

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

## DEWON

Hanna MATYJA

### STRATYGRAFIA I UWAGI O WYKSZTAŁCENIU FACJALNYM UTWORÓW ŻYWETU I FRANU

#### Litostratygrafia

Pierwszy podział utworów dewońskich obszaru Pomorza Zachodniego na nieformalne jednostki litostratygraficzne, nazwane kompleksami, został zaproponowany przez Dadleza (1978). Nieco później Miłaczewski (1986) uzupełnił podział dewonu o nową jednostkę. Podstawowym problem w tamtym czasie był niemal zupełny brak badań biostratygraficznych, który uniemożliwiał rozpoznanie poprawnych relacji zarówno przestrzennych, jak i czasowych między wyróżnionymi jednostkami.

Na podstawie szczegółowych badań litologicznych, biostratygraficznych i facjalnych dewonu przeprowadzonych w ponad 50 profilach Pomorza Zachodniego Matyja (1993, 1998, 2004, 2006, 2007a–c, 2008a–c, 2009, 2011, 2012, 2017) podała szczegółowy opis, zasięg stratygraficzny i rozprzestrzenienie w basenie jednostek litologicznych proponowanych wcześniej przez Dadleza. Uporządkowała ich nazewnictwo (nadając im rangę, przy zachowaniu dla większości z nich nadanej im przez Dadleza nazwy geograficznej), a także dokonała formalizacji wydzieleni. Dodatkowo wprowadziła też kilka nowych jednostek w randze formacji i ogniwi. W sumie w dewonie obszaru pomorskiego autorka wyróżniła 13 formacji i 5 ogniwi, a szczegółowe opisy poszczególnych jednostek litostratygraficznych, ich zasięgi stratygraficzne i rozprzestrzenienie w basenie pomorskim można znaleźć w jej pracach (Matyja, 1993, 2006, 2009).

W profilu otworu Brojce IG 1 w nawierconych pod permem osadach dewonu można wyodrębnić 4 jednostki litologiczne:

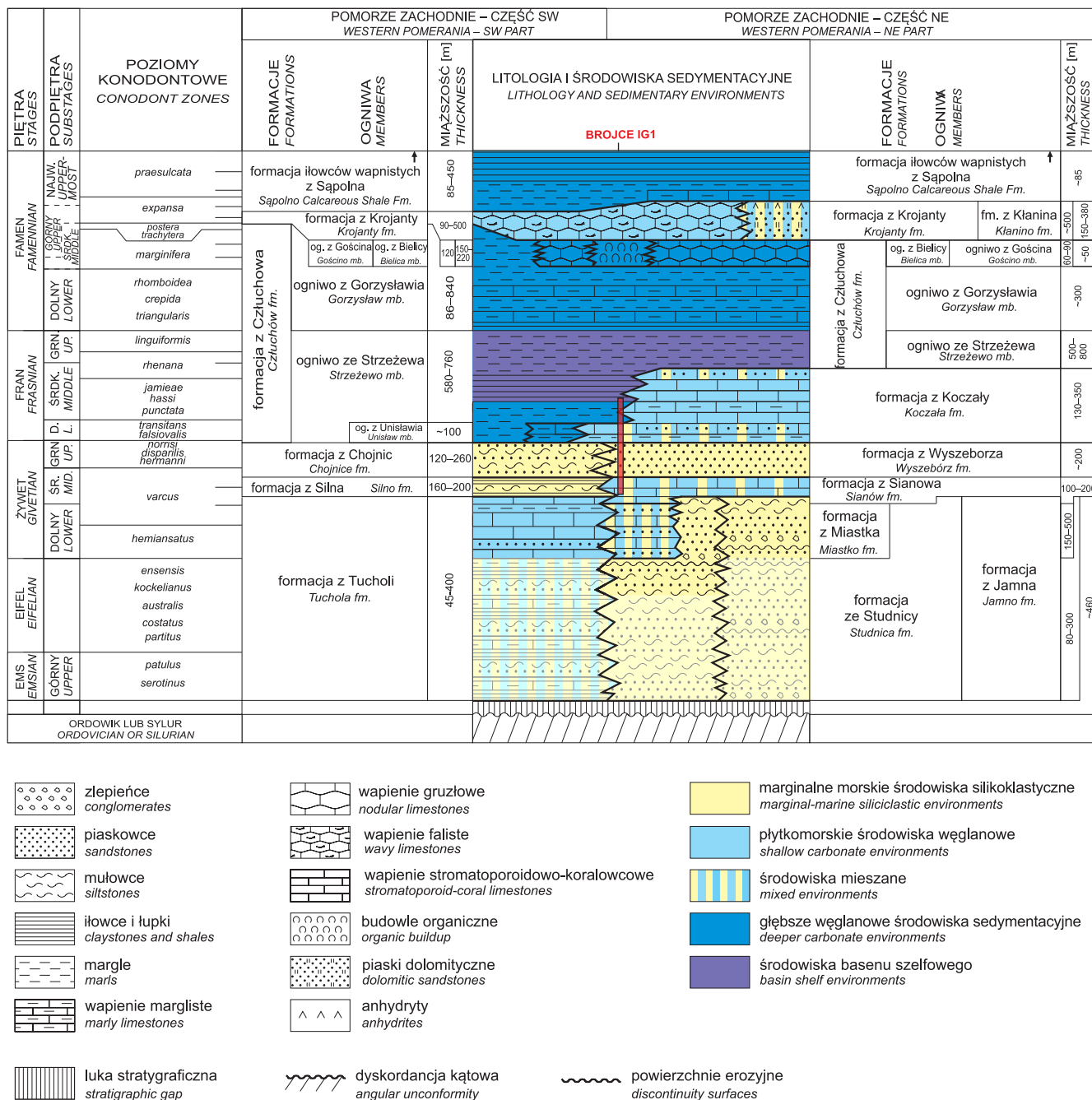
1. formację wapieni z Sianowa (?);
2. formację piaskowców kwarcowych z Wyszeborza (?);
3. formację wapieni z Koczały (?);
4. formację wapieni, margli i iłowców z Człuchowa (fm. człuchowska), reprezentowaną tu przez jej najstarsze ogniwo iłowców i margli ze Strzeżewa (og. strzeżewskie).

Trzy pierwsze z wymienionych formacji przyporządkowano jednostkom litostratygraficznym wyróżnionym wcześniej dla dewonu obszaru Pomorza Zachodniego z pewną dozą niepewności. Brak całkowitej pewności wynika z nie do końca typowego wykształcenia litologicznego tych jednostek w analizowanym profilu w stosunku do modelowych definicji. Trzeba jednak zaznaczyć, że definicje te stworzono na podstawie licznych wcześniej dostępnych profili dewonu północnej i wschodniej części obszaru, zajmujących zdecydowanie bardziej proksymalną pozycję w dewońskim, a zwłaszcza żyweckim i frańskim, basenie sedymentacyjnym Pomorza Zachodniego niż prezentowany tu profil otworu Brojce IG 1 (Matyja, 2009). Profil ten jest pierwszym profilem obszaru Pomorza Zachodniego, w którym zidentyfikowano utwory żywetu i franu w facjach bardziej dystalnych.

Pierwszą z wyróżnionych jednostek, **formację wapieni z Sianowa**, zgodnie z definicją (Matyja, 2006, 2009) budują litofacie węglanowe i margliste. Wśród nich obserwuje się laminity mikrobialne z mikrokonchidami, zróżnicowane wapienie ziarniste, m.in. wakstony onkolitowe, masywne stromatoporoidowo-koralowcowe boundstony, szkieletowe floatstony, margliste pakstony i wakstony ze stromatoporoidami, jak również wapienie z rozproszonymi szczątkami organicznymi, między innymi koralami, dużych łodyg liliowców, ramienionogów, a także ciemne, partiami gruzłowe, margle z małżoraczkami, małymi trochitami i fragmentami roślinnymi. Zdarzają się wkładki drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych i mułowców (fig. 4).

W profilu Brojce IG 1 osady z głęb. 4132,5–4252,0 m zaliczone do formacji z Sianowa charakteryzują się obecnością iłowców i margli z wkładkami wapieni marglistych oraz wapieni ziarnistych, a w wyższych partiach jednostki – z wkładkami mułowców wapnistych.

Opisywana jednostka litostratygraficzna wydaje się w analizowanym profilu trójdzielna: osady z głęb. 4132,5–4210,0 m to seria szarych iłowców marglistych przechodzących w margle z niezbyt licznymi bioklastami, wśród których



**Fig. 4. Pozycja profilu Brojce IG 1 na tle schematu czasowego i przestrzennego układu jednostek litostratygraficznych i środowisk sedymentacji w dewonie obszaru Pomorza Zachodniego – od stref brzegowych (NE) do centralnych części basenu (SW) (Matyja, 2009, z niewielkimi zmianami)**

Position of Brojce IG 1 profile against the background of the temporal and spatial scheme of the arrangement of lithostratigraphic units and sedimentation environments in the Devonian of the Western Pomerania area – from coastal zones (NE) to central parts of the basin (SW) (Matyja, 2009, with minor changes)

można znaleźć fragmenty liliowców, ramienionogów i koralowców. Osady te zawierają rozproszony kwarc frakcji aleurytowej, ale zdarzają się również smugi wzbogacone w kwarc i drobne blaszki łyszczyków (Dadlez w: Żelichowski i in., 1986). Dolne partie tego pakietu są bardziej węglanowe, zdarzają się nawet wkładki wapieni pelitowych. Osady z głęb. 4210,0–4223,0 m to szare iłowce i heterolity ilasto-piaszczyste i ilasto-mułowcowe, miejscami zbioturbo-

wane (drobne poziome kanaliki mułozerców o przebiegu równoległym do uławicenia), zdarzają się cienkie wkładki piaskowców. Bioklasty są nieliczne i ograniczone do członów liliowców. Ostatnią część tworzą utwory z głęb. 4223,0–4252,0 m, które są ponownie bardziej węglanowe. Jest to seria margli bogatych w szczątki organiczne w partiach spagowych, wśród których dość liczne są ramienionogi *Stringocephalus*, tabulata gałązkowe z rodzaju *Thamnopora*, korale

osobnicze Rugosa, członki liliowców, zdarzają się również fragmenty konodontów, małżoraczki i kalcisfery. Przechodzą one ku górze formacji w iłowce margliste, a w partiach stropowych jednostki pojawiają się smugi mułowców.

Formacja wapieni z Sianowa w profilu otworu wiertniczego Brojce IG 1 nie została przewiercona. Częściowa miąższość tej jednostki wynosi 119,5 m.

Osady **formacji piaskowców kwarcowych z Wyszeborza** leżą na utworach formacji z Sianowa, a pod osadami formacji z Koczały lub formacji człuchowskiej (Matyja 2009) (fig. 4). Zidentyfikowano ją głównie w części nadmorskiej obszaru pomorskiego, a także w wielu profilach na obszarze między Koszalinem a Chojnicami.

Zgodnie z oryginalną definicją formację wyszeborską stanowią głównie pstre utwory silikoklastyczne, najczęściej drobno- i średnioziarniste. W niektórych profilach położonych w proksymalnych partiach basenu sedimentacyjnego zaobserwowano zróżnicowane spektrum struktur sedimentacyjnych typowych dla środowisk płytkomorskich (Paczeńska, 2004, 2008), a także wkładki (do 10 mm miąższości) złożone z dobrze obtoczonych, ale słabo wysortowanych otoczków kwarcu, poza tym przewarstwienia pierwotnych lub wczesnodiagenetycznych dolomitów, jak również poziomy z powtarzającymi się śladami ekspozycji powierzchniowej. W tym zespole litologicznym notuje się w obrębie całej formacji bardzo liczne skamieniałości śladowe, charakterystyczne jest natomiast ubóstwo szczątków szkieletowych (Paczeńska, 2008).

W profilu otworu Brojce IG 1 osady z głęb. 4025,0–4132,5 m są zaliczone do formacji piaskowców kwarcowych z Wyszeborza. Wykształcone są one jako pstre piaskowce słabo wapieniste, miejscami wapienie piaszczyste, heterolity ilasto-piaszczyste i ilasto-mułowcowe, a także margle z wkładkami iłowców równolegle laminowanych, choć miejscami również zbioturbowanych (kanaliki mułozerców są wypełnione kwarcem frakcji aleurytowej; mają przebieg równoległy do uławicenia). Nieliczna fauna jest reprezentowana przez drobne, gładkie ramienionogi i pojedyncze fragmenty konodontów.

Kolejna z wyróżnionych jednostek to **formacja wapieni z Koczały** znana z rejonu Koszalin–Chojnice–Toruń, gdzie występuje w wąskim pasie wychodni podpermskich wzdłuż krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Na obszarze między Koszalinem a Koczałą i w pobliżu Chojnic leży ona na formacji wyszeborskiej, a przykrywają ją osady ilasto-margliste ogniwa ze Strzeżewa formacji z Człuchowa (fig. 4).

Formację wapieni z Koczały charakteryzują głównie wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z wkładkami piaskowców kwarcowych i podrzędnie mułowców wapienistych, zwłaszcza w dolnej części jednostki. W obrębie tej formacji można wyróżnić kilka litofacji (Matyja, 1993). Jedną z nich to związane z budowlami organicznymi bardzo charakterystyczne, jasnoszare, masywne lub niewyraźnie warstwowane wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z organizmami zachowanymi w pozycji przyżyciowej, a pozostałe to zróżnicowane wapienie ziarniste, w tym głównie stromatoporoidowo-koralowcowe ze stromatoporoidami,

tabulatami, pojedynczymi koralowcami osobniczymi Rugosa, małżoraczkami, ślimakami, otwornicami i algami.

W profilu otworu Brojce IG 1 do formacji wapieni z Koczały zaliczono osady z głęb. 3877,5–4025,0 m, chociaż jeszcze raz należy podkreślić, że mamy tu do czynienia głównie z bardziej dystalnymi odmianami litofacjalnymi w stosunku do dotychczas rozpoznanych. W analizowanym profilu dominują wapienie ziarniste, wapienie margliste i margle oraz iłowce margliste z wkładkami iłowców, zawierające bogaty inwentarz szczątków organicznych, m.in. ramienionogi, głównie należące do rodzajów *Cyrtospirifer* i *Atrypa*, korale osobnicze oraz tabulaty masywne należące do rodzaju *Alveolites* i gałązkowe reprezentujące rodzaj *Thamnopora*. Zdarzają się też szkarłupnie, małże, małżoraczki i pojedyncze konodonty. Nie stwierdzono jednak obecności wapieni związanych z budowlami organicznymi.

Opisywana jednostka litostratygraficzna wydaje się w analizowanym profilu trójdzielna – osady z głęb. 3877,5–3893,0 m to głównie iłowce margliste i margle, podrzędnie wapienie margliste relatywnie bogate w bioklasty, wśród których stwierdzono fragmenty liliowców, ramienionogów, małżów oraz małżoraczki. Utwory z głęb. 3893,0–3919,0 m to seria naprzemianległych jasnoszarych wapieni ziarnistych i ciemnoszarych margli charakteryzująca się dużym zróżnicowaniem i obfitością bioklastów, są to głównie koralowce, w tym Rugosa oraz tabulaty masywne i gałązkowe wymienione wyżej, ramienionogi i członki liliowców. Osady z głęb. 3919,0–4025,0 m zaś to ponownie głównie iłowce margliste i margle z dużą ilością bioklastów, wyraźnie mniej zróżnicowanych i bardziej rozdrobnionych niż w pakiecie powyżej. Stwierdzono obecność krynoidów, ramienionogów, glonów i styliolin.

**Ogniwo iłowców marglistych ze Strzeżewa należące do formacji iłowców, margli, wapieni z Człuchowa**, rozprzeźnione na obszarze całego Pomorza Zachodniego, zgodnie z definicją charakteryzuje się obecnością przede wszystkim cienkoławicowych iłowców wapienistych i margli; przewarstwienia wapieni marglistych spotykane są sporadycznie (fig. 4). Skamieniałości reprezentowane przez głowonogi, cienkoskorupowe małże, bezzawiasowe i zawiasowe ramienionogi, krynoidy, korale osobnicze, tentakulitoidy, pelagiczne entomozoidy i konodonty są nieliczne. Rzadko zdarzają się wkładki wapieni ziarnistych z mikrokonchidami i fragmentami masywnych stromatoporoidów.

Najwyższą z rozpoznanych jednostek litostratygraficznych dewonu w profilu otworu Brojce IG 1, występującą na głęb. 3674,5–3877,5 m można zaliczyć do ogniwa ze Strzeżewa należącego do formacji z Człuchowa (Matyja, 2009). Tworzą go w tym profilu iłowce oraz, podrzędnie, margle z nielicznymi drobnymi ramienionogami bezzawiasowymi i szczątkami roślinnymi. W dolnych partiach ogniwa szczątki organiczne są nieco bardziej liczne, stwierdzono fragmenty członów liliowców i stylioliny(?), sporadycznie występują też cienkie wkładki wapieni ziarnistych z fragmentami małżów, ślimaków, koralowców osobniczych i tabulata. Natomiast w górnych partiach jednostki niekiedy zdarzają się cienkie (do 1 cm grubości) smugi/soczewki mułowców kwarcowych. Pomierzone w profilu upady wynoszą

między 40 a 50°. Górna granica jednostki jest granicą erozyjną, a jej częściowa miąższość wynosi 203 m.

Charakterystykę omawianego ogniwa uzupełniają badania petrograficzne płytek cienkich (Dadlez, 1986 – opracowanie załączone do dokumentacji wynikowej otworu), które wykazały, że wkładki mułowcowe są złożone z ziaren kwarcu osiagających średnio 0,03–0,50 mm, maksymalnie 0,8 mm, tkwiących w obfitym spoiwie marglisto-ilasto-żelazistym; ziarna kwarcu frakcji aleurytowej i podrzędnie drobnopiaszczystej, są również nierównomiernie rozproszone w osadach całego omawianego ogniwa.

### Biostratygrafia

Od co najmniej kilkudziesięciu lat konodonty uchodzą za najlepsze narzędzia stratygraficzne stosowane w określaniu wieku osadów dewońskich. Charakteryzują się bowiem powszechnością występowania i wykazują duży stopień rozdzielczości stratygraficznej, dzięki czemu stwarzają możliwość najbardziej precyzyjnego podziału systemu dewońskiego na mniejsze jednostki biostratygraficzne. Z tych powodów, dzięki decyzjom Międzynarodowej Komisji Stratygraficznej, granice wszystkich pięter dewonu wyznaczono zgodnie z granicami wskazanych poziomów konodontowych. Zakres stosowalności innych mikroorganizmów jako narzędzi stratygraficznych, np. miospor czy małżoraczków, jest na ogół ograniczony regionalnie, odgrywają więc one najczęściej rolę komplementarną w stosunku do konodontów.

Wykształcenie dostępnych badaniom osadów dewońskich obszaru pomorskiego, reprezentujących szerokie spektrum głównie płytkomorskich i przybrzeżnych, klastycznych, węglanowych i mieszanych środowisk sedimentacyjnych, wymagało do sprecyzowania ich wieku zastosowania przynajmniej dwóch rodzajów narzędzi stratygraficznych – konodontów w węglanowych fragmentach sukcesji, a spor – w klastycznych.

Prowadzona przez wiele lat analiza biostratygraficzna profilów wiertniczych Pomorza Zachodniego na podstawie konodontów (m.in. Matyja, 1993, 1998, 2007a, 2008a, b, 2011, 2012, 2017) oraz miospor (Turnau, 1979; 1995, 1996, 2004, 2007, 2008, 2011, 2012), a także wspólne prace obu autorek, konsekwentnie integrujące wyniki badań obu grup mikroskamieniałości (Matyja, Turnau, 1989; Turnau, Matyja, 2001; Matyja, Turnau, 2008), doprowadziły do uzyskania precyzyjnych datowań granic wszystkich wyróżnionych w obrębie dewonu jednostek litostratygraficznych. Badania te pozwoliły również na zrozumienie wzajemnych zależności między tymi jednostkami, a tym samym na stworzenie schematu pokazującego ich przestrzenny układ i relacje czasowe (Matyja, 1993, 1998), z czasem stopniowo modyfikowanego po uwzględnieniu nowych danych analitycznych (Matyja, 2006, 2009; fig. 4).

**W profilu otworu Brojce IG 1 na konodonty pobrano 14 próbek:** dwie z ogniwa strzeżewskiego (głęb. 3726,5 i 3828,0 m), pięć z osadów formacji koczalskiej, jedną z osadów formacji wyszebońskiej i sześć z osadów formacji sia-

nowskiej. Znalaziono w nich niewiele konodontów, a ich fragmentaryczny stan zachowania uniemożliwił wykorzystanie tych mikroskamieniałości (poza jednym okazem oznaczonym do gatunku) do rozważań stratygraficznych. Niestety E. Turnau nie objęła swoimi badaniami osadów tego profilu. W takiej sytuacji jedyną możliwością ustalenia poprawnej pozycji stratygraficznej wyróżnionych tu jednostek litostratygraficznych było wykorzystanie informacji wynikających z wcześniej udokumentowanych regionalnych zasięgów stratygraficznych wymienionych wyżej formacji (Matyja, 2009).

Osady formacji wapieni z Sianowa zostały ogólnie zaliczone do żywetu, na co wskazywał zespół makroskamieniałości w niej znalezionych, m.in. charakterystycznych dużych ramienionogów z rodzaju *Stringocephalus*, typowych dla żywetu czy zróżnicowany zespół koralowców. Dzięki badaniom miospor (Turnau, 1995, 2004, 2008) wiadomo, że formacja ta reprezentuje tylko środkową część żywetu, a dokładniej środkowy (Ex2) i górny (Ex3) poziom „*Geminospora*” *extensa*. W podziale konodontowym wskazane poziomy miosporowe odpowiadają wyższej części środkowego poziomu *varcus* i niższej części górnego poziomu *varcus* (fig. 5).

W analizowanych pod kątem obecności konodontów próbkach (głęb. 4138,7; 4187,4; 4195,1; 4223,0; 4225,0 i 4234,4 m), tylko w jednej (głęb. 4234,4 m) znaleziono jeden niekompletny okaz należący do rodzaju *Icriodus* sp., nie wnoszący do powyższych rozważań stratygraficznych nic nowego.

Leżąca powyżej formacji sianowskiej **formacja piaskowców kwarcowych z Wyszeborza** z całą pewnością należy do górnej części żywetu. Wyniki badań Turnau (2004, 2008) potwierdziły, że niższa część formacji należy do górnej części górnego poziomu *extensa*, a środkowa i górna część formacji należy do kolejnego, młodszego poziomu miosporowego, *Geminospora aurita* (fig. 5). W podziale konodontowym wymienione poziomy miosporowe odpowiadają górnej części żywetu i być może najniższej części franu, zawartej między najwyższą częścią poziomu *varcus* a najniższą poziomu *falsiovalis* (fig. 5).

Pojedynczy niekompletny konodont z rodzaju *Icriodus*, znaleziony w próbce z głęb. 4090,8 m nie ma żadnego znaczenia stratygraficznego.

Kolejna jednostka litostratygraficzna, **formacja wapieni z Koczaly**, znana do tej pory w północnej i północno-wschodniej części obszaru pomorskiego, gdzie spoczywa na osadach formacji wyszebońskiej, została znaleziona po raz pierwszy relatywnie daleko na południowy zachód od znanych do tej pory wychodni.

Znany, dobrze udokumentowany zasięg stratygraficzny tej formacji zawiera się między dolnym a środkowym franem, począwszy od konodontowego poziomu *falsiovalis* po dolny poziomem *rhenana* (Matyja, 1993).

W badanym profilu w pięciu analizowanych pod kątem konodontów próbkach (głęb. 3879,4; 3914,0; 3917,0; 3964,7 i 3995,5 m) znaleziono kilka niekompletnych kondontów należących do rodzaju *Icriodus* (głęb. 3995,5 i 4090,8 m) oraz *Ancyrodes* cf. *leonis* Sandberg, Ziegler, Dreesen na

głęb. 3995,5 m. *Ancyroides* cf. *leonis* jest gatunkiem o dość długim zasięgu stratygraficznym, znanym ze środkowego i górnego franu, od górnego poziomu konodontowego *hassi* po poziom *linguiformis* (fig. 5). Jego występowanie w osadach formacji z Koczały, biorąc pod uwagę znany ustalony zasięg formacji z Koczały, dokumentuje raczej środkową część franu.

Spąg najwyższej z rozpoznanych jednostek litostratygraficznych, **ogniwo ilowców ze Strzeżewa formacji z Człuchowa**, zgodnie z analizami regionalnymi, należy prawdopodobnie do pierwszego frańskiego poziomu konodontowego *falsiovalis*, strop ogniwa rozciąga się w niektórych profilach do końca franu, do poziomu konodontowego *linguiformis* (fig. 5).

W osadach ilastych ogniwa ze Strzeżewa w profilu otworu Brojce IG 1 nie znaleziono skamieniałości mających jakiegokolwiek znaczenie stratygraficzne. Biorąc pod uwagę miąższość tej jednostki w badanym profilu, można przypuszczać, że mamy tu do czynienia raczej z osadami środkowego franu.

#### Uwagi o wykształceniu facjalnym

Pomorsko-kujawski zbiornik sedymentacyjny stanowił w czasie dewonu część basenu epikontynentalnego, będącego fragmentem pasa perykontynentalnych basenów obrzeżających od południa kontynent Old Redu. Jego głównymi elementami paleogeograficznymi w obrębie polskiej części, warunkującymi ramowy rozwój sedymentacji w dewonie, były obszary lądowe stanowiące mniej lub bardziej wyniesione części kratonu wschodnioeuropejskiego, a także południowy maszyny lądowy na obszarze obecnych Karpat. Południowo-zachodnią Polskę pokrywał ocean renohercyński.

W basenie pomorsko-kujawskim rozwój sedymentacji w czasie dewonu wiązał się przede wszystkim ze stopniową ekspansją zbiornika morskiego z południowego-zachodu ku zlokalizowanym na wschodzie obszarom lądowym związanym z kratonem wschodnioeuropejskim. Ramy lądowe tego basenu stanowiły potężne wyniesienie fennoskandzkie na północy, rozciągający się na wschodzie łąd mazursko-suwalski, stanowiący część wyniesienia białoruskiego oraz wyniesienie ukraińskie na południowym wschodzie.

Dane geologiczne, które wykorzystano do zrekonstruowania czasowego i przestrzennego rozkładu facji w dewonie badanego obszaru (Matyja, 2009) (fig. 4) pochodzą głównie z wąskiego pasa podpowierzchniowych wychodni dewonu, rozciągającego się między Kołobrzegiem, Koszalinem a Bydgoszczą. Basen dewoński z całą pewnością sięgał dalej ku północnemu wschodowi, wkraczając okresami daleko we wnętrze kratonu wschodnioeuropejskiego, jednak osady dewońskie zostały tam usunięte podczas późnokarbońskiej i być może permskiej erozji. Ku południowemu zachodowi od aktualnie znanych wychodni, utwory dewonu są obecnie niedostępne do badań, znajdują się pod dużej miąższości utworami karbonu, permu i mezozoiku.

Profil otworu Brojce IG 1 jest jedynym profilem z obszaru Pomorza Zachodniego, w którym osady dewonu środkowego i franu zostały zidentyfikowane stosunkowo daleko na

PIETRO STAGE	POZIOMY KONODONTOWE CONODONT ZONATION	LOKALNE POZIOMY SPOROWE LOCAL MIOSPORE ZONATION		
FRAN FRASNIAN	<i>U. linguiformis</i>	brak danych no data		
	<i>U. rhenana</i>	<i>Membrabaculisporis radiatus</i> <b>(Rad)</b> ↑		
	<i>M. rhenana</i>			
	<i>M. jamieae</i>	<i>Tholisporites densus</i> <b>(Den)</b>		
	<i>M. hassi</i>			
	<i>M. punctata</i>			
	<i>L. transitans</i>			
	<i>L. falsiovalis</i>			
	ŻYWET GIVETIAN	<i>U. falsiovalis</i>	<i>Geminospora aurita</i> <b>(Aur)</b>	
<i>L. falsiovalis</i>				
<i>U. disparilis</i>				
<i>L. disparilis</i>				
<i>U. hermanni</i>				
<i>L. hermanni</i>		' <i>Geminospora</i> ' <i>extensa</i> <b>(Ex)</b>		
<i>U. varcus</i>			<i>latifossatus/semialternans</i>	Upper (Ex3)
<i>M. varcus</i>			<i>ansatus</i>	Middle (Ex2)
<i>L. varcus</i>			<i>rhenanus/varcus</i>	Lower (Ex1)
			<i>timorensis</i>	
EIFEL EIFELIAN	<i>hemiansatus</i>	<i>Rhabdosporites langii</i> <b>(RL)</b> ↓		
	<i>esensis</i>			
	<i>kockeliamus</i>			

Fig. 5. Korelacja lokalnego schematu miosporowego ze „standardowym schematem konodontowym” (Matyja, Turnau, 2008)

Correlation of the local miospore zonation scheme with “the standard conodont zonation scheme” (Matyja, Turnau, 2008)

południowy zachód od rozpoznanych do tej pory wychodni tego wieku w omawianym regionie (Matyja, 2009). Nie do końca typowe wykształcenie litologiczne wyróżnionych jednostek litostratygraficzno-facjalnych żywetu i franu w tym profilu, w stosunku do ich proksymalnych odpowiedników w północno-wschodniej i wschodniej części obszaru Pomorza Zachodniego, wynika z bardziej dystalnej pozycji profilu otworu Brojce IG 1 w pomorskim zbiorniku sedymentacyjnym pogranicza żywetu i franu (Matyja, 2009).

Litofacje charakteryzujące poszczególne jednostki litostratygraficzne rozpoznane w profilu otworu Brojce IG 1 są związane na przestrzeni żywetu i wczesnego franu ze środowiskami: otwartego morza, niżepływowym szelfem węglanowo-marglistym (osady formacji wapieni z Sianowa i for-

macji wapieni z Koczały) i niżepływowym szelfem klastyczno-węglanowym (osady formacji piaskowców kwarcowych z Wyszeborza), a nawet basenem szelfowym w środkowym franie (utwory ogniwa iłowców ze Strzeżewa, należącego do formacji z Człuchowa).

## Patrycja DWORCZAK

### OPRACOWANIE PALEONTOLOGICZNE KORALOWCÓW Z GRUPY TABULATA

W otworze wiertniczym Brojce IG 1 znaleziono liczne fragmenty połamanych łądyg koralowców z grupy Tabulata i niewielkie koralowce z grupy Rugosa. Na podstawie płytek cienkich rozpoznano ich przynależność taksonomiczną. Niniejsze opracowanie powstało na podstawie wyników analiz Sarneckiej (1985, 1986) – dołączone do dokumentacji wynikowej otworu Brojce IG 1 (Żelichowski i in., 1986; płytki cienkie oraz okazy były niedostępne na czas powstania niniejszego opracowania). Wyniki analizy taksonomicznej zestawiono w tabeli 6.

Rodzaj *Thamnopora* (Steininger, 1831), który najliczniej występuje w otworze Brojce IG 1 należy do koralowców Tabulata. *Thamnopora* charakteryzuje się dendroidalnym

kształtem kolonii i łądygami rozgałęziającymi się dychotomicznie (Stumm, 1961). Przekrój przez łądygę może być okrągły lub eliptyczny, a jej średnica wynosi ok. 0,5–2,0 cm. Wielkość apertur, ich układ i grubość ścian zmieniają się w poszczególnych gatunkach.

Tabulaty z rodzaju *Thamnopora* występowały w sylurze, a szczególnie liczne były w dewonie, stanowiły jeden z głównych komponentów ówczesnych raf. Obecnie ich szkielety można znaleźć w strukturach rafowych (biohermach i biostromach) na terenie m.in. Polski, Niemiec, Belgii, Australii oraz Stanów Zjednoczonych (Nowiński, 1993; Zapalski i in., 2016).

Tabela 6

#### Wyniki analizy taksonomicznej

##### Taxonomic analysis results

Głębokość [m p.p.m] Depth [m b.s.l]	Litologia Lithology	Taksonomia Taxonomy	Liczba analizowanych okazów Number of analysed specimens
3878,1	margiel, wapień marglisty	<i>Thamnopora boloniensis</i>	1
4179 (+15 m)	iłowiec marglisty i marglisto-dolomityczny	<i>Thamnopora</i> sp.	1
4179 (+16,9 m)	iłowiec marglisty i marglisto-dolomityczny	<i>Thamnopora</i> sp.	1
	iłowiec marglisty i marglisto-dolomityczny	<i>Tetracoralla ident.</i>	1
4234 (+0,8 m)	mułowiec wapnisty, iłowiec marglisty	<i>Thamnopora strelinaensis</i>	1

## Marta KUBERSKA, Aleksandra KOZŁOWSKA

### WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW DEWONU

Utwory dewonu (fran i żywet) w otworze Brojce IG 1 opisano na podstawie próbek z zakresu głęb. 3724,3–4234,8 m. Reprezentowane są głównie przez iłowce, miejscami mułowce oraz wapień i margle, sporadycznie piaskowce. Badaniami petrograficznymi objęto ok. 60 próbek skał klastycznych i węglanowych, z których zostały wykonane płytki cienkie.

Na podstawie analiz mikroskopowych (mikroskop polaryzacyjny firmy Nikon) określono mikrolitofacje, skład litologiczny i mineralny, a przykładowe obrazy skał przedstawiono na figurze 6. Wybrane preparaty poddano analizie barwnikowej, stosując płyn Evamy'ego (Migaszewski, Narkiewicz, 1983) w celu wstępnego rozróżnienia cementów

węglanowych. Kalcyt barwi się na różowo, Fe-kalcyt wykazuje sine zabarwienie, ankeryt – niebieskie, natomiast dolomit się nie barwi. Do identyfikacji minerałów węglanowych zastosowano również analizę katodoluminescencyjną, wykorzystującą różną zdolność luminescencji minerałów pod wpływem strumienia elektronów w warunkach próżni. Badania katodoluminescencyjne (CL) wykonano na aparaturze typu CCL 8200 Mk3 firmy Cambridge Image Technology Ltd.

W takim zakresie badania petrograficzne skał dewonu były wykonane po raz pierwszy, a prezentowane wyniki zostały zamieszczone w opracowaniu „Charakter generacyjny i własności zbiornikowe skał systemu naftowego Pomorza

Zachodniego” w ramach zadań wykonywanych przez państwową służbę geologiczną. Wykorzystano także wyniki badań petrograficznych J. Dadlezowej zawarte w dokumentacji wynikowej dotyczącej otworu wiertniczego Brojce IG 1 (Dadlez w: Żelichowski i in., 1986).

### Charakterystyka petrograficzna próbek skał dewonu z wytypowanych głębokości

**Głębokość 3724,3 m** – iłowiec laminowany. Skała barwy brunatnej o teksturze kierunkowej. Soczewkowate laminy wzbogacone są w mułk kwarcowy (średnica ok. 0,02 mm), węglany oraz blaszki jasnych łyszczyków. Laminację podkreślają także drobne żyłki kalcytowe. Nielicznie występują bioklasty (bardzo drobne, nieoznaczalne i spłaszczone rurki wielkości 1–2 mm). Masę podstawową buduje substancja ilasto-żelazisto-węglanowa.

**Głębokość 3726,5 m** – iłowiec wapnisty z domieszką frakcji aleurytowej, rozmieszczonej nierównomiernie, miejscami laminarnie. Tekstura skały jest równoległa, miejscami zaburzona, struktura pelitowo-aleurytowa. Frakcja mułkowa złożona jest z ziaren kwarcu, nieobtoczonego, o średnicy przeważnie poniżej 0,06 mm. Widoczne są także pojedyncze ziarna skaleni i bioklasty, reprezentowane przez fragmenty muszli ramienionogów, oraz liczne łyszczyki (głównie muskowitz). Wśród minerałów węglanowych zauważono kalcyt, Fe-kalcyt, ankeryt oraz najprawdopodobniej dolomit. Nagromadzenia ankerytu występują tylko w niektórych laminach lub przewarstwieniach. Masę spajającą stanowią minerały ilaste z niewielką domieszką rozproszonej materii organicznej oraz związków żelaza. Obecne są drobne skupienia pirytu i leukoksenu. W CL widoczna jest żółta luminescencja Mn-kalcytu (wypełnienia żyłek i bioklastów) oraz brunatna i brunatnoczerwona Fe-kalcytu i (lub) dolomitu.

**Głębokość 3728,5 m** – skała o wyraźnej kierunkowej teksturze podkreślonej równoległym ułożeniem lamin o zróżnicowanym składzie i uziarnieniu. W przeważającej części jest to iłowiec, miejscami wapnisty (dolomityczny?). Poza tym zidentyfikowano laminę o składzie bardzo drobnoziarnistego piaskowca kwarcowego o spoiwie węglanowym oraz laminy iłowca mułowcowego i mułowca ilastego. Generalnie wśród materiału frakcji aleurytowej i drobnoziarnistej psamitowej wyróżniono ziarna nieobtoczonego kwarcu, pojedyncze skaleni oraz łyszczyki. Występują nieliczne bioklasty. Wśród węglanów zidentyfikowano dolomit (brunatna luminescencja w CL), kalcyt i Fe-kalcyt (luminescencja żółta i brunatno-pomarańczowa). Głównym składnikiem spoiwa jest substancja ilasta z niewielką domieszką rozproszonej materii organicznej, związków żelaza oraz wprysnięciami pirytu i leukoksenu.

**Głębokość 3755,2 m** – iłowiec o strukturze pelitowej, miejscami z domieszką materiału mułkowego (kwarc, pojedyncze skaleni) i teksturze kierunkowej. Widoczne liczne przecinające się żyłki wypełnione Fe-kalcytem. Obserwacje w CL wskazują na możliwość występowania dolomitu i (lub) ankerytu (brak luminescencji). Obecne są ciemne

smugi materii organicznej i (lub) związków żelaza a także drobne nagromadzenia i wprysnięcia pirytu. W skałe obserwowano najprawdopodobniej struktury bioturbacyjne i pograzowe.

**Głębokość 3756,8 m** – próbka niejednorodna. Można wyróżnić mułowiec wapnisty na pograniczu z piaskowcem bardzo drobnoziarnistym, iłowiec, margiel z bioklastami. Mułowiec wapnisty/piaskowiec bardzo drobnoziarnisty (o składzie arenitu kwarcowego) jest to skała o strukturze aleurytowej i (lub) psamitowej, teksturze bezładnej. Przeciętna średnica ziaren wynosi ok. 0,06 mm. Głównym składnikiem są nieobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego w przewodzie nad polikrystalicznym. Poza tym wyróżnić można pojedyncze ziarna skaleni oraz łyszczyki (głównie muskowitz oraz w znacznie mniejszej ilości biotyt, miejscami schlorityzowany). Występują także, miejscami dosyć licznie, bioklasty reprezentowane przez fragmenty muszli ramienionogów oraz szczątki krynoidów. Spoiwo skały jest węglanowe, miejscami z niewielką domieszką minerałów ilastych. W próbce widoczne są nieregularne formy, niekiedy laminy zbudowane z iłowca, a także skały ilasto-węglanowej z bioklastami zaliczonej do margli. Powszechnie występuje pył pirytowy rozproszony w skałe. Zidentyfikowano także nieregularną laminę, wyraźnie spękaną, zbudowaną z materii organicznej wraz z pirytem.

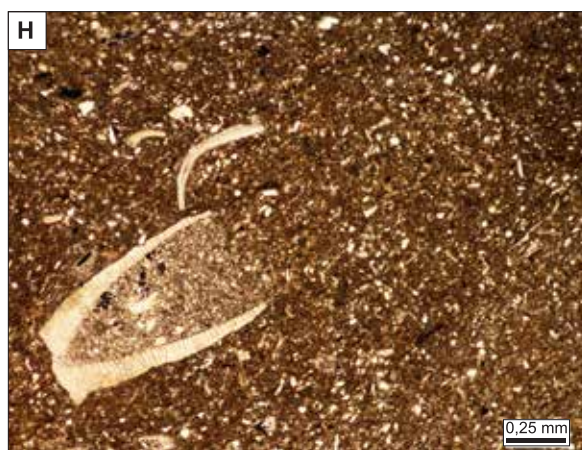
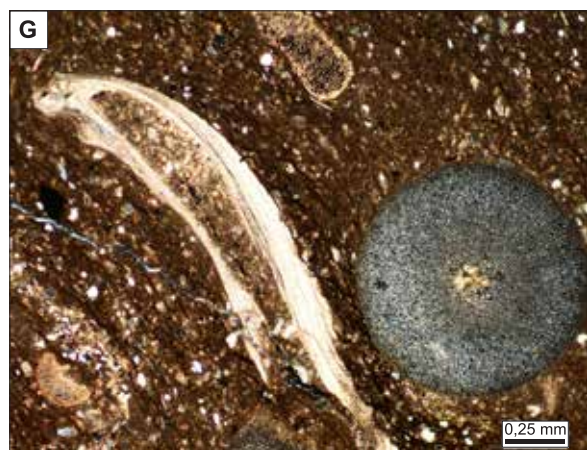
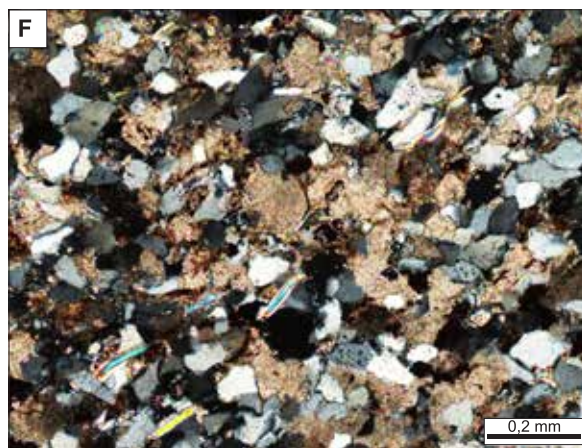
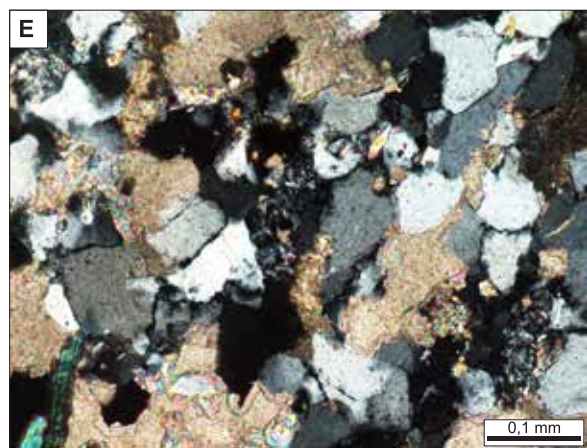
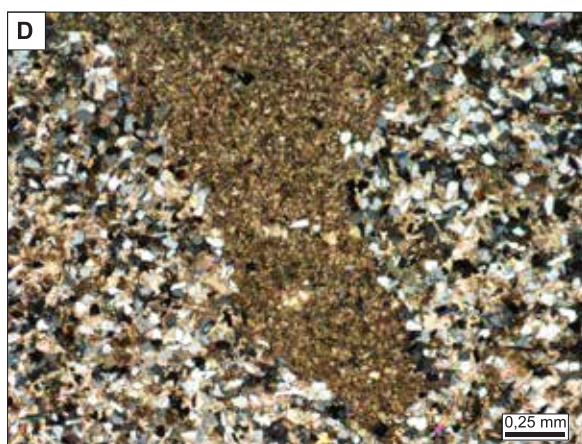
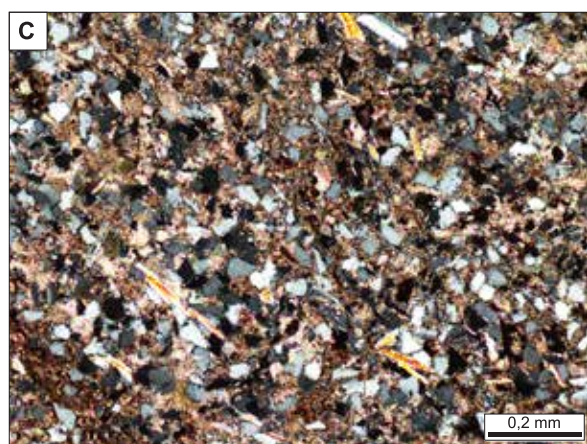
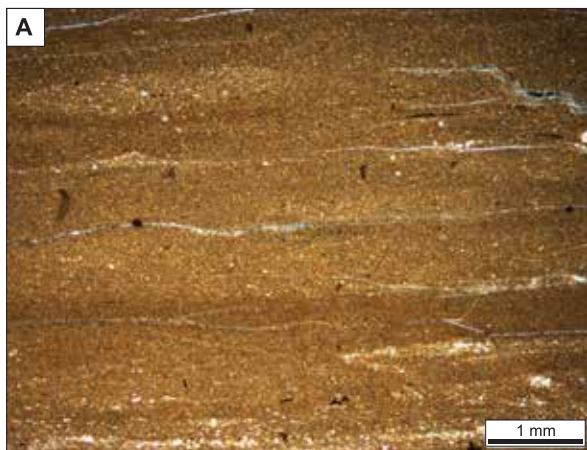
**Głębokość 3757,8 m** – skała węglanowa, miejscami marglista, którą można zaliczyć do kalcyrudytu. Masa podstawowa zbudowana jest z mikrosparu. Występuje również domieszka minerałów ilastych oraz drobny mułk kwarcowy. Wyróżnia się także, tkwiące w tej masie, okruchy skał węglanowych zbudowanych ze sparów kalcytowych lub mikrytu. Skała poprzecinana jest licznymi żyłkami wypełnionymi sparem kalcytowym. W próbce widoczne są pojedyncze fragmenty muszli. Powszechnie występują drobne nagromadzenia pirytu.

