i czasem lekko smużyastą (fig. 20A). Liczne są duże gniazda siarczkowe oraz wypełnienia wolnych przestrzeni przez minerały siarczkowe. W najniższej części występują ciemnoszare wapień – madstony wzbogacone w materiał organiczny i rozproszony pelit kwarcowy, miejscami smugowane, intensywnie

zbioturbowane. Lokalnie obserwowane są drobne kryptobioturbacje, zwykle owalne, wypełnione drobnoziarnistym materiałem detrytycznym, z cementem sparytowym lub siarczowym. W mule węglanowym tkwią rozproszone pojedyncze rozmyte onkoidy i/lub intraklasty madstonów (fig. 19E), a czasem także mułowców oraz zwykle nieidentyfikowalne bardzo drobne bioklasty, a niekiedy także fragmenty szkieletów takich organizmów jak ramienionogi i/lub małże (fig. 21A), otwornice bentoniczne, małżoraczki i szkarłupnie. Niektóre ziarna są obrastane przez otwornice płożące. Intraklasty mają często obwódki ciemnoszarego mikrytu (tzw. cortoidy), prawdopodobnie pochodzenia cyjanobakteryjnego (fig. 19F).

Procesy diagenetyczne obejmują mineralizację siarczową (głównie najniższa część profilu) oraz rzadko – stylolityzację i związaną z nią obecność żyłek kalcytu włóknistego, zeszczielinowacenie (siatka pionowych gęstych spękań, niekiedy wypełnionych kalcytem blokowym). Kalcyt blokowy (pojedyncze kryształy lub mozaiki) wypełnia także pojedyncze wtórne (po rozpuszczaniu ziaren np. bioklastów) i pierwotne (np. wnętrza niektórych szkieletów) pory.

Pakstoni onkoidowe (szlify 36c–40c z głęb. 4382,75–4383,67 m) z cienkim przewarstwieniem madstonów/wakstonów (ok. 4383,35–4383,45 m; szlify 39c i d) (fig. 20B). Utwory te charakteryzują się gruzłową teksturą związaną z gęstym upakowaniem dość regularnych sferoidalnych onkoidów o średnicy rzędu 100–300 mm (fig. 20C; fig. 19D). Niektóre onkoidy posiadają pokrywę kalcytowe wadyczne (pizoidy), często wykazujące ślady abrazji mechanicznej (fig. 19C). W utworach tych prawie nie występuje detrytyczny kwarc czy inne minerały terygeniczne. Bioklasty i skamieniałości są bardzo rzadkie – stwierdzono jedynie obecność pojedynczych skorupki otwornic bentonicznych. Onkoidy są zwykle bardzo silnie przekrystalizowane (do mikrosparytu) co zaciemnia pierwotną teksturę osadu. Dodatkowo onkoidy uległy rozpuszczaniu pod ciśnieniem, co doprowadziło do redukcji pierwotnej porowatości międzyziarnowej. Jądra niektórych onkoidów uległy rozpuszczaniu i obecnie są wypełnione kalcytem blokowym, a rzadziej kryształami dolomitu siodłowego bądź anhydrytu. Ponadto stwierdzono obecność stylolitów (fig. 20C) (niekiedy zorientowanych mniej lub bardziej pionowo) i związanych z nimi żyłek kalcytu włóknistego oraz zeszczielinowacenie (i cienkie żyłki z kalcytem blokowym i/lub anhydrytem).

Gruboziarniste niewysortowane osady onkoidowo-intraklastowe ze stromatolitami w stropie (szlify 29a–36b z głęb. 4381,03–4382,69 m). Są to głównie rudstoni/floatstoni (fig. 20D–F) z niewielkim udziałem pakstonów i wakstonów. Materiał ziarnisty jest niewysortowany – rozmiar ziaren mieści się w przedziale od poniżej 1 mm do 1 cm i więcej. Ziarna to pojedyncze onkoidy, intraklasty wapieni onkoidowych, a rzadko madstonów i sporadycznie kopułkowych stromatolitów, peloidy/pelety, a w najwyższej części także pojedyncze ooidy. Materiał ziarnisty tkwi w mikrytowym matryksie (niekiedy też częściowo dolomikrytowym) z bardzo dużą domieszką materiału terygenicznego (pylasty kwarc detrytyczny, minerały ilaste). W masie tej występują także drobne (przeważnie nieidentyfikowalne) bioklasty oraz pojedyncze

skorupki otwornic bentonicznych i rzadko małżoraczek (fig. 21B, D–F, H), a także fragmenty szkieletów ramienionogów bądź małżów i ślimaków oraz rurki serpulidów. Wiele onkoidów i intraklastów jest inkrustowane przez otwornice płożące (fig. 21C). Powierzchnie niektórych ziaren uległy mikrytyzacji (obwódki mirytowe). W stropie wapienia cechsztyńskiego występują bandstoni stromatolitowe z falistymi powierzchniami przyrostowymi (fig. 19B), miejscami inkrustowane przez otwornice płożące. Przestrzenie interstycjalne wypełnione są wakstonami/pakstonami z drobnymi onkoidami, ooidami powierzchniowymi, peloidami i nielicznymi otwornicami. Najwyższa część wapienia cechsztyńskiego jest złożona z pakstonów onkoidowych (fig. 19A).

Głównym procesem diagenetycznym obserwowanym w badanych utworach było rozpuszczanie pod ciśnieniem, zachodzące głównie na granicy matryks z czystym materiałem węglanowym, którego rezultatem są grube szwy z rozpuszczania i rzadziej stylolity (fig. 20D–F, 21D, G). Rozpuszczaniu towarzyszyła powszechna precypitacja kalcytu włóknistego w formie żył (wzdłuż szwów) lub powłok na górnej i dolnej powierzchni rozpuszczanych ziaren (fig. 20F, 21G). Miejscami obserwuje się zeszczielinowacenie oraz zwykle pionowe żyłki wypełnione kalcytem blokowym (fig. 20E). Ponadto drobne wtórne lub pierwotne pory wypełnione są kalcytem blokowym, dolomitem siodłowym lub anhydrytem (fig. 20D). Część onkoidów i intraklastów uległa rekrystalizacji (mozaiki mikrosparytowe i sparytowe).

Wapień cechsztyński tworzył się na obszarze równi basenowej, znajdującej się na południowy zachód od wyniesień dna ciągnących od Gryfic do Szubina (Peryt, 1978; Peryt, 1984). Początkowo wapień cechsztyński formował się w warunkach względnie głębokiej części strefy sublitoralnej o małej aktywności prądów dennych, prawdopodobnie w środowisku dysoksyicznym, na co wskazuje ubogi zestaw fauny i brak tzw. warstwy produktusowej. Zastąpienie sedimentacji łupkowej węglanami było wynikiem zmiany warunków sedimentacji, spowodowanej nieznacznym spłyceniem zbiornika i (lub) spadkiem biologicznej produktywności. Zmiana ta doprowadziła do destabilizacji pionowego uwarstwienia wód, umożliwiającej rozwój bezszkieletowej fauny, czego wynikiem stała się destrukcja laminacji w formie kryptobioturbacji na przejściu łupków w wapień. Następstwo mikrofacji wskazuje na sekwencję regresywną. Dolna część wapienia cechsztyńskiego tworzyła się w środowisku sublitoralnym, przy okresowo zmiennej energii wód, o czym świadczy naprzemienne występowanie madstonów/wakstonów oraz pakstonów/grainstonów. Duża ilość intraklastów (w tym ziarn o cechach wskazujących na transport) wskazuje nie tylko na wzrost energii wód przydennych, lecz także na okresowe przemieszczenie intraklastów zapewne z pobliskich płycizn. Górna część wapienia cechsztyńskiego reprezentowana przez pakstoni/grainstoni onkolitowo-oolitowe i bandstoni stromatolitowe, powstawała w wysokoenergetycznym środowisku płytkosublitoralnym i perylitoralnym. Świadczą o tym także ślady abrazji onkoidów i pokryw wadycznych na onkoidach. Struktury wadyczne wskazują na epizodyczne subaeralne wynurzenia.

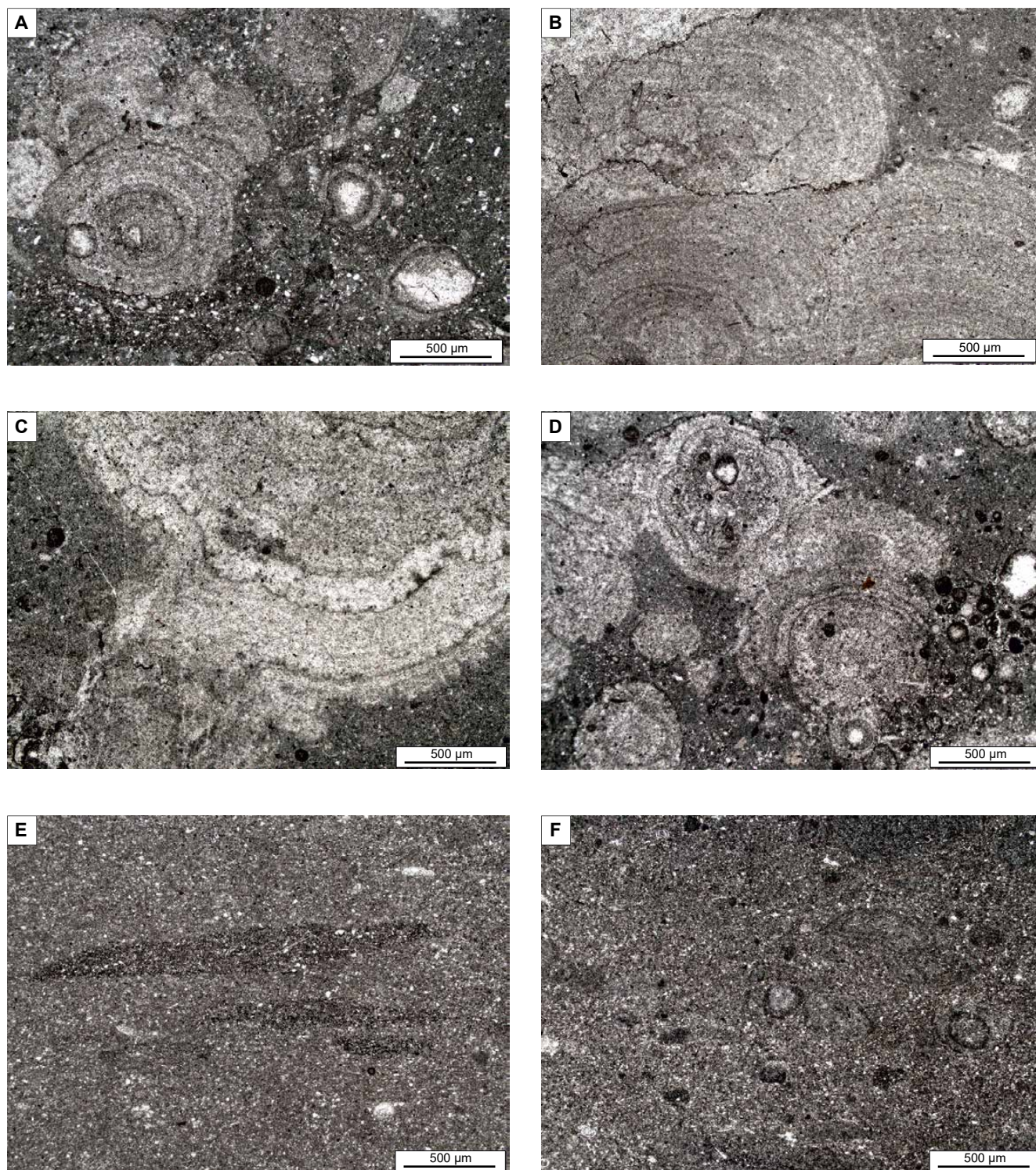


Fig. 19. Mikrofotografie utworów wapienia cechsztyńskiego w świetle przechodzącym

A. Kopułka stromatolitowa w pakstonie peloidowo-onkoidowym, głęb. 4381,10 m. **B.** Stromatolit kolumnienkowo-kopułowy, głęb. 4381,20 m. **C.** Onkoid z wadycznymi pokrywami kalcytowymi, mikrostalaktytowymi w pakstonie peloidowym, głęb. 4383,60 m. **D.** Onkoidy z wadycznymi pokrywami kalcytowymi w pakstonie ooidowo-peloidowym, głęb. 4384,10 m. **E.** Madston z bioturbacjami i nielicznymi intraklastami, głęb. 4384,55 m. **F.** Madston z intraklastami pakstonów peloidowych, głęb. 4384,55 m

Photomicrographs of the Zechstein limestone in transmitted light

A. Domal stromatolite in the peloid-oncoid packstone, depth 4381.10 m. **B.** Columnar-domal stromatolite, depth 4381.20 m. **C.** Oncoid encrusted with microstylolitic vadose calcite, depth 4383.6 m. **D.** Oncoids with vadose calcite crusts in the ooid-peloid packstone, depth 4384.10 m. **E.** Bioturbated mudstone with sparse intraclasts, depth 4384.55 m. **F.** Mudstone with intraclasts of peloid packstones, depth 4384.55 m

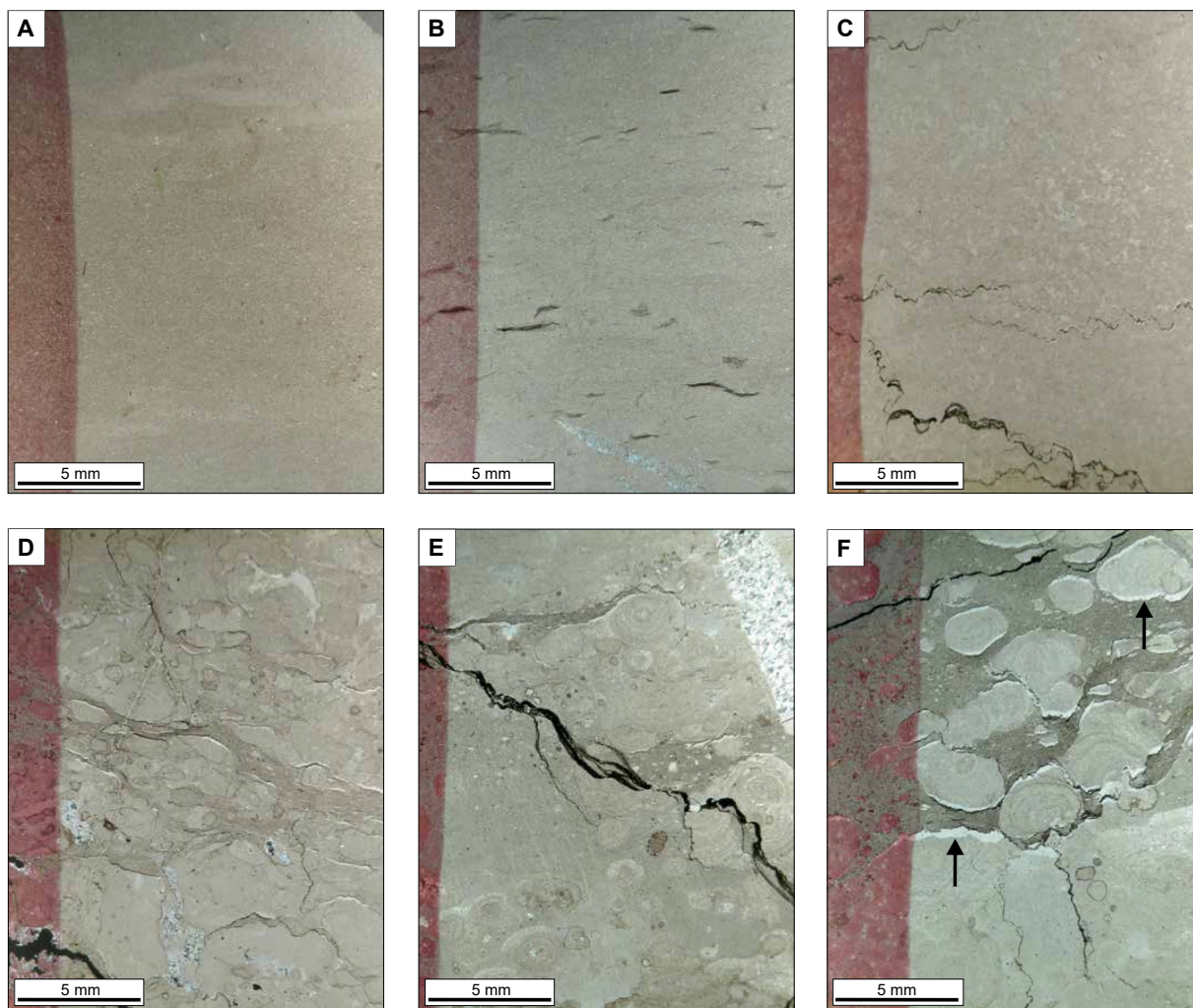


Fig. 20. Mikrofotografie płytek cienkich wapienia cechsztyńskiego (Ca1) z otworu Piła 1/ IG 1 w świetle przechodzącym

A. Masywny bezstrukturalny madston z licznymi drobnymi ziarnami kwarcu (szlif 43A, gł. 4384,02 m). **B.** Bezstrukturalny zapiaszczony madston z licznymi intraklastami mułowca (szlif 39D, gł. 4383,43). **C.** Pakston onkoidowy z licznymi stylolitami (szlif 36C, gł. 4382,75 m). **D.** Rudston onkoidowo-intraklastowy, liczne ślady rozpuszczania pod ciśnieniem (stylolity, szwy), matryks częściowo zdolomityzowany, wtórne duże pory wypełnione cementem anhydrytowym (szlif 34B, gł. 4382,5 m). **E.** Floatston/rudston onkoidowo-intraklastowy, ze szwem stylolitowym i grubą żyłką anhydrytową (prawy górny róg) (szlif 30B, gł. 4381,21 m). **F.** Rudston (dół) i floatston (góra) onkoidowy, liczne ślady rozpuszczania pod ciśnieniem (stylolity, szwy oraz żyłki włóknistego kalcytu – strzałki), matryks całkowicie zdolomityzowany (szlif 30A, gł. 4381,18 m). Płytki barwione alizaryną (na części powierzchni) – kalcyt zabarwiony na różowo. Światło spolaryzowane, skrzyżowane polaryzatory

Photomicrographs of the Zechstein Limestone (Ca1) thin sections from the Piła 1/IG 1 well in transmitted light

A. Massive structureless mudstone with numerous fine quartz grains (thin section 43A, depth 4384.02 m). **B.** Structureless sandy mudstone with numerous intraclasts of siltstone (thin section 39D, depth 4383.43 m). **C.** Oncoid packstone with stylolites (thin section 36C, depth 4382.75 m). **D.** Oncoid-intraclastic rudstone with numerous indications of dissolution under pressure (stylolites, seams), matrix partially dolomitized, secondary large pores filled with anhydrite cement (thin section 34B, depth, 4382.5 m). **E.** Oncoid-intraclastic floatstone/rudstone with stylolites and thick anhydrite vein (upper right corner) (thin section 30B, depth 4381.21 m). **F.** Oncoid rudstone (bottom) and floatstone (top) with numerous indications of dissolution under pressure (stylolites, seams and veins of fibrous calcite – arrows), matrix completely dolomitized (thin section 30A, depth 4381.18 m). Thin sections stained with alizarin (on part of the surface) – calcite stained pink. Polarized light, crossed polarizers

Dolomit główny (Ca2)

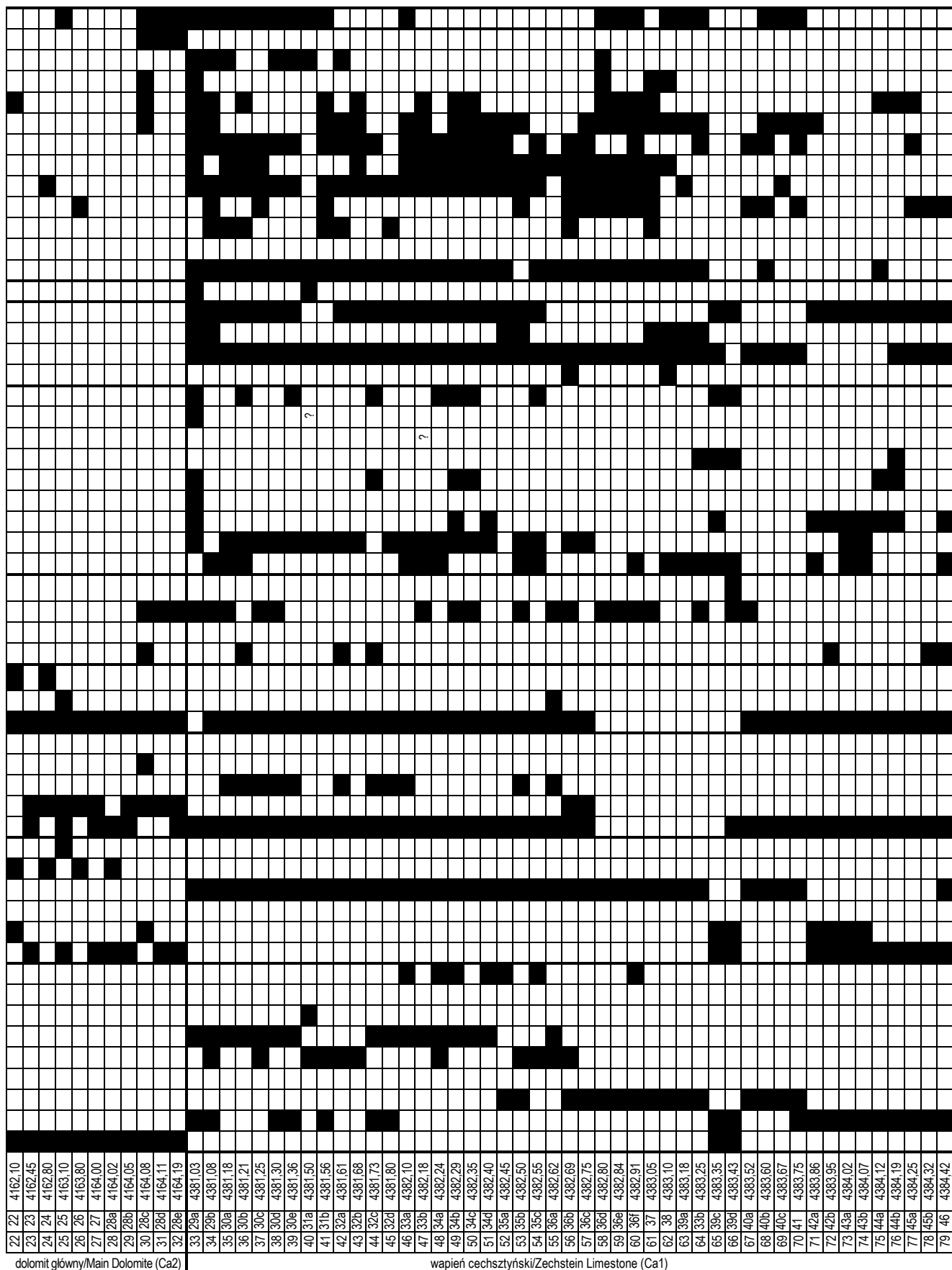
Dolomit główny ma miąższość ok. 7 metrów. Jego profil jest słabo zróżnicowany mikrofacjalnie. Tworzą go głównie madstony mniej lub bardziej laminowane (zob. Piątkowska, 1985), silnie wzbogacone w substancję ilasto-bitumiczną oraz

pył kwarcowy, impregnowane rozproszonymi drobnymi kryształami pirytu (fig. 22, tab. 6). Niekiedy wzdłuż laminacji występują szwy stylolitowe, a prostopadle do laminacji – cienkie żyłki kalcytowe (fig. 22). Utwory te często uległy rekrystalizacji do (mikro) sparytu (fig. 22A) i niekiedy niewielkiej dolomityzacji.