**Głębokość 3758,5 m** – iłowiec o strukturze pelitowej z domieszką mułku. Skała o teksturze kierunkowej, podkreślonej równoległym ułożeniem łusek minerałów ilastych lub obecnością cienkich lamin z domieszką detrytu grubiej uziarnionego oraz węglanów o składzie Fe-kalcytu (lub dolomitu – brunatna luminescencja w CL). Widoczne są także struktury zaburzeniowe, gdzie zaobserwowano występowanie ankerytu. Obecne są drobne wprysnięcia pirytu.

**Głębokość 3789,8 m** – iłowiec; skała wykazuje teksturę kierunkową podkreśloną ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków oraz strukturę pelitową z niewielką domieszką frakcji aleurytowej (ok. 3% obj. skały) reprezentowanej głównie przez nieobtoczone ziarna kwarcu. Obecne są drobne wprysnięcia pirytu oraz spirytyzowane szczątki roślinne (?). W CL widoczne są drobne ziarna kalcytu.

**Głębokość 3790,1 m** – iłowiec. Skała wykazuje strukturę pelitową, teksturę kierunkową podkreśloną równoległym ułożeniem łusek minerałów ilastych. W próbce widoczne są mikroszczeliny. Występuje także niewielka domieszka mułku kwarcowego, w jednym miejscu tworząca większe laminarne nagromadzenie.

**Głębokość 3825,3 m** – iłowiec laminowany iłowcem mułowcowym/mułowcem ilastym. Skała wykazuje strukturu-



rę pelitową, pelitowo-aleurytową, teksturę kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem łusek minerałów ilastych i lamin wzbogaconych w mułek kwarcowy. Frakcja mułkowa reprezentowana jest przez ziarna kwarcu, pojedyncze skalenie oraz liczne łyszczki, a także drobne fragmenty bioklastów (szkarłupni). Masę podstawową tworzą allogeniczne minerały ilaste (m.in. najprawdopodobniej illit). Widoczny jest pył pirytowy.

**Głębokość 3827,7 m** – ilowiec. Skała wykazuje teksturę kierunkową podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych, strukturę pelitową z domieszką frakcji aleurytovej, miejscami psamitowej. Ziarna detrytyczne reprezentowane są przez nieobtoczony kwarc, pojedyncze skalenie. Występują również nieliczne bioklasty (fragmenty muszli) zbudowane z Fe-kalcytu i Mn-kalcytu oraz drobne skupienia pirytu i ziarna leukoksenu. Wśród masy ilastej najprawdopodobniej przeważa illit.

**Głębokość 3878,75 m** – wapień, miejscami marglisty (?). Skała wykazuje teksturę kierunkową podkreślona równoległym ułożeniem smug ilasto-żelazistych. Struktura jest mikrytowa, miejscami mikrytowo-mikrosparytowa. Licznie występują bioklasty. Wśród nich wyróżniono fragmenty muszli ramienionogów, detryt krynoidowy, pojedyncze fragmenty koralowców, otwornic. Występują drobne nagromadzenia pirytu oraz mułek kwarcowy.

**Głębokość 3880,6 m** – wapień biomikrosparytowy. W masie mikrosparytowej tkwią liczne bioklasty, m.in. fragmenty muszli ramienionogów, krynoidów i jeżowców. Cement stanowi spar kalcytowy.

**Głębokość 3881,2 m** – wapień marglisty/margiel. Skała podobna do próbki opisywanej powyżej. Większa domieszka materiału ilasto-żelazistego. Skład bioklastów podobny, może nieco uboższy ilościowo.

**Głębokość 3913,8 m** – wapień marglisty. Struktura jest mikrytowa, tekstura lekko kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych i ciemniejszych, cienkich smug (ilasto-żelazistych?). Obecne są bioklasty reprezentowane przez fragmenty liliowców, ramienionogów i koralowców. Widoczne są drobne wprysnięcia pirytu, z rzadka

mułek kwarcowy. W CL żółto-pomarańczowa luminescencja kalcytu oraz w obrębie bioklastów węglany świecące w barwach brunatnych.

**Głębokość 3914,2 m** – wapień ilasty z bioklastami (margiel?). Skała wykazuje strukturę mikrytową, miejscami pelitowo-mikrytową, teksturę przeważnie kierunkową podkreślona mikrolaminami zbudowanymi z minerałów ilastych i (lub) materii organicznej. Miejscami laminarnie układają się nagromadzenia pirytu. Powszechnie występuje mułek kwarcowy (przeciętna średnica ok. 0,06 mm) oraz pojedyncze ziarna skaleni. Wśród bioklastów wyróżniono fragmenty muszli ramienionogów i szczątki szkarłupni, które często wypełnione są sparem kalcytowym.

**Głębokość 3917,1 m** – wapień biomikrytowy. Skała złożona jest głównie z fragmentów ramienionogów i krynoidów tkwiących w masie mikrytowej. Wnętrza skorup muszli są wypełnione mikrytem, czasami do połowy sparem kalcytowym (tzw. struktura geopetalna). Bioklasty na ogół mają wielkość rzędu kilku centymetrów, płytki krynoidowe osiągają wielkość 2 mm. Nieliczne są okruchy koralowców. Sporadycznie występuje domieszka ziaren kwarcu o wielkości do 0,05 mm. Wapień częściowo jest zdolomityzowany.

**Głębokość 3918,75 m** – margiel/ilowiec wapnisty. Struktura skały jest pelitowa (mikrytowa). Zbudowana jest z mikrytu kalcytowego oraz minerałów ilastych. Widoczne są nieliczne bioklasty. Obserwuje się także soczewkowe nagromadzenia ziaren mułku kwarcowego, pojedynczych skaleni oraz subhedralnych i anhedralnych kryształów kalcytu.

**Głębokość 3961,5 m** – margiel/ilowiec wapnisty. Struktura skały jest pelitowa, tekstura lekko kierunkowa podkreślona ułożeniem drobnych soczewek i lamin, które wypełnione są mułkiem kwarcowym z niewielką domieszką skaleni i łyszczków oraz detrytu krynoidowego i fragmentów muszli. Zauważono także drobne ziarna pirytu. W CL stwierdzono obecność Fe-kalcytu (barwa czerwono-pomarańczowa).

**Głębokość 3962,2 m** – margiel z bioklastami. Skała zbudowana jest z mikrytu węglanowego i allogenicznych mine-

**Fig. 6. Petrografia utworów dewońskich z otworu Brojce IG 1 w mikroskopie polaryzacyjnym**

**A** – ilowiec o teksturze kierunkowej z licznymi mikroszczelinami; głęb. 3790,1 m; PL, bez analizatora; **B** – ilowiec wapnisty z domieszką mułku kwarcowego; głęb. 4088,5 m; PL, bez analizatora; **C** – mułowiec ilasto-wapnisty; głęb. 4219,75 m; PL, nikole skrzyżowane; **D** – fragment niejednorodnej skały ilasto-mułowcowo-piaskowcowej; głęb. 3756,8 m; PL, nikole skrzyżowane; **E** – fragment bardzo drobnodziarnistego piaskowca o składzie arenitu kwarcowego; głęb. 4034,3 m; PL, nikole skrzyżowane; **F** – fragment piaskowca o składzie arenitu kwarcowego z licznymi łyszczkami; głęb. 4085,2 m; PL, nikole skrzyżowane; **G** – wapień ilasty z bioklastami; widoczne szkarłupnie i fragment ramienionoga; głęb. 3914,2 m; PL, bez analizatora; **H** – margiel z bioklastami; głęb. 3962,2 m; PL, bez analizatora

Petrography of the Devonian rocks from the Brojce IG 1 borehole under a polarizing microscope

**A** – claystone with directional structure and numerous micro cracks; depth 3790.1 m; PL, without analyser; **B** – calcareous claystone with admixture of quartz silt; depth 4088.5 m; PL, without analyser; **C** – clayey-calcareous siltstone; depth 4219.75 m; PL, crossed nicols; **D** – fragment of heterogeneous claystone-siltstone-sandstone rock; depth 3756.8 m; PL, crossed nicols; **E** – fragment of very fine-grained sandstone with quartz arenite composition; depth 4034.3 m; PL, crossed nicols; **F** – fragment of sandstone with quartz arenite composition with numerous miccas; depth 4085.2 m; PL, crossed nicols. **G** – clay limestone with bioclasts; visible echinoderms and brachiopod fragment; depth 3914.2 m; PL, without analyser; **H** – marl with bioclasts; depth 3962.2 m; PL, without analyser

rałów ilastych frakcji pelitowej. Zawiera także domieszkę materiału detrytycznego reprezentowanego przez mułek kwarcowy oraz pojedyncze ziarna skaleni. Bioklasty w ilości ok. 10% obj. skały reprezentowane są przez fragmenty muszli ramienionogów i szkarłupni. Część bioklastów jest wypełniona sparem kalcytowym, w części są spirytyzowane. Piryty występuje również w postaci liniowych koncentracji w mikrytowo-ilastym spoiwie.

**Głębokość 3967,2 m** – iłowiec/iłowiec wapnisty i (lub) margiel. Struktura skały jest pelitowa, miejscami pelitowo-aleurytowa. W skład mułku wchodzi nieobtoczone ziarna kwarcu, pojedynczych skaleni, blaszki łyszczyków. Widoczne są także ziarna kalcytu oraz nieliczne bioklasty (m.in. fragmenty niezidentyfikowanych muszli oraz liliowców). Obserwuje się także owalne skupienia sparę węglanowego z bioklastami i ziarnami pirytu.

**Głębokość 3994,5 m** – iłowiec wapnisty/margiel. Masę podstawową stanowi mikryt węglanowy i alloogeniczne minerały ilaste frakcji pelitowej. Tekstura skały jest kierunkowa podkreślona równoległym ułożeniem łusek minerałów ilastych. Domieszka materiału detrytycznego reprezentowana jest przez nieobtoczone ziarna kwarcu frakcji mułkowej i psamitowej (ok. 0,08 mm). Licznie występują fragmenty bioklastów (m.in. ramienionogi, szkarłupnie) oraz drobne ziarna pirytu a także łyszczyki, głównie muskowit. Niektóre fragmenty bioklastów są częściowo spirytyzowane.

**Głębokość 3996,0 m** – iłowiec wapnisty. Skała charakteryzuje się strukturą pelitową lub pelitowo-aleurytowo-psamitową, teksturą zaburzoną, miejscami równoległą. Materiał detrytyczny frakcji aleurytowej i drobnoziarnistej psamitowej rozłożony jest nierównomiernie, czasami soczewkowo. Reprezentowany jest przez nieobtoczone ziarna kwarcu, skaleni i blaszki łyszczyków. Obserwuje się liczne bioklasty, do których zaliczono fragmenty mszywiolów, ramienionogów i liliowców. Masę spajającą stanowią minerały ilaste z domieszką mikrytu (?) kalcytowego. Widoczne są także ilasto-żelaziste skupienia w postaci nieregularnych smug i przemazów.

**Głębokość 4001,8 m** – iłowiec. Skała charakteryzuje się strukturą pelitową z niewielką domieszką materiału frakcji aleurytowej oraz teksturą równoległą, podkreśloną ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków. Materiał detrytyczny reprezentowany jest głównie przez ziarna kwarcu i blaszki łyszczyków. Fragmenty bioklastów występują sporadycznie. Zaobserwowano nagromadzenia ziaren pirytu. Masę spajającą stanowią minerały ilaste z domieszką mikrytu (?) kalcytowego. Widoczne są cienkie żyłki wypełnione kalcytem i (lub) Fe-kalcytem (brunatno-pomarańczowa luminescencja w CL).

**Głębokość 4034,1 m** – mułowiec wapnisty. Skała jest dobrze wysortowana. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,04 mm (maksymalna 0,11 mm). Spoiwo jest kalcytowe, typu podstawowego. Teksturę równoległą mułowca podkreślają cienkie i nieliczne smugi ilaste. Pojedynczo występują blaszki muskowitu, a ponadto zidentyfikowano laminki wzbogacone w muskowit.

**Głębokość 4034,3 m** – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Struktura skały jest psamitowa, tekstura bezładna. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są nieobtoczone i półobtoczone ziarna kwarcu, głównie monokrystalicznego o przeciętnej średnicy ok. 0,08 mm. Poza tym zidentyfikowano ziarna skaleni potasowych, pojedyncze ziarna plagioklazów, pojedyncze okruchy skał osadowych, liczne blaszki łyszczyków (muskowit). Wśród minerałów akcesorycznych występują cyrkon i staurolit. Obecne są także ziarna pirytu. Spoiwo piaskowca jest węglanowe, miejscami występuje kwarc autigeniczny.

**Głębokość 4035,3 m** – skała niejednorodna: mułowiec ilasto-wapnisty oraz iłowiec. Mułowiec tworzy nieregularne laminy lub owalne formy (wypełnienia). Materiał detrytyczny reprezentowany jest przez półobtoczone ziarna kwarcu, pojedyncze skalenie, łyszczyki. Widoczne są także drobne ziarna pirytu. W próbce obecne są żyłki/kanały (?) wypełnione sparem kalcytowym. Spoiwo mułowca jest węglanowe, miejscami węglanowo-ilaste.

**Głębokość 4085,2 m** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Struktura skały jest psamitowa, tekstura bezładna. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są nieobtoczone i półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego w przewodzie nad polikrystalicznym o przeciętnej średnicy ok. 0,10 mm. Poza tym zidentyfikowano ziarna skaleni potasowych, pojedyncze ziarna plagioklazów, pojedyncze okruchy skał osadowych, blaszki muskowitu. Obecne są także ziarna pirytu, leukoksenu oraz skupienia wodorotlenków żelaza. Spoiwo piaskowca jest węglanowe, miejscami występuje kwarc autigeniczny.

**Głębokość 4086,1 m** – mułowiec wapnisty. Skała nieco gorzej wysortowana w porównaniu do próbki mułowca z głęb. 4034,1 m. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi 0,05 mm, maksymalna 0,1 mm. Spoiwo mułowca jest węglanowo-ilasto-żelaziste. Licznie występują, wzbogacone w muskowit, smugi ilaste (o zmiennej grubości dochodzącej do 0,3 mm). Zauważono także żyłkę kalcytową o grubości 0,15 mm.

**Głębokość 4088,2 m** – iłowiec mułowcowy. Skała ma barwę czerwono-brązową. Ziarna frakcji aleurytowej rozmieszczone są nierównomiernie. Obserwowano efekty procesów bioturbacyjnych. Ziarna kwarcu występują nielicznie i osiągają maksymalną wielkość do 0,08 mm. Nielicznie występują także bioklasty (m.in. skorupki małżoraczków).

**Głębokość 4088,5 m** – iłowiec wapnisty. Skała wykazuje strukturę pelitowo-mikrytową, teksturę kierunkową podkreśloną równoległym ułożeniem łusek minerałów ilastych. W próbce występuje niewielka domieszka mułku kwarcowego, drobne fragmenty bioklastów oraz ziarna wodorotlenków żelaza i piryt. Zauważono także kanały bioturbacyjne wypełnione mikrosparem węglanowym z domieszką mułku kwarcowego.

**Głębokość 4093,7 m** – skała z pogranicza mułowca wapnistej i piaskowca bardzo drobnoziarnistej. Składem odpowiada arenitowi kwarcowemu. Struktura skały jest aleurytowo-psamitowa, tekstura miejscami kierunkowa (podkreślona równoległym ułożeniem blaszek łyszczyków

oraz łusek minerałów ilastych), miejscami zaburzona. Materiał detrytyczny reprezentowany jest przez ziarna kwarcu monokrystalicznego w przewodzie nad polikrystalicznym, pojedyncze skalenie, liczne łuszczyki (głównie muskowitz). Poza tym występują ziarna pirytu, leukoksenu oraz wodorotlenki żelaza. Spoiwo skały jest węglanowe, miejscami z domieszką minerałów ilastych.

**Głębokość 4096,1 m** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego. Struktura skały jest psamitowa, tekstura bezładna. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są nieobtoczone i półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego w przewodzie nad polikrystalicznym, o przeciętnej średnicy ok. 0,10 mm. Poza tym zidentyfikowano ziarna skalenia potasowych, pojedyncze ziarna plagioklazów, blaszki muskowitzu. Akcesorycznie występują cyrkon i turmalin. Obecne są także ziarna pirytu, leukoksenu. Ziarna najczęściej nie kontaktują się ze sobą. Spoiwo piaskowca jest węglanowe, miejscami występuje domieszka minerałów ilastych.

**Głębokość 4135,2 m** – margiel mikrytowy. Skała barwy ciemnoszarej, o lekko kierunkowej teksturze. Obserwowano domieszkę ziaren kwarcu o maksymalnej wielkości do 0,05 mm, rozmieszczone nieregularnie, nieliczne szczątki fauny oraz rozproszony pigment pochodzenia organicznego.

**Głębokości 4135,6 i 4139,6 m** – iłowiec wapnisty/margiel wapnisto-dolomitowy. Skała wykazuje strukturę pelitowo-mikrytową z bardzo niewielką domieszką mułku kwarcowego (< 1% obj. skały) i pojedynczymi bioklastami. Tekstura skały jest kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych. Wśród minerałów węglanowych zidentyfikowano Fe-kalcyt, dolomit i ankeryt/Fe-dolomit. Obecne są drobne ziarna pirytu.

**Głębokość 4141,90–4141,93 m** – wapień mikrytowy z niewielką domieszką substancji ilastej. Tekstura skały jest bezładna. Widoczne drobne ziarna pirytu oraz mułek kwarcowy (< 1% obj. skały).

**Głębokość 4143,3 m** – margiel mikrytowy. Skała barwy ciemnoszarej, o słabo kierunkowej teksturze. Obserwowano domieszkę ziaren kwarcu o maksymalnej wielkości do 0,04 mm, rozmieszczone nieregularnie, nieliczne szczątki fauny (niektóre wypełnione pirytem) oraz piryt.

**Głębokość 4145,5 m** – iłowiec wapnisty (?). Struktura skały jest pelitowa, tekstura zaburzona. Widoczne są skupienia (przemazy) substancji ilasto-żelazistej z materią organiczną. Poza tym zauważono żyłki oraz owalne skupienia mikrosparu węglanowego zbudowanego najprawdopodobniej z Fe-kalcytu. Obecny jest także dolomit i Fe-dolomit/ankeryt (na podstawie badań w CL brak luminescencji oraz luminescencja brunatno-pomarańczowa). Wśród minerałów ilastych głównym składnikiem jest najprawdopodobniej illit.

**Głębokość 4181,2 m** – iłowiec wapnisty/margiel. Skała wykazuje strukturę pelitowo-aleurytową, teksturę częściowo kierunkową, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych lub lamin wzbogaconych w materiał detrytyczny frakcji aleurytovej. W skład detrytu wchodzi nieobtoczone ziarna kwarcu, pojedyncze skalenie oraz blaszki łuszczyków. Obserwowano drobne ziarna pirytu, nieliczne bioklasty, głównie fragmenty liliowców oraz szczątki muszli ra-

mienionogów (?). Zauważono smużyste nagromadzenia brunatnej substancji ilasto-żelazistej z domieszką materii organicznej (?). Węglany reprezentowane są przez kalcyt i (lub) Fe-kalcyt (pomarańczowo-żółta barwa w CL).

**Głębokość 4184,6 m** – margiel mikrytowy. Skała barwy szarej o dobrze widocznej kierunkowej teksturze, podkreślonej równoległymi ilastymi smugami. Widoczne są ślady po faunie wypełnione kwarcem (średnica ok. 0,1 mm). Są to zapewne formy bioturbacyjne. Obserwowano także laminy zbudowane z mikrosparu, miejscami z domieszką kwarcu.

**Głębokość 4185,5 m** – iłowiec mułowcowo-wapnisty/margiel mułowcowy. Skała wykazuje strukturę pelitowo-aleurytową, teksturę kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych. Materiał detrytyczny (30–40% obj. skały) reprezentowany jest głównie przez nieobtoczone ziarna kwarcu, skalenie oraz łuszczyki. Zauważono obecność bioklastów (m.in. fragmenty szkarłupni, ramienionogów). Powszechne są drobne ziarna pirytu oraz bardzo cienkie nagromadzenia substancji ilasto-żelazistej z materią organiczną (?). Węglany reprezentowane są przez kalcyt (pomarańczowa luminescencja w CL).

**Głębokość 4192,5 m** – iłowiec wapnisty/margiel z niewielką domieszką materiału detrytycznego frakcji aleurytovej. Skała wykazuje strukturę pelitową, miejscami pelitowo-aleurytową, teksturę kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych. Materiał detrytyczny (ok. 10% obj. skały) reprezentowany jest głównie przez nieobtoczone ziarna kwarcu, skalenie oraz łuszczyki. Zauważono obecność bioklastów (m.in. fragmenty liliowców, ramienionogów). Powszechne są drobne ziarna pirytu oraz bardzo cienkie nagromadzenia substancji ilasto-żelazistej z materią organiczną (?).

**Głębokość 4193,15–4193,17 m** – wapień ilasto-mułowcowy (marglisty)/margiel mułowcowy. Skała wykazuje strukturę mikrytową, miejscami mikrosparytową lub pelitowo-aleurytowo-mikrytową, teksturę bezładną. Materiał detrytyczny reprezentowany jest przez ziarna kwarcu, skalenia oraz blaszki łuszczyków. Występują także bioklasty (m.in. fragmenty szkarłupni, liliowców oraz ramienionogów) i ziarna pirytu. Skała ma barwę ciemnoszaro-brunatną z uwagi na to, że w masie mikrytovej i (lub) ilastej rozproszona jest substancja żelazista najprawdopodobniej wraz z materią organiczną.

**Głębokość 4193,6 m** – margiel mikrytowy, mułowcowy. Skała wykazuje słabo widoczną teksturę kierunkową. Zwraca uwagę domieszka kwarcu frakcji mułkowej. Obecne są także bioklasty (m.in. małżoraczki). W skale rozproszona jest materia organiczna.

**Głębokość 4195,2 m** – margiel biomikrytowy. W skale zidentyfikowano ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,03 mm, miejscami dochodzące do 0,08 mm. Wśród bioklastów zidentyfikowano korale, ramienionogi i małżoraczki.

**Głębokość 4217,3 m** – iłowiec mułowcowo-wapnisty. Struktura skały jest pelitowo-aleurytowa, tekstura bezładna lub lekko kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych. Frakcja aleurytowa (ok. 30% obj. skały) reprezentowana jest przez z reguły nieobtoczone ziarna

kwarcu, skalenie oraz łuszczyki (muskowit). Obecny jest także piryt i ziarna leukoksenu. Spoiwo stanowią minerały ilaste oraz mikryt i mikrosparyt węglanowy (głównie kalcyt i dolomit). Bioklasty występują sporadycznie.

**Głębokość 4217,9 m** – iłowiec wapnisty, miejscami iłowiec mułowcowo-wapnisty. Struktura skały jest pelitowo-aleurytowa, tekstura jest lekko kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych oraz cienkich smug ilasto-żelazistych. Frakcja aleurytowa (ok. 20–30% obj. skały) reprezentowana jest przez z reguły nieobtoczone ziarna kwarcu, skalenie oraz łuszczyki (muskowit). Obecny jest także piryt oraz bioklasty reprezentowane przez fragmenty mszywiół, liliowców, ramienionogów. Spoiwo stanowią minerały ilaste oraz mikryt i mikrosparyt węglanowy (głównie kalcyt i dolomit). Zauważono również żyłki zbudowane z Fe-kalcytu.

**Głębokość 4218,5 m** – iłowiec, miejscami iłowiec pylasty. Skała wykazuje strukturę pelitową, miejscami pelitowo-aleurytową, teksturę kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek muskowitu i łusek minerałów ilastych. Wśród domieszki materiału detrytycznego wyróżniono ziarna kwarcu oraz łuszczyki, ziarna leukoksenu oraz piryt.

**Głębokość 4219,4 m** – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty o składzie arenitu (waki?) kwarcowego z bioklastami. Przeciętna średnica ziaren kwarcu (głównego składnika) wynosi ok. 0,07 mm. Ziarna są przeważnie nieobtoczone. Poza tym odnotowano skalenie, blaszki łuszczyków (głównie muskowitu oraz biotyty). Zauważono również nieliczne fragmenty litoklastów, zapewne pochodzenia osadowego, ziarna pirytu oraz nieliczne bioklasty, do których zaliczono, między innymi, fragmenty liliowców, mszywiół oraz ramienionogów (?). Spoiwo piaskowca jest węglanowe, głównie kalcytowe (Fe-kalcyt?). Zauważono także subhedralne kryształy dolomitu i (lub) Fe-dolomitu/ankerytu. W spoiwie rozproszona jest substancja ilasta, miejscami ilasto-żelazista. Nie wyklucza się obecności rozproszonej materii organicznej.

**Głębokość 4219,75 m** – mułowiec ilasto-wapnisty. Skała wykazuje strukturę aleurytową, teksturę kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek łuszczyków oraz brunatnych lamin wzbogaconych w wodorotlenki żelaza. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego, pojedyncze skalenie oraz blaszki łuszczyków (głównie muskowitu), a także pojedyncze minerały akcesoryczne (cyrkon). Występują także ziarna pirytu, leukoksenu. Wodorotlenki żelaza są rozproszone lub w postaci niewielkich ziaren. Spoiwo mułowca jest ilasto-węglanowe.

**Głębokość 4222,20–4222,21 m** – margiel z domieszką mułku kwarcowego. Struktura skały jest pelitowa, miejscami pelitowo-aleurytowa, tekstura bezładna. Masę podstawową skały stanowią minerały ilaste, mikryt kalcytowy, substancja żelazista, nie wyklucza się obecności rozproszonej materii organicznej. Oprócz ziaren kwarcu i pirytu, zauważono drobne fragmenty węgliste.

**Głębokość 4223,6 m** – iłowiec mułowcowo-wapnisty. Struktura skały jest pelitowo-aleurytowa, tekstura lekko

kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych oraz łuszczyków. Widoczne są laminy lub formy soczewkowe wzbogacone w materiał detrytyczny. Frakcja aleurytowa (ok. 30–40% obj. skały) reprezentowana jest przez z reguły nieobtoczone ziarna kwarcu, skalenie oraz łuszczyki (muskowit, rzadziej biotyty). Obecny jest także piryt. Spoiwo stanowią minerały ilaste oraz węglany (głównie kalcyt, rzadziej dolomit).

**Głębokość 4225,5 m** – iłowiec z niewielką domieszką materiału detrytycznego frakcji aleurytowej i pojedynczymi ziarnami frakcji psamitowej. Skała wykazuje strukturę pelitową, teksturę kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych oraz łuszczyków. Materiał detrytyczny (< 5% obj. skały) reprezentowany jest głównie przez nieobtoczone ziarna kwarcu, skalenie oraz łuszczyki. Zauważono drobne ziarna pirytu oraz bardzo cienkie nagromadzenia substancji ilasto-żelazistej z materią organiczną (?). Wśród minerałów obecny jest także mikryt kalcytowy (w CL luminescencja w barwach pomarańczowo-żółtych).

**Głębokość 4229,9 m** – iłowiec z niewielką domieszką materiału detrytycznego frakcji aleurytowej. Skała wykazuje strukturę pelitową, teksturę kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych. Materiał detrytyczny (< 3% obj. skały) reprezentowany jest głównie przez nieobtoczone ziarna kwarcu, pojedyncze skalenie oraz łuszczyki. Zauważono liczne, drobne ziarna pirytu oraz bardzo cienkie nagromadzenia substancji ilasto-żelazistej z materią organiczną (?). Obecne są także bioklasty (m.in. fragmenty mszywiół, liliowców), zbudowane z kalcytu (Fe-kalcytu ?) oraz miejscami Fe-dolomitu/ankerytu. Wśród minerałów ilastych, stanowiących główny składnik skały, najprawdopodobniej dominuje illit.

**Głębokość 4230,7 m** – iłowiec marglisty. Skała wykazuje teksturę kierunkową podkreślona smugami materii organicznej. Domieszkę stanowią nieliczne ziarna kwarcu o maksymalnej wielkości do 0,05 mm, rozmieszczone nieregularnie.

**Głębokość 4231,20–4231,22 m** – margiel (?) barwy ciemnobrunatnej, zapewne pochodzącej od rozproszonej materii organicznej. Skała wykazuje strukturę pelitowo-mikrytową i zawiera niewielką domieszkę mułku kwarcowego. Zauważono fragmenty bioklastów (m.in. liliowce, ramienionogi). W próbce obecne są także ziarna pirytu. Wśród węglanów zidentyfikowano Fe-kalcyt, Fe-dolomit/ankeryt. Najprawdopodobniej obecny jest także dolomit.

**Głębokość 4232,05 m** – iłowiec wapnisty. Struktura skały jest pelitowo-mikrytowa, tekstura jest lekko kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych oraz cienkich smug ilasto-żelazistych być może z domieszką rozproszonej materii organicznej. Skała zawiera niewielką domieszkę materiału detrytycznego frakcji aleurytowej (ok. 2% obj. skały) – nieobtoczone ziarna kwarcu. Obecny jest także piryt oraz bioklasty reprezentowane przez fragmenty mszywiół, liliowców, ramienionogów. Spoiwo stanowią minerały ilaste oraz mikryt i sporadycznie mikrosparyt węglanowy (głównie kalcyt i dolomit).

**Głębokość 4234,8 m** – margiel biomikrytowy. Materiał detrytyczny reprezentowany jest przez ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,03 mm oraz pojedyncze większe ziarna do 0,08 mm średnicy. Bioklasty reprezentowane są przez fragmenty ramienionogów i małżoraczków. W skałe występuje rozproszona materia organiczna.

### Podsumowanie

Opisy skał dewonu w płytkach cienkich w otworze Brojce IG 1 dotyczą próbek skalnych reprezentujących żywet i fran. W przeważającej części są to iłowce, miejscami mułowce, a także wapienie i margle, sporadycznie piaskowce.

**Iłowce** (fig. 6A, B) charakteryzują się przeważnie strukturą pelitowo-aleurytową oraz kierunkową teksturą, bardzo często podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów łyszczkowych i łusek minerałów ilastych. Domieszkę frakcji aleurytowej i (lub) psamitowej stanowią ziarna kwarcu, skaleni. Powszechnie, chociaż w zróżnicowanej ilości występują fragmenty bioklastów, m.in. ramienionogów, szkarłupni i mszywiolów. W zależności od zawartości minerałów węglanowych, niektóre iłowce zaliczono do odmian wapnistych. Wśród minerałów węglanowych zauważono kalcyt, Fe-kalcyt, ankeryt oraz dolomit. Masę spajającą stanowią minerały ilaste z niewielką domieszką rozproszonej materii organicznej oraz związków żelaza. Obecne są drobne skupienia pirytu i leukoksenu.

**Mułowce** (fig. 6C, D) charakteryzują się strukturą aleurytową, aleurytowo-pelitową lub zawierają niewielką do-

mieszkę frakcji psamitowej. Tekstura mułowców bywa bezładna lub kierunkowa, podkreślona ułożeniem blaszek minerałów łyszczkowych, a także równoległym ułożeniem smug ilastych. Wysortowanie materiału detrytycznego jest dobre. Głównym składnikiem są zazwyczaj półobtoczone ziarna kwarcu poli- i monokrystalicznego, poza tym występują ziarna skaleni (w większości potasowych) oraz łyszczki (muskowit, w mniejszej ilości biotyt). Bardzo często iłowce i mułowce przeławicają się wzajemnie lub stosunki ilościowe ich składników wskazują na obecność odmian mułowcowych, iłowcowych i (lub) wapnistych.

**Piaskowce** (fig. 6E, F) występują sporadycznie i reprezentują odmiany bardzo drobno- i drobnoziarniste zaliczone do arenitów kwarcowych. Poza głównym składnikiem – kwarcem, odnotowuje się w ich składzie skalenie, nieliczne litoklasty, blaszki łyszczków oraz bioklasty. Spoiwo piaskowców jest zróżnicowane, przeważnie węglanowe (kalcyt, dolomit, Fe-dolomit/ankeryt), miejscami występuje też spoiwo ilaste, ilasto-żelaziste z rozproszoną materią organiczną.

**Wapienie** (fig. 6G) to skały o strukturze mikrytowej i (lub) mikrytowo-mikrosparytowej z bioklastami i niewielką domieszką ziaren detrytycznych. W niektórych próbkach odnotowano większą zawartość minerałów ilastych oraz ziaren detrytycznych, co spowodowało wyróżnienie odmian przejściowych określanych jako margle (fig. 6H). Zidentyfikowano także odmiany wapieni bogatych w szczątki fauny (m.in. ramienionogów i szkarłupni), określane jako wapienie bioklastyczne (biomikrytowe, biosparytowe). Bioklasty występują również w skałach marglistych.

## PERM

**Hubert KIERSNOWSKI, Andrzej MURAŃSKI**

### HISTORIA BADAŃ, STRATYGRAFIA, PROFIL LITOLOGICZNY I ROZWÓJ SEDYMENTACJI OSADÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Skały czerwonego spągowca przewiercono w interwale głęb. 3609,5–3674,5 m wg miary geofizycznej (wg rdzenia strop czerwonego spągowca nawiercono na głęb. 3608,4 m), a więc ich miąższość wynosi 65 m (Żelichowski i in., 1986). Zalegają one niezgodnie na iłowcach franu oraz podścielają osady morskie cechsztynu.

Z interwału obejmującego czerwony spągowiec uzyskano 36,8 m rdzenia, zdeponowanego następnie w Archiwum Rdzeni i Próbek Geologicznych PIG-PIB w Leszczach.

#### Historia badań

Skały czerwonego spągowca w otworze Brojce IG 1 zostały szczegółowo opisane przez Pokorskiego i Jackowicz w dokumentacji wynikowej otworu badawczego (Żelichowski i in., 1986). Następnie mikrolitofacjami z tego otworu zajmowała się Maliszewska, a paleogeografią Pokorski

(Wagner i in., 1990). Materiały uzyskane z tego wiercenia posłużyły też do analiz sedymentologicznych oraz paleogeograficznych czerwonego spągowca Pomorza Zachodniego (Kiersnowski, Buniak, 2006).

#### Stratygrafia czerwonego spągowca

Przyjmując podział litostratygraficzny Pokorskiego (1981, 1988, 1997a, b; fig. 7), skały czerwonego spągowca w otworze Brojce IG 1 dzielą się na dwie części. Część dolna przynależy do grupy Odry (dolnego czerwonego spągowca) – wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej, natomiast górna do grupy Warty (górnego czerwonego spągowca) – formacji Noteci. Według pomiarów geofizycznych granicę pomiędzy czerwonym spągowcem dolnym (wielkopolską formacją wulkanogeniczną) a górnym (formacją Noteci) zarejestrowano na głęb. 3637,0 m (wg rdzenia znajduje się na głęb. 3637,25 m).

LITOSTRATYGRAFIA wg POKORSKI, 1981, 1988, 1997		LITHOSTRATIGRAPHY acc. to	
PERM PERMIAN	GRUPA WARTY WARTA GROUP GÓRNY CZERWONY SPĄGOWIEC UPPER ROTLIEGEND	FORMACJA NOTECI NOTEĆ FORMATION	
		FORMACJA DRAWY DRAWA FORMATION	
		FORMACJA KÓRNIKA (1997) KÓRNIK FORMATION	
	GRUPA ODRY ODRA GROUP DOLNY CZERWONY SPĄGOWIEC LOWER ROTLIEGEND	FORMACJA KÓRNIKA (1988) KÓRNIK FORMATION	
		WIELKOPOLSKA FORMACJA WULKANOGENICZNA GREATERPOLAND VOLCANOGENIC FORMATION	OGNIWO OBRZYCKIE MEMBER
KARBON CARBONIFEROUS		FORMACJA ŚWIŃCA/DZIWNY ŚWIŃCA/DZIWNY FORMATION	
SILEZ SILEZIAN			

Fig. 7. Jednostki stratygraficzne permu, czerwonego spągowca, zarejestrowane w profilu otworu badawczego Brojce IG 1 – zielone tło, w odniesieniu do podziału litostratygraficznego czerwonego spągowca wg Pokorskiego (1981, 1988, 1997)

Stratigraphic units of Permian, Rotliegend, recorded in profile Brojce IG 1 research borehole – green background, in relations to lithostratigraphic chart proposed by Pokorski (1981, 1988, 1997)

Skały wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej w otworze Brojce IG 1 mają miąższość 37,5 m i są zbudowane głównie z przeobrażonych skał piroklastycznych – tufów ryolitowych i dacytowych, skał pośrednich – piroklastyczno-wylewnych (tufolaw) o składzie ryolitu, a także przeobrażonych skał wylewnych – ryolitów (Jackowicz w: Żelichowski i in., 1986). W spągu skał wulkanicznych występują osady dewonu (iłowce franu), opisane w dokumentacji wynikowej przez Miłaczewskiego (w: Żelichowski i in., 1986).

Formacja Noteci ma miąższość 27,5 m (wg pomiarów geofizycznych) i jest zbudowana ze skał osadowych, klastycznych, głównie ze zlepieńców i piaskowców oraz podrzędnie z mułowców i iłowców (Pokorski w: Żelichowski i in., 1986). Według pomiarów geofizyki otworowej strop formacji Noteci nawiercono na głęb. 3609,5 m, a spąg na głęb. 3637,0 m, natomiast wg obserwacji rdzeni wiertniczych formacja ta zawiera się w przedziale 3608,4–3637,25 m, co daje 28,85 m miąższości. W stropie skały

formacji Noteci graniczą z cechsztynem – łupkiem miedzionośnym wykształconym w postaci łupku wapnistego.

### Rozwój sedimentacji osadów czerwonego spągowca w profilu otworu Brojce IG 1 w kontekście regionalnym

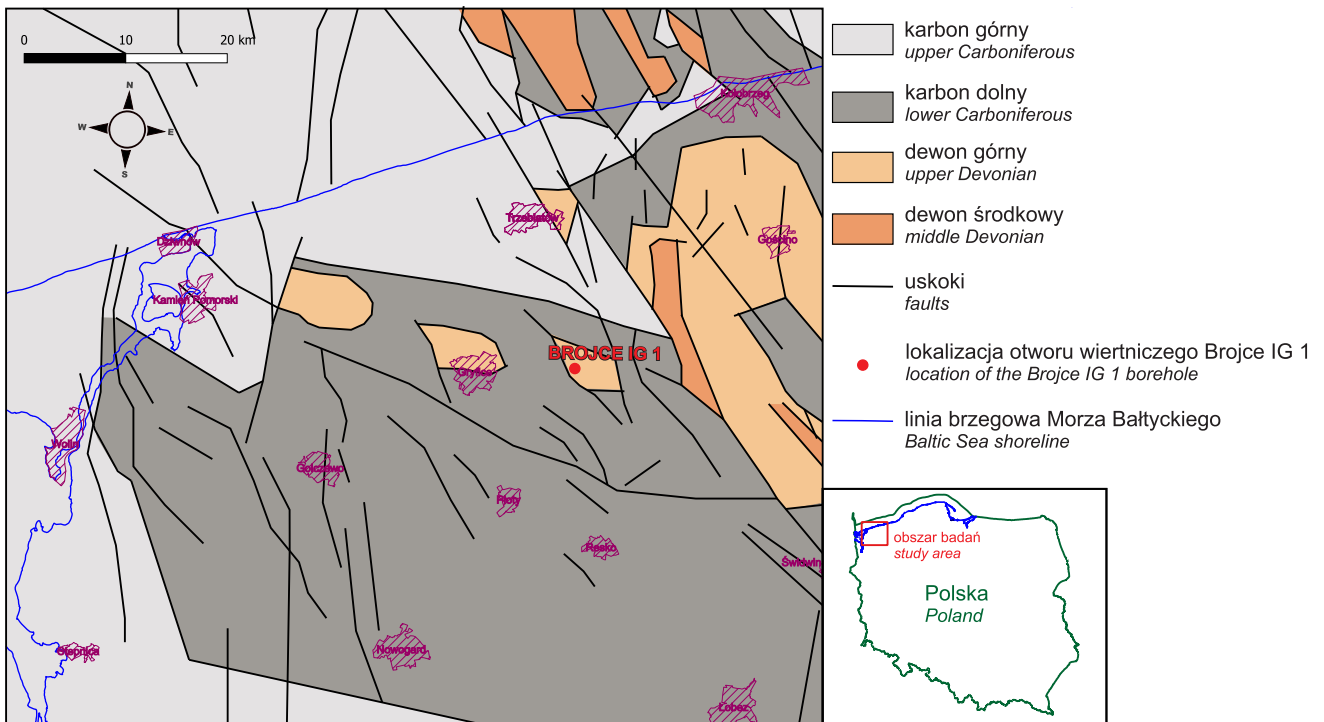
Skały czerwonego spągowca w otworze Brojce IG 1 leżą niezgodnie na iłowcach dewonu górnego (franu) (fig. 8). Profil czerwonego spągowca zaczyna się od skał piroklastycznych – tufów dacytowych, które w kierunku stropu wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej przechodzą w tufy ryolitowe, tufolawy, a w samej górze w skały wylewne o składzie ryolitu. Autorka rozdziału o skałach wylewnych – Jackowicz (w: Żelichowski i in., 1986) – zwraca uwagę na dominację skał piroklastycznych względem wylewnych w profilu i wskazuje na prawdopodobną przynależność wulkanitów do pierwszego cyklu erupcyjnego. Z kolei opisujący skały wulkaniczne Pomorza Zachodniego Pokorski (1990) przypisuje skały ryolitowo-dacytowe do młodszego etapu wulkanizmu waryscyjskiego, umiejscawiając je ponadto w marginalnej wschodniej części pokryw lawowych pokrywających basen dolnego czerwonego spągowca.

Na skałach wulkanogenicznych leżą skały osadowe klastyczne formacji Noteci. W części dolnej przeważają zlepieńce, a w górnej – piaskowce. Osady te powstały w wypiętrzonej, północnej strefie brzeżnej basenu czerwonego spągowca górnego (Pokorski, 1990; Kiersnowski, Buniak, 2006), w aluwialnym środowisku sedimentacji. Obrzeża basenu czerwonego spągowca stanowiły wyniesione skały dolnego i górnego karbonu (fig. 8), co spowodowało powstanie na południowych skłonach wyniesienia rozległych pokryw osadów gruboklastycznych (fig. 9).