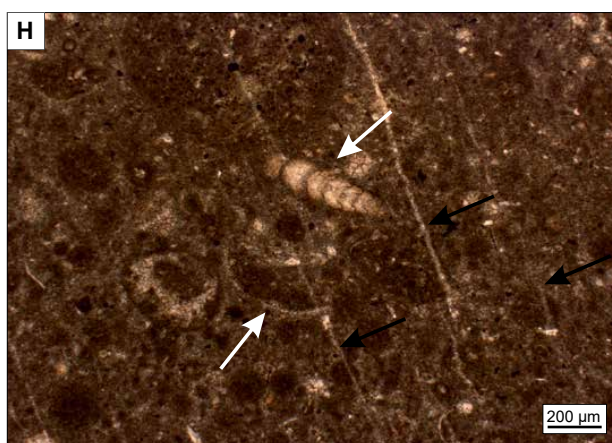
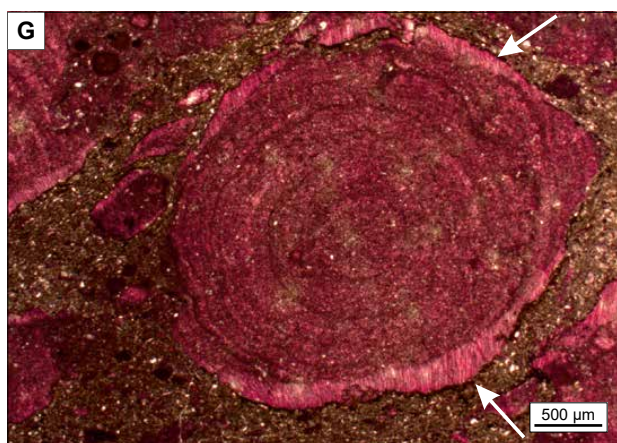
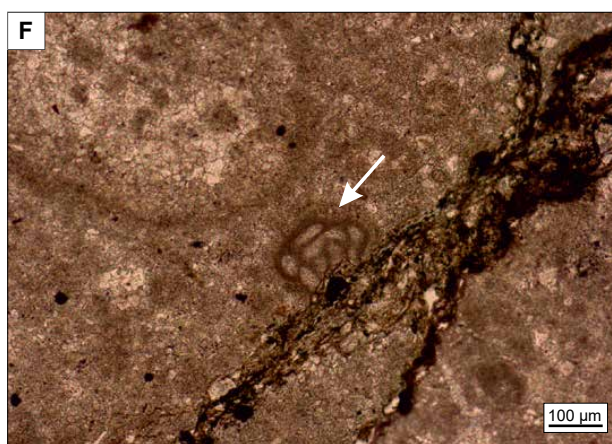
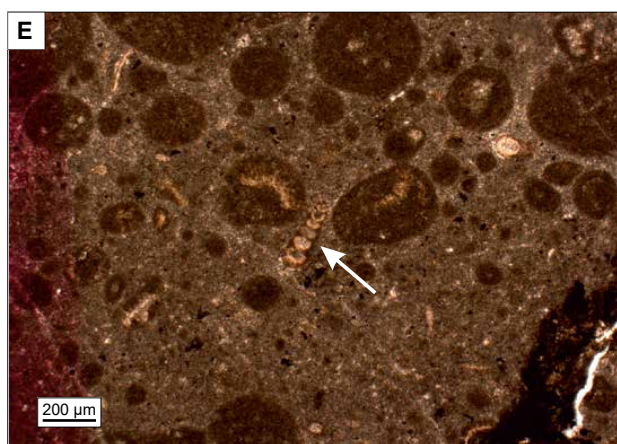
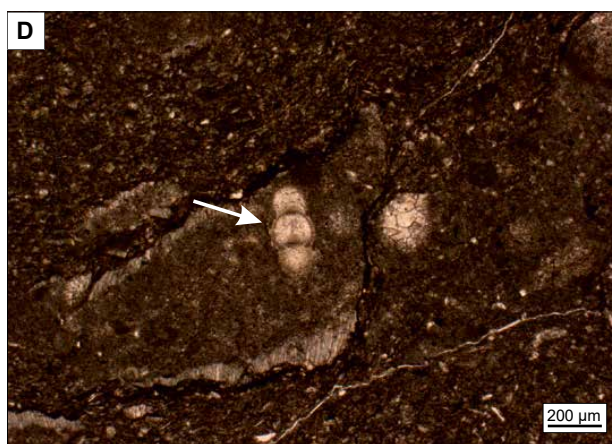
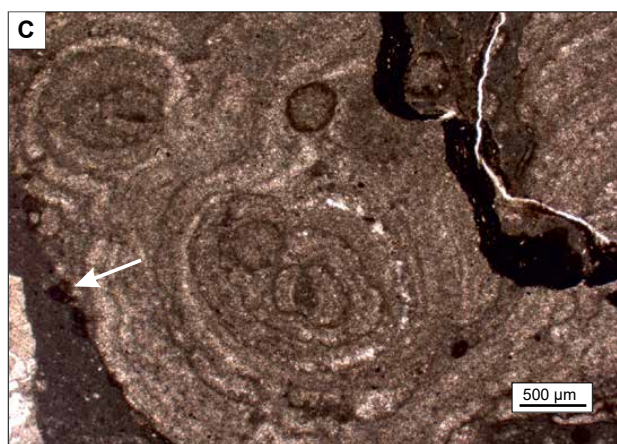
Wyniki analizy mikrofazalnej płytek cienkich utworów wapienia cechstyńskiego (Ca1) i dolomitu głównego (Ca2) w otworze Pila 1/IG 1

[Results of] microfacies analysis of the thin sections of the Zechstein Limestone (Ca1) and the Main Dolomite (Ca2) in Pila 1/IG 1 well

DIAGENEZA (DIAGENESIS)	rekrytalizacja (recrystallization)	59																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
------------------------	------------------------------------	----	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--



* Głębokości podane wg kolekcji R. Wagnera i M. Wichrowskiej: MUZ. p.c. 933/1-53; Otwór Pila IG, gł. 4157,3–4384,99 m, Pomorze Zachodnie, perm, cechsztyń przechowywanej w Muzeum Geologicznym PiG-PIB



MINERALIZACJA KRUSZCOWA W PERMSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

Wstęp

Mineralizacja kruszcowa w otworze Piła 1/IG 1 została opisana w opracowaniu pt. „Analiza możliwości występowania osadowych złóż miedzi w Polsce do głębokości 2000 m” (Rydzewski, Oszczepalski, 1987), a jej pozycję w systemie mineralizacyjnym północno-zachodniej i centralnej Polski na podstawie dostępnych materiałów wiertniczych przedstawiono w następnych opracowaniach: „Studium metalogeniczne cechsztyńskiej serii miedzionośnej w basenie permskim centralnej Polski”, Oszczepalski, Rydzewski, 1995; „Atlas metalogeniczny cechsztyńskiej serii miedzionośnej w Polsce”, Oszczepalski, Rydzewski, 1997. W ramach prac badawczych tych projektów przeprowadzono zgrubne badania petrograficzne mineralizacji kruszcowej, opisano ogólne cechy mineralizacji, przedstawiono rozmieszczenie minerałów kruszczowych i rozkład metali w cechsztyńskiej serii miedzionośnej oraz zaprezentowano mapę mineralizacji siarczkowej w łupku miedzionośnym (fig. 23).

Skład minerałów kruszczowych w badanym otworze został zestawiony na podstawie badań preparatów polerowanych w świetle odbitym wykonanych z próbek pochodzących z zakresu głęb. 4375,00–4384,45 m (Rydzewski, Oszczepalski, 1987; Oszczepalski, Rydzewski, 1995). Stwierdzono, że badane utwory w całym profilu są wykształcone w facji redukcyjnej. W ciemnoszarych i czarnych utworach ilowcowo-

-mułowcowych dominuje mineralizacja pirytowo-markasytowa ze śladowym udziałem chalkopiryty, a w łupku miedzionośnym asocjacja piryt (markasyt) chalkopiryt-sfaleryt (galena). Mineralizacja ta występuje głównie w formie gniazdowej i rozproszonej. Udział wyszczególnionych minerałów kruszczowych waha się w przedziale 1–5% obj. skały (Oszczepalski, Rydzewski, 1995). W przeprowadzonej wówczas ocenie dystrybucji mineralizacji kruszcowej w otworze Piła 1/IG 1 zarejestrowano przewagę zawartości cynku nad miedzią i ołowiem, wyrażoną zasobnościami metali w serii miedzionośnej przy brzeźnej >0,1% metalu (10,86 kg/m² Zn oraz 6,21 kg/m² Cu).

W obecnym opracowaniu profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej z otworu Piła 1/IG 1 dokonano weryfikacji danych mineralogicznych i geochemicznych oraz w znacznym stopniu uzupełniono zestaw danych mineralogicznych wykonaniem szczegółowych obserwacji mikroskopowych i sporządzeniem mikrofotografii minerałów rudnych w świetle odbitym (fig. 24).

Okruszczowanie serii miedzionośnej

W wyniku dokonanych badań 17 polerowanych preparatów skalnych z omawianego otworu, zidentyfikowano następujący zespół minerałów kruszczowych: chalkopiryt (CuFeS₂),

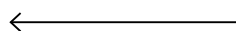


Fig. 21. Mikrofotografie mikrofacji i fauny wapienia cechsztyńskiego (Ca1) z otworu Piła 1/IG 1 w świetle przechodzącym

A. Fragment muszli ?ramienionoga (strzałka) w wakstonie, widoczne pojedyncze drobne ziarna kwarcu oraz bioklasty (szlif 46, gł. 4384,42 m). B. Skorupka małżoraczka (strzałka) stanowiąca jądro ziarna obleczonego (?ooidu), lewa połowa zdjęcia zabarwiona alizaryną wskazuje na kalcytową mineralogię (szlif 29A, gł. 4381,03 m). C. Otwornice płozące (strzałka) obrastające powierzchnię dużego zrekrytalizowanego onkoidu, w prawym górnym rogu zdjęcia widoczny szew stylolitowy (szlif 30B, gł. 4381,21 m). D. Skorupka otwornicy bentonicznej (strzałka) w intraklastie, widoczne ślady rozpuszczania pod ciśnieniem (szwy stylolitowe, podkreślone substancją ilasto-bitumiczną) oraz żyłki kalcytu włóknistego (szlif 30A, gł. 4381,18 m). E. Bentoniczna otwornica jednoseryjna (strzałka) w wakstonie (większość ziaren to prawdopodobnie ooidy) z licznymi drobnymi bioklastami, w lewym dolnym rogu zdjęcia szew stylolitowy podkreślony substancją ilasto-bitumiczną (szlif 29A, gł. 4381,03 m). F. Skorupka otwornicy bentonicznej (strzałka) częściowo naruszona przez szew stylolitowy (szlif 29B, gł. 4381,08 m). G. Duży onkoid rozpuszczony pod ciśnieniem na górnej i dolnej powierzchni (szwy podkreślone substancją ilasto-bitumiczną na których wykrystalizowały później (w reżimie ekstensyjnym) żyłki kalcytu włóknistego), płytka barwiona alizaryną – onkoidy zbudowane z kalcytu zabarwione są na różowo, a marglisty matriks ma mineralogię dolomitową (szlif 30A, gł. 4381,18 m). H. Otwornica bentoniczna i liczne bioklasty (strzałki) w wakstonie/pakstonie pociętym licznymi cienkimi żyłkami (czarne strzałki) (szlif 29B, gł. 4381,08 m).

Photomicrographs of the Zechstein Limestone (Ca1) microfacies and biota from the Piła 1/IG 1 well in transmitted light

A. Fragment of a ?brachiopod shell (arrow) in a wackestone with small quartz grains and bioclasts (thin section 46, depth 4384.42 m). B. Ostracod test (arrow) forming the core of a coated grain (?ooid), the left half of the photo stained with alizarin indicates calcite mineralogy (thin section 29A, depth 4381.03 m). C. Encrusting foraminifers (arrow) on the surface of a large recrystallized oncolite, a stylolite in the upper right corner of the photo (cut 30B, depth 4381.21 m). D. Benthic foraminifer test (arrow) in the intraclast with dissolution indications under pressure on its top and bottom surfaces (stylolite seams highlighted by clayly-bituminous matter) and veins of fibrous calcite (thin section 30A, depth 4381.18 m). E. Benthic uniserial foraminifer test (arrow) in wackestone (most grains are probably ooids) with numerous small bioclasts, in the lower left a stylolite seam highlighted by clayly-bituminous matter (thin section 29A, depth 4381.03 m). F. Benthic foraminifer test (arrow) partially dissolved by a stylolite seam (thin section 29B, depth 4381.08 m). G. Large oncolite dissolved under pressure on the upper and lower surfaces (seams highlighted by a clay-bituminous matter on which veins of fibrous calcite crystallized later (in the extensional regime)), alizarin-stained thin section – oncolites composed of calcite are stained pink, and the marly matrix has dolomitic mineralogy (thin section 30A, depth 4381.18 m). H. Benthic foraminifer and numerous bioclasts (arrows) in wackestone/packstone that is cut by numerous thin veins (black arrows) (thin section 29B, depth 4381.08 m).

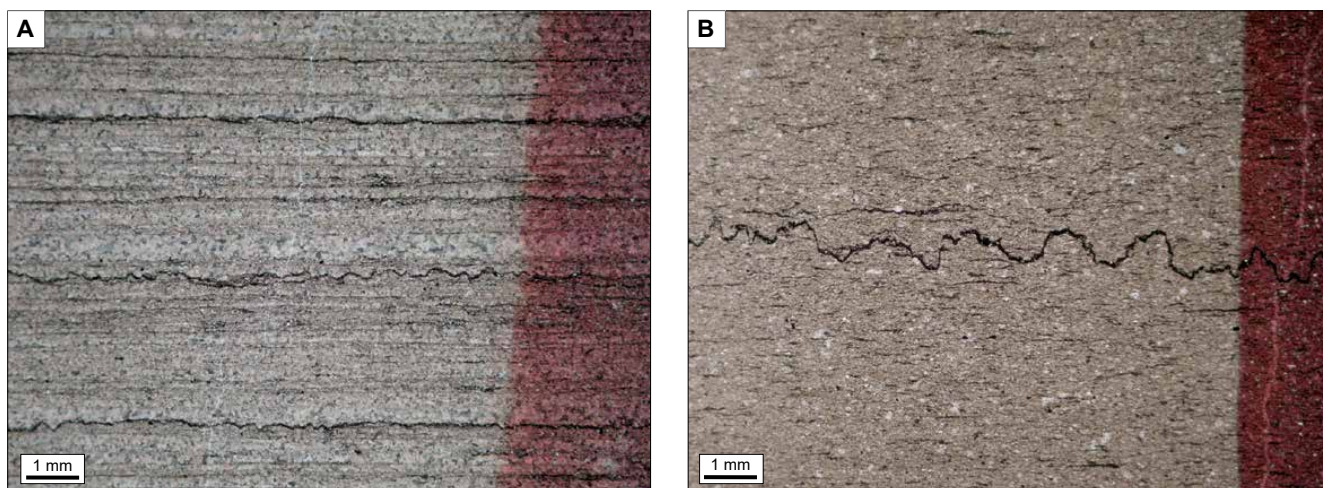


Fig. 22. Mikrofotografie mikrofacji dolomitu głównego (Ca₂) z otworu Piła 1/IG 1 w świetle przechodzącym

A. Laminowany horyzontalnie madston z drobnymi ziarnami kwarcu, zrekrystalizowany do drobnego sparytu, laminacja podkreślona szwami stylolitowymi z ciemną substancją ilasto-organiczną, widoczne cienkie pionowe żyłki kalcytowe (strzałka) (szlif 5, gł., 4158,5 m). B. Madston o niewyraźnej kierunkowej mikrostrukturze (poziome, ciemne, cienkie, nieciągłe przewarstwienia) z licznymi drobnymi ziarnami kwarcu ze stylolitem i pionową żyłką kalcytową (szlif 16, gł. 4160,9 m). Płytki barwione alizaryną (na części powierzchni) – kalcyt zabarwiony na różowo. Światło spolaryzowane, A – skrzyżowane polaryzatory

Photomicrographs of the Main Dolomite (Ca₂) microfacies from the Piła 1/IG 1 well in transmitted light

A. Horizontally laminated mudstone with fine quartz grains, that has been recrystallized to fine sparite, lamination highlighted by stylolite seams with dark clayey-bituminous matter, thin vertical calcite veins are visible (arrow) (thin section 5, depth 4158.5 m). B. Mudstone showing indistinct directional microstructure (horizontally arranged, thin, dark flakes) with numerous fine quartz grains with stylolite and vertical calcite vein (thin section 16, depth 4160.9 m). Thin sections stained with alizarin (on part of the surface) – calcite stained pink. Polarized light, A – crossed polarizers

galena (PbS), markasyt (FeS₂), piryt (FeS₂) i sfaleryt (ZnS). Mineralizacja kruszcowa jest obecna w cechsztyńskiej serii miedzionośnej, obejmującej biały spągowiec, łupek miedzionośny i wapień cechsztyński oraz w próbkach pochodzących z podścielających ją utworów czerwonego spągowca (fig. 25).

Zbadane okruszczowanie utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej jest umiarkowanie niskie i zdominowane siarczkami żelaza (piryt oraz markasyt), którym towarzyszy mineralizacja miedziowa (chalkopiryt) oraz cynkowa (sfaleryt) z marginalnym udziałem kruszców ołowiu (galena). Najbardziej zasobny w minerały rudne jest łupek miedzionośny, przyległe do niego od góry skały węglanowe oraz stropowa część piaskowców (mułowce z soczewkami piaskowca) na kontakcie z utworami łupkowymi (fig. 25). Mineralizacja piritowa i markasytowa jest obecna w całym profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej, jednakże największe jej koncentracje przypadają na łupek miedzionośny oraz przyległe bezpośrednio skały nadkładu wapienia cechsztyńskiego oraz utwory stropowe białego spągowca zalegające poniżej łupku miedzionośnego. Chalkopiryt występuje jedynie w stropowych partiach białego spągowca oraz w najniższej części łupku miedzionośnego. Natomiast najwyższe koncentracje sfalerytu zarejestrowano w środkowych partiach łupku miedzionośnego. Najrzadziej występującym kruszczem spośród minerałów rudnych jest galena, najczęściej spotykana w środkowej części łupku miedzionośnego.

Kruszce w badanych utworach występują w postaci droбноziarnistych rozproszeń, gniazdowych skupień oraz mikrożyłek. Dominują drobne ziarna i skupienia od kilku

mikrometrów do 2–3 mm średnicy. Lokalnie skupienia minerałów rudnych są wydłużone i spękanе. Często są notowane zrosty czy przerosty siarczków metali z minerałami węglanowymi oraz jako impregnacje węglanów. Rozmiary opisywanych zrostów czy przerostów mieszczą się w przedziale od kilkunastu do kilkuset mikrometrów. Minerały rudne zazwyczaj są rozmieszczone w sposób bezładny, z wyjątkiem skał łupkowych i dolnych partii wapienia cechsztyńskiego, gdzie bywają skoncentrowane w postaci soczewkowatych lub liniowych skupień ułożonych horyzontalnie. Ponadto w utworach białego spągowca (mułowce z soczewkami piaskowca) zanotowano liczne częściowe zastąpienia ziaren detrytycznych przez siarczki metali, głównie w przystropowych jego partiach, gdzie spotyka się siarczkowe spoiwo piaskowca. Miejscami są obserwowane wypełnienia spękań w skale przez minerały siarczkowe. Ponadto są spotykane także inkrustacje ziaren szkieletowych w utworach wapienia cechsztyńskiego, cementacje ziaren detrytycznych w piaskowcach białego spągowca oraz lokalnie wrostki minerałów płonnych w kruszczach.