### Profil litologiczny

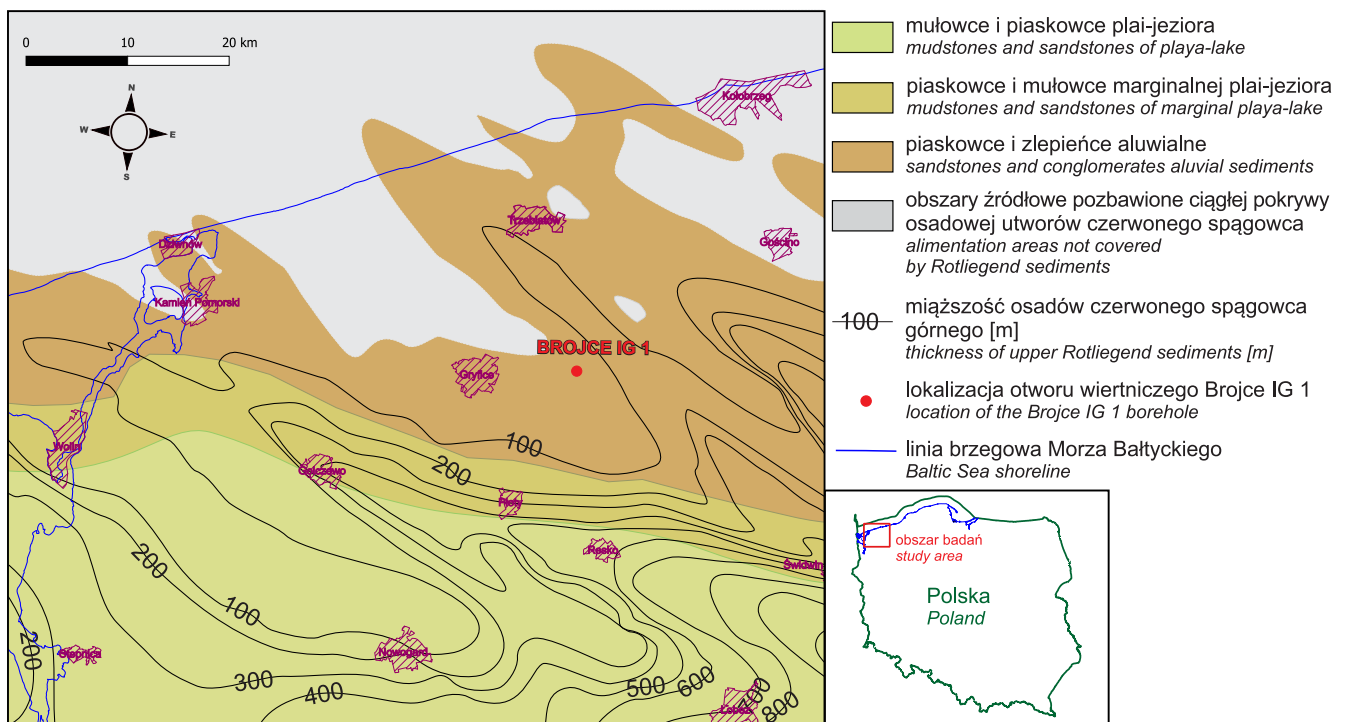
Profil litologiczny czerwonego spągowca (fig. 10) opracowano na podstawie opisu z dokumentacji sporządzonego przez Pokorskiego (formacja Noteci) i Jackowicz (wielkopolska formacja wulkanogeniczna) (w: Żelichowski i in., 1986).

Sedimentologiczna analiza profilu pokazała, że sukcesję osadową rozpoczynają osady gruboklastyczne (zlepieńce) deponowane w warunkach zalewów warstwowych. Wśród zlepieńców występują przewarstwienia piaskowców i mułowców, w których stwierdzono bioturbacje (fig. 11A, E) oraz poziomy cementacji związanej z inicjalnymi paleoglebami (fig. 11B–D) oraz śladami flory (fig. 11C, E). Ku stropowi profilu wzrasta udział piaskowców oraz przewarstwieni laminacji mułowcowej, a zlepieńce stają się bardziej drobnoklastyczne. Całość profilu reprezentuje cykl prosty. W stropie sekwencji osadowej dominują piaskowce różnoziarniste z przewarstwieniami laminowanych mułowców, reprezentujące sekwencje zalewów warstwowych (*sheetflood*), oraz powodzi (*flashflood*) z okresami stagnacji wody w płytkich okresowych „kałużach”.



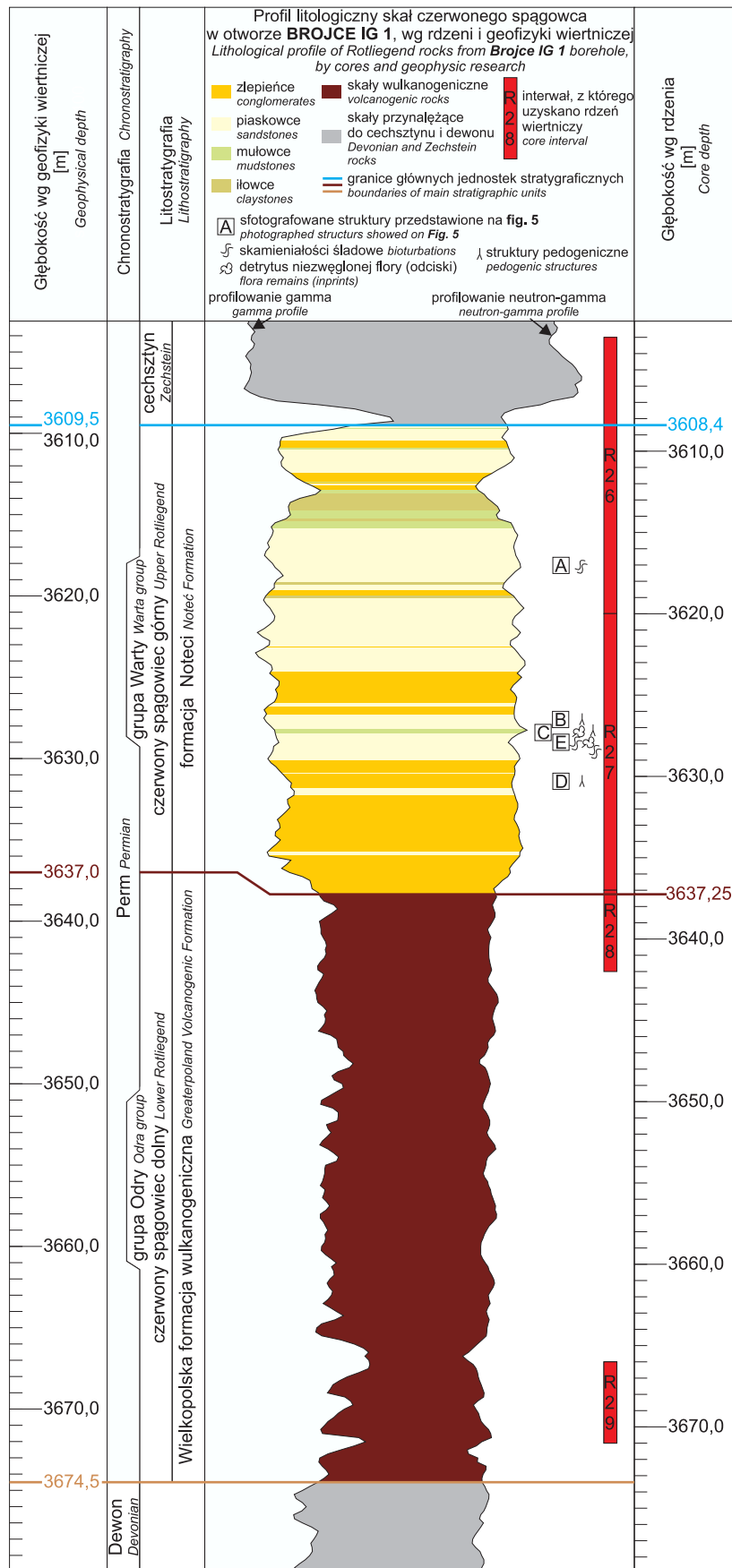
**Fig. 8. Mapa geologiczna odkryta skal podpermских (Lech, 2001, zmieniono)**

Uncovered geological map of rocks that are underlining Permian units (Lech, 2001, modified)



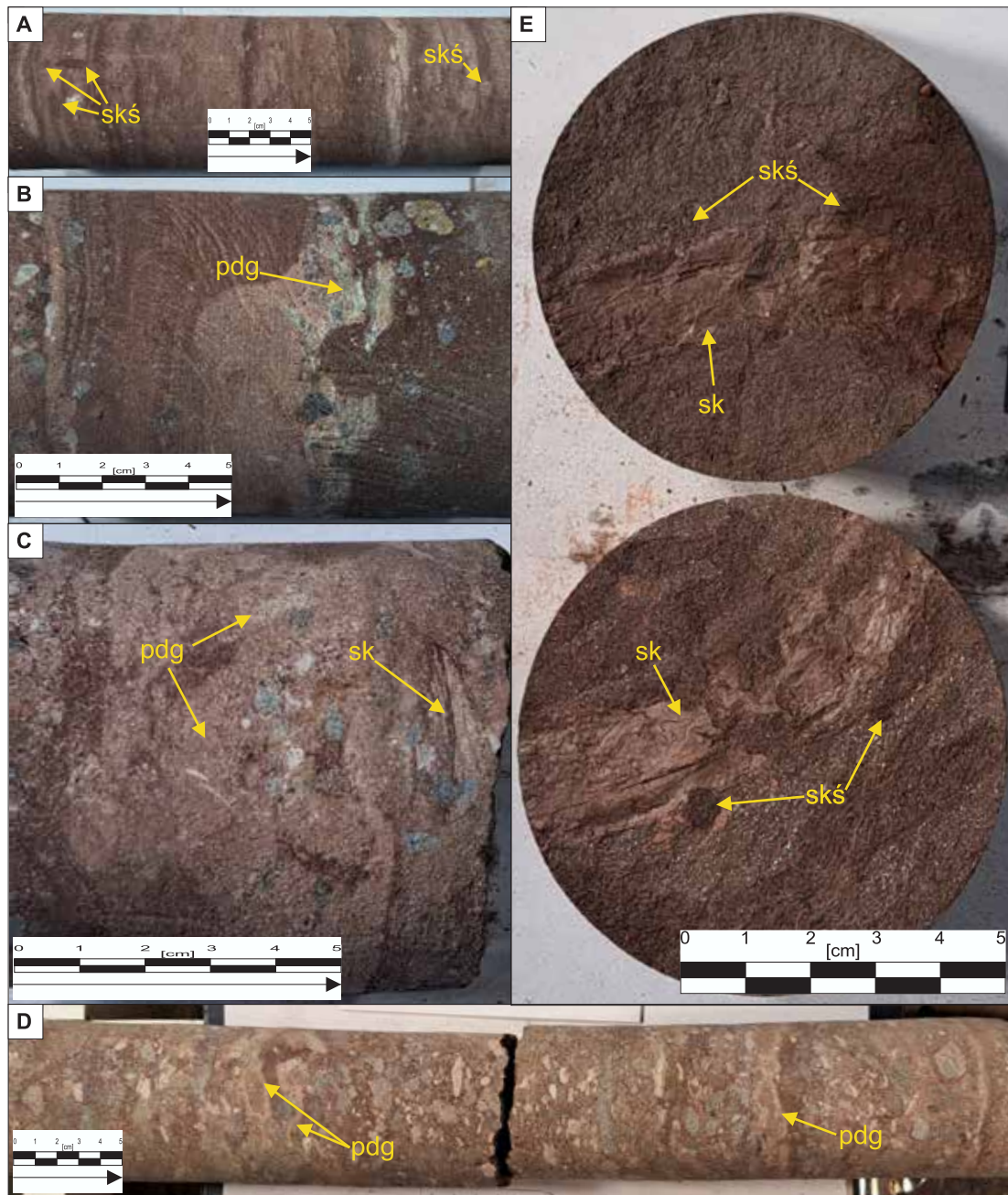
**Fig. 9. Mapa litofacyjna stropu górnego czerwonego spągowca w rejonie otworu badawczego Brojce IG 1 (Kiersnowski, 2013, zmieniono)**

Lithofacies map of the topmost upper Rotliegend in area of Brojce IG 1 research borehole (Kiersnowski, 2013, modified)



**Fig. 10. Profil litologiczny otworu badawczego Brojce IG 1 (wg opisów Pokorskiego i Jackowicz w: Żelichowski i in., 1986)**

Lithological profile of the research borehole Brojce IG 1 (acc. on descriptions by Pokorski and Jackowicz in: Żelichowski i in., 1986)



**Fig. 11. Charakterystyka sedymentologiczna osadów czerwonego spągowca w otworze Brojce IG 1**

**A** – niewielkie, różnokierunkowe bioturbacje (skś), czytelne dzięki bardzo zróżnicowanej litologii poszczególnych warstw i laminae osadu (głęb. 3617,1 m); **B** – poziom wczesnej cementacji w osadzie znamionującej początkowy rozwój paleogleby (pdg) (głęb. 3626,5 m); **C** – poziom wczesnej cementacji w osadzie znamionującej początkowy rozwój paleogleby (pdg). Zaznaczony prawdopodobny przekrój przez skompaktowaną łodygę rośliny (sk) (głęb. 3627,3 m); **D** – widoczne dwa poziomy wczesnej cementacji w osadzie znamionującej początkowy rozwój paleogleb (pdg) (głęb. 3630,3 m); **E** – przekrój prostokątny przez rdzeń z widocznym śladem skompaktowanego fragmentu (sk) rośliny (łodyga?, korzeń?) raczej przemieszczonej niż „in situ”. Słabo widoczny odrost? Widoczne ślady pionowych, małych (kilka milimetrów średnicy) bioturbacji (skś) na przekroju rośliny, nie jest jasne czy mających coś wspólnego z fragmentem rośliny w osadzie (głęb. 3627,9 m). Dodatkowo bioturbacje stwierdzono na głęb. 3628,5 m

#### Sedimentological features of the Rotligend deposits in the Brojce IG 1 borehole

**A** – small, multidirectional bioturbations (skś), visible thanks to the very diverse lithology of individual sediment layers and laminae (depth 3617.1 m); **B** – level of early cementation in the sediment indicating the initial development of the paleosoil (pdg) (depth 3626.5 m); **C** – level of early cementation in the sediment indicating initial development of the paleosoil (pdg). Probable cross-section through a compacted plant (sk) stem is marked (depth 3627.3 m); **D** – two levels of early cementation visible in the sediment marking the initial development of paleosoils (pdg) (depth 3630.3 m); **E** – cross-section of core with visible trace of compacted plant (sk) fragment (stem?, root?) rather displaced than *in situ*. Weakly visible regrowth?. Visible traces of vertical, small (few millimeters in diameter) bioturbations (skś) on plant cross-section. It is not clear whether they have anything to do with the plant fragment in the sediment (depth 3627.9 m). Additionally, bioturbation was detected at a depth of 3628.5 m

**Marta KUBERSKA**

## PETROGRAFIA UTWORÓW GÓRNEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA

Osady górnego czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Brojce IG 1 występują na głęb. 3609,5–3637,0 m i są reprezentowane głównie przez zlepieńce i piaskowce, miejscami mułowce i iłowce, należące do formacji Noteci.

Badaniami petrograficznymi objęto 26 próbek skał klastycznych i opisano łącznie 45 płytek cienkich (z odmian zlepieńców wykonano 2–3 płytki cienkie). Nieliczne poddano analizie barwnikowej, stosując płyn Evamy'ego (Migaszewski, Narkiewicz, 1983) w celu wstępnego rozróżnienia cementów węglanowych. Na podstawie analiz mikroskopowych (mikroskop polaryzacyjny firmy Nikon) określono mikrolitofacje, wskaźnik kontaktów ziaren, skład litologiczny i mineralny odpowiednich frakcji ziarnowych. Nazwy piaskowców podano stosując (nieco zmienioną) klasyfikację Pettijohna i in. (1972), w nazwie zlepieńców unaczyniono ich więźbę (*sensu* Ryka, Maliszewska, 1991). Wybrane preparaty poddano analizie katodoluminescencyjnej, wykorzystującej różną zdolność luminescencji minerałów pod wpływem strumienia elektronów w warunkach próżni. Badania te wykonano na aparaturze typu CCL 8200 mk3 firmy Cambridge Image Technology Ltd. Przy zastosowaniu mikroskopu elektronowego JSM-35 firmy JEOL, sprzężonego z mikrosondą energetyczną (Link- ISIS) w kilku próbkach skał zidentyfikowano wybrane składniki, ich chemizm oraz sposób zabudowy przestrzeni porowej. Zestawienie wyników badań przedstawiono w tabelach 7 i 8.

W prezentowanych wynikach badań wykorzystano między innymi archiwalne opracowania Maliszewskiej i Kuberskiej (1993), Maliszewskiej i in. (1997, 2004) oraz dane zawarte w dokumentacji wynikowej dotyczącej otworu wiertniczego Brojce IG 1 (Żelichowski i in., 1986), a także, w celach porównawczych, liczne dane zawarte w publikacjach (m.in.: Maliszewska, 1997; Maliszewska i in., 1998, 2016; Maliszewska, Kuberska, 2008).

### Litofacje osadów górnego czerwonego spągowca

Zlepieńce górnego czerwonego spągowca w otworze Brojce IG 1 stanowią dominującą litofację. Są one interpretowane jako utwory aluwialne lub fluwialne (Pokorski, 1997a,b; Kiersnowski, 1998). Są to skały przeważnie drobnookruchowe, miejscami piaszczyste i margliste, zwarte, często o teksturze kierunkowej, podkreślonej równoległym ułożeniem dłuższych osi litoklastów. Charakteryzują się barwą czerwono-brunatną, rzadziej szarą. Z uwagi na to, że są to skały zwarte ich porowatość efektywna jest niska (z reguły nie przekracza 3% obj.). Wyróżniono wśród nich ortozlepieńce (powyżej 85% ziaren żwiru) oraz parazlepieńce (85–50% żwiru). Głównym składnikiem frakcji żwirowej są dobrze obtoczone lub półobtroczone fragmenty skał o najczęstszej średnicy 3 mm, maksymalnej dochodzącej do 2,5 cm. W obrębie litoklastów większość stanowią szare i brunatne dacyty o strukturze afirowej. Fenokryształy no-

tują się w nich sporadycznie. Są to wyłącznie ilaste pseudomorfozy po skaleniach. Ciasto skalne dacytów złożone ze skaleni, kwarcu i hematytu wykazuje strukturę poikilitową, niekiedy szkieletową. Okruchy dacytów często są silnie skarbonatyzowane. Występują także okruchy bazaltów o strukturze intersertalnej.

Około 1–10% obj. żwiru (maksymalnie 30% obj. w próbce z głęb. 3636,5 m) stanowią litokolasty skał osadowych, głównie szarych wapieni, sporadycznie jasnych piaskowców kwarcytowych a także intraklasty iłowców żelazistych. Wśród wapieni wyróżniono biomikryty, biosparyty i oosparyty.

Masa wypełniająca zlepieńców złożona jest głównie z drobnych litoklastów oraz ziaren kwarcu. We frakcji piaszczystej okruchy wapieni są nieco bardziej pospolite, niż we frakcji żwirowej. Wśród ziaren kwarcu występuje zarówno kwarc mono-, jak i polikrystaliczny. Ziarna jego są zwykle półobtroczone. Spoiwo zlepieńców złożone jest z minerałów ilastych (chlorytu, illitu), miejscami impregnowanych hematytem, getytem lub leukoksenem oraz z minerałów węglanowych (mikryt dolomitowy, ksenomorficzny spar kalcytowy, sporadycznie ankeryt). W mniejszych ilościach występuje także chalcedon, kwarc autigeniczny i anhydryt.

Piaskowce są skałami drobnoziarnistymi i nierównoziarnistymi o barwie szaro-brunatnej i brunatnej. Struktura ich jest psamitowa, miejscami psamitowo-psefitowa, tekstura kierunkowa lub bezładna, z reguły masywna. Należą one do arenitów litycznych i sublitycznych. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są słabo lub półobtroczone ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Mniej licznie występują dość dobrze obtoczone okruchy dacytów, miejscami bazaltów, a także wapieni i piaskowców kwarcytowych. Skaleni (głównie potasowe), minerały łuszczykowe i akcesoryczne występują podrzędnie. Spoiwo piaskowców jest przeważnie niejednorodne. Miejscami występuje tu szare spoiwo ilaste, miejscami brunatne – ilasto-żelaziste z kalcytem, a niekiedy dominują w nim węglany (kalcyt, dolomit, ankeryt – np. w próbce z głęb. 3617,8 m). Zauważono także impregnacje hematytem oraz skupienia pirytu. Piaskowce również zaliczono do skał masywnych, zwężonych o bardzo słabej porowatości. Piaskowce bywają przeławiczone cienkimi warstewkami iłowca żelazistego.

Mułowce i iłowce występują tylko w formie bardzo cienkich przeławiczeń w obrębie piaskowców lub zlepieńców. Są to osady barwy brunatnej lub brunatnoczerwonej, często laminowane soczewkowo lub wykazujące warstwowanie faliste.

### Procesy diagenetyczne i ich wpływ na rozwój przestrzeni porowej

Kompakcja mechaniczna jest jednym z głównych i najdłużej działających procesów diagenetycznych. Efekty jej,

Tabela 7

## Wybrane cechy skal czerwonego spagowca w otworze wiertniczym Brojce IG 1

Selected features of the Rotliegend deposits – Brojce IG 1 borehole

Nr próbki / Sample no.	Głębokość [m]	Nazwa/typ skały Rock name/type	Barwa / Color	Tekstura / Texture	W <sub>kz</sub>	Typ kontaktów ziarn Type of grain contacts	% mat. detr. >0,06 mm % detrital material	M <sub>Q</sub> [mm]	M <sub>max Q</sub> [mm]	M <sub>max Q</sub> /M <sub>Q</sub>	Typ spoiwa Type of cement	% spoiwa % cement	Matrix Matrix				Cement ortochemiczny Orthochemical cement					Potencjał diagenetyczny Diagenetic potential	Wybrane procesy diag. Selected processes diag.		Uwagi Attention	
													%	pył silt	min. ilaste clay minerals	wodor. Fe + hematyt iron hydroxides + hemetite	%	Węglany carbonat	anhidryt anhydrite	Q autige + chalcedon authig. Q +	inne others		rozpuszczanie dissolving	zastępowanie replacing		
1a	3608,4	pa zl dr/ pa ru 1	sz	kr, ma	n.o.	pu, bk	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	ps	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Q					
1a	3608,4	pa zl dr/ pa ru 1	sz	kr, ma	0,5	pu, bk	80,0	0,27	1,40	5,2	ps	20,0	9,0	2,0	7,0	śl	11,0	śl			Q, Sk	Sk, Li→Ka; Li→Chl				
1b	3608,44	pa zl dr/ pa ru 1	sz	kr, ma	n.o.	pu, bk	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	ps	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Q, Sk	Sk, Li→Ka; Li→Chl				
1c	3608,47	pa zl dr/ pa ru 1	sz	kr, ma	n.o.	pu, bk	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	ps	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Q, Sk	Sk, Li→Ka; Li→Chl				
1c	3608,6	pa zl dr/ pa ru 1	sz	kr, ma	4,0	pr, pu	95,0	0,27	1,40	5,2	po	5,0	1,0	śl	1,0	śl	4,0	4,0	4,0	4,0	Q, Sk	Sk, Li→Ka				
2	3608,9	pc dr/ ar sl	sz br	kr, ma	3,2	pr, pu	94,0	0,10	1,70	17,0	po	6,0	1,0	śl	1,0	śl	5,0	5,0	5,0	5,0					impregnacja hematytem	
3	3609,8	pa zl dr/ pa ru 1	sz br	kr, ma	0,3	ps, pu	80,5	0,50	1,40	2,8	ps	19,5	3,0	2,5	2,5	0,5	16,5	16,5	16,5	16,5	Q	Li→Ka			ankeryt, dolomit	
4	3610,5	or zl dr/ or ru 1	sz br	be, ma	n.o.	pr	n.o.	0,10	0,64	6,4	po	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.						
5	3610,8	pc dr/ ar 1	br	kr, ma	n.o.	pr	96,0	0,16	1,05	6,6	po	4,0	3,0	śl	3,0	śl	1,0	0,6	śl	0,4						
6	3611,8	or zl dr/ or ru 1	br	be, ma	n.o.	pr	95,5	0,16	0,64	4,0	po	4,5	2,0	śl	2,0	śl	2,5	2,0	0,5		Q, Sk	Sk, Li→Ka; Sk→Il			włóknisty ilit, obwódki	
7	3613,5	ie/lu br	br	kr, ma	1,0	pu, bk	92,0	0,02	0,04	2,0	po, ko	8,0	5,5	2,0	2,5	1,0	2,5	2,5	2,5		Q					
8	3616,5	pc dr/ ar 1	br	kr, ma	3,2	pr, pu, bk	95,2	0,16	1,05	6,6	po, ko	4,8	2,0	śl	2,0	śl	2,8	2,8	2,8	śl		Q, Sk	Sk, Li→Ka			impregnacja skały hematytem
9	3617,3	pc dr/ ar 1	br	kr, ma	2,4	pr, pu	84,8	0,10	1,00	10,0	po, ko	15,2	2,7	śl	2,2	0,5	12,5	12,5	12,5	śl	Q, Sk	Sk→Ka; Li→Chl			obwódki ilasto-żelaziste	
10	3617,8	pc dr/ ar 1	br	kr, ma	3,2	pr, pu	85,0	0,10	0,70	7,0	po, ko	15,0	4,0	0,7	3,0	0,3	11,0	11,0	11,0	śl	Q, Sk	Sk→It			ankeryt, żyłka kalcytowa	
11	3618,1	pc dr/ ar 1	br	kr, ma	3,0	pr, pu	83,8	0,13	0,54	4,1	po, ko	16,2	6,2	1,0	4,2	1,0	10,0	10,0	10,0	śl	Q, Sk	Sk→It; Li→Chl				
12	3619,0	pa zl p-ty/ pa ru 1	sz br	be, ma	2,0	pr, pu	84,8	0,22	3,20	14,5	po, ko	15,2	2,0	śl	1,7	0,3	13,2	13,2	13,2	śl						
13	3619,1	or zl dr/ or ru 1	sz br	be, ma	1,8	pr, pu	88,0	0,20	0,70	3,5	po, ko	12,0	9,2	śl	9,0	0,2	2,8	2,8	2,8	śl		Q, Sk	Sk→It; Sk→Chl			skupienia wachlarzowego chlorytu
14	3619,5	pc dr/ ar sl	r br	kr, ma	3,1	pr, pu, ww	90,0	0,22	0,48	2,2	po	10,0	5,5	0,2	5,0	0,3	4,5	4,5	4,5	śl	Q, Sk	Sk→Ka; Li→Chl				

Tabela 7 cd.

Nr próbki / Sample no.	Głębokość [m] Depth	Nazwa/typ skały Rock name/type	Barwa / Color	Tekstura / Texture	W <sub>kz</sub>	Typ kontaktów ziaren Type of grain contacts	% mat. detrit. >0,06 mm % detrital material	M <sub>Q</sub> [mm]	M <sub>max Q</sub> [mm]	M <sub>max Q</sub> /M <sub>Q</sub>	Typ spoiwa Type of cement	% spoiwa % cement	Matrix Matrix				Cement ortochemiczny Orthochemical cement					Potencjał diagenetyczny Diagenetic potential	Wybrane procesy diag. Selected processes diag.		Uwagi Attention	
													%	pył silt	min. ilaste clay minerals	wodor. Fe + hematyt iron hydroxides + hemetite	węglany carbonat	anhydryt anhydrite	Q autig. + chalcedon authig. Q +	inne others	rozpuszczanie dissolving		zastępowanie replacing			
15	3620,5	pc dr/ ar sl	r br	kr, ma	4,0	pr, ww	91,0	0,16	0,60	3,7	po, ko	9,0	5,0	0,1	3,6	0,4	4,0	4,0				średni				
16	3620,9	pa zl/ pa ru 1	br sz	kr, ma	4,2	pr, pu, ww	81,8	0,17	0,70	4,1	po, ko, ps	18,2	4,0	śl	3,8	0,2	14,2	14,2				średni	Q, Sk	Sk→Ka		chalcedon w drobnych skupieniach; ankeryt; żyłka kalcytowa z chlorytem
17	3621,5	pc dr/ ar sl	br	be, ma	4,0	pr, pu, ww	88,0	0,16	0,60	3,7	po, ko	12,0	2,0		2,0	śl	10,0	10,0				średni	Q, Sk	Sk→Ka		
18	3622,5	pc dr/ ar sl	br	be, ma	4,1	pr, pu, ww	88,5	0,20	0,85	4,2	po, ko	11,5	2,3		2,3	śl	9,2	9,2				średni	Q, Sk	Sk→Ka		chalcedon w drobnych skupieniach
19	3624,4	pc dr/ ar sl	br	be, ma	3,2	pr, pu, ww	92,8	0,32	0,65	2,0	po, ko	7,2	5,0	śl	4,8	0,2	2,2	2,2				średni				
20	3625,5	pa zl dr/ pa ru 1	br sz	be, ma	4,4	pr, pu	95,2	0,16	0,65	4,1	po, ko	4,8	3,0		2,8	0,2	1,8	1,8				średni				obwódki ilasto-żelaziste
21	3627,3	pc dr/ ar sl	br	be, ma	n.o.	pr, pu	n.o.	0,16	0,56	3,5	po, ko	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.				średni				
22	3628,5	pc dr/ ar sl	sz br	kr, ma	4,1	pr, pu	85,0	0,10	0,52	5,2	po, ko	15,0	3,0		3,0	śl	12,0	12,0				średni	Q, Sk	Sk→Ka		
23	3629,5	pa zl p-ty/ pa ru 1	br	kr, ma	3,8	pr, pu	86,0	0,19	1,20	6,3	po, ko	14,0	7,6	0,6	6,0	1,0	6,3	6,3				średni	Q, Sk	Sk→Ka		obwódki ilasto-żelaziste
24	3632,4	pa zl dr/ pa ru 1	sz br	be, ma	3,6	pr, pu	92,0	0,25	0,80	3,2	po, ko	8,0	6,5	0,5	6,0	śl	1,5	1,5				średni				
25	3634,3	pa zl dr/ pa ru 1	sz br	be, ma	3,8	pr, pu, ww	91,0	0,25	0,96	3,8	po, ko	9,0	1,5		1,5		7,5	7,5				średni	Q, Sk	Sk→Ka; Sk→It		włóknisty illit
26	3636,5	pa zl dr/ pa ru 1	br	be, ma	2,2	pr, pu	88,0	0,27	2,00	7,4	po, ko	12,0	10,0	śl	9,5	0,5	2,0	2,0				średni				

Symbole: pa – para, or – orto, zl – zlepniecie, pc – piaskowiec, ic – ilowiec, ru – rudyta, ar – arenit, sl – subliticzny, l – liyczny, dr – drobnoziarnisty, p-ty – piaszczysty, chl – chloryt, It – illit, Ka – kalcyt, Li – litoklast, Q – kwarc, Q autig. – kwarc autigeniczny, Sk – skałenie, wodor. Fe – wodorotlenki żelaza, sz – szary, br – brunatny, r – różowy, kr – kierunkowa, be – bezładna, ma – masyczna, bk – bez kontaktów, pu – kontakty punktowe, pr – kontakty proste, ww – kontakty węglowodorkowe, ps – spoiwo podstawowe, po – spoiwo porowe, ko – spoiwo kontaktowe, M<sub>Q</sub> – przeciętna średnica ziaren kwarcu, M<sub>max Q</sub> – maksymalna średnica ziaren kwarcu, W<sub>kz</sub> – wskaźnik kontaktów międzyziarnowych, śl – śladowe ilości, n.o. – nie oznaczono

Abbreviations: pa – para, or – ortho, zl – conglomerate, pc – sandstone, ic – claystone, ru – rudite, ar – arenite, sl – sublithic, l – lithic, dr – fine-grained, p-ty – sandy, chl – chlorite, It – illite, Ka – calcite, Li – lithoclast, Q – quartz, Q autig. – authigenic quartz, Sk – fieldspars, wodor. Fe – ferrum hydroxide, sz – gray, br – brown, r – pink, kr – directional, be – disordered, ma – massive, bk – no contacts, pu – point contacts, pr – straight contacts, ww – concavo-convex contacts, ps – basic cement, pr – pore cement, ko – contact cement, M<sub>Q</sub> – average diameter of quartz grains, M<sub>max Q</sub> – maximal diameter of quartz grains, W<sub>kz</sub> – index of intergranular contacts, śl – trace amounts, n.o. – not determined

Tabela 8

## Cechy spoiwa skal czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Brojce IG 1 (matriks + cement = 100 %)

The features of the Rotliegend rocks cement – Brojce IG 1 borehole (matrix + cement = 100 %)

Nr próbki Sample no.	Głębokość [m] Depth	Nazwa/typ skały Rock name/type	Matriks / Matrix				Cement ortochemiczny / Orthochemical cement													
			%	pył silt	minerały ilaste clay minerals	wodorotlenki Fe + hematyt iron hydroxides + hematite	%	węglany carbonate		anhydryt anhydrite		kwarc autigeniczny + chalcedon/ authigenic quartz + chalcedony		inne/ other						
											M <sub>f</sub>	M <sub>max</sub>	%	M <sub>f</sub>	M <sub>max</sub>	%	M <sub>f</sub>	M <sub>max</sub>	%	
1a	3608,4	pa zl dr/pa ru l	45,0	10,0	3,5	śl	55,0	0,01	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	śl Pi
1b	3608,6	pa zl dr/pa ru l	20,0	śl	20,0	śl	80,0	0,02	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	3608,9	pc dr/ar sl	16,7	śl	16,7	śl	88,3	0,01	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	3609,8	pa zl dr/pa ru l	15,4	—	12,8	2,6	84,6	0,05	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	3610,8	pc dr/ar l	75,0	śl	75,0	śl	25,0	0,02	0,04	śl	n.o,	n.o,	10,0	0,02	—	—	—	—	—	—
6	3611,8	or zl dr/or ru l	44,4	śl	44,4	śl	55,6	0,02	0,04	śl	0,04	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—
7	3613,5	ie zel/lu	68,8	25,0	31,3	12,5	31,2	0,02	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	3616,5	pc dr/ar l	41,7	śl	41,7	śl	58,3	0,02	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	3617,3	pc dr/ar l	17,8	śl	14,5	3,3	82,2	0,10	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	3617,8	pc dr/ar l	26,7	4,7	20,0	2,0	73,3	0,06	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	3618,1	pc dr/ar l	38,3	6,2	25,9	6,2	61,7	0,05	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	3619,0	pa zl p-ty/pa ru l	13,2	śl	11,2	2,0	86,8	0,02	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	3619,1	or zl dr/or ru l	76,7	śl	75,0	1,7	23,3	0,02	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14	3619,5	pc dr/ar sl	55,0	2,0	50,0	3,0	45,0	0,05	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	3620,5	pc dr/ar sl	55,6	1,1	40,0	4,5	44,4	0,02	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16	3620,9	pa zl/pa ru l	22,0	śl	20,9	1,1	78,0	0,07	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	3621,5	pc dr/ar sl	16,7	—	16,7	śl	88,3	0,06	0,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	3622,5	pc dr/ar sl	20,0	—	20,0	śl	80,0	0,08	0,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19	3624,4	pc dr/ar sl	69,4	śl	66,7	2,7	30,6	0,03	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	3625,5	pa zl dr/pa ru l	62,5	—	58,3	4,2	37,5	0,04	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	3628,5	pc dr/ar sl	20,0	—	20,0	śl	80,0	0,03	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	3629,5	pa zl p-ty/pa ru l	55,0	4,3	42,9	7,1	45,0	0,04	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	3632,4	pa zl dr/pa ru l	81,3	6,3	75,0	śl	18,7	0,03	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	3634,3	pa zl dr/pa ru l	16,7	—	16,7	—	83,3	0,05	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26	3636,5	pa zl dr/pa ru l	83,3	śl	79,2	4,1	16,7	0,07	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Symbole jak w tabeli 7 / Abbreviations as in the table 7

które możemy obserwować, to ściśle upakowanie ziaren wyrażone masywną teksturą oraz wskaźnikiem kontaktów ziaren w granicach 0,5–4,4, najczęściej 3,0–4,0. Przeważnie występują międzyziarnowe kontakty punktowe i proste (fig. 12A). Dostrzeżono także liczne efekty działania kompaktacji chemicznej w postaci kontaktów wklęsło-wypukłych (tab. 7). Kompakcja była przyczyną redukcji porowatości osadów. W piaskowcach i zlepieńcach znaczenie ograniczające porowatość osadu miała także cementacja. Rozkład składników różnych spoiw charakteryzują izolnie średniej ich zawartości, które zostały zaprezentowane w pracy Maliszewskiej i Kuberskiej (2008).

Spśród różnych cementów węglanowych najistotniejsza wydaje się impregnacja kalcytem. W obrębie kalcytu zidentyfikowano tzw. czysty kalcyt (Kuberska, 2004) – nie wykazujący luminescencji w CL, którego pochodzenie wiąże się z wodami meteorycznymi oraz Mn/Fe-kalcyt lub Fe/Mn-kalcyt o żółtopomarańczowej luminescencji (fig. 12B). Występuje on w postaci drobno- i średniokrystalicznego spar. Wyniki analiz inkluzji fluidalnych wykonanych w Mn-kalcytach z piaskowców z otworu Brojce IG 1 (Jarmołowicz-Szulc, 1997) wskazały na temperatury homogenizacji w granicach 80–110°C, zaś zasolenie mierzone jako eq. NaCl wahało się w granicach 8,0–18,8 %. Biorąc pod uwagę oznaczenia stosunków izotopowych tlenu i siarki w Mn-kalcytach (Maliszewska i in., 2004, 2016) przypuszcza się, że wody porowe, z których krystalizowały Mn/Fe- i Fe/Mn-kalcyty były pochodzenia morskiego i mogły być związane z infiltracją wód morza cechszyńskiego. W omawianych piaskowcach i zlepieńcach dolomit pojawia się nielicznie, na ogół w postaci drobnych, izolowanych romboedrów. Zidentyfikowano także ankeryt (fig. 12C), który głównie występuje w zewnętrznych partiach kryształów dolomitowych, bardzo rzadko w postaci euhedralnych kryształów.

Mniejsze znaczenie miała cementacja osadów anhidrytem (fig. 12D), czy kwarcem autigenicznym lub chalcedonem o strukturze wachlarzowej. Badania inkluzji fluidalnych (Jarmołowicz-Szulc, 1997, 2009) w kwarcowych ob-

wódkach regeneracyjnych na ziarnach z piaskowców wykazały temperatury homogenizacji 131–165°C oraz zasolenie eq. NaCl w granicach 2–9 %.

Gips dostrzeżono tylko w próbce z głęb. 3628,5 m. Wśród składników cementów wyróżniono także minerały ilaste (illit, chloryty, seladonit?). Illit występuje w postaci łusek oraz włókien (fig. 12E). Znaczna część łuseczek może być allogeniczna i wraz z wodorotlenkami żelaza tworzy obwódki na ziarnach detrytycznych. Z większości łusek wyrosły *in situ* cienkie włókna, tworzące mostki między ziarnami lub splecione, włókniste wypełnienia przestrzeni porowych. Chloryty (fig. 12F) obserwowano w postaci drobnych blaszek, często tworzących agregaty wachlarzowe (Maliszewska i in., 2004). Seladonit dostrzeżono w arenitach litycznych, bogatych w okruszy skał wylewnych. Tworzy on drobne skupienia zielonych, silnie dwójłomnych łuseczek. Z procesem cementacji ściśle powiązane jest zastępowanie diagenetyczne. W omawianych piaskowcach i zlepieńcach najczęściej obserwowano efekty zastępowania ziaren skaleni i litoklastów przez minerały węglanowe, głównie kalcyt, na skutek czego powstały liczne, częściowe lub całkowite, pseudomorfozy (fig. 12G).

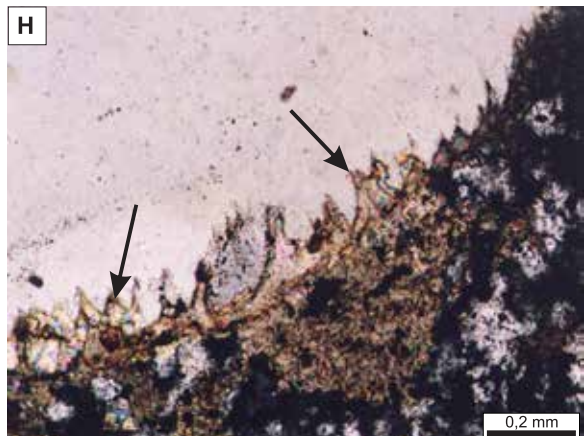
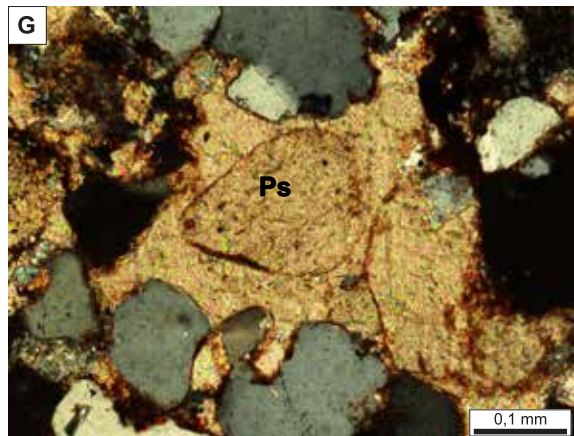
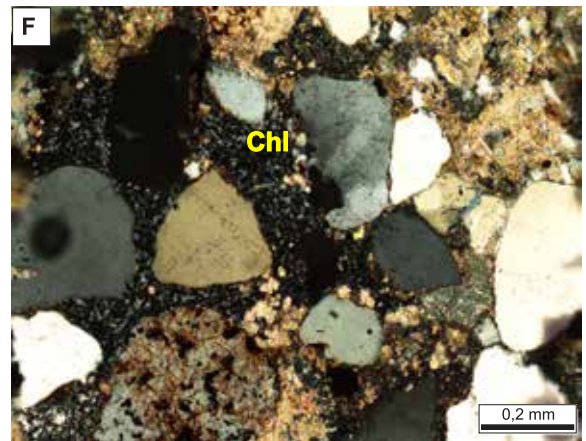
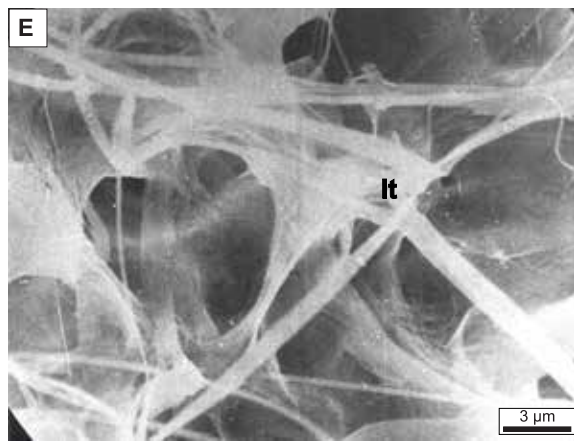
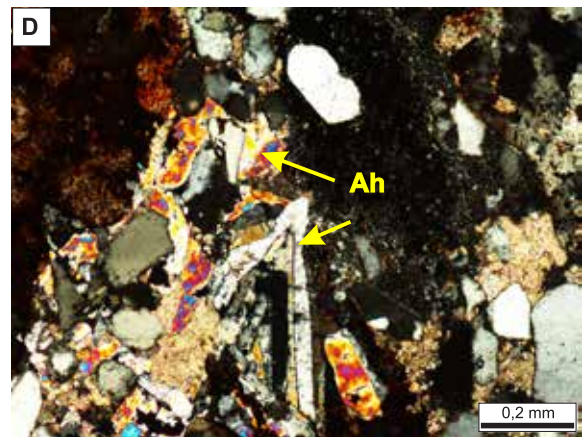
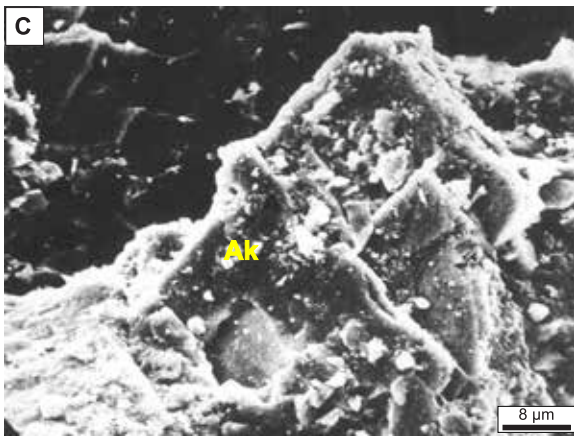
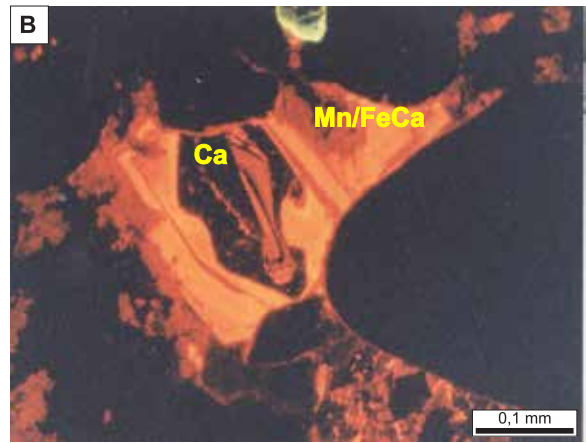
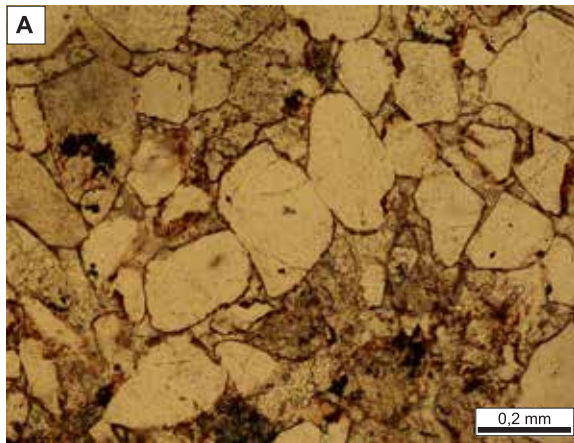
Rozpuszczanie diagenetyczne jest efektem aktywności roztworów porowych krążących w nieskonsolidowanych całkowicie osadach, a obserwowanymi skutkami są nadtrawione ziarna kwarcu (fig. 12H) oraz w różnym stopniu rozpuszczone i nadtrawione ziarna skaleni. Zauważono także częściowo rozpuszczone minerały węglanowe. Efekty przeobrażenia diagenetycznego obserwowano głównie w okruskach skał wulkanicznych, gdzie nastąpiła transformacja szkliwa wulkanicznego lub krystaloklastów, w wyniku czego powstały minerały z grupy chlorytów. Efekty te są także obecne w skaleniach i (lub) łuszczkach, na skutek czego powstał włóknisty, diagenetyczny illit. Z uwagi na znaczny udział składników niestabilnych w badanych skałach (skaleni, okruszy skał wulkanicznych) określono wartość potencjału diagenetycznego (Bjørlykke, 1983) jako średnią lub niską (tab. 7).