Czerwony spągowiec (Cs_{fn})

W utworach piaskowcowo-mułowcowych czerwonego spągowca (formacja Noteci) występują głównie tlenki żelaza (hematyt i magnetyt) oraz tytanit. Spośród minerałów kruszczowych zaobserwowano jedynie nieliczne skupienia pirytu oraz pojedyncze mikrolityczne ziarna chalkopirytu. Minerały

tlenkowe występują przeważnie jako wprysnięcia w cementie piaskowca. Powszechne są także zastąpienia ziaren detrytycznych piaskowca przez hematyt oraz tytanit. Piryt jest obecny w formie drobnych, owalnych i nieregularnych ziaren (średnicy do 50 μm) oraz wrostków (do 30 μm średnicy) rozproszonych w spoiwie piaskowca, a także jako otoczki i naskorupienia na ziarnach detrytycznych piaskowca. Chalkopiryt tworzy drobne ziarna o średnicy do 20 μm i nieregularnym pokroju, rozproszone w cementie piaskowca. Miejscami są rejestrowane mikrolityczne wrostki chalkopiryty (do kilku μm średnicy) w skupieniach pirytu.

Biały spągowiec (Bs)

Mineralizacja w utworach białego spągowca jest rozmieszczona nierównomiernie, przy czym najbogatsze okruszczenie występuje w górnej części profilu. Generalnie, intensywność okruszczenia w białym spągowcu rośnie ku górze interwału utworów piaskowcowych.

W dolnej części białego spągowca intensywność okruszczenia jest bardzo niska. Najczęściej występującym minerałem siarczkowym jest piryt (fig. 24A), któremu towarzyszą: sfaleryt oraz podrzędnie chalkopiryt i galena (fig. 24B,C). Piryt i chalkopiryt występują przeważnie w postaci drobnych kryształów rozproszonych pomiędzy ziarnami detrytycznymi

mi piaskowca oraz miejscami zastępują jego spoiwo węglanowe i fragmenty ziaren detrytycznych. Nieliczny sfaleryt jest obecny w formie niewielkich skupień (do kilkudziesięciu μm średnicy) rozproszonych w cementie piaskowca. Często są rejestrowane nieregularne agregaty piryto-chalkopirytowe (o rozmiarach do 300 μm średnicy), lokalnie poprzerastane z ziarnami detrytycznymi piaskowca. Miejscami piryt jest zastępowany chalkopirytem. Ponadto, obserwuje się piryt wypierający skalenie, najczęściej wzdłuż ich spękań.

W przystopowych częściach białego spągowca (mułowce z soczewkami piaskowca) wzrasta intensywność okruszczenia. Powszechne jest zastępowanie cementu węglanowego przez siarczki, które miejscami tworzą spoiwo ziaren detrytycznych utworów piaskowcowych i mułowcowych. Mineralizacja kruszcowa w górnej części badanych utworów jest zdominowana przez piryt (fig. 24D), któremu towarzyszą liczne nagromadzenia chalkopiryty (fig. 24D) oraz podrzędne wystąpienia sfalerytu i nielicznej galeny. Minerale siarczkowe gromadzą się w postaci drobnych rozmiarów skupień i nagromadzeń (do 200 μm średnicy) rozproszonych w spoiwie badanych utworów, zastępują także fragmenty ziaren detrytycznych oraz tworzą obwódki kruszcowe wokół ziaren detrytycznych piaskowca i mułowca. Rozmiary wprysnięć siarczkowych występujących w rozproszonej formie nie przekraczają 70 μm średnicy. Ponadto piryt oraz chalkopiryt w stropowych partiach białego spągowca (mułowce z soczewkami piaskowca)

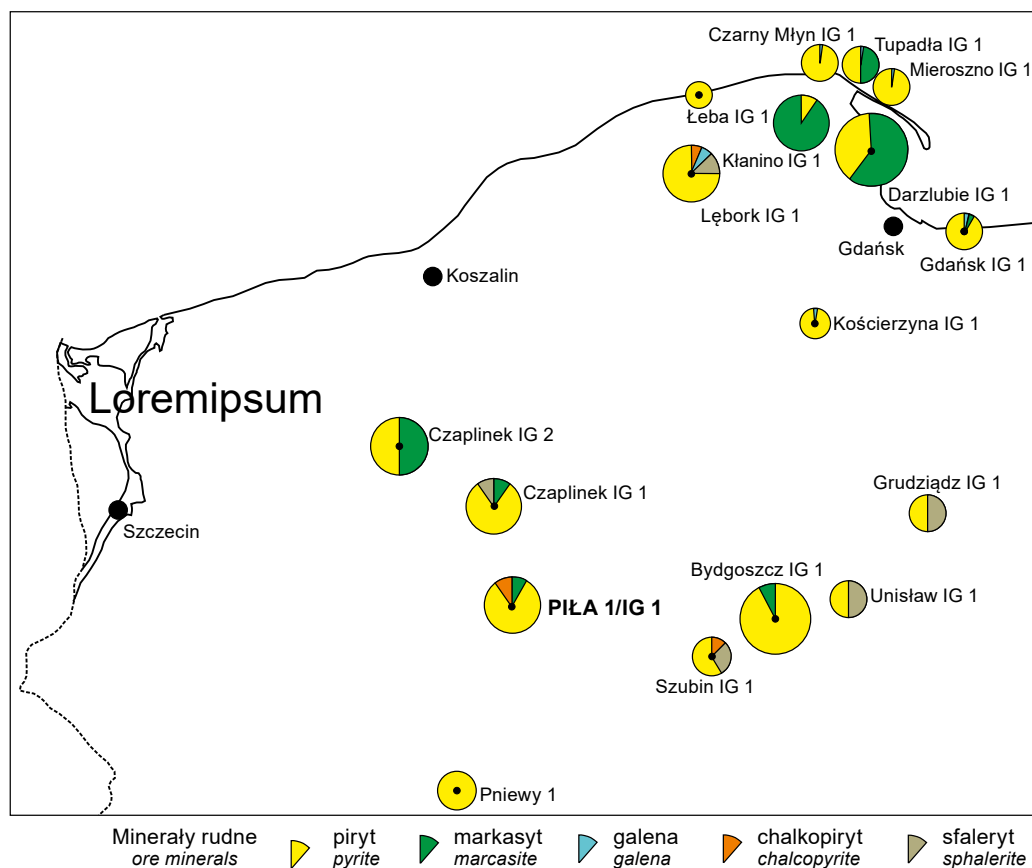
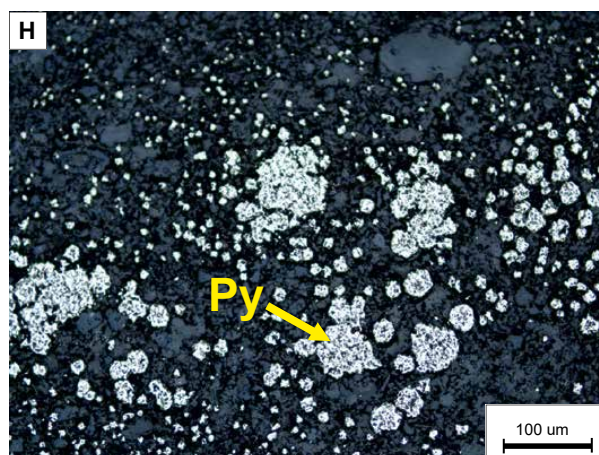
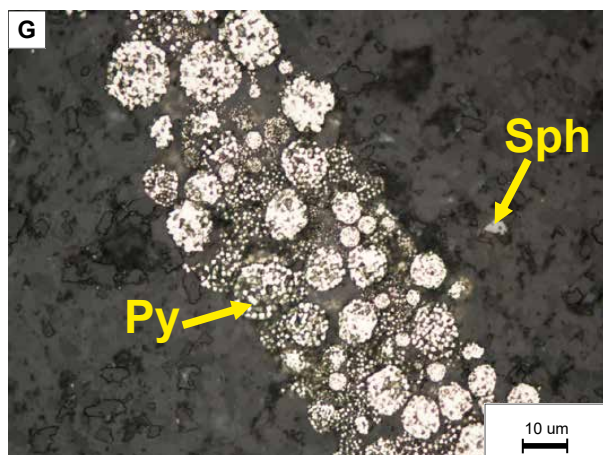
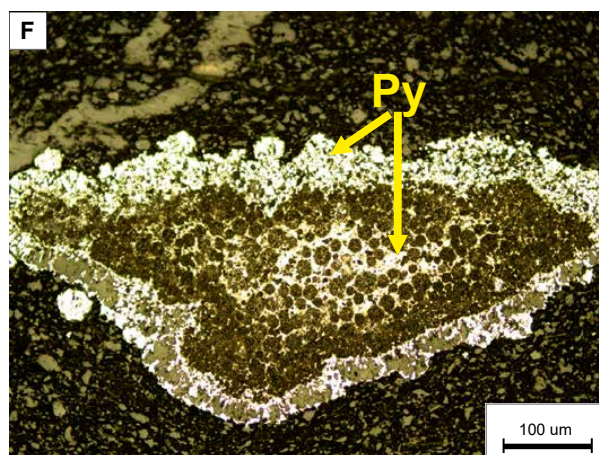
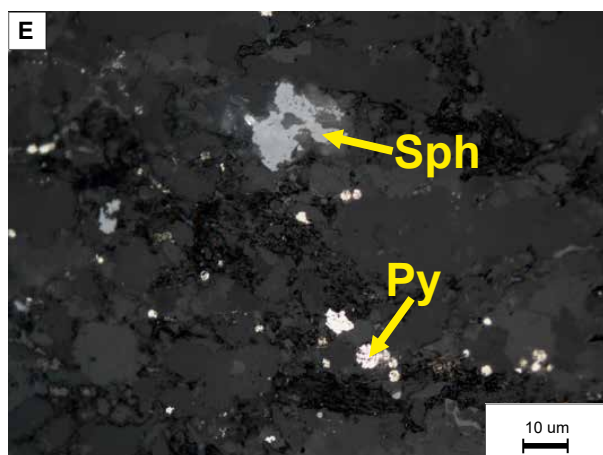
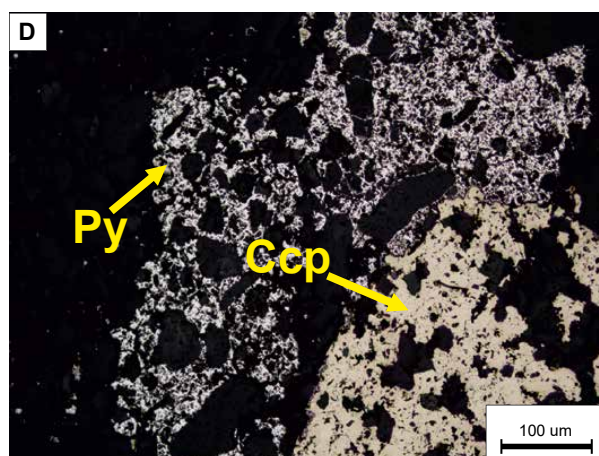
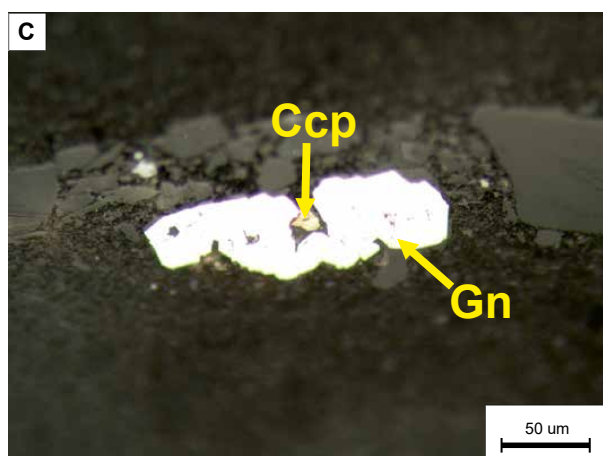
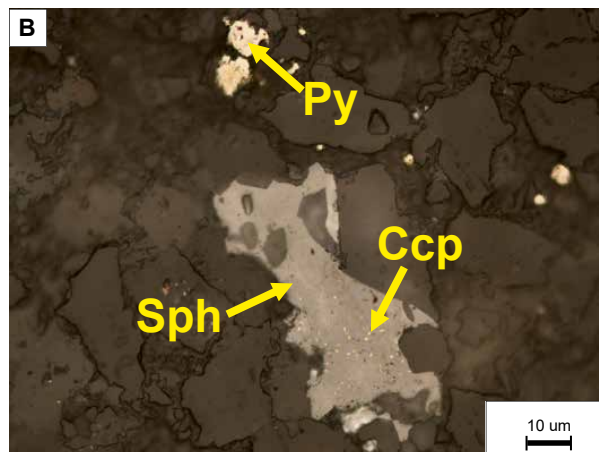
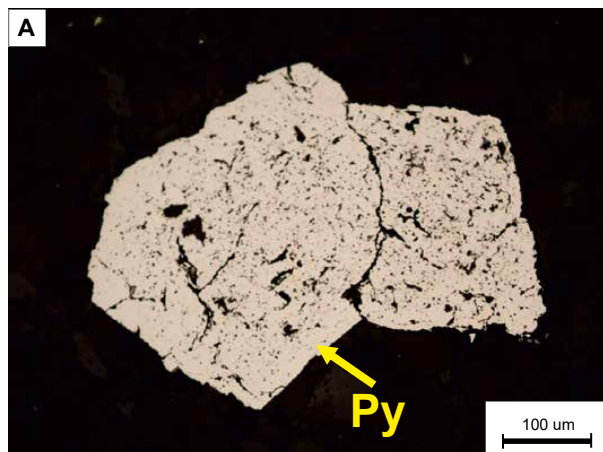


Fig. 23. Mapa składu mineralizacji siarczkowej w łupku miedzionośnym w otworze Piła 1/IG 1 (wg Oszczepalski, Rydzewski, 1995)

Schematic map of ore mineral composition in Kupferschiefer-shale in the Piła 1/IG 1 borehole (after Oszczepalski, Rydzewski, 1995)



są obecne w formie nieregularnych skupień koncentrujących się w linijne nagromadzenia i smugi długości do 500 μm , ułożonych zgodnie z uwarstwieniem skały. Sfaleryt i galena odnotowano jedynie w formie mikrolitów rozproszonych w spoiwie badanych utworów. Miejscami w sfalerycie dostrzeżono drobne inkluzje pirytu i chalkopirytu o rozmiarach kilku μm średnicy.

Łupek miedzionośny (T1)

W dolnych partiach utworów łupku miedzionośnego, poza dominującym okruszcowaniem piritowym, przeważa mineralizacja miedziowa, reprezentowana przez chalkopiryt, któremu towarzyszą nieliczne skupienia sfalerytu oraz pojedyncze mikrolity galeny. Minerale siarczkowe są ułożone zgodnie z laminacją łupku lub rozproszone w sposób nieregularny w tle skalnym. Pospolite są laminarne skupienia i nagromadzenia drobnych ziaren chalkopirytu i pirytu. Dominuje mikrolityczna forma występowania minerałów siarczkowych w postaci pyłu kruszcowego, a ziarna poszczególnych okazów osiągają rozmiary od kilku do kilkunastu mikrometrów średnicy. Długość wydłużonych ziaren mieści się w przedziale od kilkunastu do kilkuset mikrometrów. Bardzo powszechnie jest spotykany pirit framboidalny, koncentrujący się lokalnie w nieregularne nagromadzenia. Powszechne są wzajemne zrosty i przerosty chalkopirytu z pirytem oraz agregaty mineralne składające się ze chalkopirytu i sfalerytu. Okazjonalnie zanotowano obecność drobnych żyłek węglanowych inkrustowanych chalkopirytem i miejscami sfalerytem. Ponadto, chalkopiryt, pirit i galena często zastępują węglany, na co wskazują wrzecionowate pokroje ziaren siarczków.

Środkową część łupku miedzionośnego, podobnie jak jego dolną część, cechuje przewaga mineralizacji piritowej nad sfalerytową (fig. 24E), z podrzędnym udziałem chalkopirytu i galeny. Minerale siarczkowe charakteryzuje kierunkowe ułożenie ziaren zgodnie z laminacją skały. Powszechnie są

spotykane laminarne zgrupowania drobnych ziaren sfalerytu i pirytu (do 80 μm średnicy). Ponadto są rejestrowane soczewkowe i owalne formy pirytu i sfalerytu. Często tworzą wzajemne zrosty i przerosty o rozmiarach do 200 μm średnicy. Powszechne są wrostki pirytu i chalkopirytu w kryształach sfalerytu oraz wypełnienia sfalerytowe i piritowe mikrosoczewkowych i romboedrycznych skupień minerałów węglanowych, a także zastąpienia fragmentów mikrofauny przez minerały rudne.

W stropowej partii łupku miedzionośnego dominuje pirit z nielicznym udziałem sfalerytu i chalkopirytu. Siarczki te są rozproszone w tle skalnym. Liczne są wydłużone i soczewkowate skupienia pirytu (o średnicy do 300 μm) ułożone zgodnie z laminacją skały oraz framboidy piritowe (do 50 μm średnicy). Sporadycznie spotyka się idiomorficzne kryształy pirytu (5–20 μm średnicy) oraz ziarna galeny o rozmiarach do kilkunastu μm średnicy. Powszechny jest piritowy pył kruszcowy, skupiony miejscami w chmurkowe i gniazdowe formy o rozmiarach do 250 μm średnicy. Ponadto, siarczki (głównie pirit) inkrustują nieliczne fragmenty mikrofauny.

Wapień cechsztyński (Ca1)

W dolnych partiach utworów wapienia cechsztyńskiego zanotowano mineralizację piritowo-markasytową z pojedynczymi skupieniami chalkopirytu. Liczne są framboidy piritowe (do 50 μm średnicy), lokalnie tworzące nebulity dochodzące do 700 μm średnicy (fig. 24F) oraz bardzo drobne kulki piritowe o średnicy kilku μm bezładnie rozproszone w tle skalnym. Okazjonalnie są notowane drobne inkluzje pirytu w chalkopirycie. Chalkopiryt tworzy nieregularne nagromadzenia o średnicy do 20 μm bezładnie rozproszone w skale. Spotykane są drobne zrosty pirit-chalkopiryt oraz pirit-markasyt.

Górną część wapienia cechsztyńskiego cechuje występowanie pirytu, któremu towarzyszy markasyt. Dominują drobne kryształy pirytu (do 80 μm średnicy), rzadziej występują duże,

Fig. 24 Mikrofotografie minerałów kruszcowych z utworów białego spągowca w otworze Piła 1/IG 1

A. Nieregularne ziarno pirytu (Py) tkwiące w przestrzeni pomiędzy ziarnami detrytycznymi piaskowca, biały spągowiec, (próbka 21, głęb. 4384,98–4385,36 m). **B.** Nieregularne skupienie sfalerytu (Sph) z wprysnięciami chalkopirytu (Ccp) w towarzystwie mikrolitów pirytu (Py), biały spągowiec, (próbka 21, głęb. 4384,98–4385,36 m). **C.** Wydłużone skupienie galeny (Gn) w towarzystwie drobnego ziarna chalkopirytu (Ccp), biały spągowiec (próbka 18, głęb. 4384,90–4384,98 m). **D.** Mineralizacja chalkopirytowo (Ccp) – piritowa (Py), biały spągowiec (próbka 18, głęb. 4384,90–4384,98 m). **E.** Nieregularne skupienie sfalerytu (Sph) w towarzystwie nielicznych mikrolitów pirytu (Py), łupek miedzionośny (próbka 16, głęb. 4384,70–4384,75 m). **F.** Zastąpienia minerałów węglanowych przez pirit (Py) oraz wypełnienia wolnych przestrzeni pomiędzy ziarnami węglanowymi przez pirit (Py), wapień cechsztyński (próbka 14, głęb. 4384,30–4384,55 m). **G.** Gniazdowe nagromadzenie framboidów pirytu (Py) w towarzystwie drobnego skupienia sfalerytu (Sph), wapień cechsztyński (próbka 12, głęb. 4384,10–4384,30 m). **H.** Nagromadzenia mikrolitów pirytu (Py) rozmieszczone nieregularnie w tle skalnym, wapień cechsztyński (próbka 10, głęb. 4382,70–4383,60 m)

Photomicrographs of ore mineralization from the Weissliegend in the Piła 1/IG 1 borehole

A. Irregular grain of pyrite in the space between the detritic grains of sandstone, Weissliegend, (sample 21, depth 4384.98–4385.36 m). **B.** Irregular concentration of sphalerite (Sph) with chalcopyrite inclusions (Ccp) in the company of pyrite (Py), Weissliegend, (sample 21, 4384.98–4385.36 m). **C.** Elongated grain of galena (Gn) accompanied by a microlite of chalcopyrite (Ccp), Weissliegend (sample 18, depth 4384.90–4384.98 m). **D.** Chalcopyrite (Ccp) – pyrite (Py) mineralization, Weissliegend (18 sample, depth 4384.90–4384.98 m). **E.** Irregular concentration of sphalerite (Sph) accompanied by a few sprinkles of pyrite microlites (Py), Zechstein Limestone (sample 16, depth 4384.70–4384.75 m). **F.** Pyrite (Py) replacing carbonate minerals and filling open spaces between carbonate grains with pyrite (Py), Zechstein Limestone (sample 14, depth 4384.30–4384.55 m). **G.** Nest accumulation made of pyrite framboids (Py) accompanied by a small grain of sphalerite (Sph), Zechstein Limestone (sample 12, depth 4384.10–4384.30 m). **H.** Numerous accumulations of pyrite microlites (Py) arranged irregularly in the rock background, Zechstein Limestone (sample 10, depth 4382.70–4383.60 m)

nieregularne okazy do 200 µm średnicy. Piryt jest spotykany także w postaci mikrolitycznych wprysnięć i framboidów rozproszonych w tle skalnym (fig. 24G) (gniazdowe nagromadzenie framboidów pirytu), a także tworzy zrosty z markasytem. Lokalnie piryt zastępuje minerały węglanowe i wypełnia pustyki w obrębie skał węglanowych (fig. 24H). Markasyt zarejestrowano w postaci drobnych nieregularnych skupień (o rozmiarach do 30 µm średnicy) w tle skalnym, miejscami silnie wzajemnie poprzerastanych z materiałem węglanowym.

Zmienność koncentracji metali i wartość złożowa mineralizacji kruszczowej

We wcześniejszych opracowaniach wykonano oceny zasobowe dla obszaru Niżu Polskiego (Rydzewski, Oszczepalski, 1987; Oszczepalski, Rydzewski, 1995, 1997), w których ujęto wyniki badań geochemicznych dla otworu Piła IG 1. Utworzenie bazy danych zawierającej wyniki analiz chemicznych, umożliwiającej ich przetwarzanie (Oszczepalski, Rydzewski, 1989), przyczyniło się do konstrukcji map ilościowych wskazujących występowanie podwyższonych koncentracji metali

na obszarze przedsudeckim i wyznaczenie obszarów perspektywicznych (Oszczepalski, Rydzewski, 1993, 1997; Oszczepalski, Speczik, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015; Mikulski i in., 2016; Oszczepalski i in., 2016, 2020).

Próbki z utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Piła 1/IG 1 zbadano pod kątem zawartości Cu, Zn, Pb, Ag, Co, Mo, Ni, V. Nie zostały one poddane analizom chemicznym na zawartość metali szlachetnych. W otworze tym stwierdzono zmienne zawartości metali w poszczególnych poziomach litologicznych cechsztyńskiej serii miedzionośnej (fig. 25, tab.7).

Czerwony spągowiec został zbadany geochemicznie w interwale głęb. 4385,36–4389,56 m, z którego pobrano 6 próbek (nr 26, 30, 33, 38, 44, 45) (tab. 7). Średnia arytmetyczna zawartość metali głównych w piaskowcach czerwonego spągowca wynosi odpowiednio dla Cu 0,01% oraz dla Zn 0,01% (tab. 7). Najwyższe zawartości dla miedzi 0,03% zanotowano w dwóch próbkach (38, 44). W przypadku Zn zarejestrowano zawartości nieprzekraczające 0,01 %. Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: 1 ppm Ag (średnia 1 ppm), 11–18 ppm Co (13 ppm), 10 ppm Mo (10 ppm), 34–600 ppm Ni (143 ppm)

Tabela 7

Koncentracje metali w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Piła 1/IG 1

Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; Bs – biały spągowiec; Cs – czerwony spągowiec

Concentrations of metals in the Zechstein copper-bearing series in the Piła 1/IG 1 borehole

Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer; Bs – Weissliegend; Cs – Rotliegend

Nr próbki	Litostr.	Głębokość [m]	Miaższość [m]	Cu	Zn	Pb	Ag	Co	Mo	Ni	V
Sample No	Lithostr.	Depth [m]	Thickness [m]	[%]			[ppm]				
2	Ca1	4381,10–4381,20	0,10	0,02	0,00	0,00	1	9	10	35	50
3	Ca1	4381,20–4381,30	0,10	0,02	0,00	0,00	1	8	10	30	50
6	Ca1	4381,30–4382,70	1,40	0,00	0,00	0,00	1	6	10	22	30
8	Ca1	4382,70–4383,60	0,90	0,00	0,00	0,00	1	8	10	27	50
10	Ca1	4383,60–4384,10	0,50	0,07	0,00	0,00	2	5	10	16	40
12	Ca1	4384,10–4384,30	0,20	0,00	0,00	0,00	1	8	10	27	60
14	Ca1	4384,30–4384,55	0,25	0,00	0,00	0,00	1	12	10	51	10
15	T1	4384,55–4384,70	0,15	0,01	0,01	0,04	4	38	120	165	850
16	T1	4384,70–4384,75	0,05	0,02	0,79	0,04	5	22	540	204	1110
17	T1	4384,75–4384,90	0,15	0,74	0,02	0,05	13	143	560	245	1510
18	Bs	4384,90–4384,98	0,08	1,25	0,01	0,01	5	63	30	46	150
21	Bs/Cs	4384,98–4385,36	0,38	0,13	0,01	0,00	1	24	10	35	90
26	Cs	4385,36–4385,81	0,45	0,00	0,01	0,00	1	14	10	600	160
30	Cs	4385,81–4386,11	0,30	0,01	0,01	0,00	1	18	10	67	160
33	Cs	4386,11–4386,61	0,50	0,01	0,01	0,00	1	14	10	69	170
38	Cs	4386,61–4387,46	0,85	0,03	0,01	0,00	1	12	10	45	140
44	Cs	4387,46–4389,41	1,95	0,03	0,01	0,00	1	11	10	42	90
45	Cs	4389,41–4389,56	0,15	0,00	0,01	0,00	1	12	10	34	80

i 80–170 ppm V (133 ppm). Podwyższone lokalnie zawartości Ni i V wynikają z obecności skał iłwcowo-mułwcowych, bogatych w materiał organiczny.

Utwory białego spągowca (oraz interwału granicznego z czerwonym spągowcem) zbadano geochemicznie w interwale głęb. 4384,90–4385,36 m, z którego pobrano dwie próbki (nr 18 i 21) (tab. 7). Średnia arytmetyczna zawartość metali głównych w piaskowcach białego spągowca wynosi odpowiednio: 0,69% Cu, 0,01% Zn i 0,005% Pb (tab. 7). Najwyższe zawartość miedzi (1,25%) zanotowano w stropie utworów mułowcowych (próbka nr 18), podczas gdy dla cynku i ołowiu zawartości są bardzo niskie i wynoszą po 0,01%. Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: 1–5 ppm Ag (średnio 3 ppm), 24–63 ppm Co (średnio 43 ppm), 10–30 ppm Mo (średnio 20 ppm), 35–46 ppm Ni (średnio 40 ppm) i 90–150 ppm V (średnio 120 ppm).

Łupek miedzionośny został zbadany geochemicznie w interwale głęb. 4384,55–4384,90 m, z którego pobrano 3 próbki (15, 16, 17) (fig. 25). Średnia arytmetyczna zawartość metali głównych w łupku miedzionośnym wynosi odpowiednio: 0,26% Cu, 0,27% Zn i 0,043% Pb (tab. 7). Zawartość miedzi w łupku mieści się w granicach od 0,74% w jego spągowej części na kontakcie z utworami mułowcowymi do 0,01% w stropie łupku miedzionośnego. Natomiast zawartość ołowiu waha się odpowiednio od 0,04–0,05%, a cynku w przedziale 0,01–0,79%, przy czym maksymalna wartość przypada na środkową część łupku. Generalnie, zawartości miedzi – metalu dominującego w próbkach łupku miedzionośnego – maleją od jego spągu ku stropowi poziomemu (tab. 7). Interwał łupku miedzionośnego charakteryzuje się najwyższymi w profilu serii cechsztyńskiej zawartościami metali towarzyszących. Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: 4–13 ppm Ag

(średnia 7 ppm), 22–143 ppm Co (58 ppm), 120–560 ppm Mo (407 ppm), 165–245 ppm Ni (205 ppm) i 850–1510 ppm V (1157 ppm).

Wapień cechsztyński opróbowano na badania geochemiczne w interwale głęb. 4381,1–4384,55 m, z którego pobrano 7 próbek (2, 3, 6, 8, 10, 12, 14) (tab. 7). Ślady zawartości miedzi wykryte zostały jedynie w dwóch górnych próbkach wapienia cechsztyńskiego (próbki nr 2 i 3 w interwale głęb. 4381,20–4382,70 m), gdzie zawartość miedzi wynosi 0,02% oraz w środkowej próbce nr 10 (0,07%). Średnia arytmetyczna zawartość dla miedzi w wapieniu cechsztyńskim wynosi 0,015% (tab. 7). Wykonane analizy geochemiczne Zn i Pb okazały się być poniżej poziomu detekcji urządzenia ówczesnego wykonującego pomiary analityki chemicznej. Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: 1–2 ppm Ag (średnia 1,14 ppm), 5–12 ppm Co (średnia 8 ppm), 10 ppm Mo (średnia 10 ppm), 16–51 ppm Ni (średnia 30 ppm) i 10–60 ppm V (średnia 41 ppm).

Podsumowując, badania te potwierdzają wcześniejsze wyniki regionalnej analizy rozprzestrzenienia mineralizacji kruszcowej w najwyższej części czerwonego spągowca i w dolnej części cechsztynu, która ujawniła, że na obszarze Niżu Polskiego, w rejonie otworu Piła 1/IG 1, dominuje strefa zmineralizowana kruszczami żelaza (piryt i markasyt) z podrzędnym udziałem chalkopiryty, sfalerytu i galeny, o maksymalnych zawartościach w próbkach sięgających do 1,25% Cu, 0,79% Zn, 0,05% Pb, 13 ppm Ag, 143 ppm Co, 560 ppm Mo, 245 ppm Ni i 1510 ppm V (Oszczepalski, Rydzewski, 1995, 1997). Stwierdzona mineralizacja w omawianym otworze nie jest perspektywiczna dla poszukiwań cechsztyńskich rud metali o znaczeniu ekonomicznym, zarówno z powodu niskich zawartości Cu, Ag, Zn i Pb, jak i ze względu na zaleganie spągu utworów serii miedzionośnej na znacznej głębokości do 4385,10 m.

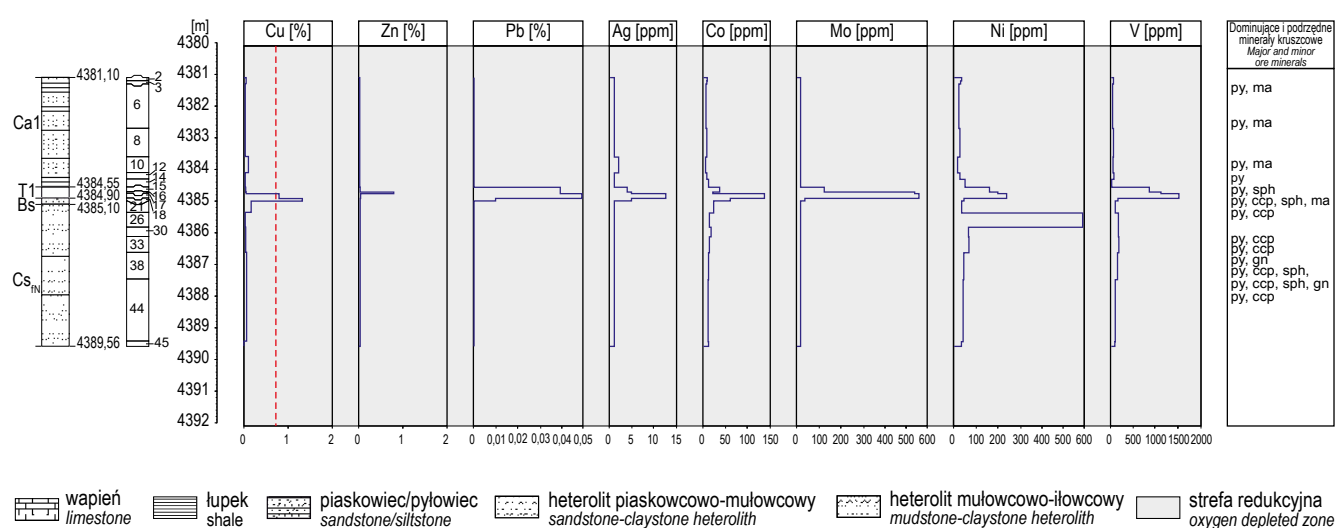


Fig. 25. Dystrybucja metali w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Piła 1/IG 1

py – piryt; ma – markasyt; sph – sfaleryt; ccp – chalkopiryt; gn – galena; pozostałe objaśnienia patrz figura 16

Distribution of metals in the Zechstein copper-bearing series in the Piła 1/IG 1 borehole

py – pyrite; ma – marcasite; sph – sphalerite; ccp – chalcopyrite; gn – galena; others explanations see Fig. 16

Tadeusz PERYT**POZIOMY ANHYDRYTOWE W PROFILU CECHSZTYNY****Anhydryt dolny (A1d)**

W najniższej części profilu, nad wapniem cechsztyńskim, występuje anhydryt gruzłowy – litofacja powszechnie występująca w takiej właśnie pozycji stratygraficznej w całym zbiorniku cechsztyńskim (np. Taylor, 1980; Pöhlig, 1986; Peryt, Antonowicz, 1990; Peryt i in., 2010). Jest to osad poligeniczny, powstały w różnym czasie, ale często najprawdopodobniej

w rezultacie wczesnodiagenetycznego wzrostu gipsu lub anhydrytu w środowisku sebhya lub podwodnej krystalizacji gipsu w płytkich stawkach (Taylor, 1980; Peryt, 1994).

Nad anhydrytem gruzłowym występuje anhydryt pasemkowany dolomitem, w górnej części ze wstęgami dolomitu laminowanego, a następnie – anhydryt laminowany (fig. 26A). Jest to następstwo litofacji typowe dla facji basenowej, wskazujące na stopniowy wzrost głębokości. Nad anhydrytem

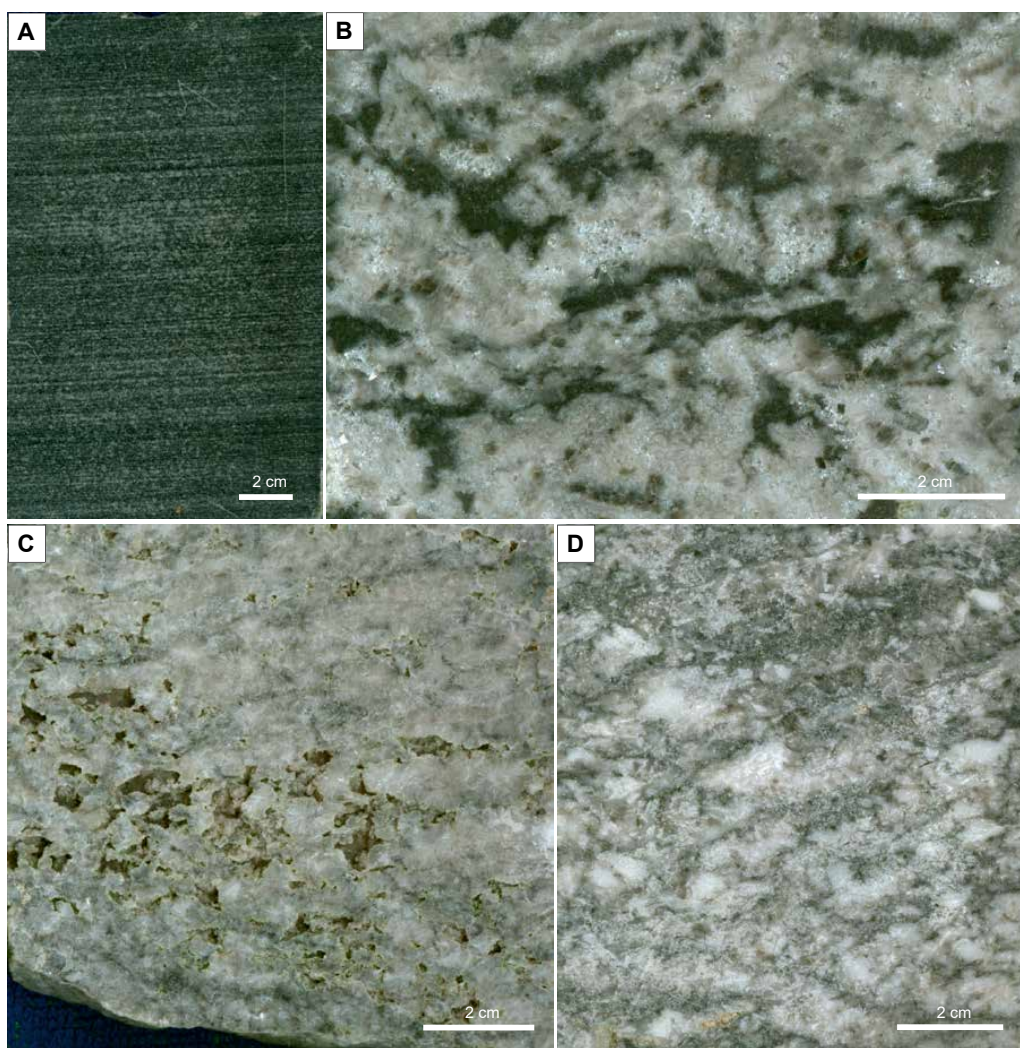


Fig. 26. Przykłady facji anhydrytowych

A. Anhydryt laminowany, głębokość 4365,35 m. **B.** Anhydryt przekrystalizowany, z licznymi skupieniami dolomitu ilastego, głębokość 3579,0 m, **C.** Anhydryt przekrystalizowany z kilkumilimetrowymi porami wypełnionymi na ogół halitem, głębokość 3566,7 m. **D.** Anhydryt zlepieńcowaty, głębokość 3562,2 m. **A** – Anhydryt dolny (A1d). **B–D.** Anhydryt główny (A3).

Examples of anhydrite facies

A. Laminated anhydrite, depth 4365.35 m, **B.** Recrystallized anhydrite with common accumulations of argillaceous dolomite, depth 3579.0 m, **C.** Recrystallized anhydrite with millimetric pores that are usually filled by halite, depth 3566.7 m, **D.** conglomeratic anhydrite, depth 3562.2 m. **A.** Lower Anhydrite (A1d), **B–D.** Main Anhydrite (A3).

laminowanym występuje anhydryt pasemkowy anhydrytem, co może świadczyć o zmniejszeniu głębokości. Najwyższa część anhydrytu dolnego nie była rdzeniowana.

Anhydryt górny (A1g)

Rdzeń pochodzi wyłącznie z najwyższej części poziomu. Jest to anhydryt laminowany – typowy osad głębokowodnej facji środkowej części basenu (Richter-Bernburg, 1985)

Anhydryt podstawowy (A2)

Poziom w pełni rdzeniowany – jest to anhydryt laminowany, a następnie – gęsto pasemkowy – typowy osad głębokowodnej facji basenowej (Richter-Bernburg, 1985).

Anhydryt główny (A3)

Poziom ten był rdzeniowany prawie w całości (96,6%), z wyjątkiem jego najwyższej (fig. 27). Był on przedmiotem badań Reimanna i Richtera (1991), którzy – nawiązując do podziału anhydrytu głównego w środkowej części basenu północnoniemieckiego przedstawionego przez Kosmahla (1969), stwierdzili w profilu Piły szereg zmian cech strukturalnych i teksturalnych (fig. 27). Autorzy ci wcześniej przeprowadzili szczegółowe badania rdzeni wiertniczych i odsłonięć w Szlezwiku-Holsztynie, Dolnej Saksonii, Hesji i północno-zachodniej Polsce, ale ich praca (Reimann, Richter, 1991) przedstawiająca wyniki tych badań w artykule poświęconym anhydrytowi głównemu Piły ma status „w przygotowaniu” i najwidoczniej nigdy nie została opublikowana.