**Fig. 12. Charakterystyka petrograficzna piaskowców i zlepieńców pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM – obraz SI)**

**A** – arenit lityczny; widoczne proste i punktowe kontakty międzyziarnowe; głęb. 3617,3 m; PL, bez analizatora; **B** – spoiwo kalcytowe w arenicie litycznym; Ca – kalcyt “czysty”, bez luminescencji, Mn/FeCa – kalcyt wykazujący luminescencję żółto-pomarańczową; głęb. 3617,8 m; CL; **C** – ankeryt (Ak) w spoiwie zlepieńca litycznego; głęb. 3620,9 m; SEM – obraz SI; **D** – anhidryt (Ah) w spoiwie arenitu litycznego; głęb. 3610,8 m; PL, nikole skrzyżowane; **E** – włóknisty illit (It) w spoiwie zlepieńca litycznego; głęb. 3634,3 m; SEM – obraz SI; **F** – skupienie chlorytu (Chl) w spoiwie zlepieńca piaszczystego; głęb. 3619,0 m; PL, nikole skrzyżowane; **G** – pseudomorfoza węglanowa (Ps) w piaskowcu litycznym; głęb. 3617,3 m; PL, nikole skrzyżowane; **H** – efekty częściowego rozpuszczania (strzałki) ziarna kwarcu w zlepieńcu drobnoziarnistym; głęb. 3632,4 m; PL, nikole skrzyżowane

Petrographic characteristics of sandstones and conglomerates in polarizing microscope (PL), in the cathodoluminescence (CL), and in the scanning electron microscope (SEM – SI image)

**A** – lithic arenite; straight and point grain-to-grain contacts are visible; depth 3617.3 m; PL, without analyser; **B** – calcite cement in the lithic arenite; Ca – “pure” calcite, no luminescence, Mn/FeCa – calcite showing yellow-orange luminescence; depth 3617.8 m; CL; **C** – ankerite (Ak) in the cement of lithic conglomerate; depth 3620.9 m; SEM – SI image; **D** – anhydrite (Ah) in the cement of lithic arenite; depth 3610.8 m; PL, crossed polars. **E** – fibrous illite (It) in the cement of lithic conglomerate; depth 3634.3 m; SEM – SI image; **F** – chlorite aggregate (Chl) in the cement of sandy conglomerate; depth 3619.0 m; PL, crossed polars; **G** – carbonate pseudomorphose (Ps) in the lithic sandstone; depth 3617.3 m; PL, crossed polars; **H** – the effects of partial dissolution (arrows) of detrital quartz grain in the fine-grained conglomerate; depth 3632.4 m; PL, crossed polars



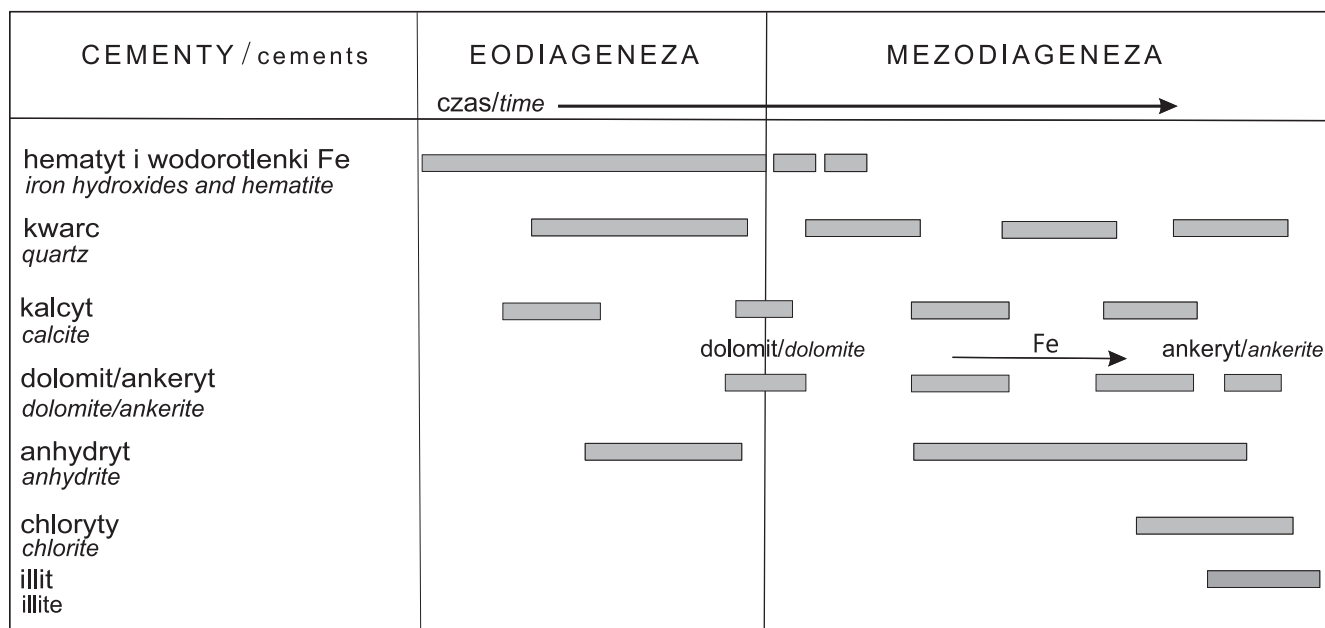


Fig. 13. Schemat krystalizacji cementów na tle historii diagenetyzacji

Crystallization scheme of cements on the background of the history of diagenesis

Schemat krystalizacji cementów na tle ich historii diagenetyzacji prezentuje figura 13.

### Wnioski

1. Górny czerwony spągowiec w otworze wiertniczym Brojce IG 1 jest głównie reprezentowany przez zlepienie i piaskowce.

2. Silny rozwój cementacji, zastępowania oraz kompaktacji mechanicznej i chemicznej spowodował znaczne ograniczenie porowatości osadów.
3. Wartość potencjału diagenetycznego piaskowców i zlepieńców określono jako średnią. W przypadku iłowców i (lub) mułowców wartość potencjału diagenetycznego jest niska.

## Małgorzata CEGIEŁKA

### PETROGRAFIA SKAŁ WULKANICZNYCH I PIROKLASTYCZNYCH CZERWONEGO SPĄGOWCA

W otworze Brojce IG 1 stwierdzono obecność skał wulkanicznych na podstawie zanalizowanych 15 płytek cienkich sporządzonych ze skał pobranych z głęb. 3637,0–3671,0 m. Skały te można podzielić na 2 wyróżniające się rodzaje – silnie zsylikowane wylewne ryolity przechodzące ku spągowi w spieczone tufy (głęb. 3637,3–3642,0 m) oraz tufy ryolitowe i ich eluwium (głęb. 3666,0–3671,0 m). Próbkę były badane przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego Nikon Optiphot2-Pol. W szlifach zaobserwować można zaawansowany stopień wtórnych przeobrażeń co miejscami utrudnia prawidłową interpretację petrograficzną oraz co uniemożliwiło próbę klasyfikacji chemicznej skał. Analizy chemiczne (tab. 9) wykonano w Zakładzie Geochemii i Chemii Analitycznej PIG-PIB, gdzie zostały przeliczone metodą A. Rittmanna (1973) na skład modalny (Zakład Informatyki PIG, komputer IBMXT), a parametry klasyfikacyjne rzutowano na projekcję trójkąta QAP. Pozycja punktów na wierzchołku Q nienależącego do żadnego pola klasyfikacyjnego przemawia za silnym wzbogaceniem skał

w krzem i glin, co potwierdziły obserwacje mikroskopowe. Niska zawartość alkaliów w stosunku do glinu i krzemu wskazuje na istotny udział minerałów ilastych w składzie skały oraz wpływ procesu sylikacji. Niniejszy rozdział oparty jest na archiwalnym opracowaniu petrograficznym Jackowicz (1988), będącym częścią dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1986) oraz na danych publikacyjnych (np. Maliszewska i in., 1997; Pokorski, 1997a, b; Maliszewska i in., 2016).

### Charakterystyka petrograficzna

Większość przeanalizowanych próbek z otworu wiertniczego Brojce IG 1 (głęb. 3637,0–671,0 m) można zakwalifikować do skał wylewnych. W stropie skała wylewna kontaktuje się ze zlepieniem polimiktycznym – tufitowym konglomeratem, w którym to występuje obficie w formie otoczków (fig. 14A). Oprócz tego w zlepieniu obecne są okruchy

Tabela 9

**Wyniki analiz chemicznych wybranych próbek skał wulkanicznych**  
Results of chemical analysis of the selected volcanic rocks samples

Nr próbki Sample no.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	S <sub>t</sub>
4	77,45	0,32	13,28	3,83	0,14	0,03	0,04	2,49	0,1	0,23	0,04	1,96	0,02
13	60,44	0,65	24,45	7,4	0,38	0,01	0,97	0,33	0,41	3,79	0,06	0,64	0,01

kwarcu, kwarcytów, wapieni i minerałów nieprzezroczystych. Występują w niej silne spękania oraz ślady procesów wtórnych przeobrażeń, które rozprzestrzeniają się od szczelin w głąb skały.

Wylewne ryolity (głęb. 3627,3–3642,0 m) mają strukturę mikrooikilitową, miejscami mikrokrystaliczną lub hipokrystaliczno-porfirową. Składają się głównie z kwarcowych agregatów poprzerastanych drobnymi kryształami minerałów nieprzezroczystych, przerosty te nie są jednak obecne w strefach gdzie dominuje struktura mikrokrystaliczna. Opisywane struktury mają charakter wtórny, powstały głównie w wyniku działania procesu sylifikacji, który zaznaczył się jako kwarcowa mineralizacja wypełniająca spękania oraz pęcherzyki pogazowe. Oprócz tego można zaobserwować wpływ procesu dewitryfikacji szklawa oraz lokalnie karbonatyzacji tła skalnego (fig. 14B). Wśród fenokryształów dominują pseudomorfozy po skaleniach (fig. 14C) i minerałach maficznych (fig. 14H), w mniejszej ilości występuje kwarc. Skalenie zostały całkowicie zastąpione węglanami, kaolinitem, chlorytem, zeolitami i kwarcem. Pseudomorfozy po minerałach maficznych (m.in. po biotycie) zbudowane są z tlenków i wodorotlenków żelaza, chlorytu i węglanów, niekiedy występują w postaci agregatów, czasami z pseudomorfozami po skaleniach. Fenokryształy skaleni i minerałów maficznych podczas wtórnych procesów przeobrażeń ulegały częściowo korozji magmowej (a wcześniej możliwe, że resorpcji) w skutek czego wykazują obecnie kształty hipautomorficzne i ksenomorficzne. Częściowo skorodowane fenokryształy kwarcu bywają obrosnięte obwódkami regeneracyjnymi (fig. 14B), będącymi efektem procesu wtórnej sylifikacji. Skałą przecinają liczne, drobne żyłki wypełnione kwarcem, chalcedonem, węglanami, chlorytem, wodorotlenkami żelaza oraz minerałami nieprzezroczystymi. W skałach na głęb. 3638,3–3642,0 m pojawia się kierunkowość ułożenia fenokryształów. Od głęb. 3639,8 m skała nabiera charakteru spieczonego tufu, w skład której wchodzi kilkunastomilimetrowe lub kilkucentymetrowe odłamki scementowane lawą lub spieczonym i zrekrystalizowanym popiołem wulkanicznym. Spoiwo skały trudno jest jednoznacznie określić ze względu na wtórną sylifikację i karbonatyzację.

Na głęb. 3666,0 m pojawia się skała piroklastyczna. Skały z tego wydzielenia wykazują podwyższoną zawartość Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, który najprawdopodobniej pochodzi z minerałów ilastych, a obecnie jest związany w chlorycie. Próbkę z głęb. 3666,5 m sklasyfikowano na podstawie składu ilościowego jako tuf szklisty/kryształiczny, a ze względu na skład granulometryczny jako tuf pyłowy. Skała zbudowana jest z piroklastów reprezentowanych przez całkowicie spie-

zione lub stopione wiroklasty oraz krystaloklasty przeobrażonego skalenia, minerałów maficznych i kwarcu. Skaleń został zastąpiony węglanami, minerałami ilastymi i chalcedonem (fig. 14D). Pseudomorfozy po minerałach maficznych (prawdopodobnie po biotycie i piroksenach) zbudowane są z minerałów nieprzezroczystych, seladonitu, węglanów i chlorytu. Krystaloklasty czasami wykazują ślady resorpcji lub obtopienia, miejscami widoczne są zatoki korozyjne. Często są spękanne, pokruszone lub wygięte. Spoiwo charakteryzuje się wyraźnie rozwiniętą teksturą perlitową, gdzie szczeliny spękań wypełnione są minerałami nieprzezroczystymi oraz wodorotlenkami żelaza. Kształty wiroklastów, tworzących popiół wulkaniczny, uległy prawie całkowitemu zatarciu wskutek spiecenia i ciśnienia nadkładu. Niekiedy obserwuje się relikty tekstury foliacyjnej, struktury włóknistej. Spoiwo uległo częściowej dewitryfikacji, a następnie chlorytyzacji. W skałe występują drobne, silnie wydłużone i spłaszczone pęcherzyki, które wypełnione są seladonitem. Tekstura skały jest fluidalna, wyrażona potokowym ułożeniem krystaloklastów i kierunkową teksturą migdałowcową. W skałe zaznacza się oddzielność płytkowa. Ze względu na skład mineralny skałę można określić jako tuf ryolitowy.

Na głęb. 3667,4 m w skałe pojawiają się spore ilości materiału detrytycznego w postaci krzemionkowo-syderytowych sferolitów (fig. 14E), natomiast na głęb. 3668,5 m zaobserwowano eluwium tufu podobnego do tego stwierdzonego na głęb. 3666,5 m, scementowane substancją żelazisto-ilastą zmieszana z popiołem wulkanicznym (fig. 14F). Na głęb. 3668,8 m ponownie napotkano tuf, tym razem o charakterze szklisto-kryształyczno-litycznym, który pod względem granulometrii można określić jako tuf popiołowy/lapillowy. Klasty występujące w skałe składały się z tych samych minerałów co w tufie z głęb. 3666,5 m, z wyjątkiem kwarcu. Oprócz tego zanotowano nieliczne, w znacznym stopniu zresorbowane litoklasty skał wylewnych z fenokryształami reprezentowanymi przez pseudomorfozy po minerałach maficznych (fig. 14G). Dobrze zachowane zostały różnorodne kształty wiroklastów – skorupowe, globularne oraz soczewkowe. Substancja szklista uległa częściowej dewitryfikacji, a następnie została schlorityzowana. Spoiwo cechuje się wyraźną strukturą wiroklastyczną, teksturą fluidalną, która jest obecna także w całej skałe. Skała wykazuje oddzielność płytkową.

Na głęb. 3669,2 m występuje silne spękanie – procesy wtórnych przeobrażeń spowodowały miejscami porożsuwanie jego fragmentów i wypełnienie szczelin spękań produktami wtórnej mineralizacji, która rozprzestrzeniła się w obrębie całej skały. Skałę można określić jako tuf lityczny/

Tabela 10

**Wykaz rodzajów skał wyróżnionych za pomocą analiz petrograficznych i chemicznych w pobranych próbkach skał wulkanicznych**

List of rock types determined on the basis of the petrographic and chemical analysis of the collected volcanic rock samples

Nr próbki Sample no.	Głębokość [m] Depth	Nazwa skały Rock type	Rodzaj analizy Type of analysis
1	3637,3		P
2	3637,6		P
3	3638,3	ryolit	P
4	3638,6		P, A
5	3639,2		P
6	3639,8		P
7	3640,5	spieczone tufy ryolitowe	P
8	3640,8		P
9	3641,5		P
10	3666,5		P
11	3667,4		P
12	3668,5	„eluwium”	P
13	3668,8	tuf ryolitowy	P, A
14	3669,2	„pseudobrekcja”	P
15	3670,2	„eluwium”	P

P – analiza petrograficzna, A – analiza chemiczna  
P – petrographic analysis, A – chemical analysis

szklisty/krystaliczny lapillowowy. Krystaloklasty i wiroklasty są identyczne z występującymi w wyżej leżących utworach. Wśród litoklastów stwierdzono okruchy skał wylewnych podobnych do tych zaobserwowanych na głęb. 3637,3–3639,8 m, a także okruchy skał piroklastycznych – tufu pumekowego oraz tufu o strukturze globularnej. Intensywna silifikacja i miejscowa karbonatyzacja skały w znacznym stopniu zamaskowały widoczność jej składników, zwłaszcza litoklastów.

Na głęb. 3670,2 m zidentyfikowano eluwium tufu scementowane substancją żelazisto-ilastą z domieszką popiołu wulkanicznego, analogiczne do tego występującego na głęb. 3668,5 m.

### Wnioski

Na przestrzeni 10-metrowej partii rdzenia z otworu Brojce IG 1 stwierdzono obecność skał wulkanicznych, reprezentowanych w swojej spągowej części przez serię piroklastyczną, przechodzącą stopniowo ku górze w serię wylewną. Zestawienie rodzajów skał wyróżnionych na podstawie badań petrograficznych podano w tabeli 10.

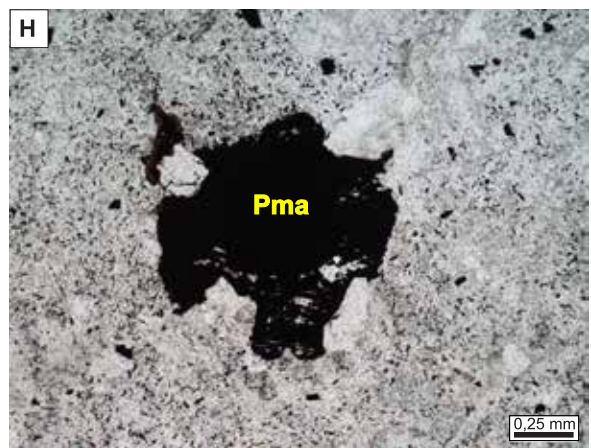
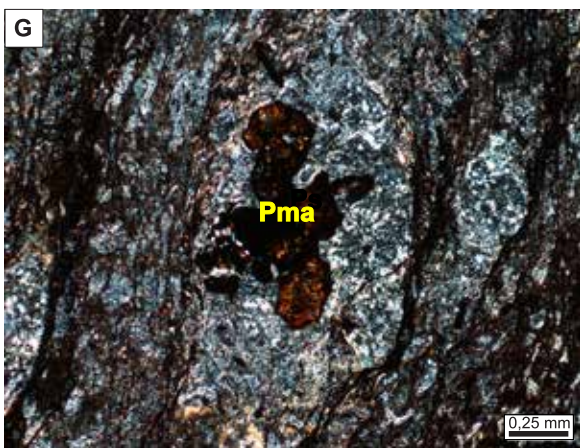
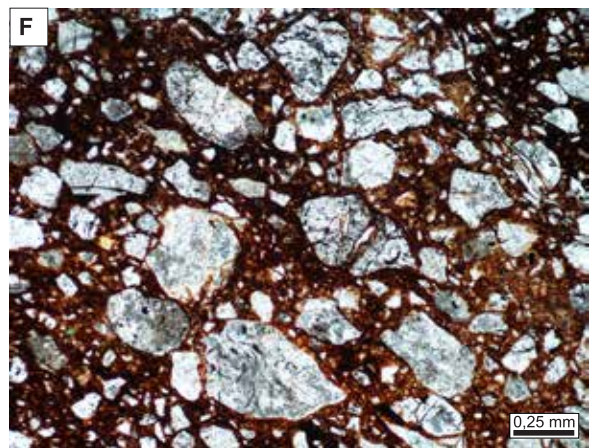
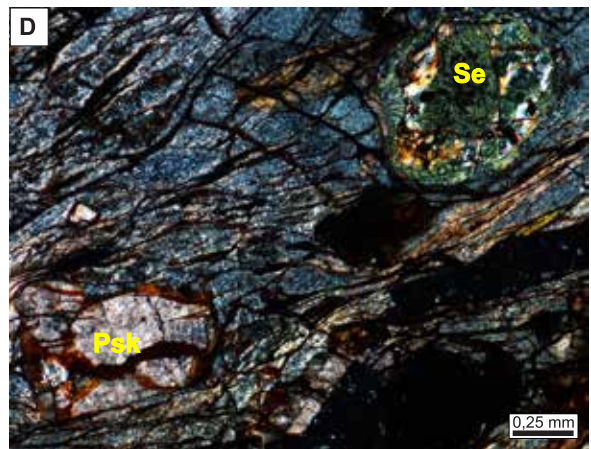
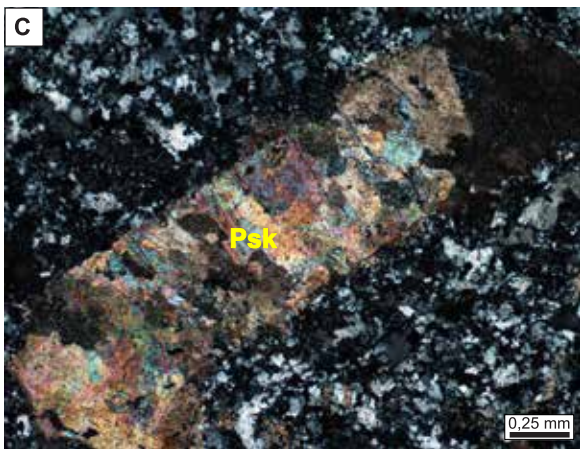
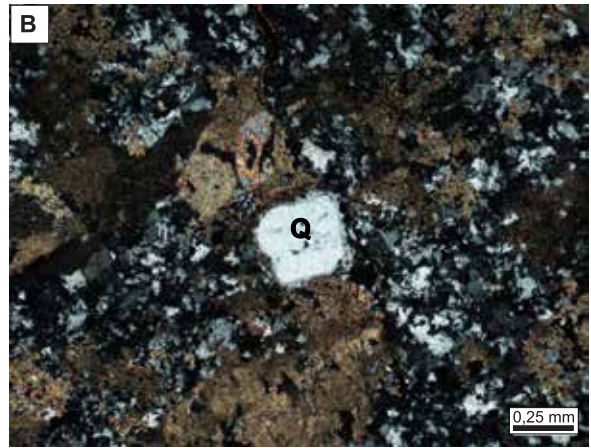
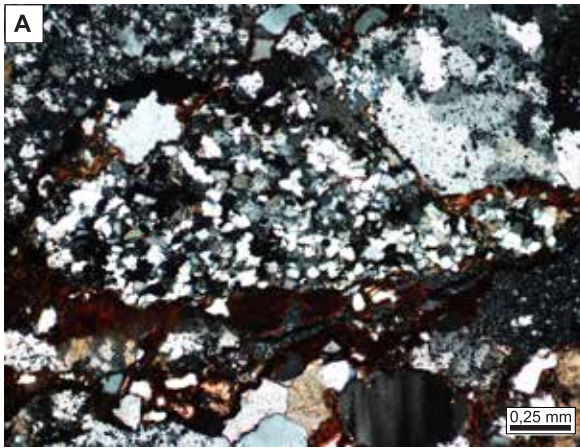
Dotychczasowe wyniki badań nie pozwalają na ocenę pozycji opisanych skał w cyklu wulkanicznym. W konsekwencji wtórnych przeobrażeń oraz zanieczyszczenia materiałem terygenicznym klasyfikacja chemiczna była niemożliwa. Zastosowana klasyfikacja petrograficzna może nie odzwierciedlać w pełni charakteru skał macierzystych, ze względu na duży udział substancji szklistej i wpływ procesu jej dewitryfikacji. Badane skały pochodzą z kilku pokryw wulkanicznych. Serię wulkanogeniczną rozpoczyna zwietrzelina pokrywy skał piroklastycznych leżących poniżej interwału opróbowania. Nad nią leży pokrywa skał piroklastycznych (a właściwie jej relik) grubości 1,7 m, w stropie zwietrzała i scementowana materiałem detrytycznym zmieszonym z wulkanogenicznym. W następnej pokrywie skał piroklastycznych górna granica nie została uchwycona z powodu przerwy w rdzeniowaniu. Powyżej występują spieczone tufy przechodzące w skałę wylewną. Na podstawie sporządzonego opisu, nawiercone skały wulkanogeniczne wydają się być produktami jednego cyklu erupcyjnego, w którym przejawiała się głównie eksplozywna działalność wulkaniczna, przechodząca w sposób ciągły w działalność ekstruzywną.

**Fig. 14. Charakterystyka petrograficzna skał wulkanicznych na podstawie badań pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL)**

**A** – kontakt ryolitu ze zlepioncem polimiktycznym; głęb. 3637,3 m; PL, nikole skrzyżowane; **B** – ryolit przeobrażony pod wpływem procesów karbonatyzacji i silifikacji, widoczne obwódki regeneracyjne kwarcu; **Q** – kwarc; głęb. 3637,6 m; PL, nikole skrzyżowane; **C** – pseudomorfoza węglanowa po skaleniu; **Psk** – pseudomorfoza po skaleniu; głęb. 3639,2 m; PL, nikole skrzyżowane; **D** – tuf ryolitowy z pseudomorfozą po skaleniu oraz pęcherzem wypełnionym seladonitem; **Se** – pseudomorfoza po skaleniu, **Se** – seladonit; głęb. 3666,5 m; PL, nikole skrzyżowane; **E** – krzemionkowo-sydyerytowe sferolity w tufie ryolitowym; głęb. 3667,4 m; PL, bez analizatora; **F** – eluwium tufu scementowane substancją żelazisto-ilastą zmieszaną z popiołem wulkanicznym; głęb. 3668,5 m; PL, bez analizatora; **G** – pseudomorfoza maficzna (Pma) w tufie ryolitowym; głęb. 3668,8 m; PL, nikole skrzyżowane. **H** – pseudomorfoza maficzna (Pma) w ryolicie, widoczne rozproszone w skałe mikrolity minerałów nieprzezroczystych; głęb. 3639,2 m; PL, bez analizatora

#### Petrography of the volcanic rocks under a polarizing microscope (PL)

**A** – contact between rhyolite and polymictic conglomerate; depth 3637.3 m; PL, crossed polars; **B** – rhyolite transformed by carbonatisation and silicification processes, visible quartz regeneration; **Q** – quartz; depth 3637.6 m; PL, crossed polars; **C** – carbonate pseudomorph after feldspar; **Psk** – pseudomorph after feldspar; depth 3639.2 m; PL, crossed polars; **D** – rhyolite tuff with pseudomorph after feldspar and vesicle filled with celadonite; **Se** – celadonite; depth 3666.5 m; PL, crossed polars; **E** – silico-siderite spherulites in rhyolite tuff; depth 3667.4 m; PL, no analyser; **F** – tuff eluvium cemented by iron-clay matrix mixed with volcanic ash; depth 3668.5 m; PL, no analyser; **G** – mafic pseudomorph (Pma) in rhyolite tuff; depth 3668.8 m; PL, crossed polars; **H** – mafic pseudomorph (Pma) in rhyolite, visible microlites of opaque minerals scattered throughout the rock; depth 3639.2 m; PL, no analyser



**Marek JASIONOWSKI, Tadeusz M. PERYT**

## WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE, STRATYGRAFIA, ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Otwór Brojce IG 1 położony jest w północno-zachodniej części polskiego basenu cechsztyńskiego. Stwierdzono w nim występowanie osadów cechsztynu o miąższości 756,5 m, znajdujące się na głęb. 2853,0–3609,5 m. Spoczywają one na osadach górnego czerwonego spągowca należących do podgrupy Noteci, a przykryte są przez terygeniczne osady dolnego triasu należące do formacji bałtyckiej.

W dokumentacji wynikowej tego otworu (Żelichowski i in., 1986) przedstawiono profil cechsztynu autorstwa Wagnera, który zasadniczo pozostał niezmienny do dzisiaj. Nazewnictwo litostratygraficzne zastosowane w niniejszej pracy jest wg schematu zaproponowanego przez Wagnera (1994) (fig. 15).

Większość osadów wypełniających basen cechsztyński powstała podczas transgresywno-regresywnych cykli węglanowo-ewaporatowych, a tylko najwyższa część sekwencji, cyklotem PZ4 obejmujący subcyklotemy od PZ4a do PZ4e, podczas terygenicznio-ewaporatowych cykli klimatycznych związanych z wahaniami klimatu od wilgotnego do suchego (Wagner i Peryt, 1997; fig. 16, 17). Odpowiadają one cyklotemom Werra, Strassfurt, Leine, Aller, Ohre, Friesland i Fulda z basenu niemieckiego (np. Richter-Bernburg, 1955). Profil cechsztynu w otworze Brojce IG 1 obejmuje trzy cyklotemy węglanowo-ewaporatowe: PZ1, PZ2, PZ3 oraz cyklotem terygenicznio-ewaporatowy PZ4, w którym można wydzielić trzy subcyklotemy PZ4a–PZ4c. W trakcie depozycji węglanowej, rozpoczynającej trzy pierwsze cykle, utworzyły się odpowiednio trzy poziomy utworów węglanowych: wapień cechsztyński Ca1, dolomit główny Ca2 i dolomit płytowy Ca3; wszystkie trzy zostały nawiercone również w otworze Brojce IG 1 (fig. 15). Osady węglanowe są rozdzielone znacznie bardziej miąższymi utworami ewaporatowymi wykształconymi głównie w facjach siarczanowych (anhydryt) i chlorkowych (sól kamienna – halit) z niewielkim udziałem soli potasowych.

Prawie połowa sumarycznej miąższości cechsztynu w omawianym otworze przypada na osady pierwszego cyklotemu (366 m). Brakuje części profilu cyklotemu PZ2 (anhydrytu podstawowego A2), co spowodowane jest nieciągłością tektoniczną. W profilu występują dochodzące do ok. 10 m różnice pomiędzy granicami wyróżnianymi miarami geofizycznymi i rdzeniowymi, w związku z czym głębokości i miąższości kompleksów litologicznych określono wg jednolitej miary geofizycznej.

Profil cyklotemu PZ1 (366 m miąższości) rozpoczyna poziom łupka miedzionośnego (T1) o miąższości ok. 60 cm, którego szczegółową charakterystykę przedstawiono w jednym z rozdziałów tego opracowania (zob. Chmielewski i in., ten tom). Podczas sedymentacji utworów Ca1 obszar, gdzie położony jest otwór Brojce IG 1, wchodził w skład obszaru równi basenowej (fig. 18). Na łupku miedzionośnym leżą osady wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o miąższości 7,9 m (wg miary geofizycznej) i charakterystycznym

na tym obszarze dla facji basenowych dwudzielnym w wykształceniu mikrofacjalnym – dolnej części mikrytowej i górnej ziarnistej (Wagner, 1990). Wapień cechsztyński jest dość nietypowo wykształcony, gdyż spągowa mikrytowa część profilu ma tam bardzo małą miąższość (tylko 10 cm). Pozostałą część sekwencji Ca2 tworzy kompleks zróżnicowanych wapieni ziarnistych (głównie onkoidowych) w stropie zawierających również utwory mikrobialne (stromatolity i biolaminy) (zob. Chmielewski i in., ten tom). W profilu wyżej zalegających ewaporatów PZ1 dominują zdecydowanie anhydryty, osiągające łączną miąższość 275,0 m, z czego aż 216,5 m przypada na anhydryt górny (A1g), a tylko 58,5 m – na anhydryt dolny (A1d). Najstarsza sól kamienna (Na1) występująca pomiędzy tymi poziomami anhydrytowymi ma miąższość 82,5 m i zawiera w swojej najwyższej części (8,5 m poniżej stropu) przerost anhydrytowy o miąższości 7,5 m.

Osady anhydrytowe PZ1 były bardzo fragmentarycznie rdzeniowane. W spągu anhydrytu dolnego (A1d) występuje poziom anhydrytu gruzłowego o miąższości 2,8 m, stopniowo przechodzące w anhydryty nieregularnie, najpierw rzadko, a później dość gęsto pasemkowane (3,8 m), które z kolei przechodzą w anhydryty z grubymi pasemkami i przerostami dolomitu, głównie stromatolitowego, o grubości kilku centymetrów. Ta część profilu ma 6,3 m miąższości. Wyżej występuje 1,7 m mikrokrystalicznego anhydrytu laminowanego. Takie następstwo jest typowe dla facji basenowej anhydrytu dolnego.

Anhydryt górny (A1g) był rdzeniowany (18,8 m rdzenia) wyłącznie w najwyższej jego części. Jest to anhydryt przekształcony, często pasemkowany na ogół smużyście. Takie wykształcenie anhydrytów jest typowe dla facji stoku platformy ewaporatowej cyklu PZ1.

Ponad utworami cyklotemu PZ1 zalega niekompletny z powodu nieciągłości tektonicznej, jak wspomniano wyżej, cyklotem PZ2 o miąższości tylko 131 m. Rozpoczyna się on poziomem dolomitu głównego (Ca2) o miąższości 8,5 m (wg miary geofizycznej). Osady te były prawie w całości rdzeniowane (brakuje jedynie 0,5 m w stropie) i wg opisu rdzenia zamieszczonego w dokumentacji wynikowej (Żelichowski i in., 1986) są wykształcone głównie jako słabo laminowane, ciemne dolomity, w górnej części margliste i zawierające faunę małżów, a w dolnej – żyłki halitowe i miejscami wykształcone jako brekcja dolomitowo-halitowa. Tworzyły się one w głębokowodnym środowisku w zatoce morza dolomitu głównego otoczonej przez platformy węglanowe (fig. 19).

Z powodu ww. uskoku brakuje anhydrytu podstawowego (A2) i bezpośrednio na dolomicie głównym spoczywają utwory najstarszej soli kamiennej (Na2) o miąższości 94,5 m, których nie rdzeniowano. Wyżej stwierdzono starszą sól potasową (K2) osiagającą 21,0 m miąższości. Według opisu prawie 11-metrowego odcinka rdzenia pobranego ze

Litostratygrafia				Stratygrafia sekwencji				
BASEN POLSKI (Wagner, 1994)				BASEN POLSKI (Wagner, Peryt, 1997)				
pstry piaskowiec dolny Tp1		formacja bałtycka						
N  Y  T  Z  S  H  C  E  C	cechsztyń 4	formacja rewalska/stropowa seria terygeniczna PZT				LST		
		PZ4e		ogniwo z Nakła	formacja Pilawy		PZS4-C 3.3	
		PZ4d		ogniwo z Wałcza			PZS4-C 3.2	
		PZ4c		ogniwo z Jastrowia			ogniwo ze Złotowa	PZS4-C 3.1
				ogniwo z Pily				
		PZ4b	Na4b <sub>2</sub>	najmłodsza sól kamienna stropowa			fm. lny	PZS4-C 2
			T4b <sub>2</sub>	czerwony il solny górny – część górna	ogniwo z Mirosławca			
			Na4b <sub>1</sub>	sól rozdzielająca				
			T4b <sub>1</sub>	czerwony il solny górny – część dolna	formacja Korytnicy			
		PZ4a	Na4a <sub>2t</sub>	najmłodsza sól kamienna górna ilasta	ogniwo z Kluczewa		formacja Parsęty	PZS4-C 1
			Na4a <sub>2</sub>	najmłodsza sól kamienna górna	formacja Gwady			
			A4a <sub>2</sub>	anhydryt pegmatytowy górny				
	Na4a <sub>1</sub>		najmłodsza sól kamienna dolna					
	A4a <sub>1</sub>		anhydryt pegmatytowy dolny					
	Na4a <sub>0</sub>		sól podścielająca					
	cechsztyń 3 PZ3	T4a	czerwony il solny dolny	ogniwo z Drawna		HST	mfs	
		Na3t	młodsza sól kamienna ilasta	ogniwo z Tuczna				
		Na3	◁K3▷ młodsza sól kamienna (młodsza sól potasowa)					
		A3	anhydryt główny					
	cechsztyń 2 PZ2	Ca3	dolomit płytowy		TST	PZS 3		
		T3	szary il solny					
		A2r	anhydryt kryjący					
		Na2r	starsza sól kamienna kryjąca					
		K2	starsza sól potasowa					
cechsztyń 1 PZ1	Na2	starsza sól kamienna		LST	mfs PZS 2			
	A2	anhydryt podstawowy						
cechsztyń 1 PZ1	Ca2	dolomit główny		HST	mfs PZS 1			
	A1g	anhydryt górny	◁BrA1▷ brekcja anhydrytowa					
	Na1	najstarsza sól kamienna						
	A1d	anhydryt dolny						
	Ca1	wapień cechsztyński						
cechsztyń 1 PZ1	T1	łupek miedzionośny		TST	mfs PZS 1			
	Zp1	zlepienieć podstawowy						
				LST/TST				

Fig. 15. Stratygrafia cechsztyń w polskim basenie cechsztyńskim (Wagner, Peryt, 1997)

LST – ciąg systemowy niskiego stanu względnego poziomu morza, TST – ciąg transgresywny, HST – ciąg systemowy wysokiego stanu względnego poziomu morza, mfs – powierzchnia maksimum transgresji

Stratigraphy of the Polish Zechstein Basin (Wagner, Peryt, 1997)

LST – lowstand systems tract, TST – transgressive systems tract, HST – highstand systems tract, mfs – maximum flooding surface

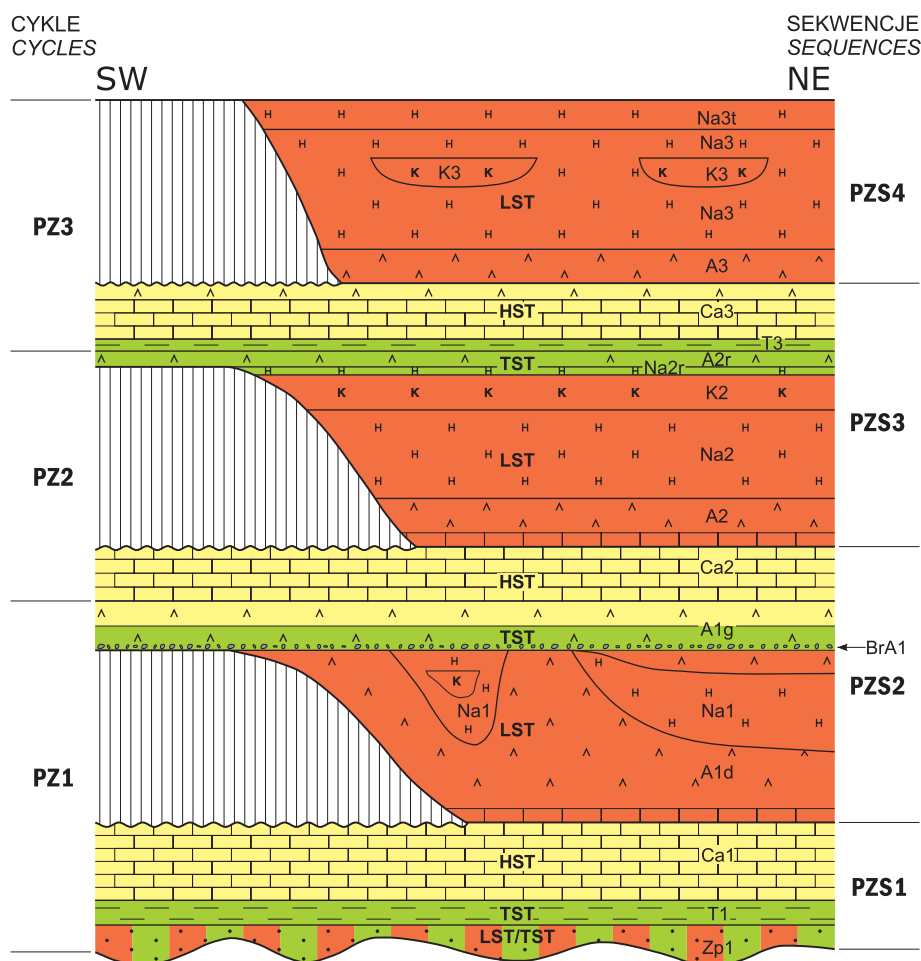


Fig. 16. Chronostratigrafia cechsztynu – cyklometry PZ1, PZ2 i PZ3 i sekwencje depozycyjne (Wagner, Peryt, 1997)

Objaśnienia jak na figurze 15

Polish Zechstein chronostratigraphy and depositional sequences PZ S 1 to PZS4 (Wagner, Peryt, 1997)

Abbreviations as in Figure 15

stropowej części profilu K2 są to jasnoczerwone sole kamienne z licznymi przewarstwieniami jaskrawoczerwonych soli karnalitowych i rzadziej sylwinitowych, a także ciemnych iłowców. Powyżej występuje 6-metrowej miąższości starsza sól kamienna kryjąca (Na2r) wykształcona wg opisu rdzenia jako różowa i jasnoczerwona, grubokrystaliczna sól kamienna z regularnymi warstewkami anhydrytu i rzadziej z ciemnoszarego iłowca. Cyklotem PZ2 kończy anhydryt kryjący (A2r) o miąższości 1,5 m, wykształcony jako drobnokrystaliczne, szare anhydryty pasemkowane materiałem ilasto-dolomitycznym. Kontakt z niżej spoczywającą solą jest ostry i ma nierówną powierzchnię.

Ponad cyklotemem PZ2 występują w ciągłości sedimentacyjnej utwory cyklotemu PZ3 o niedużej miąższości wynoszącej 84 m; najniższa ich część (19,0 m) była rdzeniowana. U podstawy omawianego cyklotemu występuje poziom szarego łu solnego (T3) o miąższości 3,5 m, wykształcony jako ciemnoszare mułowce dolomityczne z gruzkami anhydrytu. Spoczywa na nim dolomit płytowy (Ca3) mający 3 m miąższości, reprezentowany przez ciemnoszare

margliste dolomity impregnowane halitem, zawierające liczne przewarstwienia szaroczarnych łupków ilasto-dolomitycznych. Powyżej zalega poziom anhydrytu głównego (A3) o miąższości 26,0 m, którego niższa część (prawie 14,0 m) była rdzeniowana. Są to przekryształizowane, grubokrystaliczne anhydryty o wyglądzie zlepieńcowym z porami o wielkości do 2 cm (fig. 20), miejscami przepojone marglistym dolomitom i niekiedy substancją ilastą. Profil cyklotemu wieńczy młodszą sól kamienna (Na3) o miąższości 51,5 m, niekiedy ilasta, zawierająca jeden poziom anhydrytowy osiagający 5,0 m miąższości.

Najmłodszy cyklotem PZ4, terygeniczo-ewaporatowy, ma miąższość 116,0 m i w omawianym profilu można w jego obrębie wydzielić 3 subcyklotemy: PZ4a (73,5 m), PZ4b (37,5 m), PZ4c (5,0 m).