Kosmahl (1969) podzielił anhydryt główny na 13 jednostek (od α = HA1 do ω = HA13) na podstawie występowania

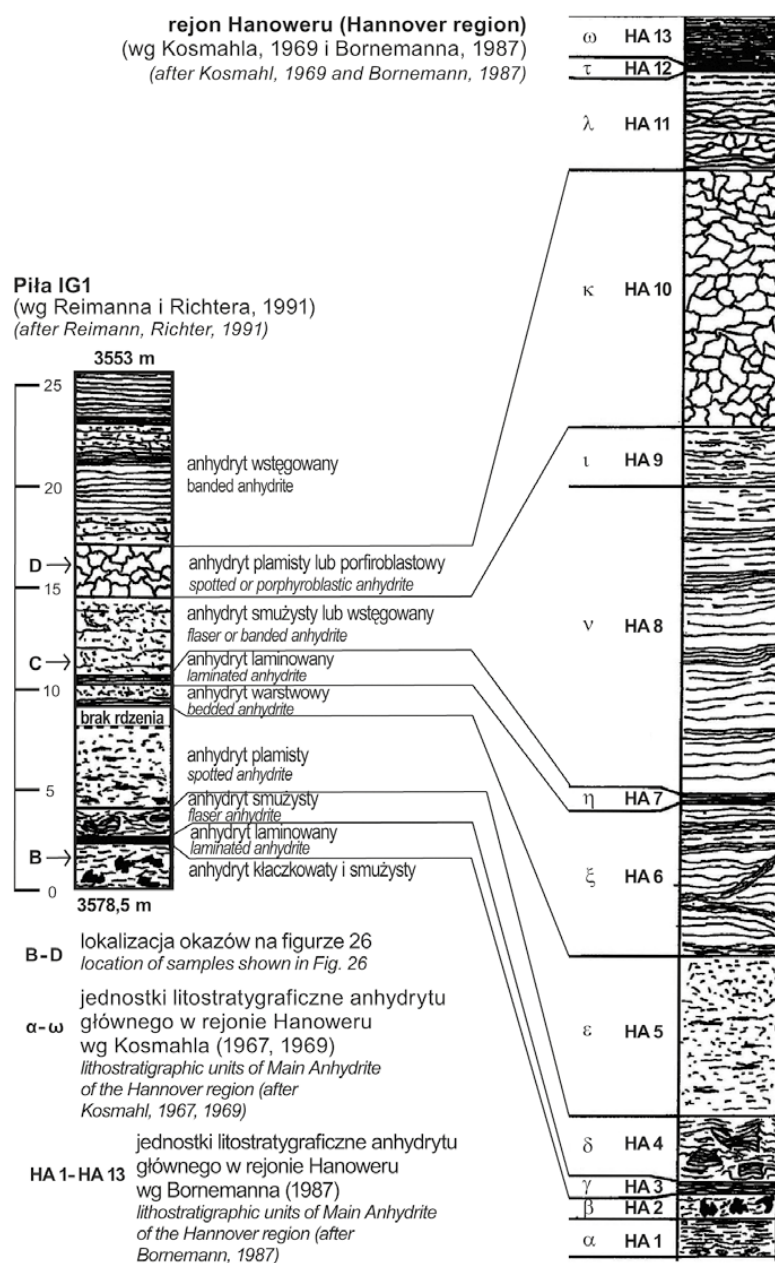


Fig. 27. Porównanie profilu anhydrytu głównego (A3) w otworze Piła 1/IG 1 według Reimanna i Richtera (1991) i w rejonie Hanoweru (basen północnoniemiecki), wg Kosmahla (1967, 1969) i Bornemanna (1987)

Comparison of the Main Anhydrite (A3) sections in the Piła 1/IG 1 borehole (after Reimann, Richter, 1991) and in the Hannover region (after Kosmahl, 1967, 1969 and Bornemann, 1987)

charakterystycznych struktur i tekstur, odzwierciedlających głównie niewielką zawartość minerałów węglanowych (dość często jest to magnezyt) oraz materiału ilastego. Jak zwrócili uwagę Reimann i Richter (1991), fakt istnienia ciągłych przejść między wyróżnianymi teksturami, a także duża rola subiektywizmu przy opisywaniu tekstur powodują, że opisy poszczególnych autorów – i stąd korelacja profili – są nadzwyczaj utrudnione. Z tego też względu, w opinii Holländera (2000), właściwsze jest wyróżnianie 6 jednostek, obejmujących – od dołu ku górze – następujące, wyróżnione przez Kosmahla (1969), jednostki: HA1–HA3, HA4–HA5, HA6–HA7, HA8, HA9–HA10, HA11, HA12–HA13. Warto tu zauważyć, że z kolei Reimann i Richter (1991) nie byli w stanie odróżnić w profilu Piły utworów jednostki HA8 od HA9. Wszystko to powoduje, że użyteczność stosowania tego typu klasyfikacji jest problematyczna i nie wydaje się celowa, ale z kronikarskiego obowiązku poniżej przytoczono profil anhydrytu głównego w otworze Piła 1/IG 1 zgodnie z charakterystyką podaną przez Reimanna i Richtera (1991); w ujęciu autora, z wyjątkiem najniższej, rdzeniowanej części profilu (fig. 26B), określonej przez Reimanna i Richtera (1991) w ślad za Kosmahlem (1967, 1969) jako anhydryt

kłaczkiowy i smużysty, oraz przewarstwienia anhydrytu zlepioncowego w górnej części (fig. 26D), pozostałe utwory anhydrytu głównego nie wykazują istotnych cech diagnostycznych pozwalających na ich podział (są to anhydryty przekrystalizowane – figura 26C, najprawdopodobniej pierwotnie warstwowane selenity).

Według Reimanna i Richtera (1991), w otworze Piła 1/IG 1 profil rozpoczyna się anhydrytem kłaczkiowym i smużystym (HA2), z charakterystycznymi ciemnymi, nieregularnymi smugami materiału ilastego i węglanowego (fig. 26B). Powyżej występuje anhydryt laminowany (HA3), a następnie – anhydryt smużysty (HA4), głównie cienko warstwowany i zawierający skupienia węglanowe nieregularnego kształtu o średnicy kilku centymetrów do decymetrów, anhydryt plamisty (HA5). Wyżej występuje anhydryt warstwowany (HA6), anhydryt laminowany (HA7), anhydryt smużysty lub wstęgowany (nierozdzielone HA8 i HA9; fig. 26C), a następnie charakterystyczny anhydryt określany jako plamisty lub porfiroblastowy przez Reimanna i Richtera (1991; HA10) – jest to anhydryt zlepioncowy (fig. 26D). Według Reimanna i Richtera (1991) najwyższą jednostkę rdzeniowaną w profilu wiercenia jest anhydryt wstęgowany (HA11).

Grzegorz CZAPOWSKI

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI RDZENIOWANYCH UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU

Badane rdzeniowane partie utworów cechsztynu w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1 obejmują głównie fragmenty profili 4 subcyklotemów w obrębie cyklotemu PZ4: PZ4d, PZ4c, PZ4b i PZ4a. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic tych wydzieleni litostatygraficznych cechsztynu zostały ustalone przez Wagnera (1985). Przedstawione w tekście głębokości granic odnoszą się do ustaleń bazujących na opisie rdzeni wiertniczych.

Wykonane makroskopowe badania zachowanych rdzeni objęły określenie odmian litologicznych i strukturalnych

skały (frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne – patrz: Czapowski, 1987, 1995; Czapowski i in., 1993). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu w 8 próbkach oraz strontu w jednej próbce wykonane przez Centralne Laboratorium Chemiczne PIG-PIB), których wyniki zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 8). Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania tych utworów przedstawia figura 28.

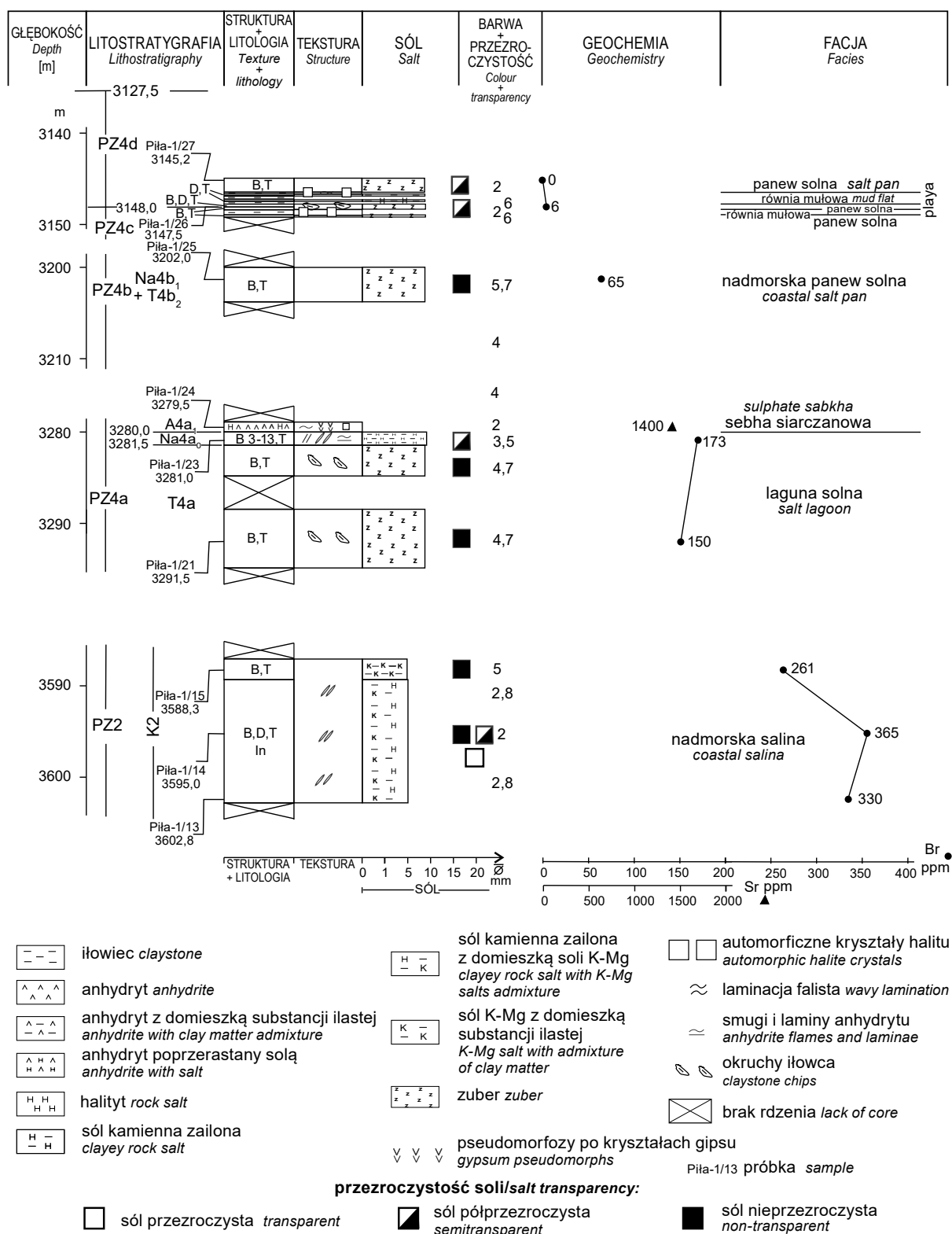
Tabela 8

Zawartość bromu i facje w utworach solnych cechsztynu w otworze wiertniczym Piła IG 1/IG 1

Bromine content and facies of the Zechstein salt deposits in the Piła 1/IG 1 borehole

Subcyklotem/Wydzielenie litostatygraficzne <i>Subcyclotem/lithostratigraphic unit</i>	Facja <i>Facies</i>	Symbol próbki <i>Sample no.</i>	Głębokość próbki [m] <i>Depth [m]</i>	Zawartość bromu [ppm] <i>Bromine content [ppm]</i>
PZ4d	panew solna <i>salt pan</i>	Piła-1/27	3145,2	0
		Piła-1/26	3147,5	6
PZ4b (T4b ₂)	panew solna <i>salt pan</i>	Piła-1/25	3202,0	65
PZ4a/ Na4a ₀	laguna solna <i>salt lagoon</i>	Piła-1/23	3281,0*	173
PZ4a/ T4a		Piła-1/21	3291,5	150
PZ2/ K2	salina <i>salina</i>	Piła-1/15	3588,3	261
		Piła-1/14	3595,0	365
		Piła-1/13	3602,8	330

* Wg rdzenia strop Na4a₀ na głęb. 3282,6 m. Rzędna próbki ustalona prawdopodobnie na podstawie danych geofizycznych



Cyklotem PZ4

Subcyklotem PZ4d

Profil zachowanego rdzenia (3 m; głęb. 3145,0–3148,0 m, fig. 28) utworów tego subcyklotemu tworzy głównie szara, półprzezroczysta sól kamienna różnokrystaliczna (typ strukturalny B), zailona, z klastami czerwonego iłowca i partiami soli wielokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D). Sól przedzielają warstwy (5–40 cm grubości) czerwonego iłowca, słabo faliście laminowanego, z pojedynczymi kryształami halitu lub poprzeczanego wspomnianą solą różnokrystaliczną. Sól kamienną cechuje bardzo niska (0–6 ppm; tab. 8) zawartość bromu typowa dla utworów śródlądowych panwi solnych, tworzących system solnych jeziorzysk typu *playa* (np. Czapowski, 1990; Holser, Wilgus, 1981; Melvin, 1991; Warren, 2016).

Przedzielające chlorki utwory ilaste uznano za osad równi mułowej, okalającej i okresowo wkraczającej na teren zajmowany przez panwie solne jeziorzyska (Czapowski, 1990; Warren, 2016).

Subcyklotem PZ4c

Na zachowany rdzeń (1 m; głęb. 3148,0–3149,0 m) składa się analogiczna jak w przypadku młodszego subcyklotemu sukcesja przewarstwień czerwonej soli kamiennej różnokrystalicznej zailonej i czerwonego do brunatnego, nieprzezroczystego zuberu, przedzielone warstwą (0,5 m) czerwonego iłowca z licznymi kryształami halitu. Utwory chlorkowe uznano za osad panwi solnej kontynentalnego jeziorzyska solnego, przedzielający natomiast iłowiec to osad otaczającej jeziorzysko równi mułowej (fig. 28).

Subcyklotem PZ4b

Zachowany rdzeń (3 m; 3200,0–3203,0 m) tego subcyklotemu, reprezentuje pomarańczowy i brunatny zuber (czerwony ił solny, część górna – T4b₂), w którym udział bromu sięga 65 ppm (tab. 8). Utwory te uznano za osad nadmorskiej panwi solnej (fig. 28).

Subcyklotem PZ4a

Strop profilu zachowanego rdzenia (5,6 m; głęb. 3282,0–3288,0 m¹) utworów tego subcyklotemu tworzy warstwa (0,6 m) ciemnoszarego anhydrytu, faliście laminowanego, porowatego (pory wypełnione szarą solą wielokrystaliczną wtórną), z licznymi pseudomorfozami po selenitowych kryształach gipsu. Anhydryt cechuje wysoka (1400 ppm) zawartość

strontu (fig. 28). Utwory te przypisano wydzieleniu anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a₁) i zinterpretowano jako osad sebhyy siarczanowej (fig. 28).

Poniżej występuje (1,5 m) sól kamienna różnokrystaliczna, czerwona i różowa, półprzezroczysta, zawierająca smugi i laminy anhydrytu, w dolnej natomiast części rdzenia silnie przebudowana tektonicznie. Odnotowano w niej znaczny (173 ppm; tab. 8) udział bromu i uznano za osad laguny solnej (Holser, 1966; Raup, Hite, 1978). Chlorki te przypisano wydzieleniu soli podścielającej (Na4a₀).

Dolną część zachowanego profilu (3,5 m) buduje zuber o barwie brunatnej, z przerostami soli kamiennej różnokrystalicznej, nieprzezroczystej, brunatnej i żółtej, z klastami iłu żółto-zielonkawego. Stwierdzono w nim nieco niższy (150 ppm; tab. 8) udział bromu sugerujący powstanie w środowisku laguny solnej do której docierała znaczna ilość materiału pelitycznego, utworzone natomiast osady podlegały okresowej redepozycji (klasty iłu). Zuber stanowi odpowiednik wydzielenia czerwonego iłu solnego dolnego (T4a).

Komentowane osady solne, siarczanowe i pelityczne cyklotemu PZ4 ilustrują stopniowe przejście od środowisk nadmorskich (laguna solna, sebhyy siarczanowa i nadmorska panew solna) w subcyklotemach PZ4a i PZ4b do warunków śródkontynentalnych jeziorzysk solnych typu *playa* (równia mułowa i panew solna) w subcyklotemach PZ4c i PZ4d (fig. 28).

Cyklotem PZ2

Zachowany rdzeń (18 m; głęb. 3586,0–3604,0 m) tych utworów tworzy głównie sól kamienna różnokrystaliczna (typ strukturalny B), różowa i szara, półprzezroczysta i nieprzezroczysta, zawierająca duże kryształy i decymetrowej grubości porozrywane, warstwy soli wielokrystalicznej wtórnej (typ D), przezroczystej i półprzezroczystej, lokalnie wzbogaconej w różowe skupienia soli K-Mg. Obserwuje się liczne wydłużone tektonicznie kryształy halitu, w większych natomiast kryształach – inkluzje ciekłe i gazowe.

Stropowa część rdzenia (3 m) to czerwona sól potasowo-magnezowa, nieprzezroczysta, wzbogacona w stropie w rozproszoną czerwoną substancję ilastą. Udział bromu w soli potasowej wynosi 261 ppm, w niższej natomiast soli kamiennej – 330–365 ppm (tab. 8). Opisane chlorki odpowiadają wydzieleniu **starszej soli potasowej** (K2) i powstały w środowisku nadmorskiej saliny (fig. 28).

¹ Na figurze 28 i w tabeli 8 ten fragment rdzenia przypisany jest interwałowi głęb. 3279,0–3285,0 m, zgodnie z opisami na skrzynkach w archiwum rdzeni w Leszczach. Interwały te są zgodne z głębokościami określonymi na podstawie badań geofizycznych.

Grzegorz CZAPOWSKI

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI RDZENIOWANYCH
UTWORÓW SCHYLKU PERMU I NAJNIŻSZEGO TRIASU

Analiza rdzeniowych partii profilu utworów schyłku cechsztynu (formacja rewalska) i dolnego triasu w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1 umożliwiła interpretację i przedstawienie ewolucji ich środowisk depozycji. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic wydzielen litostratygraficznych zostały ustalone przez Wagnera (1985) oraz Czapowskiego (patrz rozdz. str. 139).

Obserwacje makroskopowe rdzeni objęły: określenie litologii, struktury i tekstury skał, opis struktur sedymentacyjnych i post-sedymentacyjnych, ocenę skali rozrzutu kierunków transportu struktur akumulacyjnych oraz rejestrację nagromadzeń minerałów akcesorycznych (muskowit) i stref cementacji węglanowej mineralnych. Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości boru w 11 próbkach; oznaczenia wykonane przez ówczesne Laboratorium Chemiczne IG), których wyniki zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 9). Udział tego pierwiastka w utworach ilastych jest wskaźnikiem zmian zasolenia środowiska depozycji, jest on znacznie wyższy w osadach nagromadzonych w zbiorniku morskim niż w powstałych odpowiednio w środowiskach lądowym i brakicznym (np. Couch, 1971; Pasieczna, 1983; Werner E, Werner H., 1960). Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania tych utworów przedstawiają figury 29 i 30.

Utwory schyłku cechsztynu

Formacja rewalska

Utwory schyłku permu, określane jako formacja rewalska występują w interwale głęb.: 3099,0–3127,5 m (baza CBDG; zapis karotażowy; fig. 2). Rdzeniowane utwory tej formacji

pochodzą z interwału głęb. 3103,0–3105,0 m (wg opisu rdzenia wiertniczego).

Zachowany rdzeń tworzy brunatny i czerwony iłomulowiec wapnisty, bezteksturalny i faliście smugowany mułowcem, w stropie z większym udziałem mułowca, intensywnie zlustrowany. W skale występują liczne nieregularne gruzły anhydrytu (średnica do 25–30 mm, w górnej partii rdzenia są one rzadsze i mniejsze). Sporadycznie są widoczne dyskusyjne szczeliny z odwadniania (wysychania). Zawartość boru w tych utworach wynosi 75 ppm (mg/kg; tabela 9).

Opisane skały zinterpretowano jako powstałe na obszarze rozległej równi mułowej, która rozwinęła się na terenie po-ewaporatowego basenu cechsztyńskiego, po zakończeniu reliktovej akumulacji chlorków w okresowych jeziorzyskach solnych typu *playa*. Formujące się w tych pelityczno-mułkowych akumulatach gruzłowe skupienia siarczanów oraz stosunkowo wysoka zawartość boru (wskazującego na podwyższone zasolenie środowiska; np. Pasieczna, 1983) są dowodem na obecność porowych i infiltracyjnych ługów siarczanowych, powstałych z niszczenia odsłanianych starszych ewaporatów.

Utwory dolnego triasu

Formacja bałtycka

Utwory formacji bałtyckiej występują w interwale głęb.: 2716,0–3099,0 m (baza CBDG; zapisu karotażowego) natomiast zachowany rdzeń pochodzi z interwału głębokości 2808,0–3005,0 m (wg opisu rdzenia wiertniczego; fig. 29).

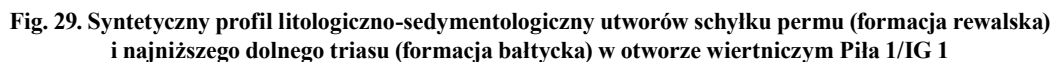
Profil tych utworów jest zdominowany przez czerwony i brunatny iłomulowiec, laminowany poziomo oraz soczewkowo

Tabela 9

Zawartość boru i facje w utworach schyłku permu i dolnego triasu w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1

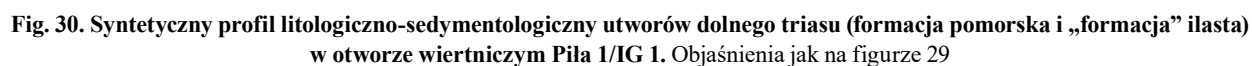
Boron content and facies of the top Permian to the Lower Triassic deposits in the Piła 1/IG 1 borehole

Litostratygrafia <i>Lithostratigraphy</i>	Nr próbki <i>Sample no.</i>	Głębokość [m] <i>Depth [m]</i>	Facja <i>Facies</i>	Zawartość boru <i>Boron content [mg/kg]</i>
Formacja „ilasta” <i>„Clayey” Fm</i>	Piła–1/18	2318,5	równia zalewowa <i>flood plain</i>	40
	Piła–1/17	2323,5	mułowa równia pływowa <i>mud tidal flat</i>	90
	Piła–1/15	2326,0		85
	Piła–1/14	2332,3		65
	Piła–1/13	2431,8		80
Formacja pomorska <i>Pomerania Fm</i>	Piła–1/12	2518,5		160
	Piła–1/11	2617,5		85
	Piła–1/8	2715,4	odsypy+płycizny <i>bars+shoals</i>	100
Formacja bałtycka <i>Baltic Fm</i>	Piła–1/4	2809,8	równia mułowa+okresowe ciek <i>mud flat + ephemeral streams</i>	65
	Piła–1/3	2903,3		110
Formacja rewalska <i>Rewal Fm</i>	Piła–1/1	3104,9	równia mułowa <i>mud flat</i>	75



Synthetic lithological-sedimentological profile of the top Permian (Rewal Fm) and the lowermost Lower Triassic deposits (Baltic Fm) in the Piła 1/IG 1 borehole

Explanations of rock color: 1 – white, 2 – gray, 3 – pinkish, 4 – red, 5 – brown, 6 – green, 7 – violet



natnego łowca oraz jaśniejszych lamin i soczewek mułowcowych (grubość do 4–5 mm). W całym profilu występują gruzłowe skupienia anhydrytu średnicy od kilku do 15 mm, w dolnej części profilu zgrupowane w poziomy miąższości do 3–4 cm, ponadto zaobserwowano rozproszony muskowit,

szczeliny z odwadniania wypełnione mułowcem oraz pojedyncze rozmycia i pograży. W stropowej części profilu cienkie (2 cm miąższości) wkładki piaskowca o warstwowaniu zmarszczkowym i niskokątowym skośnym podkreślają rozmycia erozyjne, występują też partie profilu zbudowane z okruchów iłowca.

Zawartość boru zarejestrowana w wyższej części profilu zmienia się w zakresie 110–65 ppm (tab. 9; fig. 29), sugerując depozycję w środowisku brakicznym, w którym ścierały się wpływy wód zasolonych i opadowych wód słodkich. Litologia i inwentarz struktur sedimentacyjnych wskazuje na powstanie rdzeniowanych utworów formacji bałtyckiej w warunkach nadbrzeżnej równi mułowej, rozciętej systemem okresowych płytkich cieków, niosących wody opadowe.

Formacja pomorska

Utwory formacji pomorskiej przewiercono w interwale głęb. 2465,0–2716,0 m (baza CBDG) natomiast odcinki rdzeniowane pochodzą z interwału głęb. 2517,0–2719,0 m (wg opisu rdzenia wiertniczego; fig. 30).

Dolną część profilu formacji buduje głównie czerwony drobnoziarnisty piaskowiec oolitowy z malejącym ku górze udziałem matryksu ilastego, przewarstwiony iłowcem grubości kilku mm do 1,5 cm. W iłowcu występują szczeliny z odwadniania wypełnione mułowcem i oolitami. Piaskowiec, często o normalnej gradacji frakcji, niekiedy bezteksturalny, jest zwykle warstwowany skośnie i zmarszczkowo (zmarszczki falowe symetryczne i asymetryczne oraz prądowe, rzadziej przetworzone i wspinające). Rzadziej występuje warstwowanie poziome faliste, pokreślone laminami iłu. Zespoły skośne wysokości 3–12 cm w górnej części są przykryte zespołami zmarszczek falowych symetrycznych i asymetrycznych, rzadziej prądowych, w stropie obłeczonych iłem. Nachylenie warstwowania wynosi 15–20°. Spąg zespołów skośnych tworzą strefy grubości ok. 1 cm złożone ze zmarszczek, wypełniających powierzchnie rozmyć, a same zespoły cechuje normalna gradacja uziarnienia – od grubszego w dolnej części do drobniejszej frakcji w części górnej. Niektóre zespoły skośne charakteryzuje warstwowanie tangencjalne, w spągowej ich części występują liczne okruchy iłowca. Na granicy iłowca/piaskowca występują niekiedy pograży, płytkie rozmycia i pojedyncze deformacje (bioturbacje?). W warstwach iłowca jest widoczny rozproszony muskowit i szczeliny z odwadniania.

Opisane piaskowce są przykryte serią rytmu zbudowanego w odstępach 1–3 cm z warstewek czerwonego iłomułowca i jaśniejszego drobnoziarnistego piaskowca kwarcowego. Iłomułowiec zawiera rozproszony muskowit, pojedyncze bioturbacje, szczeliny z odwadniania oraz rozproszone ooidy, skupione w smugi i bezteksturalne pakiety (1–2 cm miąższości) z okruchami iłowca. Piaskowce są warstwowane poziomo i zmarszczkowo (zmarszczki falowe symetryczne i asymetryczne oraz prądowe, rzadziej przetworzone i wspinające), zawierają też drobne okruchy iłowca. Zawartość boru w tych osadach wynosi 100 ppm (tab. 9; fig. 30).

Wyższą rdzeniowaną część profilu formacji buduje podobny, co poniżej rytm czerwonego iłowca i jaśniejszego drobnoziarnistego piaskowca o spoiwie siarczanowym. W iłowcu występuje rozproszony muskowit, pojedyncze bioturbacje i szczeliny z odwadniania. Piaskowiec jest warstwowany po-

ziomo i zmarszczkowo (zmarszczki falowe). W dolnej części profilu tego rytmu występują drobne gruzelki anhydrytu (średnica 1–3 mm) oraz drobne pograży. Rytm przykrywa warstwa iłomułowca z soczewkami i smugami mułkowymi, licznymi bioturbacjami i gruzłami anhydrytu. Udział boru w tych utworach wynosi 85 ppm (tab. 9; fig. 30).

Kolejną rdzeniowaną wyższą część profilu formacji pomorskiej to rytm zbudowany z warstewek szarozielonkawego mułowca i jaśniejszego, drobnoziarnistego piaskowca. Mułowiec zawiera rozproszony muskowit, bioturbacje i szczeliny z odwadniania, piaskowiec jest warstwowany poziomo i zmarszczkowo (zmarszczki falowe). Zawartość boru w tych osadach wzrasta do 160 ppm (tab. 9; fig. 30).

Opisane osady są produktem ingresji morskiej, o czym świadczy ich litologia (osady oolitowe) i wysoka zawartość boru (85–160 ppm). Piaskowce oolitowe uznano za akumulatory pływów (przewarstwienia oolitowo-pelityczne) i odsypów (warstwowane piaskowce oolitowe) płytkiego przybrzeża. Wyżej występujące rytmy iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe, z licznymi szczelinami z odwadniania i bioturbacjami powstały w środowisku równi pływowej, zdominowanej przez akumulację osadu pelitycznego.

„Formacja” ilasta

Osady określane jako „formacja” ilasta (jednostka nieformalna) zarejestrowano w interwale głęb. 2235,0–2465,0 m (baza CBDG) a odcinki rdzeniowane pochodzą z interwału głęb. 2317,0–2434,0 m (wg opisu rdzenia wiertniczego) i odpowiadają dolnej części profilu tego wydzielenia (fig. 30).

Dolną rdzeniowaną część formacji budują brunatne iłomułowce, przechodzące w stropie w czerwone mułowce, z rytmicznymi przewarstwieniami oraz smugami i soczewkami drobnoziarnistego piaskowca kwarcowego, warstwowanego zmarszczkowo (zmarszczki falowe i prądowe), rzadziej warstwowany poziomo bądź bezteksturalny. Utwory te zawierają rozproszony muskowit, szczeliny z odwadniania i bioturbacje, natomiast sporadycznie gruzły siarczanowe o średnicy 5–15 mm. Zawartość boru w tych osadach wynosi 80 ppm (tab. 9; fig. 30), uznano je – podobnie jak wyższą część profilu formacji pomorskiej – za powstały w środowisku równi pływowej.

Podobny typ osadu występuje w spągu rdzeniowanej wyższej części profilu „formacji” ilastej. Powyżej pojawia się seria drobnoziarnistego piaskowca kwarcowego, warstwowanego zmarszczkowo (zmarszczki prądowe i wspinające, rozrzut kierunków transportu do 90°), niskokątowo skośnie oraz poziomo. Są to utwory koryt, rozcinających teren mułowej równi pływowej, której osady w postaci brunatnych iłomułowców, z soczewkami i przewarstwieniami mułowca o warstwowaniu poziomym i zmarszczkowym, występują do głęb. 2326,0 m. Zawierają one rozproszony muskowit i gruzły anhydrytu, natomiast w dolnej części – szczeliny z odwadniania. W środkowej części tej serii występuje cienka wkładka piaskowca o erozyjnym spągu, warstwowanego zmarszczkowo, z klastami czerwonego iłowca. Udział boru w tych iłomułowcach wynosi 65–85 ppm (tab. 9; fig. 30).

Widoczna wyżej gruba (2,2 m) warstwa różowego piaskowca kwarcowego drobnoziarnistego, wapnistego, warstwowanego skośnie (zespoły skośne o wysokości 5–8 cm

i nachyleniu warstwowania 20–30°), o granicach typu rozmyć i ścięć i pakietach warstwowych zmarszczkowo (rozrzut kierunków transportu sięga 140°), reprezentuje osad odsypów kanałów pływowych. W piaskowcu występuje rozproszony muskowit i klasty czerwonego iłowca wielkości do 2 cm.

Ponowny powrót do środowiska mułowej równi pływowej rejestrują wyżejległe brunatne iłomułowce (2,9 m) z plamistymi odbarwieniami, zawierające rozproszony muskowit i liczne gruzły siarczanowe o średnicy do 5 mm. W środkowej części tego rdzenia występuje z granicą erozyjną przewarstwienie (8 cm) piaskowca drobnoziarnistego warstwowanego skośnie. Zawartość boru w tych osadach wzrasta do 90 ppm (tab. 9; fig. 30), sugerując warunki brakiczne.

Rdzeniowany odcinek profilu „formacji” ilastej kończy ponad 4 m grubości zespół białych piaskowców kwarcowych drobno- i średnioziarnistych, wapnistych, warstwowanych zmarszczkowo (zmarszczki prądowe) i skośnie (nachylenie do ponad 20°), z klastami zielonkawego, czerwonego brunatnego iłowca. W piaskowcu występują dwie wkładki brunatnego iłowca ze szczelinami z odwadniania i bioturbacjami, w których udział bromu spada do 40 ppm (tab. 9; fig. 30). Utwory piaszczyste uznano za osady rzecznych odsypów korytowych natomiast przedzielające je pelity – za osad równi zalewowych.

Podsumowanie

Opisana sukcesja utworów schyłku cechsztynu i najniższego triasu ilustruje znaczące zmiany warunków depozycji – od kontynentalnych przez środowisko przybrzeża morskie-

go po ponownie lądowe – w obrębie postpermskiego basenu sedymentacyjnego na terenie Polski.

Rdzeniowane utwory formacji rewalskiej (schyłek cechsztynu) powstały na obszarze rozległej, śródlądowej równi mułowej, pokrywającej teren poewaporatowego basenu cechsztyńskiego, po zakończeniu reliktywnej akumulacji chlorków w okresowych jeziorzyskach solnych. Infiltrujące w te osady ługi chlorkowo-siarczanowe, powstałe z niszczenia odsłanianych starszych ewaporatów, nadały temu środowisku charakter brakiczny i pozostawiły liczne skupienia siarczanowe. Podobne warunki brakiczne panowały podczas akumulacji osadów formacji bałtyckiej (najniższy trias), uformowanych na terenie nadbrzeżnej równi mułowej, rozciętej systemem okresowych płytkich cieków, niosących wody opadowe.

Opisane osady formacji pomorskiej rejestrują ingresję morską, wyrażoną oolitowymi klastycznymi utworami płycizn i odsypów płytkiego przybrzeża morskiego, zastępowanych w następstwie oscylacji zasięgu morza przez iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe akumulaty równi pływowej.

Środowisko mułowej równi pływowej jest też odpowiedzialne za powstanie znacznej części rdzeniowanego profilu formacji ilastej, z wyraźnie zaznaczającymi się klastycznymi utworami korytowymi (odsypy) kanałów pływowych rozcinających teren równi. Zapewne wówczas nastąpiło zmniejszanie się wpływów morskich (regresja morza najniższego triasu), gdyż opisany profil formacji kończą osady piaskowcowo-pelityczne, powstałe już w środowisku rzeczonym (utwory korytowe i równi zalewowej).

TRIAS

Anna BECKER

STRATYGRAFIA, LITOLOGIA I ZARYS ROZWOJU SEDYMENTACJI TRIASU

Stratygrafię triasu otworu Piła 1/IG 1 opracowali Franczyk (1985), Gajewska (1985) i Szyperko-Teller (1985) (w: Żelichowski, 1985a), sporządzając szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny do archiwalnej dokumentacji wynikowej tego otworu. W niniejszym opracowaniu zaktualizowano wydzielenia stratygraficzne zgodnie ze standardami wprowadzonymi w pracy pod redakcją Marka i Pajchłowej (1997) oraz Wagnera (2008). Najważniejsze zmiany obejmują zastosowanie podziału na trias dolny, środkowy i górny, rezygnację z wydzielania retyku jako jednostki litostratygraficznej i związane z tym rozszerzenie pionowego zasięgu grupy kajpru, oraz włączenie formacji rewalskiej do cechsztynu, co pociągnęło za sobą korektę położenia spągu triasu. Uszczegółowiono litostratygrafię pstręgo piaskowca poprzez wydzielenie ogniwi: piaskowca drawskiego, trzebiatowskiego i świdwińskiego. Wydzielenie ostatniego z nich wiązało się z korektą położenia granicy między środkowym i górnym pstrym piaskowcem. Wprowadzono także korekty w interpretacji wykształcenia litologicznego nierdzeniowanego

środkowego i górnego wapienia muszlowego, opierając się na interpretacji litologii zamieszczonej w graficznym profilu litologiczno-stratygraficznym otworu (Żelichowski, 1985a; zał. 2), danych z profilu geologiczno-technicznego otworu (Żelichowski, 1985a) oraz literaturze dotyczącej wykształcenia wapienia muszlowego w regionie (Gajewska, 1987).

Trias osiąga miąższość 2030,5 m, a jedynie z 6% profilu pobrano rdzeń. Ze względu na bardzo ograniczony zasób danych chronostratygraficznych pozyskanych z tego otworu granice systemu i oddziałów są przybliżone granicami litostratygraficznymi zgodnie z wiedzą regionalną podsumowaną w Tabeli Stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) i traktowane jako dyskusyjne. Zrezygnowano również z wydzielania pięter. Danych biostratygraficznych, wskazujących na triasowy wiek sukcesji, dostarczyły jedynie badania palinostratygraficzne T. Orłowskiej-Zwolińskiej (w Żelichowski, 1985a; patrz też rozdz. str. 155, ten tom). Wyniki tych badań wskazują na możliwe położenie granicy między dolnym i środkowym triasem głębiej w profilu, czyli

w obrębie górnego pstrego piaskowca (por. Orłowska-Zwolińska, 1985). Problem położenia tej granicy w sukcesjach triasowych basenu centralnej Europy jest przedmiotem dyskusji w licznych publikacjach (np. Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985; Nawrocki, Szulc, 2000; Bachmann, Kozur, 2004; Menning, Kāding, 2013; Nawrocki, Becker, 2020). Ze względu na brak jednoznacznego rozstrzygnięcia tego problemu pozostawiono przybliżenie tej granicy stropem pstrego piaskowca (Wagner, 2008).

Rejon otworu Piła 1/IG 1 w triasie był położony w osiowej części mezozoicznego basenu Niżu Polskiego (Becker, Szulc, 2017; Leszczyński, 2023), tworzącego wschodnią część epikontynentalnego basenu centralnej Europy (inaczej południowego basenu permskiego) uznawanego również za system basenów (np. Bachmann i in., 2010; Mazur i in., 2021). W obecnym planie struktur mezozoicznych jest on położony w południowym krańcu północnej części antyklinorium środkowopolskiego (Aleksandrowski, 2017), inaczej w południowym skraju wału pomorskiego (Narkiewicz, Dadlez, 2008).

W profilu triasu występują wszystkie, wydzielane w regionie, jednostki litostratygraficzne, należące do grup: pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru.

Na pstry piaskowiec, o miąższości 1018,5 m, składają się formacje: bałtycka, pomorska, ilasta i retu. Dwie ostatnie nie zostały ustanowione formalnie.

Pstry piaskowiec dolny wykształcony jest jako dość monotony kompleks ilasto-mułowcowy formacji bałtyckiej o miąższości 383,0 m. Charakterystyczny jest brak stwierdzonych w rdzeniu lub interpretowanych z pomiarów geofizycznych grubszych przewarstwień wapieni oolitowych. Brak tych przewarstwień jest typowy dla tej formacji w ściśle osiowej strefie zbiornika (Szyperko-Teller i in., 1997). Szczegółowy opis sedimentologiczny odcinków rdzeniowych pobranych z formacji bałtyckiej przedstawił Czapowski (patrz rozdz. str. 139) wraz z dyskusją możliwych odmiennych interpretacji litostratygraficznych.

Środkowy pstry piaskowiec tworzą formacja pomorska, o miąższości 251,0 m, i nieustanowiona dotąd formalnie „formacja” ilasta (Szyperko-Teller i in., 1997), o miąższości 230,0 m. Ta ostatnia określana była w dokumentacji wynikowej otworu jako ekwiwalent formacji półczyńskiej (Szyperko-Teller 1985). Formację pomorską rozpoczyna ponad 20-metrowy kompleks piaskowcowo-węglanowy, który odpowiada ogniwu piaskowca drawskiego (Szyperko-Teller, 1982). Wyżej, do głęb. 2572,0 m występują iłowce i mułowce z przewarstwieniami skał węglanowych. W rdzeniu pobranym z tego odcinka profilu opisano jedynie nieregularne soczewki różowego wapienia marglistego w czerwono-brązowych iłowcach i mułowcach z poziomem drobnych konkrecji anhydrytowych. Na głęb. 2542,0–2572,0 m (30 m) znajduje się charakterystyczna sukcesja przewarstwianych piaskowców wapienistych, wapieni piaszczystych oraz podrzędnie iłowców i mułowców, tworzących grupę negatywnych wychyleń na krzywej naturalnego promieniowania gamma. Sukcesja ta rozpoczyna profil ogniwa trzebiatowskiego, które ku górze przechodzi w kompleks iłowców i mułowców z nielicznymi przewarstwieniami, czy jedynie laminami wapieni. W rdzeniu pobranym z wyższej części ogniwa trzebiatowskiego Szyperko-Teller (1985) stwierdziła obecność odcisków pancerzyków muszloraczków. Wyższą część środkowego

pstrego piaskowca tworzy kompleks naprzemianległych mułowców, iłowców i piaskowców barwy czerwonej, różowej i brązowoczerwonej. Ze względu na przewagę mułowców i iłowców w profilu, sukcesja ta nie mogła zostać zaliczona do piaskowcowej formacji półczyńskiej. Skały są głównie masywne, niewyraźnie warstwowane lub warstwowane przekątnie w małej skali (piaskowce). Występują liczne ziarna miki, rozproszone w masie skalnej lub nagromadzone na powierzchniach warstwowania. Piaskowce dominują jedynie w najwyższej części formacji na głęb. 2235,0–2267,0 m, tworząc ogniwo świdwińskie. Ogniwo to zostało zdefiniowane w obrębie formacji półczyńskiej, ale przechodzi ono również do jej bardziej drobnoziarnistych ekwiwalentów (Szyperko-Teller, 1982, 1987). W próbie rdzenia z ogniwa świdwińskiego Orłowska-Zwolińska (1985b) stwierdziła występowanie mikroflory odpowiadającej niższej części poziomu *Voltziaceasporites heteromorpha*, co datuje ją prawdopodobnie na najwyższy olenek (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985a; Nawrocki, Becker, 2020). Niżej, w pstrym piaskowcu, nie stwierdzono występowania mikrofauny czy mikroflory, oprócz oogonii charofitów na głęb. 2317,2 m (Styk 1985) lub nie były prowadzone badania mikropaleontologiczne.

Górny pstry piaskowiec, o miąższości 154,5 m, jest wykształcony w postaci sukcesji iłowcowo-mułowcowej barwy szaro-zielonej, miejscami wapienistej, z przewarstwieniami wapieni lub innych skał węglanowych. Skały węglanowe dominują na głęb. 2199,5–2222,5 m, który to odcinek Szyperko-Teller (1985) uznała za ekwiwalent dolnego kompleksu ewaporatowej formacji retu, wydzielanego na obszarze, położonej na zachód od rejonu Piły, niecki szczecińskiej (Kulikowski, 1979). Otwór Piła 1/IG 1 jest zlokalizowany w strefie przejściowej między obszarem występowania węglanowo-ewaporatowo-ilastej „formacji” retu a obszarem występowania klastyczno-węglanowej formacji barwickiej. Ze względu na brak piaskowców w profilu otworu oraz dominujące szare zabarwienie, profil górnego pstrego piaskowca został zaliczony do „formacji” retu (Szyperko-Teller i in., 1997). Na głęb. 2195,6 m Szyperko-Teller (1985) stwierdziła występowanie skorupki małża *Costatoria costata*, natomiast na głęb. 2098,8 m. Styk (1985) stwierdziła występowanie oogonii charofitów. W dwóch próbkach, z głęb. 2098,8 m i 2195,6 m, Orłowska-Zwolińska (1985a; patrz też rozdz. str. 155, ten tom) stwierdziła występowanie zespołu miospor, odpowiadającego wyższej części poziomu *Voltziaceasporites heteromorpha* (z *Microcachrydites fastidiosus*), co wskazywałoby na możliwy anizyjski wiek wyższej części górnego pstrego piaskowca (Orłowska-Zwolińska, 1985b; Nawrocki, Becker, 2020).

Wapień muszlowy osiąga miąższość 206,5 m. Jego dolna część jest zbudowana z wapieni, wapieni marglistych i iłowców. W środkowym wapieniu muszlowym dominują margle dolomityczne oraz dolomity i wapień marglisty, a podrzędnie występują również przewarstwienia iłowców. Górny wapień muszlowy rozpoczyna ponad 20-metrowy kompleks wapieni dolomitycznych i wapieni, który ku górze przechodzi w sukcesję szarych iłowców ze słabo zachowanymi odciskami fauny małżowej oraz z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców. Z całej sukcesji pobrano jedynie dwa kontrolne rdzenie. W próbkach z tych rdzeni

Marcinkiewicz (1985) nie stwierdziła żadnych megaspor, a inne badania biostratygraficzne nie były prowadzone.