W spągu subcyklotemu PZ4a występuje poziom czerwonego łu solnego dolnego (T4a) o miąższości 18,5 m, a wyżej kolejno: sól podścielająca (Na4a0) o miąższości 1,5 m, anhydryt pegmatytowy dolny (A4a1) o miąższości 1,5 m, najmłodsza sól kamienna dolna (Na4a1) o miąższości

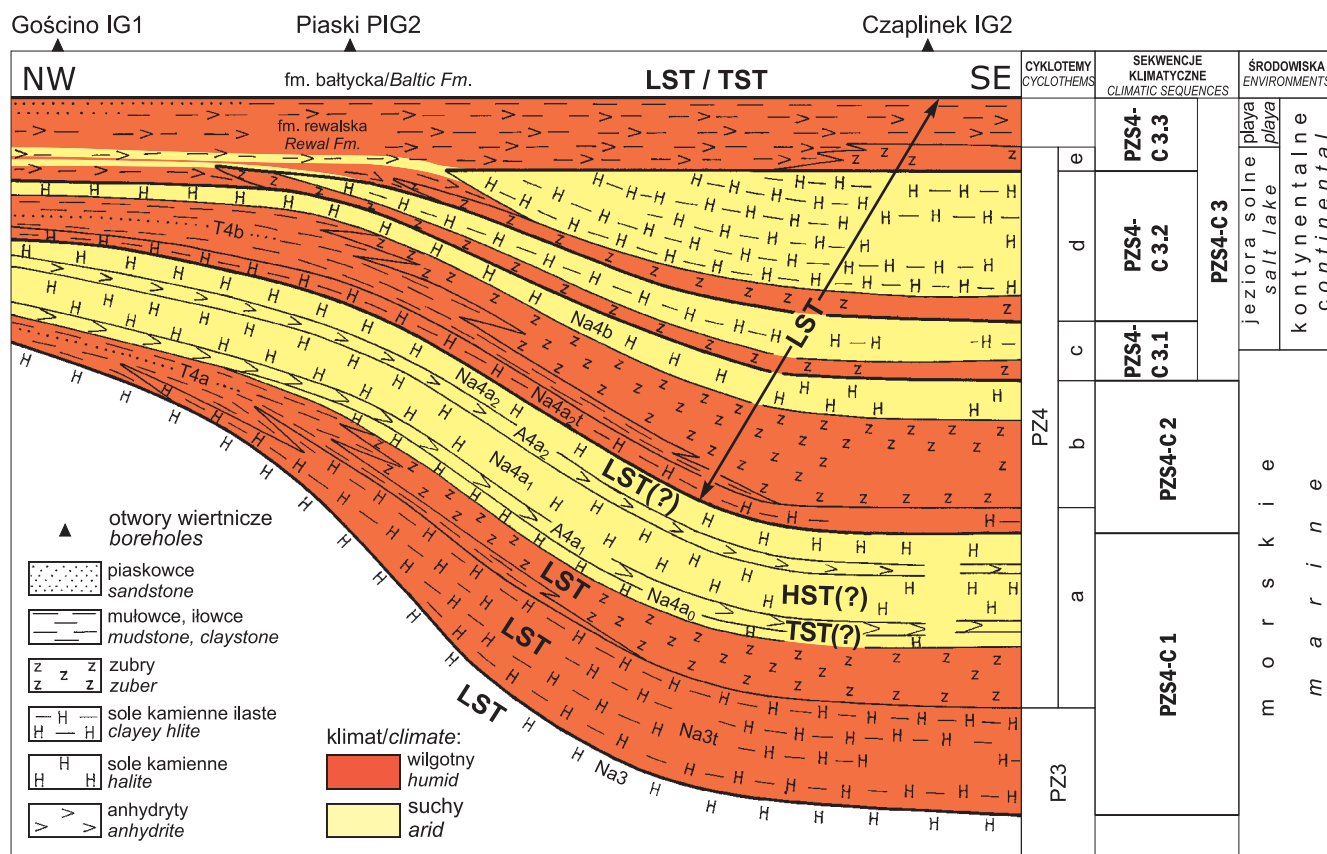


Fig. 17. Klimatyczne sekwencje depozycyjne cechsztynu (PZ4) w NW części polskiego basenu cechsztyńskiego (Wagner, Peryt, 1997)

Objaśnienia jak na figurze 15

Climatic depositional sequences (PZS4-C1-PZS4-C3) of the NW part of the Polish Zechstein Basin (Wagner, Peryt, 1997)

Abbreviations as in figure 15



Fig. 18. Mapa paleogeograficzna Ca1 w NW Polsce (Buniak i in., 2007) z lokalizacją otworu Brojce IG 1

Paleogeographic map of Ca1 in NW Poland (Buniak *et al.*, 2007) with the location of the Brojce IG 1 borehole

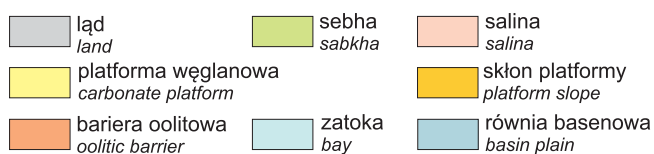
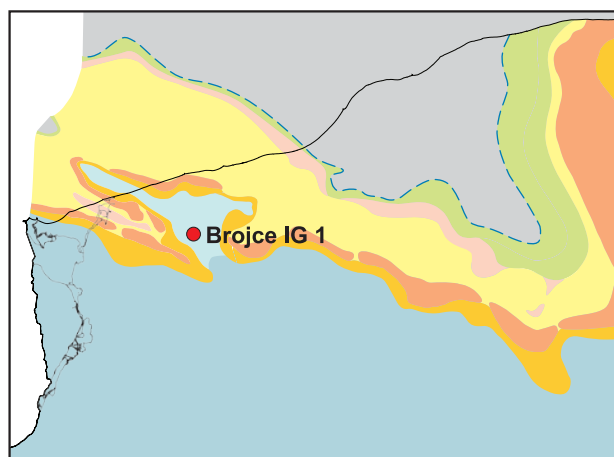
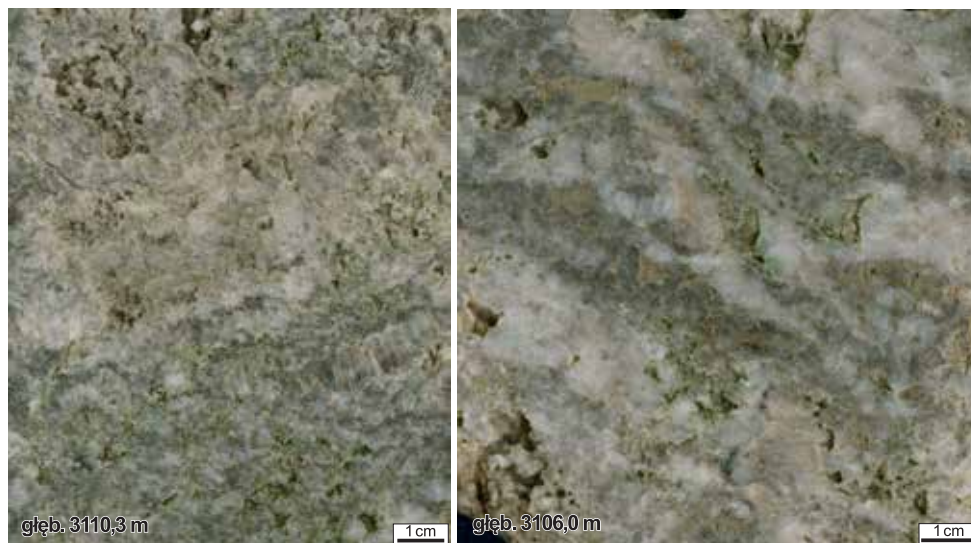


Fig. 19. Mapa paleogeograficzna Ca2 w NW Polsce 1 (Buniak i in., 2013, uproszczone) z lokalizacją otworu Brojce IG 1

Paleogeographic map of Ca2 in NW Poland (Buniak *et al.*, 2013, simplified) with the location of the Brojce IG 1 borehole



**Fig. 20. Utwory anhydrytu głównego A3 otworze wiertniczym Brojce IG 1**

Main anhydrite (A3) deposits in the Brojce IG 1 borehole

19,0 m, anhydryt pegmatytowy górny (A4a2) o miąższości 0,5 m i najmłodsza sól kamienna górna (Na4a) o miąższości 23,0 m.

Subcyklotem PZ4b (37,5 m) reprezentowany jest przez następujące wydzielenia licząc od spągu: czerwony il solny górny (T4b1) (część dolna) o miąższości 4,5 m, sól rozdzielająca (Na4b1), mająca 12,5 m miąższości, czerwony il solny górny (T4b1) (część górna), oraz najmłodsza sól kamienna stropowa (Na4b 2) o miąższości 15,0 m.

Utwory zaliczone do subcyklotemu PZ4c mają miąższość tylko 5,0 m. Z opisu rdzeniowanego odcinka (4,8 m) wynika, iż są to ciemnoczerwone ilowce zawierające krysz-

tały czerwonego halitu oraz żyły czerwonego halitu włóknistego. W najwyższej części nawiercono 15-centymetrową warstwę jasnoszarego anhydrytu mikrokryształicznego z laminami brunatnego mułowca (do 2 cm miąższości).

Formacja rewalska kończąca profil cechsztynu w otworze Brojce IG 1 osiąga miąższość 60,0 m (w całości rdzeniowana) i jest wykształcona jako ceglasczerwone, zwykle masywne i tylko miejscami laminowane mułowce. Zawierają one anhydryt w formie gruzłów oraz żyłek. Stwierdzono także przerosty dolomitowe. Przechodzi ona zgodnie w utwory terygeniczne najstarszej części dolnego pstręgo piaskowca Tp1 (formacja bałtycka).

## **Andrzej CHMIELEWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI, Marek JASIONOWSKI, Ewelina KRZYŻAK**

### **CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I MIKROFACJALNA ORAZ ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI UTWORÓW PERMSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ**

Podstawę analizy mikro-litofacjalnej utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej, obejmującej biały spągowiec, łupek miedzionośny i wapień cechsztyński, stanowiły badania petrograficzne łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego z wykorzystaniem 49 płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym w Zakładzie Geologii Gospodarczej i Żyłowej PIG-PIB. Opisu makroskopowego rdzeni obejmujących łupek miedzionośny i wapień cechsztyński dokonali: S. Oszczepalski, A. Chmielewski i M. Jasionowski w Archiwum Próbek Geologicznych PIG-PIB w Leszczach. Wykorzystano także archiwalne opisy makroskopowe wykonane przez Wagnera, zawarte w dokumentacji wynikowej otworu badawczego Brojce IG 1 (Żelichowski i in., 1986). Ze względu na brak płytek cienkich oraz rdzeni ze stropowej części czerwonego spągowca w interwale 3608,34–3609,50 m, wykorzystano opisy makroskopowe rdzenia wiertniczego wykonane przez Pokorskiego (w: Żelichowski i in., 1986). Wstępne wyniki badań petrograficznych utworów formacji Noteci przedstawiła Maliszewska (w: Żeli-

chowski i in., 1986), a wapienia cechsztyńskiego – Piątkowski (w: Żelichowski i in., 1986). Ogółem zbadano 41 płytek cienkich barwionych alizaryną, pochodzących z kolekcji ówczesnego Zakładu Geologii Regionalnej Obszarów Platformowych (tab. 11) i 8 płytek z Zakładu Geologii Żyłowej i Gospodarczej, zgromadzonych w trakcie wykonywania badań utworów serii miedzionośnej na obszarze Polski (Rydzewski, Oszczepalski, 1990). Strata rdzeni z utworami łupku miedzionośnego w interwale 3607,77–3608,34 m (fig. 21) zrekomensowana jest możliwością zbadania 14 płytek cienkich. Wyniki badań zamieszczono na profilu litologiczno-mikrofacjalnym (fig. 22) i wybranych mikro fotografiach (fig. 23A–F).

Górna część formacji Noteci. Bezpośrednio poniżej cechsztyńskiej serii miedzionośnej występują brunatnoczerwone piaskowce i zlepieńce, rzadziej mułowce szarozielonkawe (na głęb. 3609,5–3674,5 m wg pomiarów geofizycznych), zaliczone są do górnego czerwonego spągowca – formacji Noteci (Pokorski w: Żelichowski i in., 1986).

Najwyższą część formacji Noteci o miąższości ok. 0,5 m stanowi seria utworów detrytycznych, złożona z piaskowców zlepieńcowych i zlepieńców szarych oraz mułowców szaro-zielonkawych, zalegająca na serii piaskowcowo-zlepieńcowej o barwie czerwono-brunatnej (fig. 22). Kontakt pomiędzy utworami szarymi i czerwono-brunatnymi jest ostry i podkreślony laminą ilastą (ilasto-bitumiczną?) ze szczeliną z wysychania.

Seria szarych utworów detrytycznych składa się z 4 cienkich warstw. W dolnej jej części występują piaskowce pyłkowce, szaro-zielonkawe (o miąższości 4,5 cm), z nielicz-

nymi intraklastami iłowców czerwono-brunatnych i szczelinami z wysychania. Wyżej, oddzielone od piaskowców powierzchnią erozyjną, występują mułowce szaro-zielonkawe (o miąższości 5 cm), zapiaszczone, z domieszką żwiru oraz intraklastami mułowców czerwono-brunatnych. Ponad mułowcami obecne są piaskowce i zlepieńce szare o miąższości 20 cm, reprezentowane kolejno od dołu przez piaskowce drobnoziarniste, zlepieńcowe, piaskowce drobnoziarniste oraz zlepieńce drobnoziarniste, piaszczyste. Osady te cechuje rozproszony szkielet ziarnowy. Składają się z różnoziarnistej piaszczystej masy podstawowej, w której rozproszone są



**Fig. 21. Fotografia rdzeni dostępnych w Magazynie Próbek Geologicznych PIG-PIB obejmujących cechsztyńską serię miedzionośną**

A1d – anhydryt dolny, Ca1 – wapień cechsztyński, Cs<sub>fN</sub> – formacja Noteci

A photograph of cores available in the PGI-PIB Boreholes and Geological Samples Archives covering the Zechstein copper-bearing series

A1d – Lower Anhydrite, Ca1 – Zechstein Limestone, Cs<sub>fN</sub> – Noteć Formation

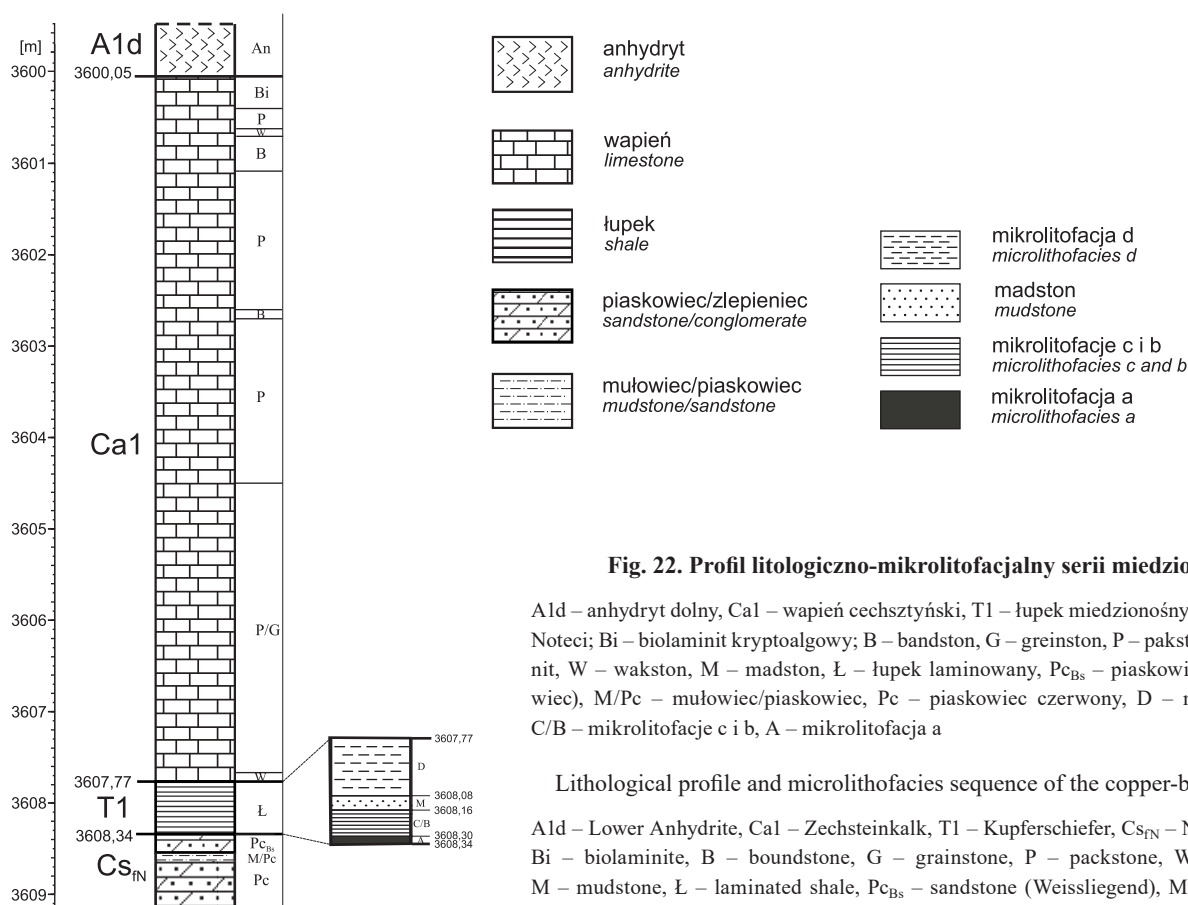


Fig. 22. Profil litologiczno-mikrolitofacjalny serii miedzionośnej

A1d – anhydryt dolny, Ca1 – wapień cechsztyński, T1 – łupek miedzionośny, Cs<sub>FN</sub> – formacja Noteci; Bi – biolaminit kryptoalgowy; B – bandston, G – greinston, P – pakston, Bi – biolaminit, W – wakston, M – madston, Ł – łupek laminowany, Pc<sub>Bs</sub> – piaskowiec (biały spągowiec), M/Pc – mułowец/piaskowiec, Pc – piaskowiec czerwony, D – mikrolitofacja d, C/B – mikrolitofacje c i b, A – mikrolitofacja a

#### Lithological profile and microlithofacies sequence of the copper-bearing series

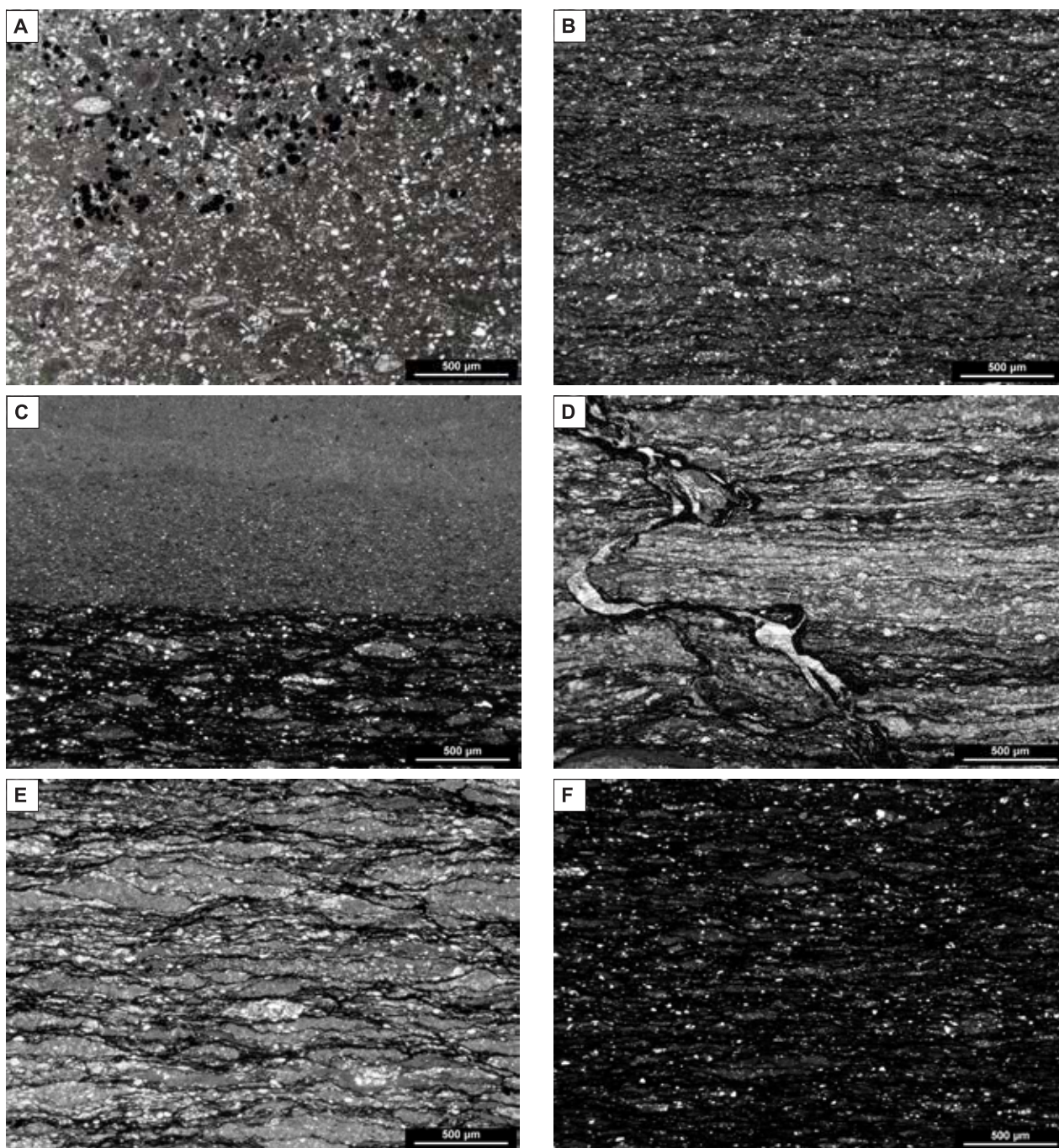
A1d – Lower Anhydrite, Ca1 – Zechsteinkalk, T1 – Kupferschiefer, Cs<sub>FN</sub> – Notec Formation; Bi – biolaminite, B – boundstone, G – grainstone, P – packstone, W – wackestone, M – mudstone, Ł – laminated shale, Pc<sub>Bs</sub> – sandstone (Weissliegend), M/Pc – mułowец/piaskowiec, Pc – red sandstone, D – microlithofacies d, C/B – microlithofacies c and b, A – microlithofacies a

otoczaki frakcji zwirowej. W składzie frakcji zwirowej dominują ziarna o średnicy 2–3 mm (maksymalnie do 8 mm), obtoczone i półobtoczone, reprezentowane głównie przez skały wylewne typu ryolitu. Pozbawione są struktur warstwowania. Zaobserwowano jedynie odwrócone uziarnienie frakcjonalne.

W stropie formacji Noteci występuje warstewka (o miąższości 0,5 cm) piaskowca ciemnoszarego, poziomo laminowanego drobnoziarnistym materiałem terygenicznym, o spoiwie ilasto-węglanowym. Są to arenity sublityczne i lityczne, w których dominują obtoczone ziarna kwarcu i dacytów (Maliszewska, w: Żelichowski i in., 1986). Spąg tej warstewki wyznacza nierówna powierzchnia rozmycia z kanalnikami erozyjnymi.

Interpretacja środowiska sedimentacji opisaną sekwencji jest utrudniona z powodu braku rdzeni ze stropowej części czerwonego spągowca (fig. 21). Jednak na podstawie opisu makroskopowego można dojść do wniosku, że mamy tu do czynienia z trzema odmiennymi warstwami (Pokorski, w: Żelichowski i in., 1986), zapewne o różnej genezie. Wykształcenie mułowców i piaskowców z intraklastami i szczelinami z wysychania jest typowe dla formacji Noteci rozwiniętej w centralnej części polskiego basenu czerwonego spągowca górnego w charakterystycznej litofacji playi jeziornej (Pokorski, 1978, 1997a,b; Karnkowski, 1999; Kiersnowski, Buniak, 2006; Maliszewska i in., 2016). Mała

miąższość tych utworów wskazuje na fację playi marginalnej na przejściu do systemu fluwialno-eolicznego. Przypuszczalnie rozszerzająca się playa wkroczyła na obszary systemu fluwialno-eolicznego. Miąższość utworów systemu playy rośnie ku południowi w stronę centralnego paleobasenu czerwonego spągowca, maksymalnie do ok. 400 m w otworze Piła IG 1 (Kiersnowski, 1998; Kiersnowski, Buniak, 2006). Jezioro w rejonie omawianego otworu było płytkie, podatne na częste wysychanie, bowiem liczne struktury deformacyjne, w tym przede wszystkim szczeliny z wysychania i intraklasty mułowców i ilowców świadczą o okresowej subaeralnej ekspozycji marginalnych partii zbiornika. Możliwe jest również powstanie tych osadów na pozakorytowej równi aluwialnej, lecz brak typowych dla takiej równi cienkich soczewek przekątnie laminowanych piaskowce i zlepińce o szarych barwach są pochodzenia fluwialnego lub eolicznego. Odwrócone uziarnienie frakcjonalne wskazuje na depozycję w formie spływów lub w warunkach normalnego prądu o rosnącej prędkości albo wskutek powstania eolicznych riplemarków żwirkowych. Stropowa warstewka piaskowca ciemnoszarego stanowi zapewne rezultat depozycji w warunkach morskich, na co wskazuje ostry kontakt z niżejleżącymi zlepińcami, interpretowany jako nierówna powierzchnia rozmycia z kanalnikami erozyjnymi, pozioma laminacja drobnoziarnistym materiałem



**Fig. 23.** Mikrofotografie utworów spągowych wapienia cechsztyńskiego i łupku miedzionośnego w świetle przechodzącym

**A** – wackston z bioklastami (liczne siarczki metali), wapień cechsztyński, głęb. 3607,77 m; **B** – mułołupek węglanowo-organiczny z kryptobioturbacjami (mikrolitofacja d), łupek miedzionośny, głęb. 3608,01 m; **C** – mułołupek węglanowo-organiczny laminowany mikrosoczewkowo (mikrolitofacja c) z przewarstwieniem madstonu, łupek miedzionośny, głęb. 3608,21 m; **D** – mułołupek węglanowo-organiczny z gruzełkami węglanowymi (mikrolitofacja b), łupek miedzionośny, głęb. 3608,25 m; **E** – mułołupek węglanowo-organiczny laminowany faliście i mikrosoczewkowo (mikrolitofacja c), łupek miedzionośny, głęb. 3608,26 m; **F** – iłołupek cienko poziomo laminowany z obfitym materiałem organicznym (mikrolitofacja a), łupek miedzionośny, głęb. 3608,34 m

Photomicrographs of the lowermost Zechsteinkalk and Kupferschiefer shales in transmitted light

**A** – wackestone with bioclasts (abundant sulphides), Zechsteinkalk, depth 3607.77 m; **B** – carbonate-organic mudshale, cryptobioturbated (microlithofacies d), Kupferschiefer, depth 3608.01 m; **C** – carbonate-organic mudshale with lenticular lamination (microlithofacies c), with madston intercalation, Kupferschiefer, depth 3608.21 m; **D** – carbonate-organic mudshale with carbonate globular grains (microlithofacies b), Kupferschiefer, depth 3608.25 m; **E** – carbonate-organic mudshale with wavy parallel and lenticular lamination (microlithofacies c), Kupferschiefer, depth 3608.26 m; **F** – clayshale with very fine planar lamination, abundant organic matter (microlithofacies a), Kupferschiefer, depth 3608.34 m

teryogenicznym oraz spoiwo ilaste z dużym udziałem węglanów. Ciemnoszara barwa jest zapewne wynikiem wzbogacenia piaskowca w materiał organiczny.

Podsumowując, piaskowce i zlepiénce o łącznej miąższości ok. 20,5 cm, wyznaczone ponad mułowcami w najwyższej części profilu formacji Noteci na podstawie dominującej szarej barwy (fig. 22), można zaliczyć do tzw. białego spągowca (niem. *Weissliegenden*). Dolna jego część (piaskowce zlepiénce i zlepiénce o łącznej miąższości 20,0 cm) jest prawdopodobnie pochodzenia lądowego, natomiast ciemnoszare piaskowce (o miąższości 0,5 cm) obecne w stropowej części białego spągowca wskazują na depozycję w trakcie początkowej stabilizacji warunków morskich i nieznacznego pogłębienia tuż po transgresji. Niewielka miąższość morskiej części białego spągowca wskazuje, że morze cechszyńskie w niewielkim stopniu przerobiło najwyższą część jeszcze niezdiagenezowanych osadów teryogenicznych.

Łupek miedzionośny (niem. *Kupferschiefer*) obejmuje osady ciemnoszare i czarne, złożone z laminowanych drobnoziarnistych skał teryogenicznych (ponad 50% ziaren o średnicy poniżej 0,062 mm) o oddzielności łupkowej. Łupek miedzionośny występuje na głęb. 3608,9–3609,5 m wg pomiarów geofizycznych (na głęb. 3607,77–3608,34 m wg rdzeni wiertniczych), osiągając miąższość 0,6 m.

Profil łupku miedzionośnego składa się z czterech warstw reprezentowanych przez odmienne mikrolitofacje, różniące się przede wszystkim rodzajem laminacji i odmiennym udziałem ciemnego tła (fig. 22).

W najniższej części profilu łupku miedzionośnego występuje mikrolitofacja a – drobnolaminowane łożypki czarne ze znacznym udziałem materiału organicznego (fig. 23F). Skały te składają się z nieciągłych, bardzo cienkich (miąższości do 10  $\mu\text{m}$ ) lamin ilastych o szarych barwach i poziomym lub lekko falistym przebiegu oraz jasnoszarych, nieciągłych lamin i płaskich mikrosoczewek węglanowych (miąższości do 15  $\mu\text{m}$ ), tkwiących w obfitym ciemnym tle skalnym (50–60% obj. skały), złożonym z mieszaniny materiału organicznego, ilastego i pelitu kwarcowego.

Wyżej w profilu występuje mikrolitofacja c – mułółpki węglanowo-organiczne laminowane mikrosoczewkowo (fig. 23E). Przeważają długie płaskie soczewki o długości przeważnie w granicach 400–700  $\mu\text{m}$ . Miejscami obecne są nieciągłe laminy faliste. Grubość soczewek i lamin węglanowych mieści się w granicach od 30 do 90  $\mu\text{m}$ . W ich składzie dominuje dolosparyt, miejscami silnie skalcytizowany. W ich obrębie spotyka się nieliczne drobne gruzelki węglanowe i peloidy o zatartych zewnętrznych granicach. W tej mikrolitofacji spotyka się także drobne soczewki węglanowe wzbogacone w pelit kwarcowy. Udział ciemnego tła jest zmienny, zwykle nieznacznym w granicach 20–30% obj. (fig. 23E), rzadziej do 50% obj. (fig. 23C). Ciemne tło często bywa zredukowane do falistych mikrostylolitów. W omawianych łupkach mułowcowych spotyka się diagonalne stylolity wypełnione materiałem bitumicznym i kalcytem.

W środkowej części profilu z dominującą mikrolitofacją C zarejestrowano obecność mikrolitofacji b, wykształconej,

jako mułółpki węglanowo-organiczne z gruzelkami węglanowymi, nieregularnie laminowane faliście-równolegle materiałem węglanowym (fig. 23D). Laminy są bardzo cienkie, grubości 20–50  $\mu\text{m}$ . Zbudowane są z kalcytowego mikrosparytu z inkluzjami dolomitu. Charakterystycznymi składnikami są gruzelki węglanowe (o średnicy 20–60  $\mu\text{m}$ ), złożone z kalcytowego mikrosparytu. Występują one zarówno w tle skalnym, jak i w obrębie lamin węglanowych. Niektóre laminy węglanowe zbudowane są ze ściśle upakowanych drobnych gruzelków o słabo zaznaczających się zewnętrznych granicach. Wobec stwierdzenia stopniowych przejść pomiędzy różnymi formami drobnych onkoidów (por. Peryt, 1978), gruzelki te można uważać za struktury mikrobialne, powstałe w wyniku biosedymentacyjnej akrecji przy udziale cjanobakterii (Peryt, Oszczepalski, 2007). Udział ciemnego tła jest nieznacznym i zawiera się w granicach 20–30% obj. W ciemnym tle skalnym występuje nieliczny pelit kwarcowy. Sporadycznym składnikiem są skorupki małżoraczków. Omawiane mułółpki przecięte są stylolitem o urozmaiconym diagonalnym przebiegu. Stylolit zawiera znaczne ilości substancji bitumicznej, a jego centralną szczelinę wypełnia anhydryt z pseudomorfozami po gipsie. W strefie przystylolitowej widoczne są zaburzenia laminacji i wzbogacenia w materię organiczną, co w pewnym stopniu upodabnia obserwowane laminity do tzw. łupków smolistych.

Ponad mikrolitofacją b ponownie występują mułółpki węglanowo-organiczne laminowane mikrosoczewkowo, zaliczone do mikrolitofacji c (fig. 23C). W soczewkach węglanowych spotyka się nieliczne bardzo drobne gruzelki węglanowe o zatartych granicach i strukturze. Udział ciemnego tła nie jest znaczny, przeważnie w przedziale 20–30% obj., lecz miejscami może sięgać do 50% obj. W składzie pojawia się dość znaczna domieszka pelitu kwarcowego, zarówno w rozproszeniu, jak i w formie drobnych soczewek. W obrębie tej mikrolitofacji występuje pozioma warstewka madstonu o miąższości 12 mm, złożonego z dolomikrytu. Jej powierzchnie graniczne są poziome i wyraźnie zaznaczone. W jej dolnej części obecne są drobne smużki organiczne o nieregularnym przebiegu, wskazujące na obecność kryptobioturbacji. Górną część warstewki buduje masywny madston.

Środkową część profilu łupku miedzionośnego stanowi warstwa madstonu (mikrolitofacja M), o miąższości 8 cm, złożona z dolomikrytu. Dolny kontakt jest ostry, o lekko falistej powierzchni. W jego obrębie liczne są nieregularne smużki materii organicznej, wskazujące na istnienie intensywnej kryptobioturbacji. Jej obecność potwierdzają partie barwione alizaryną, gdzie widoczne są bardzo drobne gniazda dolomikrytu oddzielone od siebie kalcymikrytem z domieszką materii organicznej. Sporadycznie występują fragmenty cienkich skorupki niezidentyfikowanej fauny.

Górną część łupku miedzionośnego stanowi mikrolitofacja d – mułółpki węglanowo-organiczne nieregularnie laminowane faliście-nierównolegle i mikrosoczewkowo (fig. 23B). Skały te są złożone z nieciągłych lamin o falistym przebiegu i wydłużonych, bardzo nieregularnych soczewek węglanowych (miąższości do 150  $\mu\text{m}$ ), złożonych

z dolomikrytu, występujących w obrębie ciemnego tła o umiarkowanym udziale w granicach 10–40% obj. skały. Obecność nieregularnej laminacji lub jedynie jej reliktyw oraz bardzo zmienny i urozmaicony kształt soczewek węglanowych wskazuje na to, że laminity te uległy bardzo intensywnej kryptobioturbacji wskutek działalności życiowej meiobentosu. Świadczy o tym brak w tych osadach ziaren szkieletowych. Dość liczny detrytnewęglanowy (kwarc i łuszczyki) głównie frakcji pelitowej (do 15% obj. skały) występuje w formie rozproszonej w ciemnym tle skalnym oraz w obrębie materiału węglanowego, rzadziej tworzy drobne mikrosoczewki wydłużone zgodnie z laminacją. W obrębie mikrolitofacji d spotyka się cienkie płaskie laminy madstonów dolomikrytowych o miąższości 200–400 µm.

Łupek miedzionośny reprezentuje dojrzałe stadium transgresji morza cechsztyńskiego, związane z pogłębieniem zbiornika (Oszczepalski, Rydzewski, 1987). Obecność mikrolaminatów wzbogaconych w materiał organiczny, bez struktur charakterystycznych dla środowiska płytkosublitralnego, świadczy o tym, że łupek miedzionośny osadzał się w stratyfikowanym morzu epikontynentalnym (Oszczepalski, 1988, 1989). Podobnie, jak osady we współczesnych środowiskach szelfowych zdominowanych przez muł, utwory łupkowe powstawały w wyniku powolnego opadania zawiesiny dostarczanej do systemu depozycyjnego z rejonów płytkomorskich w postaci prądów zawieszinowych niskiej gęstości. Uwzględniając cechy utworów łupku miedzionośnego w omawianym otworze, należy sądzić, że rejon tego otworu znajdował się na pograniczu głębokiego i płytkiego szelfu, którego dno znajdowało się początkowo poniżej sztormowej podstawy falowania (powstawały łożyska ilasto-organiczne – mikrolitofacja a), a następnie w zasięgu podstawy falowania (tworzyły się łożyska węglanowo-organiczne z przewarstwieniami madstonów mikrytowych, mikrolitofacje b, c i m). 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 łożyska tworzyły się w warunkach nieznacznego spłycenia, na co wskazuje laminacja materiałem węglanowym, znaczna domieszka gruzełków węglanowych oraz mniejszy udział ciemnego tła. Występowanie łożysk organicznych w spągu profilu, wyżej łożysk i przewarstwieniami madstonów, a wreszcie madstonu ze śladami kryptobioturbacji w środkowej części profilu łupku miedzionośnego sugeruje stopniowe zwiększanie natlenienia i energii wód przydennych, skutkujące epizodycznymi wzrostami dostawy materiału węglanowego. Innym efektem tej zmiany warunków sedymentacji jest pojawienie się gruzełków węglanowych. Należy zauważyć, że mikrolitofacja b obecna jest w zdecydowanej większości profili łupku miedzionośnego w niemal całym basenie cechsztyńskim, co świadczy o tym, że stanowi poziom korelacyjny na dystansie kilkuset kilometrów (Oszczepalski, Rydzewski, 1987; Oszczepalski, 1988, 2007; Oszczepalski, Chmielewski, 2023; Oszczepalski i in., 2023). Może to wskazywać na zdarzenie izochroniczne, związane z eustatycznym obniżeniem się poziomu morza.

Uwzględniając wcześniejszą interpretację powyższego następstwa mikrolitofacji można przyjąć, że łożyska czarne 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 łożyska szare tworzyły się w warunkach nieznacznego spłycenia, na co wskazuje znaczny udział lamin i soczewek węglanowych w ubogim ciemnym tle oraz obecność warstwy z gruzełkami węglanowymi. Przewarstwienia madstonów świadczą o okresowo wzmożonej energii wód i bliskości płyczn mułowych.

Po depozycji opisanej sekwencji nastąpił nieznaczny wzrost natlenienia wód, skutkujący tworzeniem się mikrolitofacji d, czyli łożysk z licznymi przejawami kryptobioturbacyjnej destrukcji laminacji przez meiofaunę bentosową. Świadczy to o sedymentacji w strefie dysaerobowej. Stopniowe ku górze przejście łożysk do wakstonów z bioklastami, znaczących spąg wapienia cechsztyńskiego, pozwala sądzić, że zmiana litologii jest wynikiem powolnego zastępowania środowiska dysaerobowego warunkami aerobowymi, o czym świadczy całkowita destrukcja laminacji oraz pojawienie się mikrofauny szkieletowej w spągu wapienia cechsztyńskiego.

Wapień cechsztyński (niem. *Zechsteinkalk*) wg pomiarów geofizycznych ma miąższość 7,9 m i występuje na głęb. 3601,0–3609,5 m, natomiast wg rdzeni wiertniczych miąższość wapienia cechsztyńskiego wynosi 7,72 m na głęb. 3600,05–3607,77 m (Piątkowski w: Żelichowski i in., 1986). Wykształcony jest w facji wapieni. Profil wapienia cechsztyńskiego, podobnie, jak w większości innych profili Ca1 (Peryt, 1978), jest dwudzielny: w dolnej części jako kompleks ciemnoszarych wapieni marglistych (kompleks mikrytowy), a w górnej jako kompleks jasnoszarych wapieni ziarnistych (kompleks onkolitowy). Jednak, jak zaznaczono już wyżej, w omawianym otworze wyraźnie różni się od większości profili ze strefy basenowej wapienia cechsztyńskiego niezwykle cienkim profilem kompleksu mikrytowego, który ma miąższość 10 cm (fig. 22). Kompleks ten reprezentowany jest przez wapień marglisty, wykształcony jako wakston z bioklastami, zanieczyszczony drobnoziarnistym materiałem terygenicznym (fig. 23A, 24A, 25A). Wśród bioklastów dominują małżoraczki oraz otwornice jednoseryjne i spiralne, rzadsze są fragmenty muszli ramienionogów (fig. 24A). Ponadto spotykane są gruzełkowate skupienia mikrytu, przypominające peloidy i gruzełki algowe. Licznie występują również siarczki metali.

Kompleks onkolitowy ma znaczną miąższość 7,62 m (wg rdzeni) i zalega na głęb. od 3600,05 do 3607,67 m. Budują go różnorodne skały ziarniste: pakstony i rzadko grainstony onkoidowe oraz bandstony stromatolitowe (fig. 24B–I). Utwory te zawierają nieliczne skamieniałości, głównie bentoniczne otwornice (w tym płożące), małżoraczki, ramienionogi, ślimaki i różne nieidentyfikowalne bioklasty (fig. 26A–F).

W dolnej części kompleksu onkolitowego występują drobnoziarniste i równoziarniste pakstony i rzadko grainstony onkolitowe. W dolnej części są one nieregularnie

smugowane drobnoziarnistym materiałem terygenicznym, z przejawami małoskalowego warstwowania przekątnego. Wśród ziaren obleczonych przeważają formy regularne, kuliste (wielkości do 2 mm) o cechach pośrednich między ooidami lamelarnymi i drobnymi onkoidami (fig. 24B, fig. 25A,B). Nieliczne ziarna obleczone uległy rozpuszczeniu i wypełnieniu anhydrytem lub sparytem kalcytowym. W niektórych ziarnach zachowała się mikrostruktura lamelarna, wielopowłokowa, o mało pofalowanych powłokach mikrobialnych. Miejscami pojawia się również domieszka drobnych ziaren obleczonych: gruzełków, peloidów, a także intraklastów.

Powyżej rozwinięte są pakstony onkoidowe o zróżnicowanym składzie form onkoidowych, z przewagą wielopowłokowych makroonkoidów właściwych o średnicy do nawet 5 mm (fig. 24E). Spotyka się także kopułki stromatolitowe rozwinięte na onkoidach. Wyżej pojawia się bandston reprezentowany przez stromatolity kolumnkowe z intersty-

cjami wypełnionymi drobnoziarnistymi ooidami i onkolitami z licznymi małżoraczkami i zwykle nieidentyfikowalnymi różnymi bioklastami (fig. 24F, fig. 25D). Ponad bandstonem ponownie obecne są pakstony onkoidowe o zróżnicowanym składzie ziaren obleczonych, wśród których dominują makroonkoidy o średnicy do 2–3 mm (fig. 24G). Obecne są także intraklasty onkolitów z obwódkami mikrotowymi, peloidy, drobne nieidentyfikowalne ziarna oraz małżoraczki. Powszechne są ślady korozji na obrzeżach onkoidów. W próbce z głęb. 3603,0 m wykazano niską zawartość  $C_{org}$  (0,1% wag.), bituminów (0,07% wag.) i węglowodorów (0,04% wag.), z przewagą węglowodorów nasyconych nad aromatycznymi (Rzepkowska, w: Żelichowski i in., 1986).