Kajper rozpoczynają warstwy sulechowskie, które w niższej części zbudowane są z naprzemianległych mułowców i iłowców, a w wyższej – z naprzemianległych iłowców i piaskowców. W jedynym rdzeniu pobranym z tej 143-metrowej sukcesji stwierdzono występowanie iłowców szarozielonych i brązowofioletowych oraz zlepieńca mułowcowo-piaskowcowego brązowofioletowego. Wykształcenie osadów wskazuje na udział procesów pedogenicznych w ich powstawaniu.

Warstwy gipsowe dolne, o miąższości 203,5 m, tworzą kompleks iłowcowy, w najniższej części szary, dolomityczny, z podrzędnymi przewarstwieniami anhydrytów i dolomitów a w najwyższej części, na głęb. 1557,5–1577,5, być może również z przewarstwieniami soli kamiennej, aczkolwiek ta interpretacja litologii nie jest jednoznaczna. Nie można wykluczyć występowania na tej głębokości piaskowców spojonych halitem. ıłowce warstw gipsowych dolnych, w najwyższej części prawdopodobnie szare i brązowo-czerwone, przechodzą ku górze w mułowce i ıłowce z przewarstwieniami piaskowców najniższej części sukcesji piaskowca trzcinowego, którego miąższość wynosi 96,5 m. Zasadniczą jego część tworzą piaskowce drobnoziarniste, miejscami mułowcowe, przeważnie szare, z podrzędnymi przewarstwieniami lub laminami szarych mułowców. Miejscami opisano drobny detrytus roślinny i rozproszony pył kaolinowy. W niższym z dwóch wydobytych rdzeni piaskowiec masywny z intraklastami mułowcowymi przechodzi ku górze w piaskowiec mułowcowy laminowany poziomo, co wskazuje na występowanie cyklotemów prostych typowych dla środowiska koryt rzecznych. Najwyższą część piaskowca trzcinowego tworzą ıłowce pstre. Jedna z warstw ıłowcowych charakteryzuje się wyraźnie podwyższonym poziomem naturalnego promieniowania gamma. Ponieważ wyżej leżące warstwy gipsowe górne są zbudowane głównie z ıłowców, stąd granica litostratygraficzna między oboma wydzieleniami, położona w obrębie kompleksu ılastego, jest niepewna.

Warstwy gipsowe górne, o miąższości 169,0 m, są wykształcone w postaci czerwonych lub brązowo-czerwonych ıłowców, miejscami fioletowych lub zielonych i plamistych z konkrecjami lub nieregularnymi laminami anhydrytów oraz podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców, zwłaszcza w ich najniższej części. Najwyższa część warstw gipsowych górnych jest dolomityczna, po części szara, z przewarstwieniami dolomitów i być może anhydrytów,

odpowiadając tzw. poziomowi szarych ıłowców z anhydrytem stropowym (Gajewska, 1978, 1987). Poziom ten tworzy wyraźną, charakterystyczną negatywną anomalię na krzywej profilowania naturalnego promieniowania gamma.

Niski poziom rdzeniowania sukcesji triasowej nie pozwala na rozdzielenie warstw jarkowskich i zbąszyneckich (patrz też Franczyk, 1987), tworzących najwyższą część kajpru środkowego (Wagner, 2008). Warstwy te są zbudowane z ıłowców szarych i pstrych, a cała sukcesja osiąga miąższość 139,0 m. W rdzeniu wydobytym z najniższej części tej sukcesji występują ıłowce dolomityczne pstre, natomiast w rdzeniu wydobytym z najwyższej części sukcesji dominują ıłowce ciemnoszare, miejscami z liczną zwęgloną sieczką roślinną oraz konkrecjami sydereytowymi. W szarych ıłowcach z głęb. 1130,0 m Orłowska-Zwolińska (1985a) oznaczyła zespół miosporowy odpowiadający poziomowi *Corollina meyeriana*, datowanemu na noryk (Orłowska-Zwolińska, 1985b; Marcinkiewicz i in., 2014).

Profil triasu kończą warstwy wielichowskie (z *Trileites*) o miąższości 54,5 m zbudowane z piaskowców, mułowców i ıłowców. Charakterystyczne jest zmniejszanie się udziału piaskowców na rzecz coraz drobniejszych frakcji w górę profilu jednostki, przy czym piaskowce stanowią jedynie ok. 20% miąższości całej sukcesji.

W otworze Piła 1/IG 1 wyraźnie zaznacza się trójdzielna historia depozycji triasu w polskiej części basenu centralnej Europy (patrz np. Szulc, Becker, 2007; Bachmann i in., 2010). Początkowa sedimentacja w skrajnie płytkim środowisku laguny lub sebhyy przybrzeżnej formacji bałtyckiej przechodzi w depozycję w środowisku bardziej otwartej, głębszej laguny formacji pomorskiej. „Formacja” ılasta jest zapisem depozycji w środowisku aluwialnym na pograniczu terminalnych stożków napływowych i playi i kończy pierwszy etap depozycji systemu. Kolejny etap to depozycja morskich osadów „formacji” retu i wapienia muszlowego, przechodzących w regresywne osady dolnego kajpru. Ostatnia faza depozycji odbywała się w środowisku lądowej playi (warstwy gipsowe dolne i górne) przekształcającej się czasowo, w wyniku zwilgotnień klimatu, w równie aluwialną (piaskowiec trzcinowy, najwyższy kajper). Obecność bogatej sieczki roślinnej i konkrecji sydereytowych w warstwach wielichowskich (z *Trileites*) świadczy o wyraźnym wzbogaceniu w materię organiczną pochodzenia roślinnego, a tym samym o znacznie bogatszej szacie roślinnej rozwiniętej w bardziej sprzyjających warunkach klimatycznych niż panowały w całym wcześniejszym triasie.

JURA

Grzegorz PIENKOWSKI

DOLNA JURA – LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Interpretacja chrono- i litostratygraficzna nierdzienianej serii jury dolnej w wierceniu Piła 1/IG 1 jest oparta na porównaniu krzywej geofizycznej otworu Piła 1/IG 1 i oddalonego o ok. 200 km na południowy wschód otworu

Kaszewy 1 (Pieńkowski, 2014). Korelacje dolnej jury w basenie polskim oparte na karotażach ułatwia fakt wykształcenia tej serii w postaci utworów silikoklastycznych w ciągu od piaskowców (bardzo rzadko zlepieńców) do ıłowców,

co jest łatwo identyfikowalne na krzywych geofizycznych. Inne utwory (syderyty, dolomity i ankeryty, węgle) mają na tyle podrzędny udział w profilach jury dolnej, że mogą być (poza szczególnymi obszarami w południowej Polsce) w ogólnych interpretacjach pomijane. Otwór Kaszewy 1 był w pełni rdzeniowany na odcinku jury dolnej i umożliwia relatywnie wiarygodną korelację z profilem Piły 1/IG 1. Pomimo, że profil Kaszewy 1 znajduje się na szczycie szerokopromiennej struktury antyklinalnej z poduszką solną w podłożu i miąższość jury dolnej jest tam zredukowana (782 m) w porównaniu do otworów położonych poza poduszką (c. 1200 m – np. Krośniewice IG 1), profil ten, poza zredukowanym najwyższym pliensbachem, zawiera wszystkie formacje i sekwencje depozycyjne wyróżnione w basenie polskim (Pieńkowski, 2004), skorelowane stratygraficznie za pomocą porównania krzywych węglowych z Kaszew i Mochras (Wielka Brytania) oraz innych wskaźników (Pieńkowski, 2014; Pieńkowski i in. 2020). W otworze Piła 1/IG 1 miąższość jury dolnej jest podobna (805 m), można tam też wyróżnić podstawowe litoformacje grupy Kamiennej (w ujęciu litostratygraficznym, kolejno: formacja zagajska, skłobska, ostrowiecka, gielniowska, drzewicka, ciechocińska, borucicka) oraz hipotetycznie sekwencje depozycyjne (w ujęciu cyklo- i chronostratygraficznym). Bazuje to na potwierdzonej w kilku opracowaniach prawidłowości, że wczesnojurajska sedimentacja w płytkim, epikontynentalnym basenie Polski w sposób szczególnie wyraźny odzwierciedlała zmiany poziomu morza (Pieńkowski, 2004; Hesselbo, Pieńkowski 2011; Pieńkowski i in. 2012; Pieńkowski, 2014), a spójny podział stratygraficzno-sekwencyjny dolnej jury w Polsce pozwala na jego porównanie ze schematami sporządzonymi dla bogatych w skamieniałości przewodnie utworów dolnej jury cyklu liguryjskiego w Wielkiej Brytanii i Francji. Zwłaszcza krótkookresowe sekwencje wyróżnione w obrębie cyklu liguryjskiego są przydatne w korelacji sekwencji, ponieważ są one rozpoznawalne w basenie polskim (Pieńkowski, 2004). Ciągi systemowe niskiego poziomu morza (LST) i ciągi systemowe opadającego poziomu morza (FSST) odpowiadają czasowo w basenie polskim lukom związanym z erozją lub brakiem depozycji na granicach sekwencji. Jeśli chodzi o skalę zmian poziomu morza, również model Exxon Research Group okazał się przydatny do przeprowadzenia korelacji, a dziesięć „exonowskich” sekwencji depozycyjnych (I–X) zostało wyróżnionych w obrębie dolnojurajskich utworów basenu polskiego (Pieńkowski, 2004). W zapisie osadowym dominują utwory transgresywnych ciągów systemów i są one reprezentowane zarówno przez retrogradacyjne, jak i agradacyjne sukcesje facjalne. Utwory ciągów systemowych stabilizacji wysokiego poziomu morza odpowiadają wyłącznie progradacyjnym, regresywnym sukce-

sjom facjalnym. Te podstawowe ciągi systemów dają się (z oczywistymi zastrzeżeniami wynikającymi z braku materiału rdzeniowego) wyinterpretować na podstawie karotażu otworu Piła 1/IG 1 i na nich opiera się interpretacja stratygraficzno-sekwencyjna (fig. 31). Podział ten bazuje na wyróżnieniu głównych powierzchni korelacyjnych – granic sekwencji depozycyjnych związanych z erozją i gruboziarnistym osadem oraz powierzchni maksymalnego zalewu zaznaczających się na krzywych geofizycznych wychyleniami w przeciwnym kierunku, co cechuje osady drobnoziarniste. Położone między granicami sekwencji a powierzchniami maksymalnego zalewu zmiany trendu litologicznego – z utworów gruboziarnistych na drobnoziarniste – można w przybliżeniu interpretować jako powierzchnie transgresji.

Główne granice sekwencji (granice erozyjne z pakietami piaskowcowymi wyżej) w profilu Piła 1/IG 1 zostały skorelowane następująco (na podstawie Pieńkowski, 2004):

- najniższy hetang;
- granica hetang/synemur;
- najwyższy synemur (najwyższa część poziomu *rari-costatum*);
- najniższy górny pliensbach (dolny poziom *margari-tatus*);
- najwyższy górny pliensbach (górny poziom *spina-tum*);
- środkowy – górny toark.

Pozostałe wyróżnione w profilu Piła 1/IG 1 powierzchnie erozyjne (granice sekwencji) są też możliwe do wyróżnienia (patrz załączony profil), ale na krzywych geofizycznych zaznaczają się mniej wyraźnie i ich położenie jest bardziej hipotetyczne. Powierzchnie maksymalnego zalewu (maksymalny udział skał ilasto-mułowcowych) zaznaczają się w przedziałach odpowiadających przedziałom wiekowym:

- środkowy hetang (poziom *liasicus*);
- dolny synemur (poziom *semicostatum*);
- środkowy górny synemur (poziomy *obtusum/oxyno-tum*);
- dolny pliensbach (poziomy *jamesoni/ibex*);
- dolny toark (poziom *tenuicostatum*).

Na tle wszystkich wyinterpretowanych powierzchni maksymalnego zalewu wyróżniają się trzy główne: w środkowym hetangu, najniższym pliensbachu i najniższym toarku, zaznaczające się na karotażu bardziej wyraźnymi przesunięciami w stronę facji mułowcowo-ilastych.

W obrębie formacji ciechocińskiej (sekwencja VIII, najwyższy pliensbach–dolny toark) można dostrzec na karotażu 6 podrzędnych cykli, stanowiących najprawdopodobniej progradacyjne parasekwencje o dokładnie ustalonej, dzięki korelacji krzywych izotopów węgla, pozycji stratygraficznej (Hesselbo, Pieńkowski 2011; Pieńkowski i in., 2014).

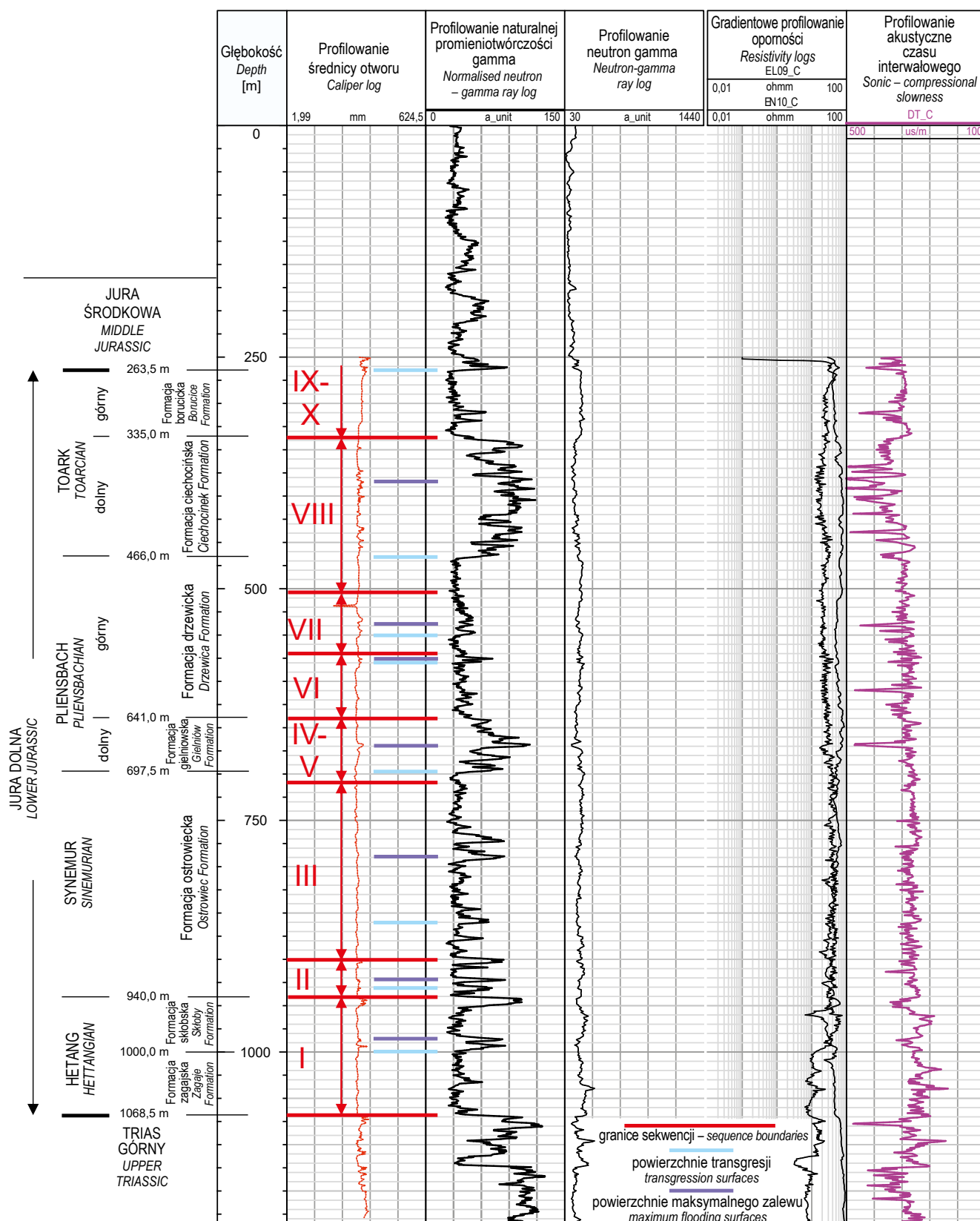


Fig. 31. Interpretacja wydzielen stratygraficznych (litostratygraficznych i stratygraficzno-sekwencyjnych) w serii dolnej jury (grupa Kamienna) w wierceniu Piła1/IG 1 na podstawie krzywych geofizycznych

Interpretation of stratigraphical subdivisions (lithostratigraphical and sequence-stratigraphical) within the Lower Jurassic series (Kamień Group) in the Piła 1/IG 1 borehole, based on geophysical logs

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

JURA ŚRODKOWA – LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Otwór Piła 1/IG 1 został zlokalizowany w pobliżu współczesnej granicy występowania utworów jury środkowej (fig. 32). Jest to granica erozyjna, wskazująca na zasięg usunięcia osadów jury środkowej i młodszych, podczas inwersji pomorskiego odcinka bruzdy śródpolskiej. Profil jury środkowej w otworze Piła 1/IG 1 obejmuje jedynie 78,5 m odcinek, który został przewiercony bezrzedniowo. Jura środkowa kontaktuje w spągu z utworami najwyższej jury dolnej (formacja borucicka, toark), a przykrywają je bezpośrednio utwory oligocenu.

Na podstawie analizy krzywych geofizycznych oraz próbek okruchowych w profilu jury środkowej można wydzielić tu dwa kompleksy litologiczne. Dolny kompleks, o miąższości 51,0 m, rozpoczyna 3,5 m warstwa iłowców (być może również zlepieńca w spągu), przykryta przez utwory mułowcowo-

-piaskowcowe grubości 10 m. Wyższa część dolnego kompleksu zbudowana jest z piaskowców. Kompleks górny, o miąższości 27,5 m, wykształcony jest głównie jako mułowce ciemnoszare, z nielicznymi wkładkami iłowców.

Jak pokazano na fig. 32, w odległości kilkudziesięciu kilometrów od otworu Piła 1/IG 1, głębokie otwory odwiercono jedynie w dwóch rejonach: w kierunku NE otwór Złotów 1 i w kierunku SW otwory Człopa 1, 2 i 3. W otworze Złotów 1, który został zlokalizowany w osiowej części środkowojurajskiego basenu sedimentacyjnego, a jednocześnie w bezpośredniej bliskości współczesnego zasięgu jury środkowej, stwierdzono jedynie 24,0 m odcinek tych utworów, reprezentujący aalen. W otworach odwierconych na strukturze Człopy, zlokalizowanej już na obszarze niecki szczecińskiej,

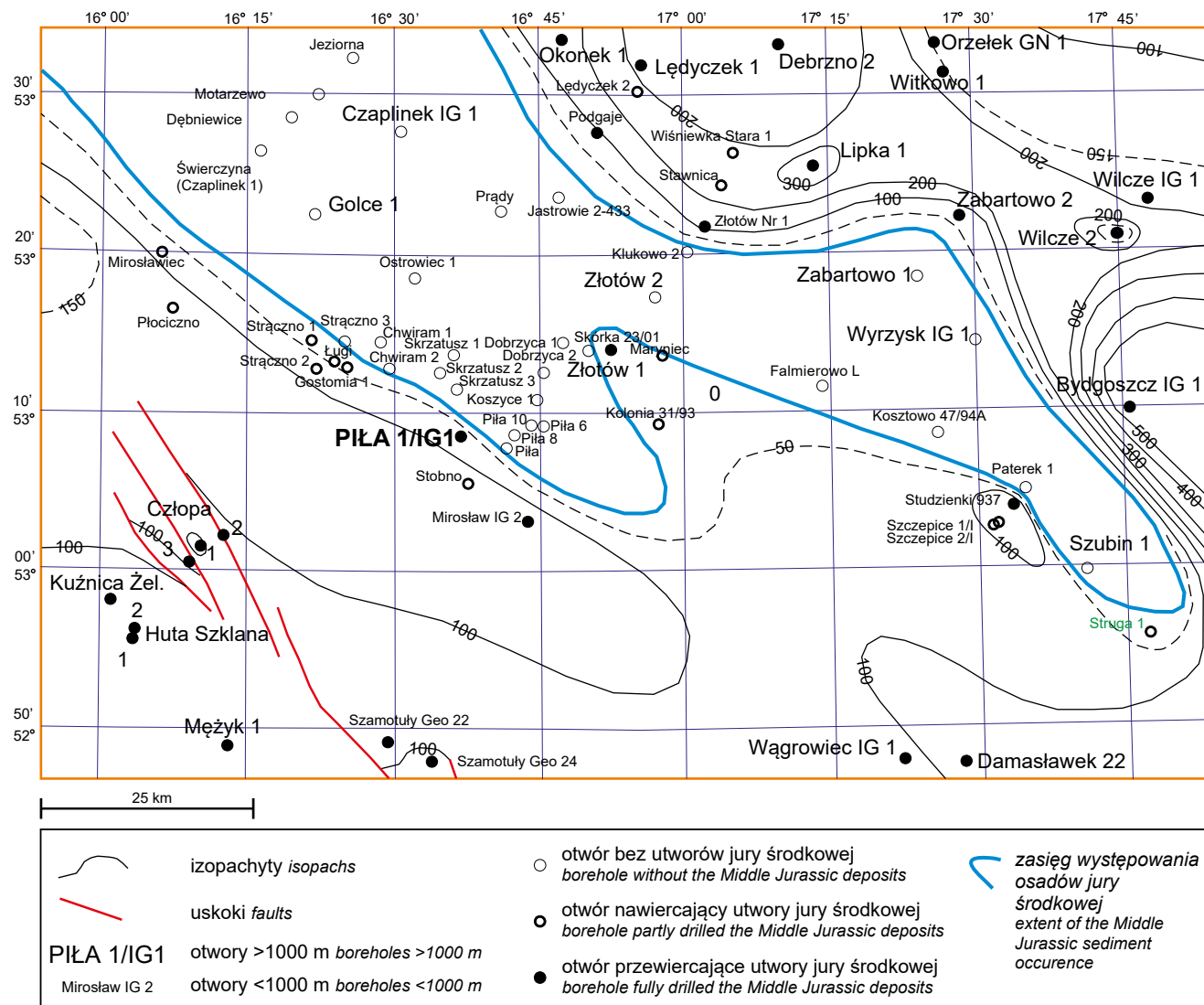


Fig. 32. Mapa współczesnych miąższości jury środkowej na obszarze SE części wału pomorskiego i obszarów przyległych
Map of the contemporary thickness of the Middle Jurassic deposits in the SE part of the Pomeranian Swell and adjacent areas

profil jury środkowej o miąższości odpowiednio 151,0 m, 130,0 m i 100 m, obejmuje wiekowo bajos–kelowej. Dane te nie dają możliwości dobrej korelacji z otworem Piła 1/IG 1. Pewnych danych dostarczają pełnordzeniowe profile płytkich otworów: pobliski Mirosław IG 2, położony po północnej stronie wału pomorskiego otwór Złotów 1 oraz położony w znacznie większej odległości, w pobliżu Szubina, otwór Studzienki 937. W otworach tych w dolnym odcinku występują piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, z miką oraz nie-liczną uwęgloną sieczką roślinną; w górnym odcinku nato-

miast iłowce i mułowce, ciemnoszare, masywne lub z laminami albo soczewkami jasnoszarego pyłowca, z miką oraz uwęgloną lub spirytyzowaną sieczką roślinną. W otworach tych utwory najniższej jury środkowej również nie są datowane, a uzyski rdzenia często są niewielkie, jednak korelacja wszystkich danych regionalnych (Dadlez, Dembowska, 1965; Dayczak-Calikowska, 1987) sugeruje, że w otworze Piła 1/IG 1 dolny piaskowcowy kompleks reprezentuje aalen dolny, a wyższy kompleks iłowcowo-mułowcowy odpowiada aalenowi górnemu.