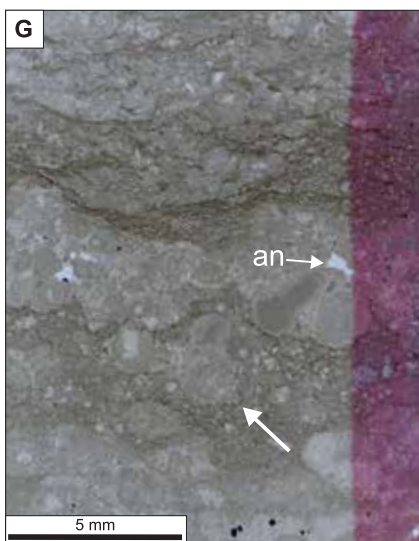
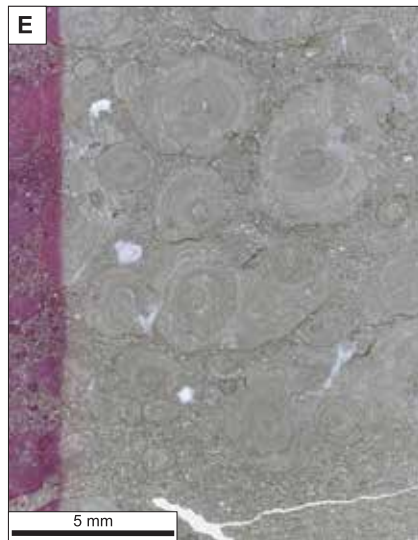
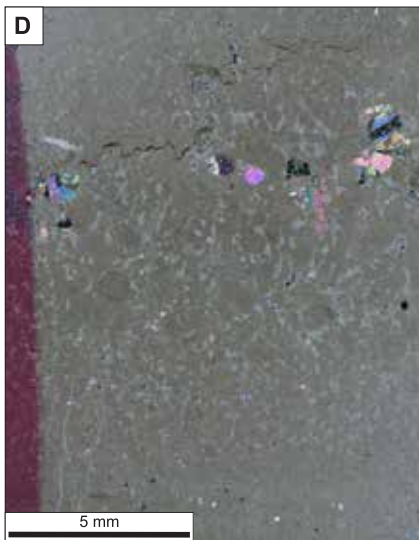
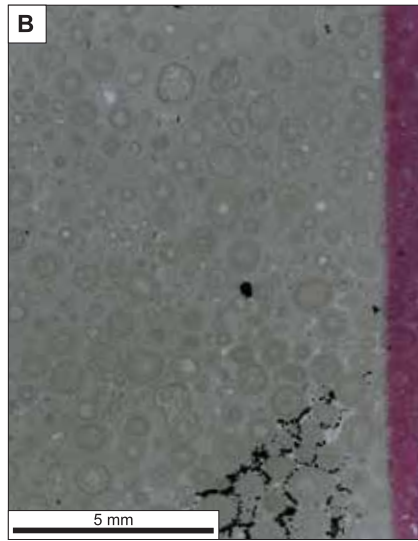
Wyżej występuje warstwa bandstonów stromatolitycznych, złożonych z dużych stromatolitów kolumnkowych o pionowych kierunkach wzrostu. Stromatolity posiadają płaskokopułową mikrostrukturę z falistymi laminami

**Fig. 24. Mikrofacje wapienia cechsztyńskiego**

**A** – wackston z licznymi mikro- i makroskamieniałościami (strzałka – muszla dużego ramienionoga), bioklastami i drobnymi ziarnami kwarcu, (szlif 46A1.B, głęb. 3607,77 m); **B** – pakston onkoidowy budowany przez onkoidy o sferycznych kształtach i pojedyncze onkoidy złożone, zawierający nie-liczne skorupki otwornic i drobne bioklasty, w dolnej prawej części zdjęcia widoczna obfita mineralizacja pirytowa w przestrzeni porowej między onkoidami (czarne obszary) (szlif 45, głęb. 3607,5 m); **C** – pakston onkoidowy z licznymi śladami rozpuszczania pod ciśnieniem (gęsta siatka drobnych stylolitów i szwów z rozpuszczania) (szlif 44, głęb. 3606,5 m); **D** – pakston/greinston onkoidowo-peloidowy (przestrzeń porowa wypełniona częściowo drobnokrystalicznym kalcytem) ze stylolitem i dużymi, zastępującymi węglany, kryształami anhydrytu, w lewej dolnej części zdjęcia cienkie pionowe żyłki kalcytowe (szlif 43, głęb. 3605,5 m); **E** – pakston/rudston onkoidowo-intraklastowy, w onkoidach występują otwornice płójące, onkoidy są częściowo zrekrytalizowane do drobnego sparytu, powierzchnie niektórych onkoidów zmikrytyzowane, matriks częściowo zdolomityzowany z licznymi pyłowymi ziarnami kwarcu, widoczne liczne ślady rozpuszczania pod ciśnieniem (stylolity, szwy), pojedyncze wtórne duże pory wypełnione sparytem (szlif 40, głęb. 3603,5 m); **F** – stromatolit budowany przez narastające na sobie niewielkie nieregularne kopuły i kolumny z nielicznymi płójącymi otwornicami, przestrzenie interstycjalne wypełnione mułem węglanowym z ooidami i peloidami, pojedynczymi mikroskamieniałościami (otwornice, małżoraczki) i drobnymi nieidentyfikowalnymi bioklastami (szlif 39B, głęb. 3602,63 m); **G** – pakston onkoidowo-intraklastowy słabo wysortowany, z wyraźnymi oznakami rozpuszczania pod ciśnieniem (drobne stylolity i gęste szwy z rozpuszczania), na onkoidach pojedyncze płójące otwornice (strzałka); onkoidy miejscami zrekrytalizowane do drobnego sparytu, pojedyncze kryształy anhydrytu (an) (szlif 37, głęb. 3601,6 m); **H** – równoległe laminowny stromatolit (górną część zdjęcia) narastający na pakstonie/greinstonie onkoidowo-intraklastowym (szlif 36C, głęb. 3601,08 m); **I** – masywny dolo-madston (dolną część zdjęcia) z drobnokrystalicznym anhydrytem gruzłowym i pseudomorfozami anhydrytu po automorficznych kryształach gipsu, widoczne też pojedyncze duże kryształy anhydrytu (szlif 32B, głęb. 3600,09 m). Płytki barwione alizaryną (na części powierzchni) – kalcyt zabarwiony na różowo. Światło spolaryzowane; D, I – skrzyżowane polaryzatory

#### Microfacies of the Zechstein Limestone

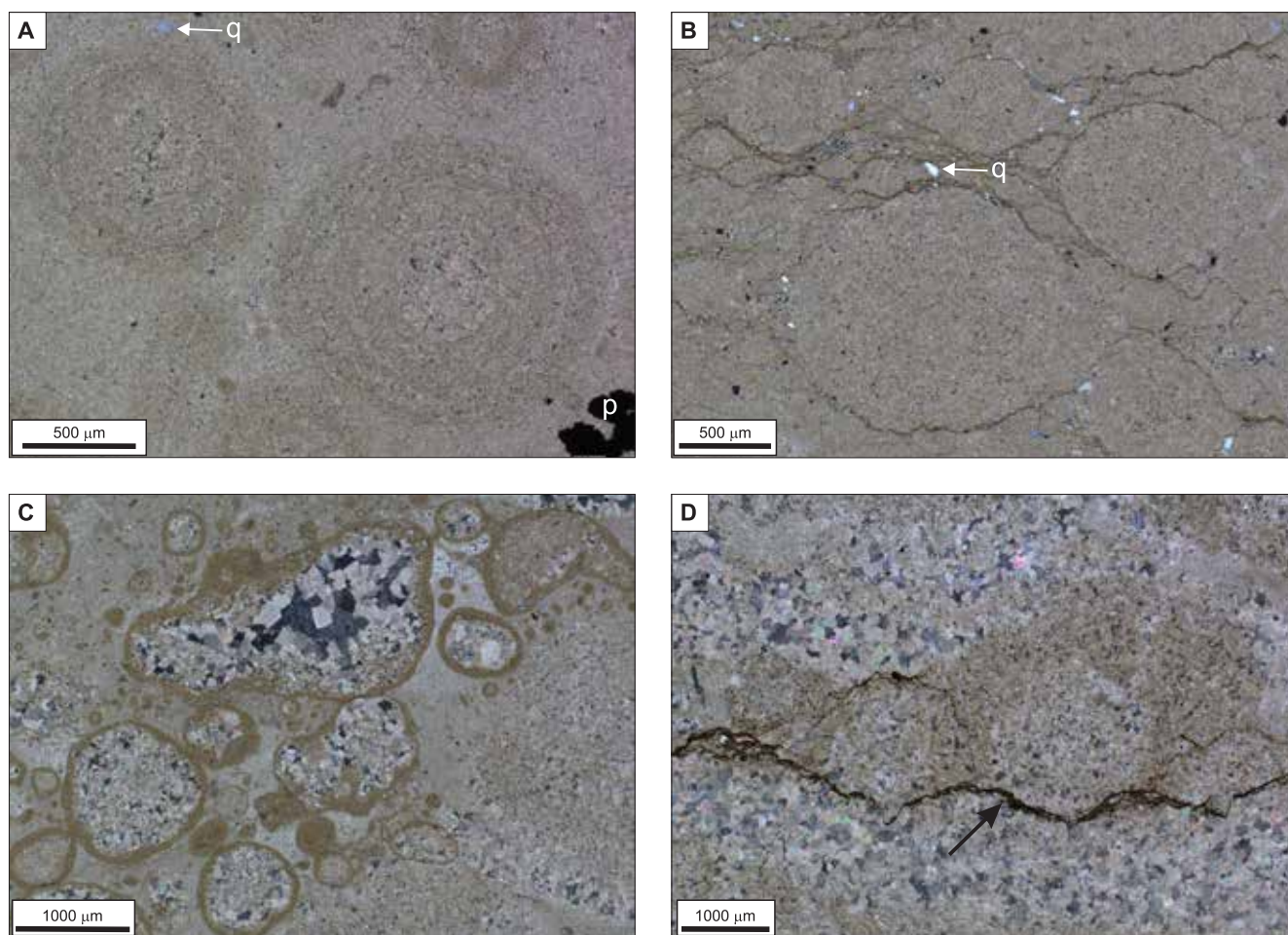
**A** – wackstone with numerous micro- and macro-fossils (arrow – shell of a large brachiopod), bioclasts and small quartz grains, (sample 46A1.B, depth 3607.77 m); **B** – oncoid packstone composed of spherical oncoids and rare compound oncoids, containing sparse foraminifer tests and small bioclasts, in the lower right part of the photo abundant pyrite mineralization occurs in the pore space between the oncoids (black areas) (sample 45, depth 3607.5 m); **C** – oncoid packstone with numerous traces of dissolution under pressure (dense network of fine stylolites and dissolution seams) (sample 44, depth 3606.5 m); **D** – oncoid-peloid packstone/grainstone (pore space partially filled with fine crystalline calcite) with stylolite and large anhydrite crystals replacing carbonate, thin vertical calcite veins are present in the lower left of the photo (sample 43, depth 3605.5 m); **E** – oncoid-intraclastic packstone/rudstone, encrusting foraminifers occur in oncoids, surfaces of some oncoids are micritized, oncoids are partially recrystallized to fine sparite, partially dolomitized matrix contains numerous silty quartz grains, abundant traces of dissolution under pressure (stylolites, seams) visible, single secondary large pores filled with sparite (cut 40, deep. 3603.5 m); **F** – stromatolite composed of overlapping small irregular domes and columns with sparse encrusting foraminifers, interstitial spaces filled with carbonate silt with ooids and peloids, single microfossils (foraminifers, ostracods), and small unidentifiable bioclasts (sample 39B, depth 3602.63 m); **G** – poorly sorted oncoid-intraclast packstone, with pronounced traces of dissolution under pressure (fine stylolites and dissolution seams), oncoids with encrusting foraminifers (arrow), in places recrystallized to fine sparite, single crystals of anhydrite (an) (sample 37, depth 3601.6 m); **H** – laminated stromatolite (top of the photo) growing on oncoid/intraclast packstone/grainstone (sample 36C, depth 3601.08 m); **I** – massive dolo-mudstone (bottom of the photo) with fine crystalline nodular anhydrite and anhydrite pseudomorphs after automorphic gypsum crystals, single large anhydrite crystals also occur (sample 32B, depth 3600.09 m). Thin sections stained with alizarin (on part of the surface) – calcite stained pink. Polarized light; D, I – crossed polarizers



mikrobiałnymi (fig. 24H). Zwraca uwagę obecność kalcytowych pokryw wadycznych w interwale 3601,0–3602,0 m, rozwiniętych na bocznych i dolnych powierzchniach niektórych onkoidów, a także ciągłych pokryw o falistej laminarnej budowie typowej dla mikrostalaktytów. Nad nimi zalegają warstwy wakstonów i pakstonów onkoidowych o zróżnicowanym składzie form onkoidowych, ze znacznym udziałem onkoidów właściwych, ooidów powierzchniowych, gruzełków, peloidów, gruzełkowatych skupień mikrytu, intraklastów skał onkolitowych z obwódkami mikrytowymi, a także z fragmentami muszli i otwornicami płożącymi. Spotykane są także kopułki stromatolitowe.

W opisywanym interwale licznie występują ziarna siarcz-ków metali.

W stropie wapienia cechsztyńskiego występują silnie zanhdrytyzowane biolaminity kryptoalgalowe o słabo zaznaczonym poziomym warstwowaniu i fenestralnej mikrostrukturze, z licznymi gruzłami anhydrytu, wskazujące na pierwotną obecność mat mikrobiałnych, charakterystycznych dla środowiska sebhy (fig. 24I). Przejście do wyżejległego anhydrytu dolnego jest stopniowe, wyrażone stopniowym ku górze spadkiem udziału materiału węglanowego, co sprawia, że precyzyjne wyznaczenie stropowej granicy wapienia cechsztyńskiego jest utrudnione.

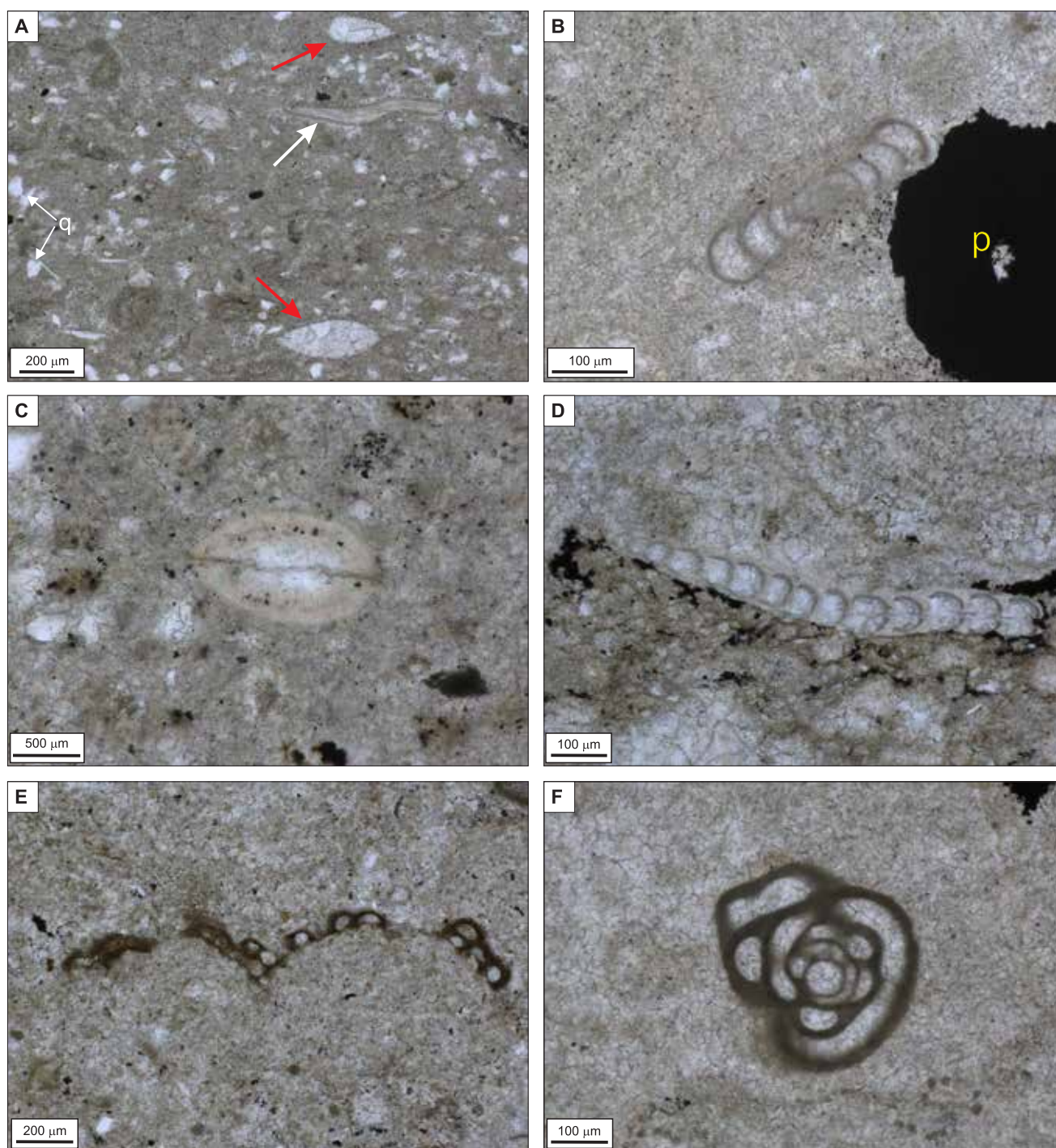


**Fig. 25. Mikrofacje i diagenезa**

**A** – duże sferyczne niezdeformowane onkoidy, q – kwarc, p – piryt (szlif 45, głęb. 3607,5 m); **B** – sferyczne onkoidy, gęsto upakowane ze wyraźnymi oznakami rozpuszczania pod ciśnieniem (szwy na granicy ziaren), q – kwarc (szlif 44, głęb. 3606,5 m); **C** – ooidy powierzchniowe w osadzie z interstycjum w stromatolicie, jądra ooidów uległy rekrystalizacji i/lub rozpuszczeniu i następnie wypełnieniu cementem blokowym, rekrystalizacji do drobnego sparytu podlegały także stromatolity (prawy dolny róg zdjęcia) (szlif 39D, głęb. 3602,7 m); **D** – zrekrystalizowane stromatolity, strzałka wskazuje szew stylolitowy (szlif 34B, głęb. 3601,55 m); Światło spolaryzowane, skrzyżowane polaryzatory

#### Microfacies and diagenesis

**A** – large spherical undeformed oncooids, q – quartz, p – pyrite (sample 45, depth 3607.5 m); **B** – spherical oncooids densely packed with unambiguous signs of dissolution under pressure (seams at grain boundaries), q – quartz (sample 44, depth 3606.5 m); **C** – superficial ooids in interstitial sediment in stromatolite, nuclei of ooids were recrystallized and/or dissolved and then filled with blocky calcite cement, stromatolites (lower right corner of photo) were also recrystallized to fine sparite (sample 39D, depth 3602.7 m); **D** – recrystallized stromatolites, arrow indicates a stylolite seam (sample 34B, depth 3601.55 m); Light polarized, crossed polarizers



**Fig. 26. Skamieniałości w utworach Ca1**

**A** – wackston z licznymi skamieniałościami (małżoraczki – czerwone strzałki) i bioklastami (fragment muszli ramienionoga – biała strzałka) oraz drobnymi ziarnami kwarcu (q), (szlif 46A1.B, głęb. 3607,77 m); **B** – skorupka otwornicy bentonicznej w pakstonie onkoidowym, p – piryt (szlif 45, głęb. 3607,5 m); **C** – skorupka małżoraczka w przekroju poprzecznym z osadu wypełniającego interstycjum w stromatolitach (szlif 39B, głęb. 3602,63 m); **D** – szkielet nieokreślonego organizmu (?mszywiol, ?otwornica) w pakstonie onkoidowym (szlif 37, głęb. 3601,6 m); **E** – otwornica płożąca na kopułce stromatolitu (szlif 36A, głęb. 3601,02 m); **F** – skorupka otwornicy bentonicznej w stromatolicie (szlif 34C, głęb. 3600,62 m). Światło spolaryzowane

#### Fossils in Ca1 deposits

**A** – wackstone with numerous fossils (ostracods – red arrows) and bioclasts (fragment of a brachiopod shell – white arrow) and small quartz grains (q), (sample 46A1.B, depth 3607.77 m); **B** – benthic foraminifer test in oncooid packstone, p – pyrite (sample 45, depth. 3607.5 m); **C** – ostrcod (in cross-section) from interstitial deposit in stromatolites (sample 39B, depth 3602.63 m); **D** – skeleton of an unspecified organism (?bryozoan, ? foraminifer) in oncooid packstone (sample 37, depth 3601.6 m); **E** – an encrusting foraminifer growing on a stromatolite dome (sample 36A, depth 3601.02 m); **F** – benthic foraminifer test embedded in stromatolite (sample 34C, depth 3600.62 m). Polarized light

Zjawiska diagenetyczne zaobserwowane w omawianych utworach obejmują: cementację w nielicznych grainstonach oraz wtórnych porach (cementy blokowe – fig. 25C), nieliczne cementy anhydrytowe i anhydryt zastępujący węglany (fig. 24D), w szczególności w wyższej części profilu oraz mikryzację niektórych ziaren. Utwory mikrobialne (onkoidy, stromatolity), zwłaszcza w wyższej części profilu, uległy rekrytalizacji do sparytu (fig. 25D), co w niektórych wypadkach prawie doprowadziło do przeobrażenia pierwotnej struktury. W różnych częściach profilu doszło ponadto do intensywnego rozpuszczania pod ciśnieniem przejawiającego się obecnością stylolitów i szwów z rozpuszczania (fig. 24C, D, E, G, fig. 25B, D).

Wapień cechsztyński tworzył się na obszarze równi basenowej, przy czym zdecydowana dominacja w profilu wapieni ziarnistych wskazuje na sedimentację w płytszej części strefy sublitoralnej, charakterystyczną dla płycizny gryfickiej (Peryt i in., 1978). Zastąpienie sedimentacji łupkowej węglanami było wynikiem zmiany warunków sedimentacji, spowodowanej nieznacznym spłyceniem zbiornika i (lub) spadkiem biologicznej produktywności. Zmiana ta w rejonie płycizny gryfickiej, podobnie jak na większości strefy basenowej wapienia cechsztyńskiego doprowadziła do destabilizacji pionowego uwarstwienia wód, umożliwiającej ekspansję bezszkieletowej infauny, czego wynikiem stała się destrukcja laminacji na przejściu łupków w utwory węglanowe, podczas gdy na śródbasenowych wyniesieniach oraz w przybrzeżnych partiach zbiornika sedimentacja utworów łupkowych była zastępowana powstaniem ławic produktusowych (Peryt, 1978, 1984).

Następstwo mikrofacji jest charakterystyczne dla sekwencji regresywnej. Utwory dolnej części wapienia

cechsztyńskiego (wapień margliste w kompleksie mikrytowym), tworzyły się w środowisku sublitoralnym. Nieznaczna miąższość wapieni marglistych wskazuje na zwiększenie cyrkulacji wód i zastąpienie sedimentacji mułów węglanowych z bioklastami osadami ziarnistymi (pakstony/greinstony ooidowe i onkoidowe z licznymi intraklastami skał onkolitowych), charakterystycznymi dla środowiska płytkosublitoralnego i perylitoralnego. Charakterystyczny jest tutaj wzrost rozmiarów ziaren oraz coraz bardziej urozmaicony skład ziaren obleczonego ku stropowi profilu wapienia cechsztyńskiego. Skorodowane obrzeża onkoidów świadczą o znacznym reżimie hydrodynamicznym, skutkującym abrazją onkoidów. Wskutek wahań poziomu morza rozwinęły się dwa poziomy bandstonów stromatolitowych, rozdzielone utworami onkolitowymi, co jest charakterystyczne dla płycizn śródbasenowych (Peryt, Piątkowski, 1976; Peryt, 1984), w tym płycizny gryfickiej (Peryt, Wagner, 1981; Oszczepalski i in., 2023). Stromatolity kolumnkowe powstały prawdopodobnie w strefie pływowej (Peryt, Wagner, 1981). Struktury wadcyczne, obserwowane w omawianym otworze, a także w SE przedłużeniu płycizny gryfickiej, m.in. w otworach: Świerżno 4, Czaplnek IG 1 i Piła IG 1 (Peryt, Wagner, 1981; Oszczepalski, Chmielewski, 2023; Oszczepalski i in. 2023; Jasionowski i in. 2023), dowodzą subaeralnych wynurzeń, częstych w trakcie schyłkowej sedimentacji utworów wapienia cechsztyńskiego (Peryt, 1984). Występujące w stropie wapienia cechsztyńskiego biolaminy kryptoalgowe przykryte anhydrytami gruzłowymi powstały w środowisku charakterystycznym dla sekwencji sebhya (Peryt, Wagner, 1981; Peryt, 1984).

## ANDRZEJ CHMIELEWSKI, SŁAWOMIR OSZCZEPALSKI

### MINERALIZACJA KRUSZCOWA UTWORÓW DOLNEGO CECHSZTYNU

Mineralizacja kruszcowa w utworach skalnych najniższego cechsztynu w otworze Brojce IG 1 nie została pierwotnie opisana. Otwór ten został uprzednio włączony do analizy regionalnej przez A. Rydzewskiego i S. Oszczepalskiego w opracowaniu pt. „Analiza metaloności cechsztynu strefy Pomorskiej” (Rydzewski, Oszczepalski, 1990) gdzie generalnie na podstawie przeglądu dostępnych materiałów wiertniczych z rejonu strefy pomorskiej dokonano oględzin mineralizacji kruszcowej utworów najniższego cechsztynu. Makroskopowo określono jej ogólną dystrybucję w cechsztyńskiej serii miedzionośnej w celu wykonania map rozmieszczenia mineralizacji kruszcowej w rejonie pomorskim. Dla badanego otworu wówczas nie wykonane zostały szczegółowe badania petrograficzne mineralizacji kruszcowej ani analizy geochemiczne na zawartość metali głównych (np. Cu, Zn, Pb, Ag, Ni, Co, Mo, V), a jedynie przedstawiono mapy określające zasięg facji utlenionej oraz przedstawiono m. in. skład mineralizacji siarczkowej w łupku miedzionośnym (fig. 27).

Generalnie w opracowaniu „Analiza metaloności cechsztynu strefy Pomorskiej” (Rydzewski, Oszczepalski, 1990) przeanalizowano dane dotyczące mineralizacji Cu, Pb, Zn w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej dla wybranych otworów wiertniczych na obszarze strefy pomorskiej. Badania w tymże rejonie ujawniły obecność facji utlenionej w poziomie łupku miedzionośnego w okolicy Kamienia Pomorskiego i podwyższone koncentracje cynku i ołowiu w kilku otworach wiertniczych (m in. Białogard 10, Błotno 3, Debrzo IG 1, Dźwirzyno 3) oraz miedzi (Czaplnek IG 1) (Chmielewski, Oszczepalski, 2023).

Na potrzeby wykonania szczegółowego opisu petrograficznego mineralizacji kruszcowej w niniejszym tomie ogólnikowe wyniki obserwacji makroskopowych materiałów rdzeniowych z otworu Brojce IG 1 uzupełnione zostały wykonaniem szczegółowych badań mikroskopowych i mikrografiami siarczków metali w świetle odbitym przez Andrzeja Chmielewskiego (fig. 28 i 29). Cechsztyńska seria miedzionośna została scharakteryzowana w interwale łup-

ku miedzionośnego oraz wapienia cechsztyńskiego. W czasie opróbowania materiału rdzeniowego stwierdzono brak obecności utworów białego spągowca (luka w materiale rdzeniowym). W związku z tym nie było możliwe stworzenie ciągłego opisu mineralizacji kruszcowej dla cechsztyńskiej serii miedzionośnej w otworze Brojce IG 1. Pobrano natomiast materiał rdzeniowy z utworów czerwonego spągowca formacji Noteci bezpośrednio podścielających utwory białego spągowca. W wyniku analizy petrograficznej scharakteryzowano zmienność mineralizacji kruszcowej w łupku miedzionośnym oraz utworach wapienia cechsztyńskiego. Dla utworów czerwonego spągowca formacji Noteci podano jedynie opis punktowy dla 1 próbki (ze stropu badanego interwału).

W wyniku przeprowadzonych obserwacji mikroskopowych w świetle odbitym 9 płytek cienkich z serii miedzionośnej, zidentyfikowano następujący zespół minerałów kruszcowych: chalkopiryt ( $\text{CuFeS}_2$ ), galena ( $\text{PbS}$ ), piryt i markasyt ( $\text{FeS}_2$ ) oraz sfaleryt ( $\text{ZnS}$ ). Mineralizacja kruszcowa w otworze Brojce IG 1 występuje w cechsztyńskiej serii miedzionośnej, obejmującej łupek miedzionośny i wapień

cechsztyński oraz w utworach piaskowcowych czerwonego spągowca (formacja Noteci) (fig. 28).

Zbadane okruszcowanie utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej jest niskie i zdominowane przez siarczki żelaza (piryt i markasyt) i cynku (sfaleryt) z podrzędnym udziałem ołowiu (galena). Natomiast mineralizacja miedziowa jest spotykana sporadycznie (reprezentowana jedynie przez chalkopiryt) (fig. 28, 29).

Najmocniej okruszczowanym interwałem jest łupek miedzionośny oraz przyległe do niego od góry skały węglanowe wapienia cechsztyńskiego (fig. 28, 29). Minerale ruda w badanych utworach skalnych obecne są w postaci drobnoziarnistych rozprożeń oraz różnej wielkości niewielkich soczewek, gniazd oraz wypełnień wolnych przestrzeni w badanych skałach bądź zastąpien minerałów skałotwórczych. Notowane minerale ruda rozmieszczone są w sposób bezładny, niemniej jednak miejscami (zazwyczaj w skałach łupkowych i w dolnej części utworów wapienia cechsztyńskiego) bywają skoncentrowane w formie soczewkowatych skupień lub horyzontalnie ułożonych smug i skupisk drobnych agregatów mineralnych.

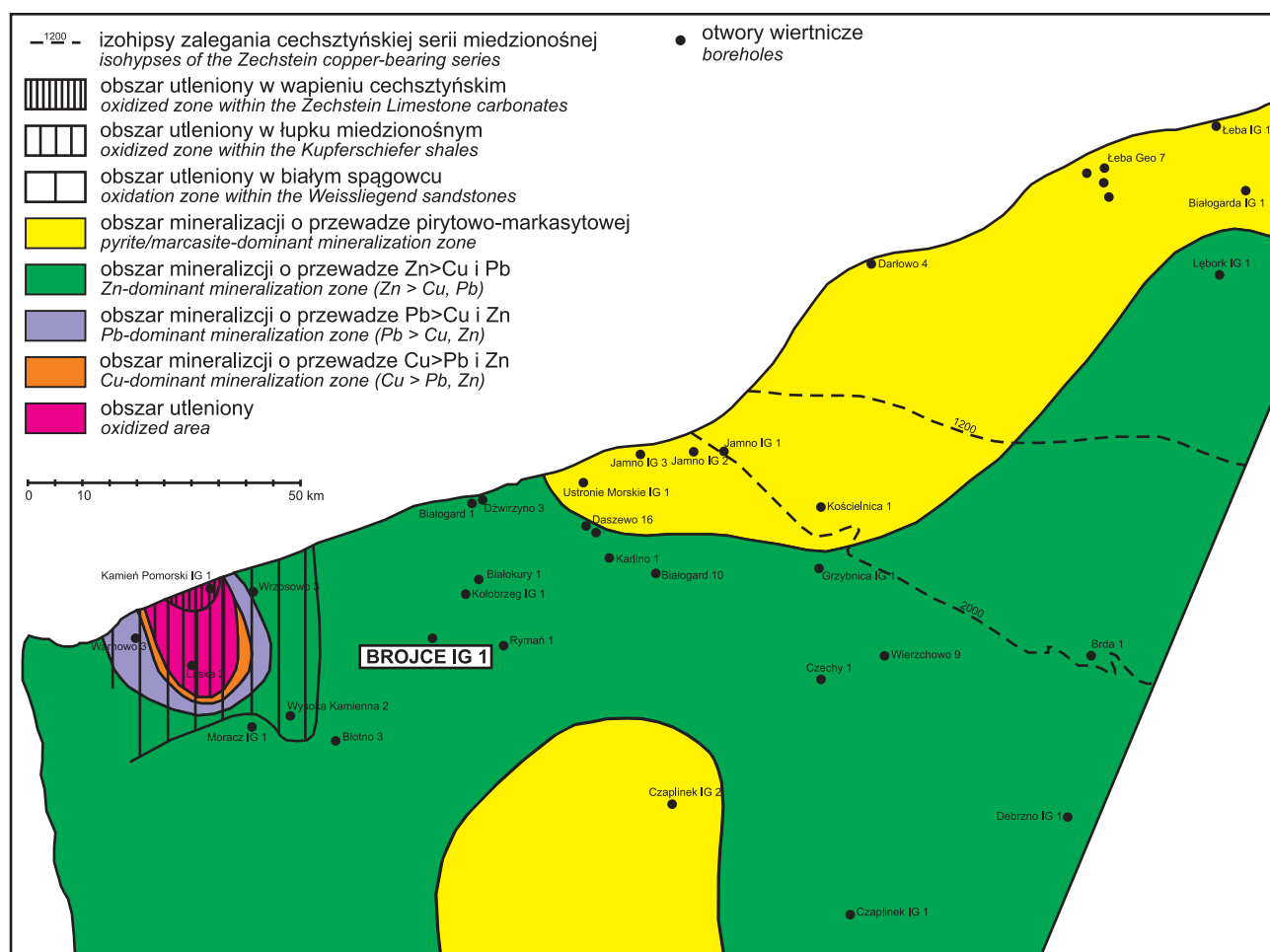
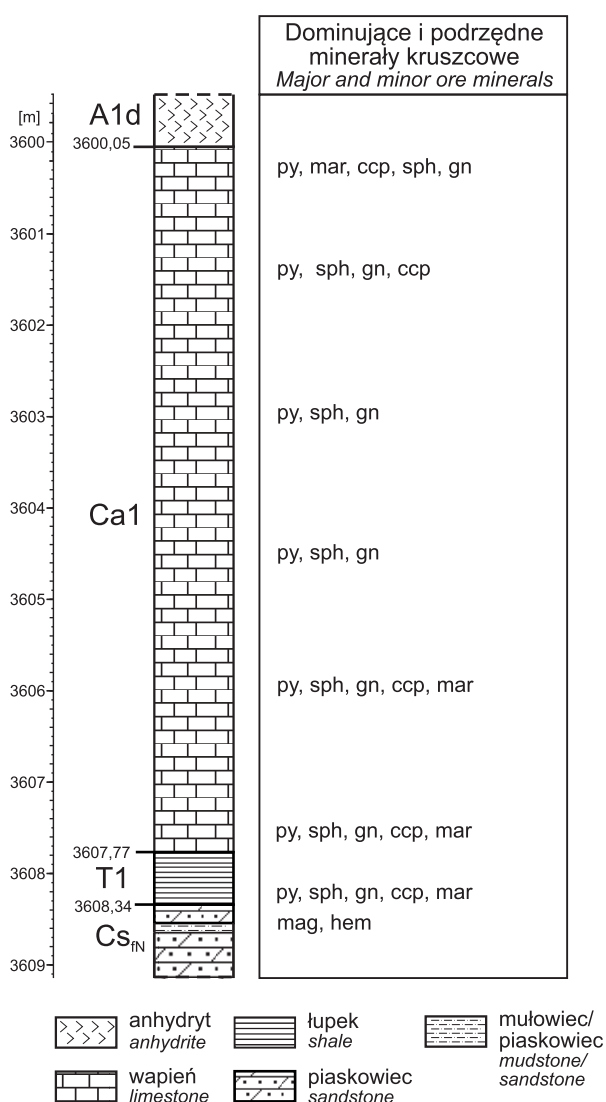


Fig. 27. Schematyczna mapa strefowości mineralizacji siarczkowej w łupku miedzionośnym w otworze Brojce IG 1 (Rydzewski, Oszczepalski 1990, zmieniono)

Schematic sulphide mineralization zonation map in the Kupferschiefer shale in the Brojce IG 1 borehole (Rydzewski, Oszczepalski 1990, modified)

Najbardziej pospolitą formą występowania minerałów kruszczowych są nieregularne i ostrokrawędziste ziarna (do 20 µm średnicy) oraz niewielkie i nieregularne agregaty mineralne (do 80 µm średnicy). Kruszcze występują również w formie drobnych skupień o rozmiarach od kilku mikrometrów do 1 mm średnicy. Długość tych skupień mieści się w przedziale od kilkunastu mikrometrów do kilkuset mikrometrów. Miejscami ziarna minerałów kruszczowych są lekko faliste, wydłużone i lokalnie spękane. Istotny udział mają także rozliczne przerosty minerałów rudnych z minerałami węglanowymi oraz impregnacje węglanów bądź zia-



**Fig. 28. Dystrybucja minerałów kruszczowych w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Brojce IG 1**

A1d – anhydryt dolny; Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; Cs<sub>FN</sub> – czerwony spągowiec górny – formacja Noteci

Distribution of ore minerals in the Zechstein copper-bearing series in Brojce IG 1 borehole

A1d – Lower Anhydrite; Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer; Cs<sub>FN</sub> – Rotliegend, Notec formation

ren detrytycznych wchodzących w skład tła skalnego łupku miedzionośnego. Prócz tego spotykane są także inkrustacje ziaren szkieletowych oraz cementacje ziaren detrytycznych.

## Wyniki badań

### Górna część formacji Noteci (fN)

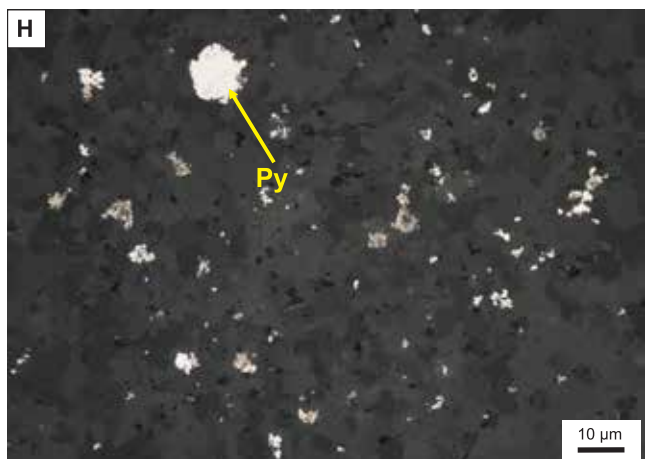
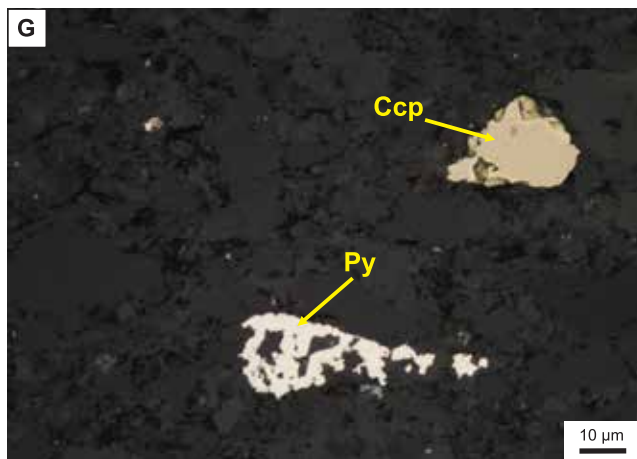
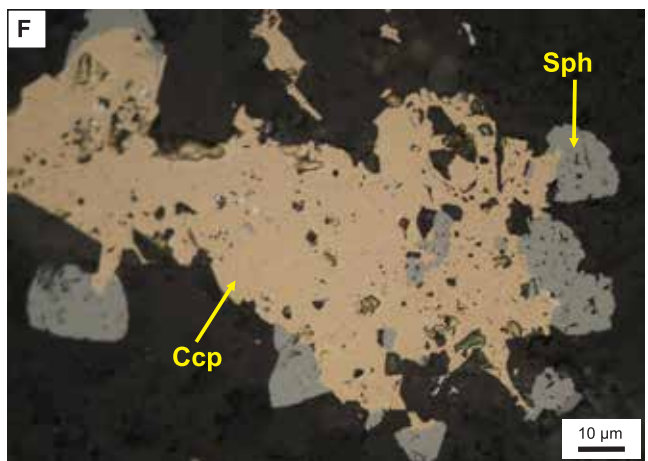
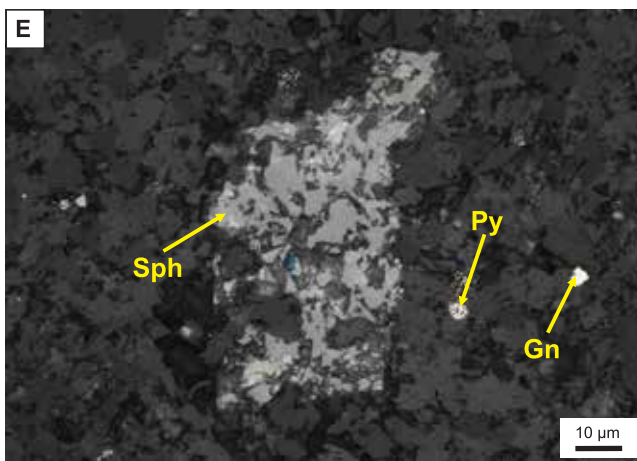
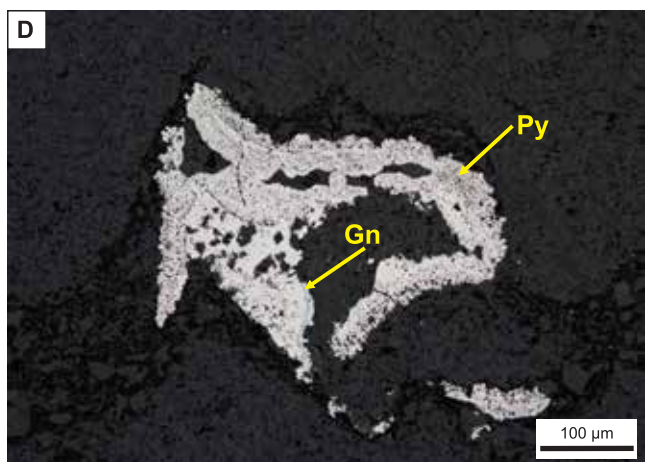
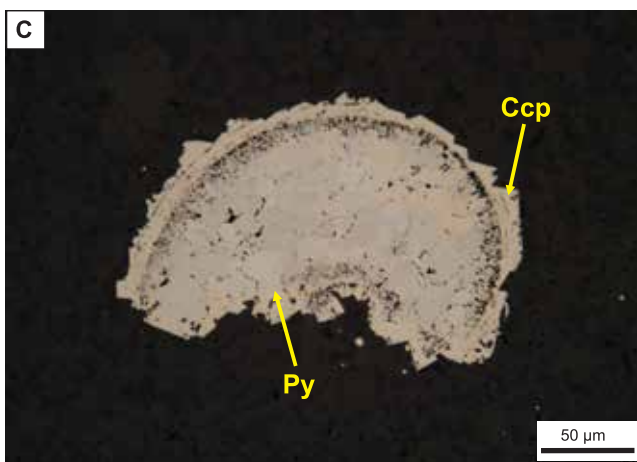
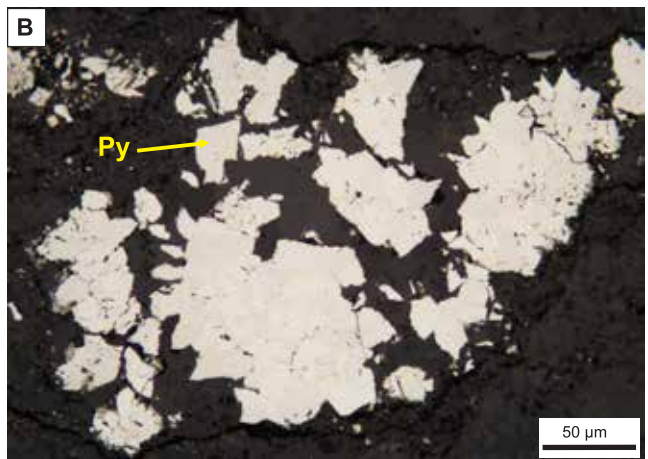
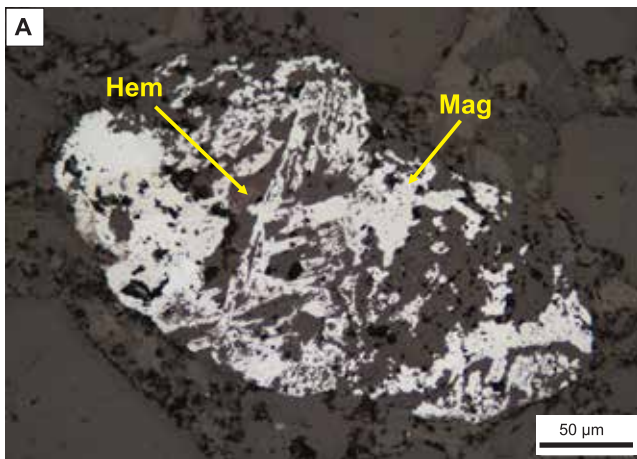
Pod utworami cechsztyńskiej serii miedzionośnej zalegają na głęb. 3609,50–3674,50 m (wg pomiarów geofizycznych) utwory górnego czerwonego spągowca formacji Noteci (Żelichowski i in., 1986) reprezentowane przez piaskowce i zlepieńce, rzadziej mułowce szaro-zielonkawe. Do badań w świetle odbitym pobrano i wykonano 1 płytkę polerowaną najprawdopodobniej z najwyższych dostępnych partii utworów czerwonego spągowca. Utwory formacji Noteci cechuje obecność dość bogatej mineralizacji magnetytowej, której towarzyszą nagromadzenia hematytu. Minerale tlenkowe w utworach czerwonego spągowca formacji Noteci (fig. 29A) rozmieszczone są dosyć nierównomiernie. Tkwią one w przestrzeniach pomiędzy ziarnami detrytycznymi piaskowca, zastępują fragmenty spoiwa kalcytowego oraz otaczają lub oblekają miejscami mniejszych rozmiarów ziarna detrytyczne piaskowca. Powszechnym zjawiskiem jest proces zastępowania magnetytu przez hematyt oraz drobnych rozmiarów nieregularne skupiska pigmentu hematytowego w tle skalnym.

**Fig. 29. Mikrofotografie minerałów kruszczowych z utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej w otworze Brojce IG 1**

A – magnetyt (Mag) zastępujący ziarno detrytyczne piaskowca w towarzystwie wtrąceń pigmentu hematytowego (Hem); B – nieregularne nagromadzenia pirytu (Py) zastępujące minerały węglanowe tła skalnego; C – fragment skorupki mikrofauny zastępowany pirytem (Py) i chalkopirytem (Ccp); D – nieregularne nagromadzenia pirytu (Py) zastępowanego miejscami galeną (Gn); E – nieregularne skupienia sfalerytu (Sph) zastępujące minerały węglanowe w towarzystwie pirytu (Py) i galeny (Gn); F – nieregularne skupienie chalkopirytu (Ccp) zastępowanego sfaleritem (Sph); G – nieregularne skupienia chalkopirytu (Ccp) oraz pirytu (Py) zastępujące minerały węglanowe tła skalnego; H – drobne nagromadzenia kryształów pirytu (Py) rozproszone w węglanowym tle skalnym

Photomicrographs of ore mineralization from Kupferschiefer series in the Brojce IG 1 borehole

A – magnetite (Mag) replacing detrital sandstone grains accompanied by finely dispersed hematite (Hem); B – irregular accumulations of pyrite (Py) replacing background carbonate minerals; C – a fragment of a microfaunal shell replaced by pyrite (Py) and chalcopyrite (Ccp); D – irregular accumulations of pyrite (Py) replaced in places by galena (Gn); E – irregular aggregates of sphalerite (Sph) replacing carbonate minerals accompanied by pyrite (Py) and galena (Gn); F – irregular concentration of chalcopyrite (Ccp) replaced by sphalerite (Sph); G – irregular concentrations of chalcopyrite (Ccp) and pyrite (Py) replacing the carbonate minerals of the rock background; H – fine accumulations of pyrite (Py) crystals scattered in the carbonate rock background



### Łupek miedzionośny (T1)

Łupek miedzionośny zostały wyszczególniony na podstawie cech litologicznych i zalega na głęb. od 3607,77 do 3608,34 m (wg rdzeni wiertniczych) osiągając określoną w rdzeniu miąższość 0,57 m. W czasie analizy petrograficznej zbadano 1 próbkę (nr 7) pochodzącą z jego spągu. Utwory łupkowe cechuje przewaga mineralizacji pirytowej (fig. 29B) nad sfalerytową ze zróżnicowanym udziałem chalkopirytu, galeny i markasytu. W utworach łupkowych kruszce stanowią ok. 4% obj. skały. Minerale rudne obecne są głównie jako drobne i nieregularne ziarna rozproszone w tle skalnym lub skupione w formie smug oraz płaskich gniazd i soczewek. Powszechnie są także inkrustacje lamin węglanowych oraz duże skupienia kruszców o rozmiarach w granicach od 0,05 do 0,1 mm, wykształcone jako nieregularne ziarna lub agregaty pirytowo-sfalerytowe i pirytowo-galenowe. Sporadycznie notowane są również drobne żyłki pirytowe i galenowe. Ponadto sfaleryt, galena i chalkopiryt występują także w postaci mikrolitów rozproszonych w tle skalnym tworząc lokalnie pył kruszcowy.

### Wapień cechsztyński (Ca1)

Utwory węglanowe wapienia cechsztyńskiego mają miąższość 7,72 m i zalegają (wg rdzeni wiertniczych) bezpośrednio na łupku miedzionośnym na głęb. 3600,05–3607,77 m (fig. 29C–H). Pod względem lifofacjalnym wapień cechsztyński jest dwudzielny – kompleks mikrytowy w dolnej części (ciemnoszare wapienie margliste) i kompleks onkolitowy w górnej jego części (jasnoszare wapienie ziarniste) (Oszczepalski, Chmielewski, ten tom).

Jeżeli chodzi o charakterystykę mineralogiczno-petrograficzną, to wapień cechsztyński podzielono na 3 części i został on zbadany petrograficznie 7 próbkami (1–7). Najniższa część utworów wapienia cechsztyńskiego pokrywa się z kompleksem mikrytowym i cechuje ją najwyższe nagromadzenia minerałów rudnych w utworach węglanowych badanego interwału (ok. 3% obj. skały), głównie pirytu, sfalerytu i galeny (fig. 29C, D), podrzędnie zaś spotykane są chalkopiryt i markasyt. Środkowe partie wapienia cechsztyńskiego charakteryzuje natomiast obecność mineralizacji pirytowo-sfalerytovej z podrzędną galeną (fig. 29E) gdzie objętość kruszców dochodzi miejscami do 2–3% obj. skały.

Ku stropowym partiom utworów węglanowych zawartość siarczków stopniowo maleje; dominuje mineralizacja pirytowa nad markasytową, ze zmiennym udziałem chalkopirytu (fig. 29F, G, H), a poza nimi zarejestrowano również skupienia sfalerytu, często w zrostach z pirytem oraz podrzędnie wprysnięcia mikrolitów galeny w tle skalnym. W stropowych partiach utworów węglanowych kruszce stanowią ok. 2% obj. skały.

Minerale kruszców w utworach wapienia cechsztyńskiego najczęściej występują w postaci zastąpień materiału węglanowego, zarówno tła skalnego jak i szczątków mikroorganizmów bezładnie rozproszonych w węglanowym tle skalnym. Spośród mikrofauny najczęściej notuje się zastąpień kruszców, głównie fragmentów muszli, małżoraczków i otworów. Oprócz tego ziarna minerałów rudnych wypełniają wolne przestrzenie w skale i zastępują minerale węglanowe. Piryty, najczęściej spotykany minerał w utworach wapienia cechsztyńskiego, występuje w postaci framboidów, jako drobne kuliste i groniaste rozproszenia w skale. Miejscami piryty tworzą także chmurkowe nagromadzenia lub wypełniają komory skorupki mikrofauny. Sfaleryt, galena, chalkopiryt i markasyt zazwyczaj wypełniają wolne przestrzenie w tle skalnym i zastępują minerale węglanowe. Spotykane są także zastąpień pirytu przez sfaleryt, chalkopiryt jak i galenę. Zanotowano również zrosty pirytu z chalkopirytem oraz galeny ze sfalerytem.

### Podsumowanie

Z przeprowadzonej oceny dystrybucji dolnocechsztyńskiej mineralizacji kruszców na obszarze pomorskim w rejonie otworu Brojce IG 1 zanotowano przewagę mineralizacji pirytovej nad sfalerytową i galenową (Py > Sph > Gn). W rezultacie przeprowadzonego studium mineralogiczno-petrograficznego stwierdzono występowanie ubogiej mineralizacji kruszców. Uzyskane wyniki stanowią potwierdzenie wcześniejszych ocen, uznających strefę pomorską za negatywną pod kątem poszukiwań cechsztyńskich rud metali o znaczeniu ekonomicznym, zarówno ze względu na niskie koncentracje minerałów kruszców, jak i znaczną głębokość zalegania spągu utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej – od 1920,10 m w otworze Jamno IG 2 do 4120,97 m w otworze Debrzo IG 1 (Rydzewski, Oszczepalski, 1990).

## Andrzej CHMIELEWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI

### WYNIKI POMIARÓW GEOCHEMICZNYCH WYKONANYCH PRZENOŚNYM SPEKTROMETREM XRF DLA UTWORÓW CECHSZTYŃSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

Od czasu utworzenia bazy danych i przygotowania programów ich przetwarzania (Oszczepalski, Rydzewski, 1989) możliwa stała się cyfrowa konstrukcja map ilościowych, prezentujących obszary perspektywiczne dla rud Cu-Ag w basenie permskim (Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1993, 1995, 1997, 2007; Oszczepalski, Speczik, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015; Mikulski i in., 2016; Oszczepalski

i in., 2016). Podstawą konstrukcji map ilościowych stały się m.in. kompilacje wyników oznaczeń geochemicznych oraz analiz mineralogiczno-petrograficznych wykonywanych dla profili cechsztyńskiej serii miedzionośnej w wybranych otworach wiertniczych.

W jednym z opracowań archiwalnych pt. „Analiza metalonośności cechsztyny strefy Pomorskiej” dokonano oce-

ny zasobowej dla obszaru pomorskiego, w obrębie którego znajduje się otwór wiertniczy Brojce IG 1 (Rydzewski, Oszczepalski, 1990). Jednakże w czasie ówczesnie prowadzonych prac analitycznych nie wykonano badań geochemicznych dla próbek z otworu Brojce IG 1. Na potrzeby wykonania mapy rozmieszczenia mineralizacji kruszcowej w badanym rejonie wyłącznie makroskopowo określono dystrybucję minerałów kruszcowych w cechsztyńskiej serii miedzionośnej.

W niniejszym rozdziale określono dystrybucję geochemiczną w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej dla otworu wiertniczego Brojce IG 1 następujących metali: Cu, Zn, Pb, Ag, Co, Mo, Ni, V. Pomiary geochemiczne wykonano przy zastosowaniu przenośnego spektrometru XRF serii

DELTA firmy OLYMPUS. Analizom zostały poddane wybrane fragmenty materiału rdzeniowego dla utworów: spągowych partii anhydrytu dolnego (A1d), wapienia cechsztyńskiego (Ca1), łupku miedzionośnego (T1) i przystropowych partii czerwonego spągowca (Cs<sub>FN</sub>). Niestety, precyzyjne określenie zmienności w dystrybucji badanych pierwiastków, nie było możliwe ze względu na silną dezintegrację materiału rdzeniowego. Przeprowadzone analizy geochemiczne miały więc charakter jedynie punktowy. W otworze wiertniczym Brojce IG 1 stwierdzono zmienne koncentracje metali w poszczególnych, zbadanych poziomach litologicznych cechsztyńskiej serii miedzionośnej (tab. 12, fig. 30).

Tabela 12

### Koncentracje metali w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej w otworze wiertniczym Brojce IG 1

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

Nr próbki Sample no.	Litostratygrafia Lithostratigraphy	Strefa geochemiczna Geochemical zone	Głębokość [m] Depth	Miaższość [cm] Thickness	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Pb [ppm]	Ag [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Ni [ppm]	V [ppm]
1	A1d	R	3600,00	1,00	2	25	19	2	11	4	31	34
2	A1d/Ca1	R	3600,04	1,00	23	35	36	4	13	6	60	66
3	Ca1	R	3600,35	1,00	12	37	11	4	45	6	20	88
4	Ca1	R	3600,70	1,00	45	98	43	5	22	4	32	88
5	Ca1	R	3601,05	1,00	13	30	22	6	26	5	15	123
6	Ca1	R	3601,40	1,00	70	92	14	5	28	5	29	133
7	Ca1	R	3601,75	1,00	35	41	56	6	40	5	79	103
8	Ca1	R	3602,10	1,00	195	425	127	7	56	6	44	125
9	Ca1	R	3602,40	1,00	221	563	260	4	69	12	34	114
10	Ca1	R	3602,75	1,00	678	843	351	5	66	14	86	113
11	Ca1	R	3603,10	1,00	343	262	267	6	12	21	16	117
12	Ca1	R	3603,40	1,00	285	259	218	9	44	16	35	137
13	Ca1	R	3603,75	1,00	67	37	128	5	34	12	28	122
14	Ca1	R	3604,10	1,00	75	188	231	4	45	7	19	188
15	Ca1	R	3604,45	1,00	55	160	22	5	67	8	17	234
16	Ca1	R	3604,75	1,00	45	235	22	8	34	9	20	167
17	Ca1	R	3605,10	1,00	78	240	14	5	24	7	26	177
18	Ca1	R	3605,45	1,00	45	183	30	6	56	32	27	166
19	Ca1	R	3605,70	1,00	87	252	36	7	67	11	45	145
20	Ca1	R	3606,05	1,00	78	170	29	8	46	7	50	147
21	Ca1	R	3606,40	1,00	67	90	8	4	78	17	24	146
22	Ca1	R	3606,75	1,00	66	41	7	11	67	5	19	165
23	Ca1	R	3607,10	1,00	87	22	7	9	74	24	18	278
24	Ca1	R	3607,45	1,00	84	32	10	7	67	44	49	234
25	Ca1	R	3607,75	1,00	77	44	11	8	75	24	31	222
26	T1	R	3608,28	1,00	221	45	16	12	66	37	20	245
27	T1	R	3608,30	1,00	123	33	5	10	33	32	22	342
28	Cs <sub>FN</sub>	RB	3608,50	1,00	13	27	8	4	12	5	28	65
29	Cs <sub>FN</sub>	RB	3608,70	1,00	11	29	12	2	5	6	17	33

Objaśnienia: A1d – anhydryt dolny; Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; Cs<sub>FN</sub> – czerwony spągowiec formacja Noteci; R – strefa redukcyjna; RB – „red beds” (facja czerwonych piaskowców)

Explanation: A1d – Lower Anhydrite; Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer; Cs<sub>FN</sub> – Rotliegend, Noteć formation; R – reduced zone; RB – red beds

### Wyniki badań

Utwory czerwonego spągowca formacji Noteci ( $Cs_{FN}$ ), reprezentowane przez drobnoziarniste, czerwone piaskowce, zostały pomierzone na zawartość metali głównych w dwóch miejscach badanego profilu (pr. 28 i 29) (tab. 12). Pomiaru dokonano na głęb. 3608,50 m i 3608,70 (tab. 12). Wyniki oznaczeń geochemicznych dla zbadanych próbek cechują znikome koncentracje analizowanych pierwiastków: Cu 11–13 ppm (średnio 12 ppm), Zn 27–29 ppm (średnio 28 ppm), Pb 8–12 ppm (średnio 10 ppm), Ag 2–4 ppm (średnio 3 ppm), Co 5–12 ppm (średnio 9 ppm), Mo 5–6 ppm (średnio 6 ppm), Ni 17–28 (średnio 23), V 33–65 ppm (średnio 49 ppm).

Z poziomu łupku miedzionośnego zbadano geochemicznie 2 próbki (pr. 26 i 27) pochodzące z interwału głęb. 3607,77–3608,34 m (tab. 12). Pomiaru dokonano na głęb. 3608,28 i 3608,30 m. Zawartość miedzi w utworach łupku

miedzionośnego jest niska i mieści się w granicach 123–221 ppm. Średnia zawartość miedzi dla interwału białego spągowca wynosi zaś 172 ppm. Zawartość cynku waha się od 33 do 45 ppm ze średnią zawartością 39 ppm. Dla ołowiu koncentracje wahają się od 5 ppm do 16 ppm, gdzie średnia opiewa na 11 ppm. Zakresy wartości oznaczeń i średnie arytmetyczne dla pozostałych metali towarzyszących są następujące: Ag 10–12 ppm (średnio 11 ppm), Co 33–66 ppm (średnio 50 ppm), Mo 32–37 ppm (średnio 35 ppm), Ni 20–22 ppm (średnio 21 ppm), V 245–342 ppm (średnio 294).

Wapień cechsztyński przeanalizowano punktowo w interwale głęb. 3600,05–3607,77 m, z którego zbadano geochemicznie 23 próbki (pr. 3–25). W tabeli 12 zestawiono głębokości pomiarów dokonanych w utworach węglanowych wapienia cechsztyńskiego. Najwyższe wartości oznaczeń dla badanych metali stwierdzono w środkowych partiach utworów węglanowych wapienia cechsztyńskiego (pr. 10), gdzie zawartość miedzi wynosi 678 ppm, cynku

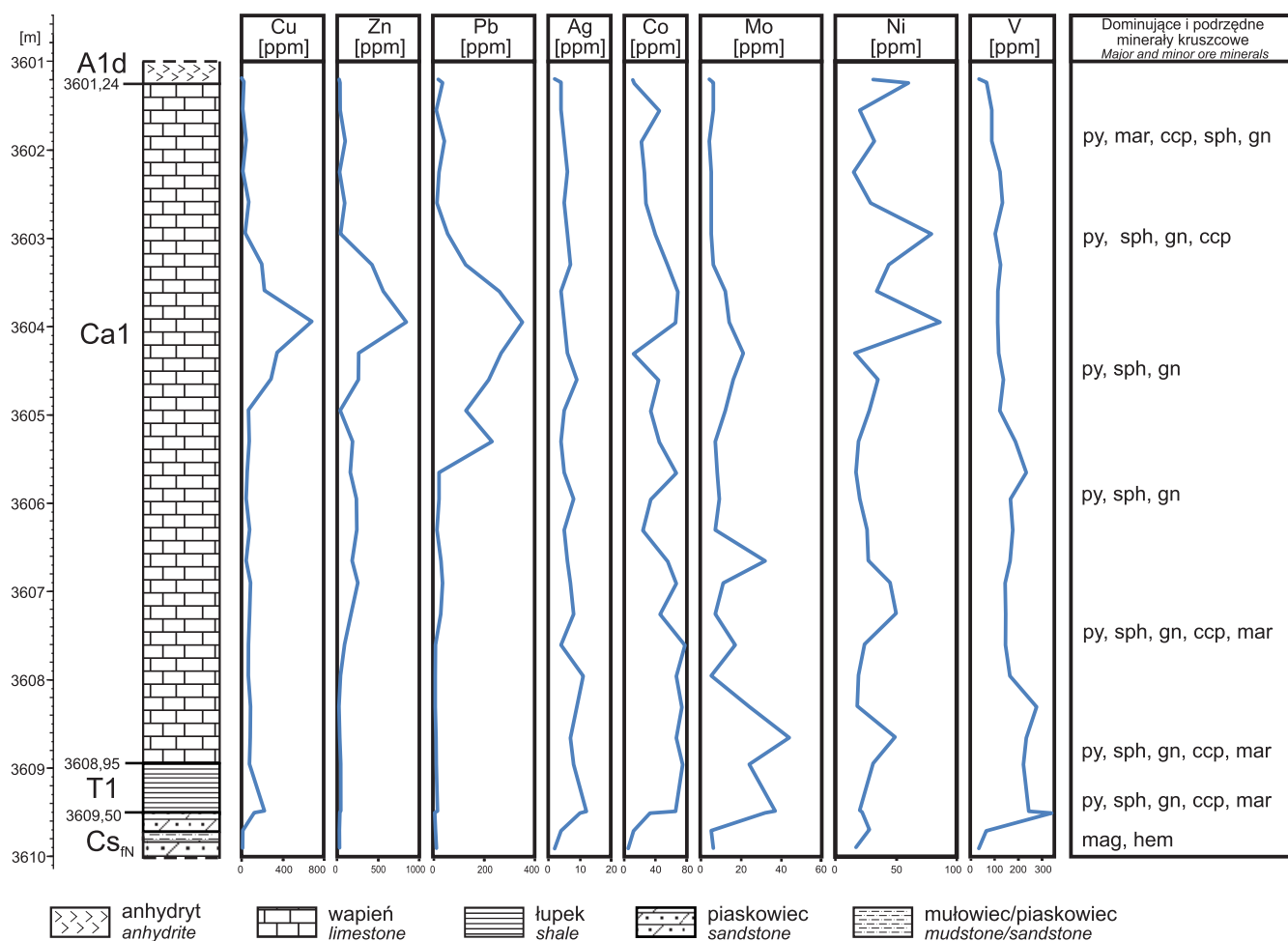


Fig. 30. Dystrybucja metali w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Brojce IG 1

A1d – anhydryt dolny; Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny;  $Cs_{FN}$  – czerwony spągowiec górny – formacja Noteci

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

A1d – Lower Anhydrite; Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer;  $Cs_{FN}$  – Rotliegend, Noteć formation

843 ppm i ołowiu 351 ppm. Średnia arytmetyczna zawartość dla miedzi, cynku i ołowiu w zbadanym interwale wapienia cechsztyńskiego wynosi odpowiednio: 122 ppm, 188 ppm i 83 ppm. Zakresy na zawartość i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: Ag 4–11 ppm (średnio 6 ppm), Co 12–78 ppm (średnio 49 ppm), Mo 4–44 ppm (średnio 13 ppm), Ni 15–88 ppm (średnio 33 ppm) i V 88–278 ppm (średnio 153 ppm).

Utwory anhydrytu dolnego przeanalizowano punktowo w interwale od 3600,00 m do 3600,04 m, z którego zbadano geochemicznie 2 próbki (pr. 1 i 2) (tab. 12). Pomiary wykonano na głęb. 3600,00 m i 3600,04 m (tab. 12). Wyniki oznaczeń geochemicznych dla zbadanych próbek cechują znikome koncentracje analizowanych pierwiastków: Cu 2–23 ppm (13 średnia), Zn 25–35 ppm (średnio 30 ppm), Pb 19–36 ppm (średnio 28 ppm), Ag 2–4 ppm (średnio 3 ppm), Co 11–13 ppm (średnio 12 ppm), Mo 4–6 ppm (średnio 5 ppm), Ni 31–60 ppm (średnio 46 ppm), V 34–66 ppm (średnio 50 ppm).

### Podsumowanie

W archiwalnych opracowaniach dotyczących występowania mineralizacji cechsztyńskiej na obszarze północno-zachodniej Polski (Rydzewski i in., 1985; Rydzewski,

Oszczepalski, 1987, 1990) dokonano pierwszych ocen zasobowych, włącznie z obszarem pomorskim. Regionalna analiza rozprzestrzenienia mineralizacji kruszcowej na całym obszarze występowania cechsztynu w Polsce pozwoliła na usytuowanie rejonu otworu wiertniczego Brojce IG 1 w obrębie strefy metalicznej o dominacji żelaza, w której dominuje mineralizacja pirytowa nad sfalerytową i ołowiową, z podrzędnym udziałem mineralizacji miedziowej. Obserwacje mikroskopowe potwierdziły obecność pirytu (Chmielewski, Oszczepalski ten tom), który to dominuje nad innymi siarczkami metali stanowiąc najbardziej powszechny minerał kruszcowy w cechsztyńskiej serii miedzionośnej badanego otworu wiertniczego. Co więcej badania geochemiczne przeprowadzone przy użyciu przenośnego spektrometru uzupełniły wiedzę na temat dystrybucji metali głównych w cechsztyńskiej serii miedzionośnej rejonu otworu wiertniczego Brojce IG 1. Jasno stwierdzono także, iż strefa pomorska wydaje się być negatywna dla jakichkolwiek poszukiwań cechsztyńskich rud metali o znaczeniu ekonomicznym zarówno ze względu na niskie koncentracje metali głównych czy towarzyszących, a także ze względu na głębokość zalegania spągu utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej, miejscami przekraczającą 4000 m.

## Marek JASIONOWSKI, Ewelina KRZYŻAK

### WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I MIKROFACJALNYCH UTWORÓW WEGLANOWYCH Ca<sub>2</sub> I Ca<sub>3</sub>

Badania petrograficzne i mikrofacjalne przeprowadzono na podstawie analizy 31 płytek cienkich (zakrytych i barwionych alizaryną) przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego pochodzących z kolekcji CAG nr 1168, w tym:

- 15 szlifów (nr 1168/16–1168/29) z poziomu dolomitu głównego Ca<sub>2</sub> z interwału głęb. 3247,1–3253,8 m (tab. 11);
- 14 szlifów (nr 1168/3–1168/15) z poziomu dolomitu płytowego Ca<sub>3</sub> z interwału głęb. 3114,4–3119,4 m (tab. 11).

Utwory z obu poziomów są wykształcone głównie jak dolomityczne wapienie.

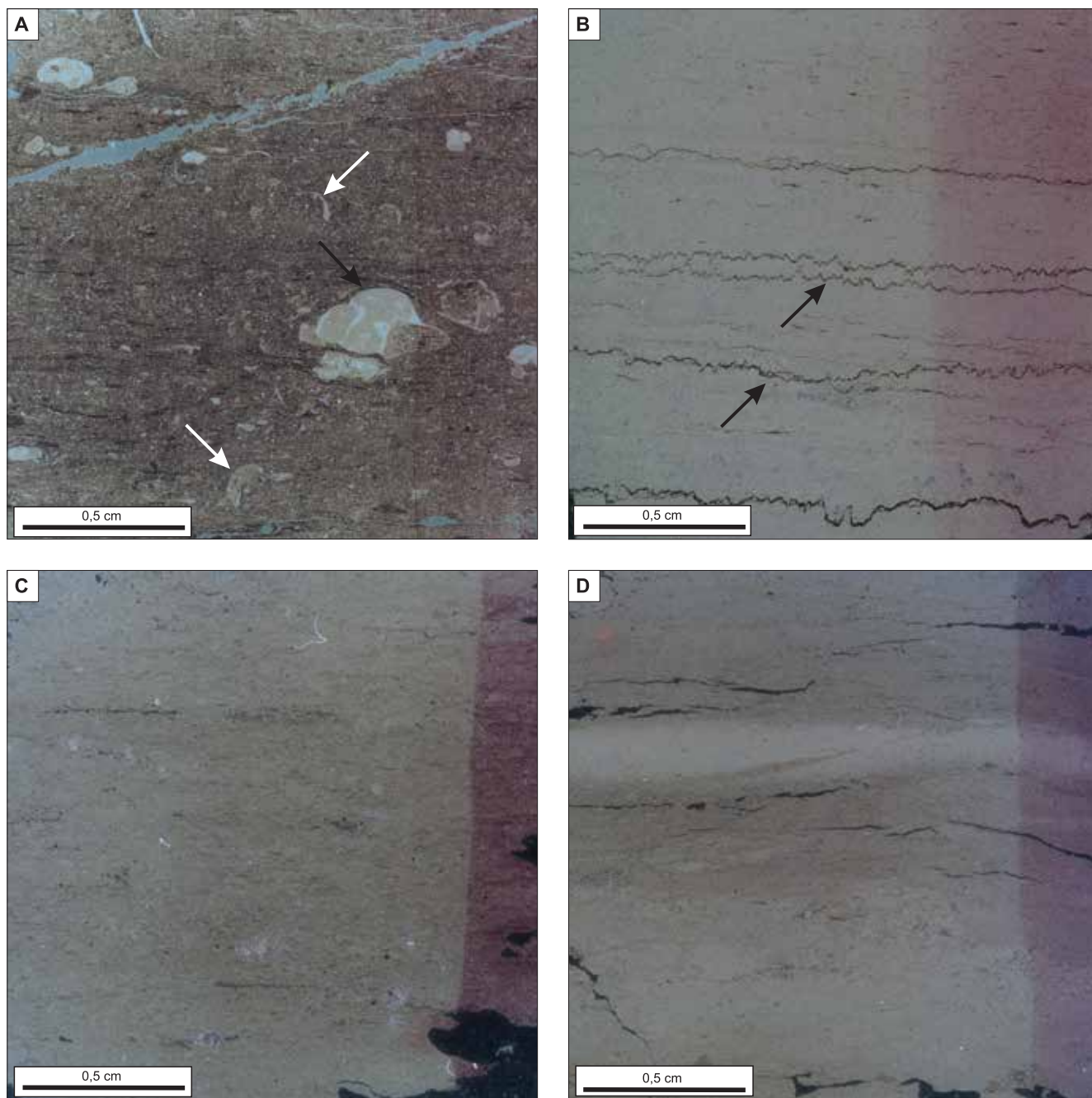
#### Dolomit główny Ca<sub>2</sub>

Utwory Ca<sub>2</sub> wykształcone albo jako pakstony lub wakstony z licznymi muszlami (lub fragmentami muszli) mię-

czaków (ślímaki i małże) oraz ramienionogów (fig. 31A) oraz drobnym nierozpoznawalnymi bioklastami, albo jako wykazujące bezładną teksturę lub niewyraźnie laminowane madstony (fig. 31B). Utwory te zawierają pojedyncze ziarna pyłu kwarcowego. Często spotyka się w nich wyraźne przejawy rozpuszczania pod ciśnieniem: szwy z rozpuszczania podkreślone substancją ilastą i stylolity (fig. 31B).

#### Dolomit płytowy Ca<sub>3</sub>

Utwory Ca<sub>3</sub> są reprezentowane wyłącznie przez madstony (fig. 31C, D) i bardzo rzadko wakstony, o bezładnej teksturze lub nieregularnie (smużyście) laminowane. Cechuje je praktycznie całkowity brak jakichkolwiek szczątków organicznych.



**Fig. 31. Wykształcenie mikrofacjalne utworów dolomitu głównego (Ca2 – fot. A, B) i dolomitu płytowego (Ca3 – fot. C, D)**

**A** – pakston z skamieniałościami (czarna strzałka – ślimak, białe strzałki – ramienionogi) (szlif 21, głęb. 3249,1 m); **B** – niewyraźnie laminowany madstony z licznymi horyzontalnymi stylolitami (szlif 26, głęb. 3252,0 m); **C** – madstony o bezładnej/bardzo słabo laminowanej teksturze (szlif 6, głęb. 3116,0 m); **D** – madstony o smużystej laminacji (szlif 15, głęb. 3119,4 m). Światło spolaryzowane

Microfacies of the Main Dolomite (Ca2), and the Platy Dolomite (Ca3)

**A** – packstone with fossils (black arrow – gastropod, white arrows – brachiopods) (sample 21, depth 3249.1 m); **B** – faintly laminated mudstone with numerous horizontal stylolites (sample 26, depth 3252.0 m); **C** – mudstone with a non-organized/very weakly laminated texture (sample 6, depth 3116.0 m); **D** – mudstone with streaky lamination (sample 15, depth 3119.4 m). Polarized light

Anna BECKER

## TRIAS

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I SEDYMENTOLOGICZNYCH ORAZ  
ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI TRIASU

## Wstęp

Otwór Brojce IG 1 położony jest w planie struktur mezozoicznych w pomorskiej części antyklinorium środkowopolskiego, w osi struktury (Aleksandrowski, 2017). W triasie była to północna część bruzdy śródpolskiej, stanowiącej oś subsydencji mezozoicznego basenu Niżu Polskiego, charakteryzująca się największymi miąższościami skał tego systemu również we współczesnym ich rozkładzie (Becker, Szulc, 2017; Leszczyński, 2023). W otworze Brojce IG 1 miąższość ta wynosi 1697,0 m, przyjmując granice systemu na zaproponowanych głębokościach. Trias rdzeniowany był jedynie w znikomym zakresie 6% całej jego miąższości. W skali oddziałów pobrano rdzenie z 3% sukcesji triasu górnego, 1% triasu środkowego i 10% triasu dolnego. Spośród wskazanych w profilu litologiczno-stratygraficznym granic rdzeniem objęto jedynie spąg triasu, a zatem podziały stratygraficzne wynikają przede wszystkim z interpretacji litostratygraficznej pomiarów geofizyki wiertniczej. Badania biostratygraficzne prowadzone na potrzeby dokumentacji wynikowej otworu nie przyniosły żadnych rezultatów. Jedynie w jednej próbce z kilkudziesięciu pobranych z profilu triasu, stwierdzono występowanie mikrofauny, a dokładnie małżoraczka *Paracypris pusilla* (Kozur), w spągu wapienia muszlowego (Żelichowski i in., 1986).

Stratygrafia triasu opiera się na wydzieleniach zaproponowanych przez Marię Franczyk, Irenę Gajewską oraz Annę Szyperko-Teller w dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1986), które zostały zaktualizowane zgodnie ze współczesnym stanem wiedzy. W niniejszym opracowaniu wprowadzono podział na trias górny, środkowy i dolny, a w podziale litostratygraficznym zrezygnowano ze stosowania retyku niższego i wyższego, włączając je odpowiednio do kajpru środkowego i górnego, rozszerzając tym samym zasięg kajpru po strop triasu (zob. Wagner, 2008). Sukcesję kajpru górnego zaliczono do warstw wielichowskich za A. Feldman-Olszewską (patrz CBDG, weryfikacja 2008). Zrezygnowano z wydzielenia warstw drawnieńskich, włączając je do warstw jarkowskich (Wagner, 2008). W opracowaniu archiwalnym Żelichowskiego i in. (1986) warstwy zbąszyneckie, jarkowskie i drawnieńskie nie były rozdzielone. Tutaj, w związku z wprowadzoną aktualizacją, wskazuje się jedynie na występowanie nierozdzielonych warstw zbąszyneckich i jarkowskich. Ponadto wprowadzono wydzielenie kajpru dolnego jako nadrzędnej jednostki dla warstw sulechowskich, których strop uznano za najlepsze przybliżenie chronostratygraficznej granicy triasu górnego i środkowego (Wagner, 2008). Z kolei strop triasu dolnego skorelowano z najlepiej przybliżającym go stropem pstrego piaskowca (Wagner, 2008). W obrębie

trzech formacji pstrego piaskowca górnego i środkowego wydzielono dodatkowo mniejsze jednostki w randze ogniw, bardzo dobrze czytelne w zapisie geofizyki otworowej jak i w nielicznych, pobranych z nich rdzeniach.

Ze względu na brak wskaźników chronostratygraficznych pochodzących z profilu ograniczono wydzielenia chronostratygraficzne do oddziałów, podając regionalne interpretacje wiekowe z dokładnością do pięter jedynie w tym komentarzu bez wskazywania przypuszczalnych granic pięter.

## Pstry piaskowiec

W profilu pstrego piaskowca, rozpoznanego na głęb. 1921,0–2853,0 m (2862,0 m; 932,0 m miąższości) występują wszystkie trzy podgrupy, czyli pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny. Dolny pstry piaskowiec reprezentuje formacja bałtycka (2550,0–2853,0 m) o miąższości 303,0 m. Pstry piaskowiec środkowy dzieli się na formację pomorską (2357,0–2550,0 m; miąższość 193,0 m) i połęczyńską (2076,5–2357,0 m; miąższość 280,5 m), których łączna miąższość wynosi 473,5 m. Pstry piaskowiec górny reprezentuje formacja barwicka (1921,0–2076,5 m) o miąższości 155,5 m. Profil pstrego piaskowca odpowiada klasycznym profilom tej grupy z rejonu północno-zachodniej Polski (Szyperko-Teller, 1982).

Spąg **formacji bałtyckiej** jest bardzo dobrze czytelny w zapisie rdzeniowym. Zalegający poniżej najwyższy cechsztyń (najwyższa formacja rewalska) wykształcony jest w postaci czerwono-brązowych mułowców ilastych i mułowców, masywnych (fig. 32A) lub niewyraźnie laminowanych poziomo. Miejscami w mułowcach występują mikrocykle proste rozpoczynające się mułowcem niewyraźnie laminowanym smużyście o słabo erozyjnym spągu, przechodzącym w mułowiec ilasty masywny, a także cementacje anhydrytowe oraz zwykle bardzo drobne kongrecje anhydrytowe, miejscami nagromadzone w postaci słabo zdefiniowanych horyzontów (fig. 32A, B). Osady te deponowane były w centralnej strefie sebhzy przybrzeżnej zbiornika solankowego (Wagner, 1994; Becker, 2017a). Na głęb. ok. 2862,0 m litologia, a zwłaszcza struktura osadu zmienia się wyraźnie. Pojawiają się ilowce pylaste wapniste, czerwono-brązowe, wyraźnie laminowane soczewkowo oraz faliście (fig. 32C). Miejscami laminacja jest zaburzona przez procesy krystalizacji ewaporatów w osadzie, w tym struktury tee-pee (fig. 32D), a także przez struktury ucieczki wody czy pogrążowe oraz pęknięcie osadu, prawdopodobnie w wyniku wysychania. W osadzie nadal liczne są kongrecje anhydrytowe wielkości od kilku milimetrów do kilku centy-



**Fig. 32. Wykształcenie osadów na pograniczu cechsztynu i pstrego piaskowca w otworze Brojce IG 1**

**A** – mułowiec ilyasty słabo wapnisty, masywny, cechsztyń, fm. rewalska, głęb. 2862,4 m; **B** – mułowiec słabo wapnisty masywny z poziomem kongrecji i cementacji anhydrytowych przechodzący ku górze w mułowiec niewyraźnie laminowany smużyście, cechsztyń, fm. rewalska, głęb. 2862,7 m; **C** – iłowiec pylasty wapnisty laminowany soczewkowo ze szczelinami z wysychania, pstry piaskowiec, fm. bałtycka, głęb. 2860,3 m; **D** – iłowiec pylasty wapnisty laminowany soczewkowo z drobnymi kongrecjami anhydrytu; struktura wtórnie zaburzona przez wysychanie osadu oraz krystalizację ewaporatów, pstry piaskowiec, fm. bałtycka, głęb. 2858,4 m

Facies development of the Zechstein–Buntsandstein boundary interval in Brojce IG 1 borehole

**A** – clayey mudstone, weakly calcareous, massive, Zechstein, Rewal Fm., depth of 2862.4 m; **B** – mudstone, weakly calcareous, massive, with horizon of anhydrite concretions and cementations covered by a mudstone with weakly developed flaser lamination, Zechstein, Rewal Fm., depth of 2862.7 m; **C** – silty claystone, calcareous, with lenticular lamination and mud-cracks, Buntsandstein, Baltic Fm., depth of 2860.3 m. **D** – silty claystone, calcareous, with lenticular lamination and small anhydrite concretions; structure disturbed by drying of the sediment and crystallization of evaporitic minerals, Buntsandstein, Baltic Fm., depth of 2858.4 m

metrów (fig. 32D). Depozycja zachodziła w obrębie sebhły przybrzeżnej o wyraźnych cechach równi pływowej. Zbiornik solankowy uzyskał prawdopodobnie szersze połączenie z oceanem światowym, co mogło skutkować w pierwszym etapie silniejszym zróżnicowaniem energii depozycji (energii pływowej), umożliwiającym wykształcenie wyraźnych warstwowań w obrębie osadu, dzięki lepszemu odsortowaniu zróżnicowanych frakcji (Pieńkowski, 1991; Becker, 2017a). Spąg formacji bałtyckiej jest interpretowany jako powierzchnia transgresji, korelowana z granicą permu i triasu (Pieńkowski, 1989, 1991). Wyżej pojawiają się charakterystyczne dla formacji bałtyckiej cienie przewarstwienia wapieni pylastych, a zwłaszcza wapieni oolito-

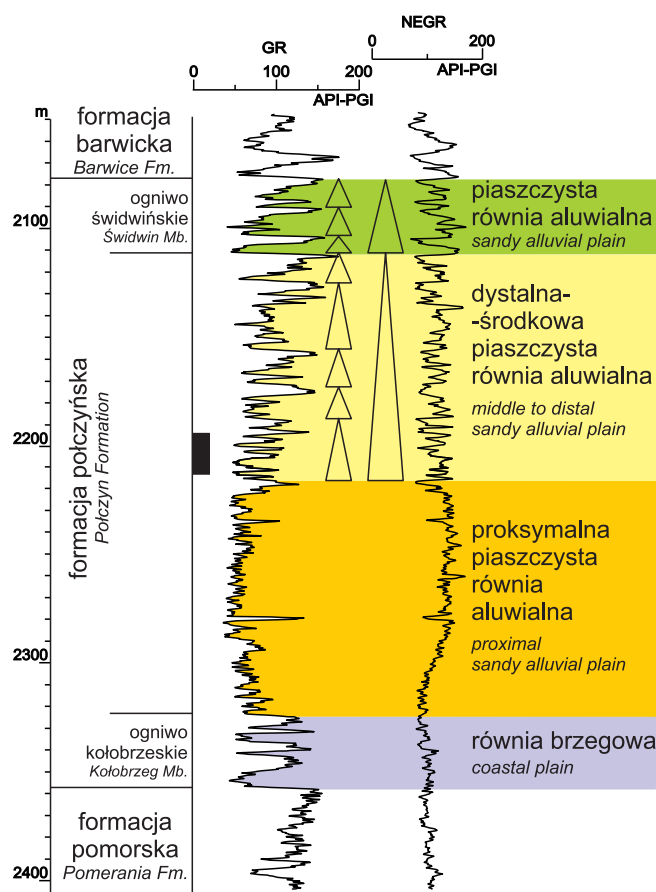
wych. W pobranych ze środkowej części formacji rdzeniach w obrębie czerwono-brązowych mułowców i iłowców, podobnych do opisanych wyżej, występują nieprzekraczające 1 m miąższości warstwy wapieni drobnooolitowych szaroczerwonych, bardzo twardych (zdolomityzowanych?), miejscami laminowanych smużyście iłowcem. Formacja zdominowana jest przez iłowce i mułowce, a przewarstwienia wapieni wyraźnie częściej występują w górnej części jednostki. Pojawienie się wapieni oolitowych w profilu świadczy o pogłębieniu środowiska. Wapienie te deponowane były w sublitoralnej strefie równi pływowej lub w strefach laguny, charakteryzujących się większą energią falowania lub prądów przybrzeżnych.

**Formacja pomorska** rozpoczyna się bardzo charakterystycznym, nieco ponad 20 metrowym horyzontem piaskowcowym wydzielanym jako ogniwo piaskowca drawskiego (Szyperko-Teller, 1982). Przeprowadzone w górnej części tego ogniwa opróbowanie przyniosło przyływ solanki z wydajnością 5,69 m<sup>3</sup>/h (Żelichowski i in., 1986, Sokołowski w tym tomie). Wyżej występuje stosunkowo jednorodny kompleks iłowcowo-mułowcowy z cienkimi przewarstwieniami wapieni, zbliżony swym wykształceniem do formacji bałtyckiej. Podobieństwo w wykształceniu litologiczno-facialnym formacji bałtyckiej i niższej części formacji pomorskiej powodowało zaliczanie ich wspólnie do drobnoklastycznego dolnego pstrego piaskowca. Z punktu widzenia litostratygrafii prowadzonej na pomiarach geofizyki otworowej podejście takie ma swoje uzasadnienie. Najwyższą część formacji pomorskiej tworzy ogniwo trzebiatowskie (Szyperko-Teller, 1982), w którym charakterystyczny jest nieco większy udział przewarstwień piaskowcowych i wapiennych niż w niżej leżącej sukcesji. Z formacji pomorskiej nie pobrano żadnego rdzenia. Depozycja formacji odbywała się w płytkiej lagunie z niewielkimi łaciami lub wałami oolitowymi oraz piaszczystą strefą brzegową i wyspkami barierowymi (Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2005, 2014).

Leżąca wyżej w profilu środkowego pstrego piaskowca **formacja połczyńska** jest wykształcona typowo dla północno-zachodniej Polski (Szyperko-Teller, 1982). W najniższej części występuje ponad 30-metrowy kompleks przejściowy między ilasto-węglanową formacją pomorską a zdecydowanie piaskowcową zasadniczą częścią formacji połczyńskiej, czyli ogniwo kołobrzesckie (Szyperko-Teller, 1982). Budują je piaskowce z przewarstwieniami iłowców, mułowców i wapieni, stanowiących nieco ponad 50% sumarycznej miąższości ogniwa. Powyżej występuje ok. 100-metrowy kompleks piaskowców z nielicznymi przewarstwieniami iłowców i mułowców, który w analizach geotechnicznego potencjału sukcesji triasowej jest najbardziej mięszym i jednym z najlepszych horyzontów kolektorskich (horyzontów solankowych), rozpatrywanych pod kątem magazynowania i składowania substancji w poziomach solankowych, czy występowania złóż węglowodorów (np. Becker, 2013, 2017b). Horyzont ten nie jest dobrze izolowany w bezpośrednim nadkładzie, gdyż wyższa część formacji połczyńskiej również w znacznym stopniu zbudowana jest z piaskowców.

Kompleks na głęb. 2111,5–2221,5 m tworzą heterolitowo przewarstwiające się piaskowce, mułowce i iłowce, o nieznacznej przewodności piaskowców. Kompleks wykazuje nieznaną tendencję zmniejszania udziału przewarstwień piaskowcowych ku górze. Można w nim wyróżnić pięć niewyraźnie zaznaczających się cyklotemów frakcjonalnych prostych (fig. 33). W pobranym z najniższej części tego kompleksu rdzeniu występują czerwone lub różowe piaskowce drobnoziarniste, miejscami wapniste, masywne lub warstwowane przekątnie, poziomo, rzadziej smużycie lub faliście. Rzadko występują w nich intraklasty iłowcowe lub piaskowcowe. Piaskowce przewarstwiane są czerwonymi mu-

łowcami masywnymi lub mułowcami piaszczystymi niewyraźnie warstwowanymi przekątnie. Miejscami warstwowanie jest zaburzone przez struktury pograżowe lub powierzchnie rozmyć. Charakterystyczne słabe odsortowanie frakcji piaskowcowej i pylastej do pelitowej, warstwowania przekątne małej i średniej skali oraz bardzo nieliczne struktury erozyjne wskazują na depozycję w środowisku wód płynących o zmiennej energii i bardzo słabej kanalizacji przepływów prawdopodobnie o charakterze zalewów warstwowych lub piaszczystych strumieni roztokowych o bardzo niestabilnych korytach. Na depozycję w systemie fluwialnym o niewyraźnym podziale na strefę depozycji korytowej i pozakorytowej świadczą słabo zaznaczające się w profilu pionowym cyklotemy frakcjonalne proste. Brak jakichkolwiek szczątków organicznych oraz struktur bioturbacyjnych, w tym śladów po korzeniach, wskazuje na słabe warunki dla rozwoju biosfery, związane z gorącym i suchym klimatem. Wykonane na próbkach z tego rdzenia badania porowatości i przepuszczalności wskazują na zmienne, bardzo słabe do średnich, właściwości kolektorskie.