Paweł URBAŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN

PALEOGEN I NEOGEN W REJONIE OTWORU PIŁA 1/IG 1

Litologia i stratygrafia

Paleogen

Ze względu na bardzo lakoniczny i zgeneralizowany opis profilu litologicznego osadów kenozoicznych, znajdujących się w dokumentacji wynikowej otworu Piła 1/IG 1 (Piwocki, 1985), bazujący na charakterystyce próbek okruchowych, zaprezentowany opis litologii poszczególnych jednostek litostratygraficznych ([patrz rozdz. str. 13](#)) uzupełniono o dane pochodzące z pobliskich otworów kartograficznych, takich jak: Koszyce 1, Łomnica 2, Łomnica 3, Skrzatusz 3, Skrzatusz 1 (Dyląg, Górzycki, 1982)

Najstarszymi osadami paleogenu w okolicy otworu Piła 1/IG 1 są osady zaliczane do eocenu górnego, w których spągu występują osady formacji pomorskiej (Piwocki i in., 2004). Występują one w rejonie Wałcza i są reprezentowane przez piaszczyste, szarozielone mułki ze znaczną domieszką muskowitu. Utwory formacji pomorskiej nie zostały nawiercone w otworze Piła 1/IG 1.

Najstarszymi utworami paleogenu nawierconymi w otworze Piła 1/IG 1, są osady formacji czempińskiej młodszej części oligocenu dolnego (głęb. 157,0–185,0 m; miąższość 28 m), wykształcone w postaci piasków drobnoziarnistych i pylastych z wkładkami mułków. Są to piaski kwarcowo-glaukonitowe lub glaukonitowo-kwarcowe, łyszczykowe. W podobnych utworach w profilu otworu Skrzatusz 1 także występują wkładki węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent V pokładu czempińskiego (Ciuk, 1974). Formacja czempińska jest zbudowana z osadów lądowych jak też brakiczno-morskich, ściśle ze sobą zalegających. Przewaga piasków w jej profilu świadczy o udziale ingresji morskiej w tworzeniu się tych osadów.

Osady przejściowe od oligocenu dolnego do górnego reprezentuje formacja mosińska górna (głęb. 123,0–157,0 m; miąższość 34 m), stwierdzona w otworze Piła 1/IG 1. W profilu tej formacji dominują osady mułowcowe, piaszczyste z glaukonitem i łyszczykami. Zarówno w osadach mułowcowych jak

i piaskach występują skupienia sydereytu, mniej lub bardziej zwietrzałego, białego i żółtawego (Koszyce 1, Łomnica 2, Łomnica 3, Skrzatusz 3, Skrzatusz 1). Sporadycznie występuje piaskowiec drobnoziarnisty, słabo zwięzły, nieco sydereytyczny (Łomnica 2, Skrzatusz 1). Brakiczno-lądowe osady mułowate przeławiczone zielonymi piaskami z glaukonitem świadczą o kilkukrotnych ingresjach morskich i zazębieniu się wzajemnie facji lądowej i morskiej.

Neogen

W spągu profilu neogenu występuje formacja gorzowska (głęb. 91,0–123,0 m; miąższość 32,0 m) należąca do miocenu dolnego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Formacja gorzowska stanowi odpowiednik formacji rawickiej. Jej wydzielenie jako odrębnej, nieformalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowali Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995) dla wyróżnienia dolnomiocenckiego horyzontu piasków kwarcowych. W kilku otworach miąższość tych utworów na skutek erozji została znacznie zredukowana (Łomnica 2, Łomnica 3) a w otworze Koszyce 1 zostały w całości zerodowane. W profilu tej formacji dominują osady piaszczyste szare o odcieniu brunatnym, bardzo drobnoziarniste z wkładkami piasku średnioziarnistego, przeławiczone mułkami brunatno-szarymi piaszczystymi z łyszczykami. Sporadycznie występują wkładki węgla brunatnych, dobrze uwęglonych (Skrzatusz 1). Utwory formacji gorzowskiej są osadami lądowymi i bagiennymi.

Miocen środkowy reprezentuje formacja krajeńska (głęb. 88,0–91,0 m; miąższość 3,0 m) o niewielkich miąższościach, która jest ekwiwalentem formacji ścinawskiej. Wyróżnienie jej jako nieformalnej jednostki litostratygraficznej obejmującej miocen dolny i pogranicze miocenu dolnego i środkowego zaproponowali Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995). Nawiercono ją w otworze Piła 1/IG 1. Jej brak natomiast stwierdzono w otworze Koszyce 1. Jest to związane z dużym wymyciem erozyjnym, które uwidacznia się współcześnie w morfologii

terenu (pradolina rzeki Gwdy). Formacja krajeńska na omawianym obszarze jest wykształcona w postaci piasków ciemnoszarych lub ciemnobrunatnych, silnie węglistych, drobnopziarnistych, kwarcowych z nielicznymi łuszczkami. Występują również węgle brunatne odpowiadające II pokładowi łuzycykiemu, mułki oraz ropy węgliste, tłuste z drobnymi okruchami detrytu roślinnego.

Rozwój sedimentacji w paleogenie i neogenie w rejonie otworu wiertniczego Piła 1/IG 1

Paleogen

Na początku późnego eocenu na omawiany obszar dotarła transgresja morska z basenu medyterańskiego zachodniej Europy. Na obszarze zachodniej Polski morze to miało charakter epikontynentalny. Przez obszar płycizn i archipelagów wysp na wale śródpolskim ciepłe wody z obszaru zachodniej Europy mieszały się z chłodniejszymi wodami z obszaru północno-wschodniej Polski, na co wskazuje wymiana ciepło i zimnolubnych zespołów otwornicowych (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). 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 Piły miejscami zniszczyły stosunkowo cienkie osady eoceńskie.

Kolejna transgresja – oligoceńska, postępująca od zachodu, w najniższym rupelu rozwijała się w kilku fazach, na co wskazuje wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych (Burchardt, 1978; Odrzywolska-Bieńkowska, Pożaryska, 1978). Na obszarze zachodniej Polski morze to miało charakter epikontynentalny. Przez obszar płycizn i archipelagów wysp na wale śródpolskim ciepłe wody z obszaru zachodniej Europy mieszały się z chłodniejszymi wodami z obszaru północno-wschodniej Polski. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i mosińskiej górnej. Ciąg progredujących transgresyjnych systemów depozycyjnych rozpoczynają osady formacji mosińskiej dolnej. W spągu tej formacji występuje transgresyjna warstewka żwiru kwarcowego. Leżące wyżej utwory formacji czempieńskiej mają charakter brakiczny i są związane z częściową regresją i spłyleniem zbiornika morskiego. Niewielki epizod transgresyjny, kończący sedimentację paleogenu na obszarze północno-zachodniej Polski, nastąpił po osadzeniu się utworów formacji

czempieńskiej. W jego wyniku powstały osady formacji mosińskiej górnej. Ostateczną regresję morską na Niżu Polskim wyznacza poziom piasków kwarcowych z glaukonitem formacji leszczyńskiej, które powstawały na pograniczu rupelu i szatu lub we wczesnym szacie. Przez pozostałą część szatu na omawianym obszarze panowały warunki lądowe.

Neogen

W rejonie otworu Piła IG 1 najstarsze utwory miocenu, zaliczane do formacji gorzowskiej, powstały w środowisku lądowym, na obszarze równi aluwialnej, gdzie w warunkach nisko energetycznych osadzały się utwory drobnoklastyczne. W starorzeczach powstawały torfy i namuły organiczne.

Leżącą powyżej, należącą do hemmoru górniego i reinbeku dolnego utwory formacji krajeńskiej powstały w warunkach kontynentalnych na rozległej równinie aluwialnej, na której rozwijały się przybrzeżne bagna i torfowiska węglotwórcze, z którymi było związane powstanie II pokładu łuzycykiemu. 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 późnym reinbeku utworzyły się utwory formacji pawłowskiej, które powstały na obszarze równi aluwialnej. W środku formacji są obecne przeławienia węgla brunatnego. W najpóźniejszym reinbeku, w kolejnym epizodzie antrakogenezy powstały węgle I pokładu śródkowopolskiego. W langenfeldzie ponownie dominowała tu sedimentacja w środowisku równi aluwialnej. W nieco chłodniejszym, lecz nadal wilgotnym klimacie, w środowisku o bardzo niskiej energii wód osadzały się szaroniebieskie mułki i ropy należące do formacji poznańskiej. Jednak na większej części obszaru, włącznie z rejonem Piły, zostały one zerodowane (nie zostały nawiercone w otworze Piła 1/IG 1).

Wyżej położone tereny nadal były porastane przez las mezofilny. W rejonie Piły utwory formacji pawłowskiej i poznańskiej w większości zostały usunięte przez procesy erozji czwartorzędowej. W najmłodszym miocenie i w pliocenie na omawianym obszarze panowały warunki lądowe zdominowane przez procesy erozji i denudacji.

Joanna RYCHEL

CZWARTORZĘD

KORELACJA STRATYGRAFICZNA UTWORÓW CZWARTORZĘDU W REJONIE OTWORU PIŁA 1/IG 1

Otwór badawczy Piła 1/IG 1 jest zlokalizowany w północno-zachodniej Polsce (fig. 33A) w obrębie mezoregionu Dolina Gwdy (Solon i in., 2018). Został wykorzystany (otw. na SMGP nr 10) przy opracowaniu Szczegółowej Mapy Geo-

logicznej Polski 1:50 000 ark. Piła (313) (Bartczak, 2006a, b). Jest usytuowany na wysokości 93,1 m n.p.m., przy krawędzi wysoczyzny morenowej, w dolinie Noteci, w obrębie geologicznego wydzielenia powierzchniowego piasków i żwi-

rów wodnolodowcowych w sąsiedztwie otworów Piła PIŁ/2 (otw. 14) i Kotuń PIŁ/1 (otw. 51) (fig. 33B).

Wykonana korelacja stratygraficzna (fig. 34) odnosi się do otworów Piła PIŁ/2 i Kotuń PIŁ/1 i (otw. 14 i 51), które zostały umieszczone na przekroju geologicznym wykonanym do mapy (Bartczak, 2006a).

W profilu pionowym wiercenia udokumentowano 88 m osadów czwartorzędowych. Bezpośrednio na utworach neogenu na głęb. 68,0–88,0 m występują gliny lodowcowe (zwałowe) o miąższości 20 m, zaliczone do zlodowacenia południowopolskiego, Sanu 1 (MIS16) (fig. 34) (Bartczak, 2006a, b). Nadbudowuje je na głęb. 34,0–68,0 m miąższości (34 m) seria piasków średnioziarnistych, wodnolodowcowych, która można wiązać z wycofywaniem, recesją tego zlodowacenia ok. 630 tys. lat temu (Railsback i in., 2015)

albo recesją młodszego zlodowacenia Odry (Bartczak, 2006a, b) ok. 244–280 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). Powyżej na głębokości 23,0–34,0 m występuje poziom o miąższości 11 m, glin lodowcowych ze zlodowacenia środkowopolskiego, stadiału Warty (fig. 34) (Bartczak, 2006a, b), którego czas depozycji jest szacowany na 132–180 tys. lat temu. (Railsback i in., 2015). Nad glinami na głęb. 15,0–23,0 m zostały udokumentowane żwiry o miąższości 8 m, a wyżej na głęb. 0,0–15,0 m piaski średnioziarniste o miąższości 15 m. Stanowią one wypełnienie doliny Gwdy, budując najwyższy poziom równiny wodnolodowcowej, która powstała podczas recesji zlodowacenia północnopolskiego Wisły, w fazie pomorskiej (fig. 33, 34) (Bartczak, 2006a, b), czyli w okresie ok. 18,5–17 tys. lat temu (Marks i in., 2016).

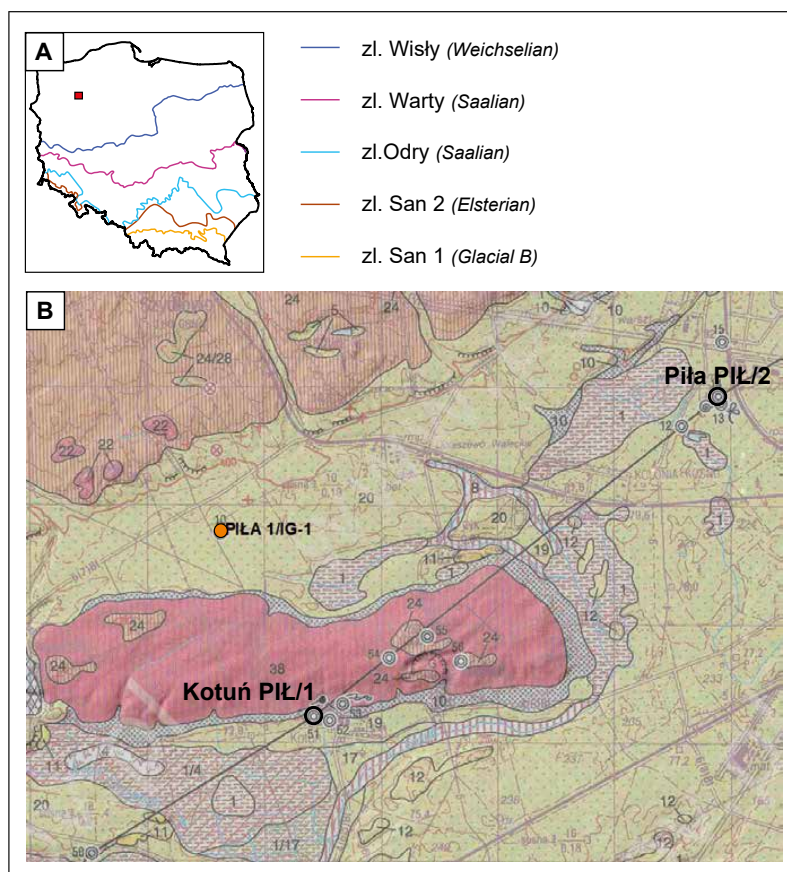


Fig. 33. Lokalizacja otworu Piła 1/IG 1: A – na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń; B – na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski w skali 1: 50 000 ark. Piła (wg Bartczak, 2006a)

Opisy wydzieleń: 1 – torfy, 4 – gytie, 5 – namuły den dolinnych, 10 – piaski, mułki i gliny deluwialne, 11 – piaski eoliczne w wydymach, 12 – piaski eoliczne, 17, 20, 28 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 22, 38 – piaski, żwiry i gliny moren, 24 – gliny zwałowe

Location of the Piła 1/IG 1 borehole A – on the map of Poland with glacial ranges;
B – on the Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000 Piła sheet (after Bartczak, 2006a)

Descriptions of deposits: 1 – peat, 4 – gyttia, 5 – muddy of the valley bottoms; 10 – deluvial sands, silt and clay, 11 – aeolian sands in the dunes, 12 – aeolian sands, 17, 20, 28 – glaciifluvial sands and gravels, 24 – glacial tills, 22, 38 – moraines sands, gravels and tills

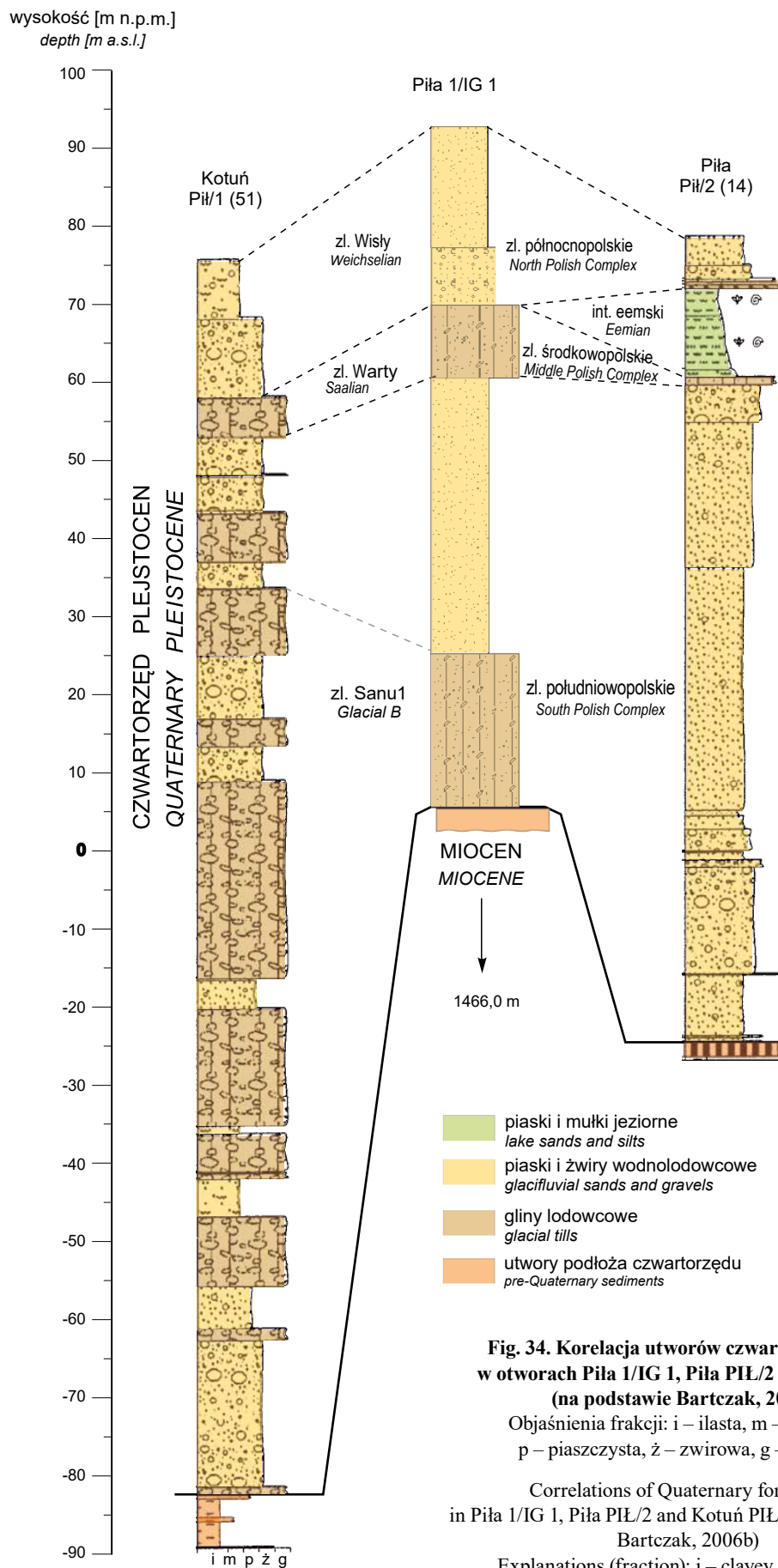


Fig. 34. Korelacja utworów czwartorzędowych w otworach Piła 1/IG 1, Piła Pił/2 i Kotuń Pił/1 (na podstawie Bartczak, 2006b)

Objaśnienia frakcji: i – ilasta, m – mułkowa, p – piaszczysta, ż – żwirowa, g – głazowa

Correlations of Quaternary formations in Piła 1/IG 1, Piła Pił/2 and Kotuń Pił/1 boreholes (after Bartczak, 2006b)

Explanations (fraction): i – clayey, m – muddy, p – sandy, ż – gravel, g – boulder