**Fig. 33. Interpretacja cykliczno-środowiskowa formacji połczyńskiej otworu Brojce IG 1**

Czarny prostokąt – odcinek rdzeniowany

Interpretation of cyclicity and depositional environments of the Połczyn Fm. in Brojce IG 1 borehole

Black rectangle shows a cored interval

Najwyższą część formacji połczyńskiej tworzy ogniwo świdwińskie. Zbudowane jest ono, podobnie jak niższa część formacji, z przewarstwiających się piaskowców, mułowców i iłowców. Udział piaskowców jest największy w najniższej części ogniwa i maleje stopniowo ku górze. Z odcinka tego nie pobrano żadnego rdzenia. Zapis krzywych geofizycznych, zwłaszcza niższe wartości naturalnego promieniowania gamma dla piaskowców niż w pozostałej części formacji, świadczą o mniejszym udziale frakcji drobnoziarnistych w piaskowcach, a tym samym być może również o nieco grubszym ziarnie piaskowców. W heterolito- towo zbudowanym ogniwie rozpoznać można trzy niewyraźne cyklotemy proste (fig. 33). Budowa ogniwa świdwińskiego świadczy o depozycji w podobnym środowisku jak niższa część formacji połczyńskiej, ale o większej energii przepływów, na co wskazuje nieco lepsze wysortowanie frakcji oraz grubsze ziarno piaskowców. Kompleks leżący poniżej tego ogniwa świadczył o depozycji w coraz bardziej dystalnej strefie systemu aluwialnego (aluwialnego mega- stożka?), podczas gdy ogniwo świdwińskie deponowane było ponownie w bardziej proksymalnej strefie podobnego systemu, stopniowo ewoluując ku bardziej dystalnej jego części.

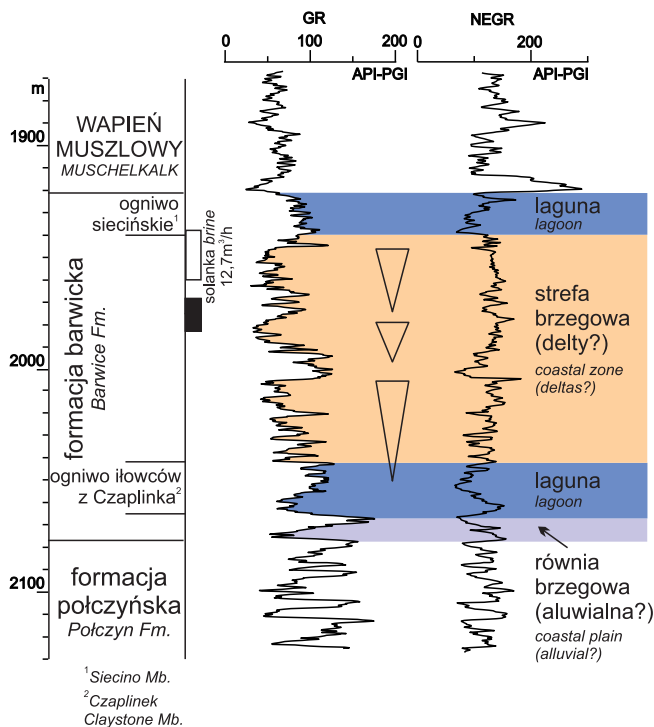


Fig. 34. Interpretacja cykliczno-środowiskowa formacji barwickiej otworu Brojce IG 1

Czarny prostokąt – odcinek rdzeniowany, biały prostokąt – odcinek opróbowany

Interpretation of cyclicity and depositional environments of the Barwice Fm. in Brojce IG 1 borehole

Black rectangle shows a cored interval, white rectangle – a tested interval

Najwyższą część pstręgo piaskowca tworzy **formacja barwicka**, charakterystyczna dla górnego pstręgo piaskowca północno-zachodniej Polski. W otworze Brojce IG 1 jest ona wykształcona w sposób typowy dla tego regionu (Szyperko-Teller, 1982). W spągu występuje kompleks piaskowcowo-mułowcowy z charakterystyczną warstwą piaskowca w najniższej części. Nad nim zalega ogniwo iłowców z Czaplinka (miąższość 23,5 m), dla którego charakterystyczne są smugi i konkretne anhydrytu oraz cienkie przewarstwienia dolomitu, występujące wśród dominujących osadów drobnoklastycznych (Szyperko-Teller, 1982). Zasadniczą część formacji (na głęb. 1940,0–2041,5 m) tworzy kompleks piaskowców z cienkimi przewarstwieniami mułowców i iłowców, rozdzielony jednym grubszym (12,0 m miąższości) przewarstwieniem drobnoklastycznym na dwie części. W dolnej części kompleksu zaobserwować można wzrost udziału piaskowców ku górze, co pozwala na zaklasyfikowanie jej jako cyklotemu frakcjonalnego odwrotnego (fig. 34). W wyższej części omawianego kompleksu tendencje zmian zawartości piaskowców nie są tak klarowne, ale również przeważa raczej tendencja do tworzenia cyklotemów frakcjonalnych odwrotnych (np. na głęb. 1945–1974 m; fig. 34). W dwóch rdzeniach pobranych z wyższej części omawianej sukcesji występują różnobarwne (szare, żółte, różowe, brązowe) plamiste piaskowce, drobnoziarniste, miejscami wapieniste z laminami i smugami brunatnych mułowców, miejscami pokruszonymi w ostrokrawędziste klasty. Piaskowce są laminowane poziomo, przekątnie lub faliście; występują powierzchnie rozmyć. Wykształcenie piaskowców oraz ich aranżacja w cyklotemy frakcjonalne odwrotne świadczy o depozycji osadów w strefie brzegowej zbiornika morskiego (delty?) rozwiniętego dalej na południe, którego osady tworzą równowiekową formację retu np. na monoklinie przedsudeckiej, czy w obrębie Gór Świętokrzyskich. Piaskowce formacji barwickiej są również wskazywane jako potencjalny poziom kolektorski (solankowy) triasu dolnego północno-zachodniej Polski (Becker, 2013, 2017b). Można przypuszczać, iż leżące bezpośrednio nad nimi osady wapienia muszlowego mają raczej charakter uszczelnienia. Opróbowanie przeprowadzone w najwyższej części kompleksu piaskowcowego formacji barwickiej wywołało przyływ solanki z wydajnością 12,7 m<sup>3</sup>/h. Porowatość efektywna zmierzona na próbkach z pobranego nieco niżej rdzenia wykazała wartości do ok. 22% i zmienne przepuszczalności od 0 do 830 mD. Takie własności kolektorskie można określić jako średnie. Najwyższą część formacji barwickiej tworzy iłowcowo-mułowcowe ogniwo siecińskie z charakterystycznymi przewarstwieniami wapieni, które w Brojcach IG 1 obejmują sumarycznie ok. 30% miąższości ogniwa. Zarówno ogniwo siecińskie jak i ogniwo iłowców z Czaplinka interpretowane są jako osady lagunowe (fig. 34).

Na podstawie analiz regionalnych, obejmujących polską część basenu środkowoeuropejskiego, wiek formacji bałtyckiej i pomorskiej można określić jako ind, przy czym najniższa formacja bałtycka może być jeszcze wieku najpóźniejszego czangsingu, a w obrębie formacji pomorskiej przebiega granica między indem i olenkiem (np. Orłow-

ska-Zwolińska, 1985; Nawrocki, 1997, 2004; Becker, 2005; Wagner, 2008; Nawrocki i Becker, 2020). Formacja polczyńska tworzyła się w niższym oleneku (smit i niższy spat), a formacja barwicka – w wyższym oleneku i prawdopodobnie w najniższym anizyku (np. Orłowska-Zwolińska, 1985; Nawrocki, 1997, 2004; Becker, 2005; Wagner, 2008; Nawrocki i Becker, 2020)

### Wapień muszlowy

Wapień muszlowy rozpoznany został na głęb. 1784,0–1921,0 m (miąższość 137,0 m). Nie wyróżniono w nim jednostek niższej rangi niż podgrupy: dolną, środkową i górną. Z całej sukcesji pobrano jedynie 2-metrową próbkę rdzenia z jej spągowej części.

**Wapień muszlowy dolny** o miąższości 77 m ma trójdzielną budowę. Jego najniższą część stanowi cienka warstwa wapieni (6,0 m miąższości), nad którą zalega sukcesja margli i iłowców z cienkimi przewarstwieniami wapieni (20,0 m miąższości). Zasadniczą część podgrupy tworzą wapienie białozółtawe i wapienie margliste szare z nielicznymi cienkimi przewarstwieniami iłowców (51,0 m miąższości). W rdzeniu pobranym ze środkowej, marglistej części nie stwierdzono występowania fauny. Na obszarze pomorskiej części antyklinorium środkowopolskiego wydziela się niekiedy warstwy faliste i warstwy piankowe w najniższym wapieniu muszlowym. Wykształcenie tej części profilu w otworze Brojce IG 1 odpowiada schematowi opisanemu dla całego regionu (Gajewska, 1987).

**Wapień muszlowy środkowy**, osiągający miąższość 32,5 m, zbudowany jest z szarych do brązowioletowych margli dolomitycznych z nielicznymi конкреcjami i przewarstwieniami anhydrytu oraz dolomitu.

Wapienie margliste pojawiają się ponownie w **górnym wapieniu muszlowym**, tworząc zasadniczą część profilu tej podgrupy. Do jej stropowej części zaliczono również 6-metrową warstwę iłowców. Miąższość najwyższej części wapienia muszlowego wynosi 27,5 m.

Transgresja morska środkowego triasu rozwijała się na obszarze Polski od południa i południowego-zachodu. Region otworu Brojce IG 1 położony był jeszcze w strefie depozycji węglanowo-marglistych osadów szelfowych, ale już niedaleko brzegu basenu (np. Gajewska i in., 1997; Iwanow, 1998). Bruzda śródpolska nie tworzyła osi subsydencji, która przesunięta była w środkowym triasie dalej na południowy-zachód i tworzyła ją raczej strefa ponownie aktywowanych struktur waryscyjskich takich jak np. uskok Kraków–Hamburg (np. Szulc, 2000, 2007; Bachmann i in., 2010). W profilu wapienia muszlowego zaznacza się nieznacznie okres czasowej izolacji środkowoeuropejskiego basenu epikontynentalnego od otwartego oceanu Tetydy podczas depozycji środkowego wapienia muszlowego.

Wapień muszlowy obejmuje wiekowy anizyk i najniższy ladyn. Szczególnie dyskusyjny jest wiek jego najniższej części, ale najprawdopodobniej depozycja tej grupy rozpoczęła się w anizyku, a nie w najpóźniejszym oleneku (Nawrocki, Becker, 2020).

### Kajper

Kajper jest wykształcony typowo dla całego rejonu Brojce (Gajewska, 1978, 1987). Podzielony jest na nieformalne jednostki w randze podgrup i formacji. Podgrupy to: kajper dolny, środkowy i górny. Wydzielone w ich obrębie warstwy można uznać za jednostki rangi formacji. Miąższość kajpru, wydzielonego na głęb. 1156,5–1784,0 m, wynosi 627,5 m.

Kajper dolny, reprezentowany przez **warstwy sulechowskie** na głęb. 1665,0?–1784,0 m, budują głównie pstre i szare iłowce z przewarstwieniami mułowców i piaskowców. Najbardziej znaczący kompleks piaskowców, o miąższości nieco ponad 20 metrów występuje w spągu wydzielenia. Kompleks ten nie wyróżnia się w sposób charakterystyczny dla piaskowców na krzywej profilowania naturalnego promieniowania gamma, w przeciwieństwie do wyżej zalegającej 7-metrowej warstwy piaskowców, tworzącej bardzo charakterystyczną anomalię na krzywych geofizycznych. Górna granica warstw sulechowskich jest niepewna ze względu na stosunkowo duże podobieństwo litologiczne skał najwyższych warstw sulechowskich i najniższych warstw gipsowych dolnych. Rozdziela ona kompleks iłowców pstrych i szarych z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców i mułowców leżące poniżej tej granicy od iłowców pstrych i szarych do szaro-zielonych leżących powyżej. Iłowce takie budują przeważającą część sukcesji **warstw gipsowych dolnych**, rozpoczynających kajper środkowy, przy czym w wyższej ich części występują charakterystyczne wtrącenia i przewarstwienia anhydrytu. W środkowej części występuje cienkie, 7-metrowe, przewarstwienie piaskowców, tworzące wyraźną anomalię na krzywych pomiarów geofizyki otworowej. Warstwy te osiągają miąższość 140,0 m. Nad nimi leży **piaskowiec trzciniowy** o miąższości 65,0 m. Piaskowce budują jego najniższą i najwyższą część. W spągu wydzielenia występują silne dodatnie anomalie naturalnego promieniowania gamma, co świadczy o występowaniu w piaskowcach minerałów z podwyższoną zawartością pierwiastków promieniotwórczych, najprawdopodobniej uranu (Stocks, Lawrence, 1993; Plant i in., 1999).

Środkową część tworzy kompleks iłowców z podrzędnymi cienkimi przewarstwieniami piaskowców. Opróbowanie piaskowców najwyższej części wydzielenia przyniosło przyływ solanki z wydajnością 1,93 m<sup>3</sup>/h (Żelichowski i in., 1986; Sokołowski i in. w tym Tomie). Piaskowce tej części profilu kajpru środkowego są jednymi z najlepszych potencjalnych poziomów kolektorskich/solankowych triasu, posiadającymi również dobre uszczelnienie w bezpośrednim nadkładzie (Becker, 2013; Wójcicki i in., 2024). Osiągnięta wydajność wskazuje jednakże jedynie na słabe do średnich właściwości kolektorskich. Pierwszą warstwą uszczelniającą horyzonty piaskowca trzciniowego są pstre iłowce **warstw gipsowych górnych**, których miąższość, wynosząca jedynie 16,0 m, wskazuje na silną redukcję ich profilu. Z żadnego z dotychczas opisanych wydzieleni kajpru nie pobrano rdzenia. Profil kajpru środkowego kończą nierozdzielone **warstwy zbąszyneckie i jarkowskie** (miąższość

196,0 m), z których pobrano dwa kontrolne rdzenie z najniższej i najwyższej ich części – jedyne rdzenie pobrane z kajpru. W obu rdzeniach stwierdzono występowanie kruchych iłowców niżej brązowo-ciemnoczerwonych, a wyżej brązowozielonych i zielonych. Cała sukcesja zbudowana jest z ciemnoczerwonych iłowców miejscami (głównie w niższej części sukcesji) dolomitycznych. W spągu wydzielenia występują silne dodatnie anomalie naturalnego promieniowania gamma, sugerujące występowanie minerałów wzbogaconych w pierwiastki promieniotwórcze również w sukcesji ilastej, czy ilasto-dolomitycznej. Nierozdzielone warstwy zbąszyneckie i jarkowskie są najistotniejszym poziomem uszczelniającym w profilu triasu NW Polski (Becker, 2013; Wójcicki i in., 2024). W próbkach z obu rdzeni stwierdzono porowatości efektywne nie przekraczające kilku procent (Żelichowski i in., 1986).

Profil kajpru kończą **warstwy wielichowskie**, zaliczane do kajpru górnego, których miąższość wynosi 91,5 m. Dzielą się one na cztery wyraźne kompleksy litologiczne o dość wyrównanych miąższościach: piaskowcowo-mułowcowy (20,0 m), iłowcowy (15,0 m), piaskowcowy (20,0 m) i iłowcowo-mułowcowy (36,5 m). Przeważają barwy szare do szarobrazowych. Kompleksy piaskowcowe są brane pod uwagę jako potencjalne poziomy kolektorskie lub magazynowo-składowiskowe, ale nie posiadają one dobrego uszczelnienia bezpośrednio w nadkładzie (Becker, 2013; Wójcicki i in., 2024).

Sukcesja kajpru deponowana była zasadniczo w środowisku lądowym do przybrzeżnego. Kajper dolny reprezentuje fluwialno-deltową depozycję związaną z regresją środkowotriasowego epikontynentalnego morza wapienia muszlowego. Ostatni puls transgresywny końca lądynu, który związany był z depozycją dolomitu granicznego na południu Polski, doprowadził do powstania laguny lub zasolonego jeziorzyska terminalnego warstw gipsowych dolnych. Zwilgotnienie klimatu w karniku doprowadziło do rozwoju stabilnej sieci koryt rzecznych piaskowca trzciniowego (np. Fijałkowska-Mader, 2015; Fijałkowska-Mader i in., 2021). Powrót warunków suchego klimatu pozwolił na rozwój rozległych aluwialnych równi mułowych, na których materiał był rozprowadzany nielicznymi niestabilnymi korytami, a dominowało tworzenie się horyzontów glebowych typu kalcisoli czy wertisoli (por. Jewuła i in., 2019). System fluwialny z wyraźnym rozdzieleniem piaszczystych stref depozycji korytowej i ilastych stref depozycji pozakorytowej zapanował ponownie pod koniec triasu, podczas tworzenia się warstw wielichowskich.

Depozycja kajpru zachodziła od lądynu po retyk. W obrębie warstw gipsowych dolnych przebiega prawdopodobnie granica między lądynem i karnikiem, warstwy jarkowskie i zbąszyneckie zasadniczo deponowane były prawdopodobnie w noryku, a warstwy wielichowskie – w retyku (Orłowska-Zwolińska, 1985; Wagner, 2008; Marcinkiewicz i in., 2014; Nawrocki i in., 2015).

## JURA

**Anna FELDMAN-OLSZEWSKA**

### WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH JURY DOLNEJ I ŚRODKOWEJ

Profil jurajski w otworze Brojce IG 1 o miąższości 1067,5 m obejmuje utwory jury dolnej i środkowej. W ich spągu (głęb. 1156,0 m) występują utwory triasu górnego (warstwy wielichowskie), natomiast w stropie (głęb. 88,5 m) utwory jury środkowej przykryte są bezpośrednio przez skały czwartorzędu. Utwory najwyższej jury środkowej oraz jury górnej a także kredy zostały erozyjnie usunięte podczas inwersji bruzdy śródpolskiej na przełomie kredy i paleogenu. Profil jury w otworze Brojce IG 1 został w znaczącej większości przewiercony bezrdzeniowo, dlatego stratygrafia w tym otworze została wykonana na podstawie analizy krzywych geofizycznych oraz korelacji z pełnordzeniowym, reperowym dla jury dolnej zachodniej części wału pomorskiego, otworem Mechowo IG 1 (fig. 35).

#### Jura dolna

Jura dolna występuje na głęb. 350,0–1156,0 m i ma miąższość 806,0 m. Jej profile, zarówno chrono-, jak i litostratygraficzny, zostały zrewidowane w stosunku do dokumentacji wynikowej otworu (Franczyk w: Żelichowski i in., 1986), w której zastosowano podział litostratygraficzny Da-

dleza (1969). W obecnej publikacji zastosowano wprowadzony przez Pieńkowskiego (2004) podział na formacje. Profil otworu Brojce IG 1 skorelowano z pełnordzeniowym otworem Mechowo IG 1, dla którego analizę sedimentologiczną rdzeni jury dolnej wykonał Pieńkowski (1997, 2004) już po odwierceniu otworu Brojce IG 1.

Profil jury dolnej rozpoczynają nierozdzielone utwory **formacji zagajskiej i skłobskiej** o łącznej miąższości 201,0 m (głęb. 955,0–1156,0 m). Odpowiadają one warstwom mechowskim dolnym i środkowym wydzielanym przez Dadleza (1969). Są one wykształcone głównie jako piaskowce, z dwoma wkładkami ilastymi, każda 3 m miąższości. Ponieważ profil tej części jury dolnej został przewiercony bezrdzeniowo, a jest on bardzo monotony, niemożliwym było postawienie granicy pomiędzy obiema formacjami. Korelacja z otworem Mechowo IG 1 z dużym marginesem błędów może sugerować, że powinna ona być postawiona kilka metrów poniżej spągu dolnej wkładki iłowcowej na głęb. ok. 1126,0 m. W otworze Mechowo IG 1 utwory obu formacji datowane są na hetang na podstawie licznej obecności megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung (Marcinkiewicz, 1964, 1971, Marcinkiewicz i in., 2014) oraz wydzielonych cykli stratygrafii sekwencji (Pieńkowski, 1997, 2004). Analiza sedy-



mentologiczna skał formacji zagajskiej w tym otworze wskazuje, że są to osady rzek meandrujących, głównie piaskowce korytowe (Pieńkowski, 2004). Natomiast formację skłobską budują początkowo piaskowce i iłowcowo-mułowcowe utwory barierowo-lagunowe, a wyżej głównie piaskowcowe utwory płytkomorskie.

**Formacja ostrowiecka** wydzielona na głęb. 862,0–955,0 m (miąższość 93,0 m) w otworze Brojce IG 1 również została przewiercona bezrdzeniowo. Obejmuje ona wydzielane przez Dadleza (1969) warstwy mechowskie górne oraz warstwy radowskie. W dolnym odcinku jest to kompleks skalny o miąższości 51,0 m zdominowany przez utwory mułowcowo-iłowcowe z cienkimi wkładkami piaskowców, natomiast górny odcinek tworzą piaskowce o miąższości 42 m. Górna granica formacji jest niepewna. Franczyk (w: Żelichowski i in., 1986) stawiała ją na głęb. 803,0 m, jednak analiza miąższościowo-litologiczna nadległej formacji łobeskiej w porównaniu z otworem Mechowo IG 1 skłania autorkę do postawienia tej granicy niżej, w spągu następnego kompleksu iłowcowego. Interpretacja utworów formacji ostrowieckiej w otworze Mechowo IG 1 (Pieńkowski, 2004) wskazuje, że najniższą część formacji tworzą utwory pochodzenia deltowego, ku górze przechodzące w utwory zbiornika brakiczno-morskiego, a w części najwyższej ponownie pojawiają się utwory deltowe, a także rzeczne. Utwory tej formacji są wieku synemurskiego, co w otworze Mechowo IG 1 jest udokumentowane obecnością megaspor – w części dolnej *Nathorstisporites hopliticus* Jung, a w części górnej *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz (Marcinkiewicz, 1964, 1971; Marcinkiewicz i in., 2014).

Nadległa **formacja łobeska** wydzielona została na głęb. 770,0–862,0 m i ma miąższość 92,0 m. Odpowiada ona wydzielanymi przez Dadleza (1969) warstwami łobeskimi (Pieńkowski, 2004). W otworze Brojce IG 1 została ona przewiercona bezrdzeniowo i wg krzywych geofizycznych zbudowana jest z 3 kompleksów skał (o miąższości 42,0 m, 17,0 m i 33,0 m) tworzących cykle o ziarnie grubiejącym ku górze, w dolnym odcinku iłowcowych, wyżej stopniowo przechodzących w mułowce i i heterolity, a w części przystropowej również piaskowce. Franczyk (w: Żelichowski i in., 1986) w dokumentacji otworu do warstw łobeskich zaliczyła jedynie najwyższy kompleks, jednak miąższość warstw łobeskich wynosząca 133,0 m w otworze Mechowo IG 1, skłania autorkę do uznania również niższych kompleksów iłowcowych za formację łobeską. Znaleźiska fauny amonitowej w licznych otworach Pomorza Zachodniego (Dadlez, Kopik, 1972), a także obecność małży oraz mikrofauny otwornicowej (Kopik, 1964, Kopik, Marcinkiewicz, 1997) w obrębie tej formacji wyraźnie wskazują na jej pełnomorską genezę. Amonity dokumentują, że formacja wiekowo obejmuje przynajmniej dwa poziomy amonitowe pliensbachu dolnego: *jamesoni* i *ibex* (Dadlez, Kopik, 1972). Utwory formacji łobeskiej w otworze Brojce IG 1 mają bardziej piaszczyste wykształcenie niż w otworze Mechowo IG 1, co pozwala sądzić o nieco bliższym usytuowaniu linii brzegowej w tym czasie.

Reprezentująca wyższą część pliensbachu **formacja komorowska** ma miąższość 175,5 m i obejmuje fragment profilu jury dolnej położony na głęb. 594,5–770,0 m. Górna granica formacji komorowskiej z formacją ciechocińską, została wyznaczona zgodnie z sugestią Pieńkowskiego (1997, 2004), który w otworze Mechowo IG 1 stawia ją w spągu tzw. warstw komorowskich górnych, a nie w ich stropie jak wyznaczył ją Dadlez (1964, 1969; Dadlez i Kopik, 1972). Decyzję swoją poparł wynikami analizy sedimentologicznej i analizy sekwencji (Pieńkowski, 1997, 2004; Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Uzasadnia ją również rewizja zasięgów występowania poziomów megasporowych opublikowana przez Marcinkiewicz i in. (2014). Tak zdefiniowana formacja komorowska jest zdominowana przez utwory piaskowcowe i heterolity tworzące dolną i górną część profilu oraz rozdzielający je 35,0 m kompleks iłowcowo-mułowcowy położony na głęb. 631,0–666,0 m. Z dolnego odcinka piaskowcowego pobrano 0,7 m rdzenia w którym stwierdzono mułowiec szary z laminami i cienkimi warstewkami iłowca ciemnoszarego oraz dwoma wkładkami drobnoziarnistego piaskowca, z licznym muskowitem oraz śladami bioturbacji. Dr. T. Marcinkiewicz oznaczyła z niego megaspory *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz i *Horstisporites harrisi* (Murray) Potonié, potwierdzające późnopliensbachski wiek tych utworów (Marcinkiewicz i in., 2014). Według Pieńkowskiego (2004) formacja komorowska w otworze Mechowo IG 1 zbudowana jest w najniższej części z utworów deltowych, a wyżej osadzonych w środowisku rzek meandrujących.

**Formacja ciechocińska** wydzielona została na głęb. 454,5–594,5 m i ma miąższość 140,0 m. Jak już wspomniano, przy omawianiu formacji komorowskiej, wydzielane przez Dadleza (1969) warstwy komorowskie górne, wykształcone w postaci iłowców i mułowców barwy szarej, z liczną mikrofauną otwornicową, zostały włączone przez Pieńkowskiego (2004) do formacji ciechocińskiej. Oznacza to, że w zachodniej części wału pomorskiego, dolny odcinek formacji ciechocińskiej może obejmować skały iłowcowo-mułowcowe barwy szarej, a nie szaro-zielonej, co jest cechą charakterystyczną większości warstw ciechocińskich na Niżu Polskim. Konsekwentnie zastosowano taki podział w otworze Brojce IG 1. Drugą kwestią jest górna granica formacji ciechocińskiej. W otworze Mechowo IG 1 zarówno Dadlez (1964) jak i Pieńkowski (1997, 2014) stawiają ją w stropie 22,5 m kompleksu iłowcowo-mułowcowego o zielonej barwie. Od dolnego kompleksu ilastego (miąższość 64,0 m) o szarej barwie w części niższej i zielonoszarej w części wyższej, oddziela go kompleks piaskowcowy 27,0 m miąższości. Korelując więc otwór Brojce IG 1 z otworem Mechowo IG 1 należy uznać taki sam schemat litologiczny. Oznacza to, że w otworze Brojce IG 1 kompleks iłowcowo-mułowcowy z dwoma cienkimi wkładkami piaskowca występujący na głęb. 454,5–484,0 m stanowi odpowiednik górnego kompleksu ilastego o zielonej barwie występującego w otworze Mechowo IG 1 na głęb. 293,5–315,0 m. Należy więc w otworze Brojce IG 1 przesunąć wyżej górną granicę formacji w stosunku do dokumentacji wynikowej z głęb. 515,0 m (strop warstw ciechocińskich wg Franczyk, 1986) na głęb. 454,5 m.

W tak zaznaczonych granicach w otworze Brojce IG 1 formację ciechocińską tworzą dwa kompleksy iłowcowo-mułowcowe z podrzędnymi wkładkami piaskowców (dolny o miąższości 79,5 m i górny 29,5 m), rozdzielone w części środkowej przez kompleks piaskowców o miąższości 31,0 m. Nie pobrano z niej rdzenia, natomiast z próbek okrukowych dr T. Marcinkiewicz oznaczyła megaspory *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonié i *Echitriletes hispidus* Marcinkiewicz, potwierdzające toarcki wiek formacji (Marcinkiewicz i in., 2014). Według Pieńkowskiego (1997, 2004) najniższa część kompleksu (barwy szarej) została osadzona w środowisku otwartego zbiornika morskiego, natomiast jego wyższa część (barwy zielonej) w środowisku zatoki brakicznej. Środkowy pakiet piaskowcowy reprezentuje osady deltowe, a przykrywający je górny pakiet zielonych iłowców ponownie utwory brakicznej laguny.

Kończąca profil jury dolnej **formacja borucicka** reprezentująca górny toark, stwierdzona została na głęb. 350,0–454,5 m i ma miąższość 104,5 m. Jest ona zdominowana przez występujące naprzemiennie utwory mułowcowo-piaskowcowe z dwoma grubszymi pakietami piaskowcowymi w części wyższej. Formacja ta została również przewiercona bezrdzeniowo. Według Pieńkowskiego (1997, 2004) w otworze Mechowo IG 1 w zdecydowanej większości są to utwory deltowe (kanałowe, frontu delty i równi deltowej), a w części najniższej i najwyższej również rzek meandrujących. Przeważająca w profilu otworu Brojce IG 1 ilość skał drobnoziarnistych nad piaskowcami sugeruje, że prawdopodobnie przeważają tu utwory równi deltowej, a grubsze kompleksy piaskowcowe reprezentują utwory kanałowe deltowe lub rzeczne.

### Jura środkowa

Profil jury środkowej w otworze Brojce IG 1 został wydzielony na głęb. 88,5–350,0 m i ma miąższość 261,5 m. W porównaniu z dokumentacją wynikową (Dayczak-Calikowska w: Żelichowski i in., 1986), przesunięto granicę jury z czwartorzędem ku dołowi z głęb. 31,5 m na 88,5 m. Podstawą była analiza wykształcenia litologicznego najwyższego odcinka profilu oraz porównanie z pobliskimi płytkimi otworami kartującymi (patrz Rychel, Sieradz-Bańka, ten tom), a także informacji o licznych występowaniu w próbce na głęb. 65,0–70,0 m słodkowodnego glonu *Botryococcus* (ekspertyza Grabowska w: Żelichowski i in., 1986), co sprzeczne jest z morską genezą utworów keloweju. Profil jury środkowej został przewiercony bezrdzeniowo, a profil litologiczno-stratygraficzny został określony na podstawie analizy krzywych geofizycznych oraz analizy regionalnej. Najniższy odcinek profilu występujący na głęb. 320,0–350,0 m wykształcony jest w górnej i dolnej części jako iłowce i mułowce, w części środkowej są to mułowce piaszczyste. Utwory te reprezentują **aalen**. W próbce okrukowej z głęb. 350,0 m znaleziono pojedyncze otwornice *Haplophragmoides* sp. oraz zęby ryb. Ich obecność wskazuje na morski charakter zbiornika sedymentacyjnego lub przynajmniej obecność wkładek morskich w profilu. Impli-

kuje to początek sedymentacji środkowojurajskiej. Kompleks ten dobrze koreluje się z utworami aalenu w rdzeniuowanym otworze Mechowo IG 1, w którym znaleziono również otwornice (*Ammobaculites fontinensis* (Terquem) i *Saccamina* sp.) i zęby ryb a także syderyty oraz zlepience (Kopik, 1964; Pieńkowski, 2004, fig. 35) oraz innymi otworami zlokalizowanymi na obszarze zachodniej części wału pomorskiego i północnej części niecki szczecińskiej (Dayczak-Calikowska, 1979, 1987). Według analizy regionalnej (Dayczak-Calikowska, 1979, 1987) są to przypuszczalnie w większości utwory pochodzenia morskiego, ząbiające się ku SW i NE z dolnym odcinkiem tzw. serii limnicznej, osadzonej w środowisku lądowo-morskim (przypuszczalnie deltowym).

Występujące powyżej utwory **bajosu** są dwudzielne. Dolny odcinek o miąższości 52,5 m i reprezentujący **bajos dolny**, wydzielono na głęb. 267,5–320,0 m. Jest to kompleks w dolnym odcinku zbudowany głównie z mułowców, z wkładkami iłowców i piaskowców, ku górze coraz bardziej piaszczysty, w części najwyższej są to piaskowce. W dolnym odcinku są to przypuszczalnie jeszcze utwory o płytkomorskiej genezie, natomiast górny odcinek, ze względu na bliski zasięg występowania tzw. serii limnicznej (Dayczak-Calikowska, 1987) może być pochodzenia deltowego lub nawet lądowego.

**Bajos górny**, wydzielony na głęb. 235,0–276,5 m (miąższość 41,5 m), wykształcony jest w przeważającej mierze jako mułowce, z 1 m wkładką piaskowca w dolnej części. Grubszy pakiet piaskowca o miąższości 5,0 m występuje także w stropie. Analiza regionalna wskazuje, że są to utwory pochodzenia morskiego, przypuszczalnie z wkładkami i kongrecjami syderytycznymi w obrębie utworów mułowcowych, natomiast piaskowce mogą być dolomityczne lub chlorytowe (Dayczak-Calikowska, 1987).

**Baton** w otworze Brojce IG 1 ma miąższość 110,0 m. **Baton dolny** wydzielono na głęb. 205,0–235,0 m; **baton środkowy** na głęb. 155,0–205,0 m, a **baton górny** na głęb. 125,0–155,0 m. W batonie dolnym i środkowym dominują mułowce ciemnoszare, w najwyższym odcinku batonu środkowego coraz silniej piaszczyste. W batonie dolnym należy się spodziewać występowania poziomów muszlowcowych oraz syderytów, natomiast w batonie środkowym kongrecji syderytowych (Dayczak-Calikowska, 1987). Baton górny w dolnym odcinku zbudowany jest z mułowców, natomiast wyżej są to mułowce margliste, piaszczyste. Badania regionalne wskazują, że utwory tego wieku zawierają poziomy rozmyć sroódformacyjnych z kongrecjami marglisto-syderytycznymi oraz liczną faunę amonitów wszystkich poziomów batonu górnego (Dayczak-Calikowska, 1977, 1987).

Profil jury środkowej kończą utwory keloweju o miąższości 36,5 m (głęb. 88,5–125,0 m). Są to mułowce ilaste, margliste, ku górze przechodzące w mułowce piaszczyste, prawdopodobnie z domieszką chlorytu. W stropowych 7,5 m zawartość materiału piaszczystego w mułowcach wyraźnie maleje. W oparciu o szczegółową charakterystykę rozwoju facjalnego oraz miąższości keloweju w rejonie antykliny kamieńskiej, niecki trzebiatowskiej i antykliny kołobrzeskiej

wykonaną przez Dayczak-Calikowska (1977), należy sądzić, że w otworze Brojce IG 1 występują prawdopodobnie jedynie utwory dolnego keloweju, którego miąższość we wskazanym rejonie dochodzi do ok. 60,0 m. Są to utwory morskie, zawierające liczną przewodnią faunę amonitów

(Dyczak-Calikowska, 1977, 1987). Ostra granica w stropie tych utworów wskazuje na granicę erozyjną z nadległymi piaskami, które na podstawie analizy regionalnej uznane zostały za czwartorzędowe.

**Anna FIJAŁKOWSKA-MADER**

#### WYNIKI BADAŃ PALINOLOGICZNYCH

Rozdział oparto na wynikach badań palinologicznych wykonanych przez Marcinkiewicz (1985, 1986) z próbek pobranych z otworu wiertniczego Brojce IG 1 (Marcinkiewicz w: Żelichowski i in., 1986).

Do badań mikroflorystycznych (megasporowych) z utworów jury pobrano łącznie 22 próbki z następujących głęb.: 65,0–75,0; 145,0; 220,0; 275,0; 348,0; 409,5; 514,0; 518,0; 540,0; 562,0; 636,0; 644,0; 658,0; 702,6; 705,0; 744,0; 800,0; 898,0; 906,0; 984,0; 1138,0–1140,0 i 1200,0 m. Tylko cztery próbki zawierały megaspory należące do trzech zespołów.

Pierwszy, najstarszy zespół występuje na głęb. 702,6 m. Zawiera gatunek *Horstisporites planatus* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz przewodni dla poziomu megasporowego *planatus*, wyróżnianego w wyższym synemurze i pliensbachu (Marcinkiewicz i in., 2014). Towarzyszą mu okazy z gatunku *Horstisporites harrisi* (Murray) Potonié oraz megaspory nieoznaczone.

Drugi, młodszy zespół stwierdzono na głęb. 644,0 m. Występują w nim okazy *Minerisporites institus* Marcinkiewicz, *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonié oraz *Trileites cf. murrayi* (Harris) Marcinkiewicz. Zespół ten należy do poziomu megasporowego *phyllicus* wyróżnianego w toarku (Marcinkiewicz i in., 2014).

Trzeci, najmłodszy zespół występuje w dwóch próbkach z głęb. 540,0 i 562,0 m. Zawiera okazy *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonié i *Echitriletes hispidus* Marcinkiewicz, wskazujące także na poziom *phyllicus* (por. Marcinkiewicz, 1974). Do badań mikropaleontologicznych z utworów jury pobrano trzy próbki z głęb. 350,0; 360,0 i 384,0 m. Analizę mikropaleontologiczną przeprowadziła Styk (w: Żelichowski i in., 1986). W związku z brakiem mikrofauny nie udało się ustalić wieku próbek.

**Joanna RYCHEL, Dominika SIERADZ-BAŃKA**

#### CZWARTORZĘD

##### KORELACJA STRATYGRAFICZNA OSADÓW CZWARTORZĘDU

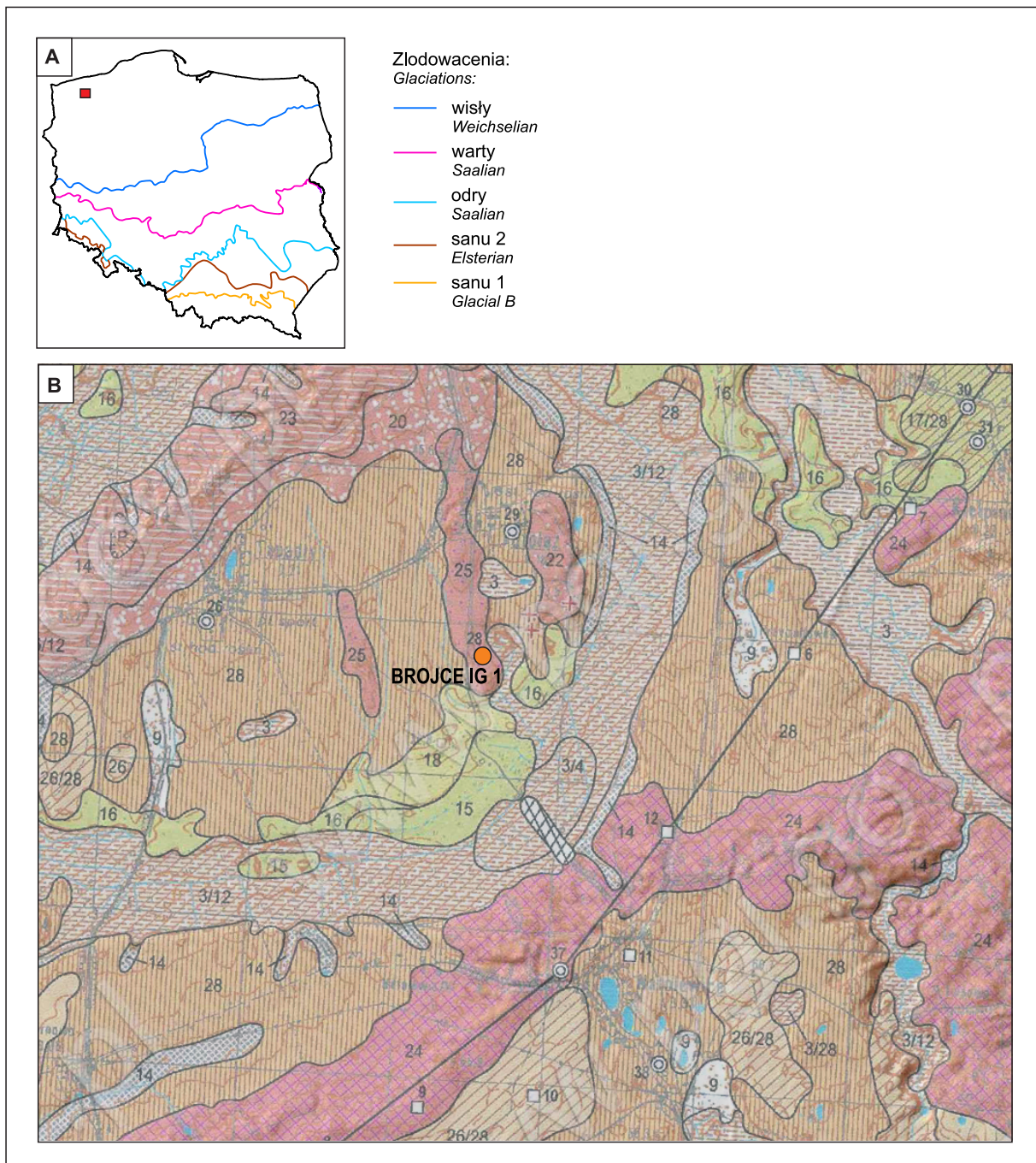
Otwór Brojce IG 1 zlokalizowany jest w północno-zachodniej Polsce, w obrębie mezoregionu Pobrzeże Szczecińskie (Solon i in., 2018), na wysokości 33 m.n.p.m. Został on wykorzystany (otw. nr 28) przy opracowaniu arkusza Brojce [117] *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* (SMGP) 1: 50 000 (Dobrcki, 2009). Znajduje się w południowej części podłużnego pagórka, który na mapie powierzchniowej zidentyfikowano jako formę akumulacji szczelinowej na wysoczyźnie polodowcowej. Od południa i wschodu graniczy z zachowanym tarasem erozyjno-akumulacyjnym rzeki Charnowo oraz tarasem kemowym (Dobrcki, 2009) (fig. 36).

Profil otworu został opisany przez Żelichowskiego (1986) i udokumentowano w nim łącznie 31,0 m osadów czwartorzędowych. Jednak autorzy niniejszego opracowania po wykonaniu rewizji postanowili włączyć do osadów czwartorzędowych również zalegające na głęb. 31,0–88,5 m piaski różnoziarniste ze żwirem jasnoszarym, z detrytusem roślinnym. Zatem profil osadów czwartorzędowych rozpoczynają od dołu: piaski różnoziarniste ze żwirem, jasnoszare o miąższości 57,5 m (głęb. 88,5–31,0 m), z licznym detrytu-

sem roślinnym, na których zalegają ility szare o miąższości 16,0 m (głęb. 31,0–15,0 m), na których spoczywają gliny zwałowe z gładzikami o miąższości 15,0 m (głęb. 15,0–0,0 m). Wykonana analiza palinologiczna jednej próbki z głęb. 65,0–70,0 m wykazała obecność bardzo zniszczonych i porozrywanych ziaren pyłku roślin nagonasiennych, brak pyłku roślin okrytonasiennych i liczne słodkowodne glony *Botryococcus*. Glony *Botryococcus* nie mają znaczenia stratygraficznego, ponieważ znane są od późnego prekambru do dzisiaj (Guy-Ohlson, 1998). Według Grabowskiej (w: Żelichowski i in., 1986) próbka nie może być młodsza niż kreda dolna. Bardziej prawdopodobne jest jednak to, że cały materiał jest redeponowany.

Wykonana korelacja stratygraficzna odnosi się do profili pobliskich otworów wiertniczych – Natolewice (otw. nr 37), Stołąż (otw. nr 29) i Tąpadły (otw. nr 26).

Najstarsze osady plejstoceńskie w otworze Brojce IG 1 występują na głęb. 31,0–88,5 m (2,0–55,5 m p.p.m) i są to piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, a wyżej średnio- i drobnoziarniste, które zawierają widoczną domieszką detrytusu roślinnego. Zostały one zdeponowane przez wody



**Fig. 36.** Lokalizacja otworu wiertniczego Brojce IG 1 na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń (A) oraz na *Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski 1:50 000* ark. Brojce (B) (wg Dobrackiego, 2009)

3 – torfy, 9 – piaski den dolinnych i zagłębień bezodpływowych, 14 – piaski pyłowate deluwialne, 15–17 – piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych rzeki, 18 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 20, 22, 23 – piaski i żwiry form kemowych, 25 – piaski i żwiry ozów i form akumulacji szczelinowej, 24 – piaski, żwiry, gliny i głazy moren czołowych, 26 – piaski lodowcowe, 28 – gliny zwałowe.

Location of the Brojce IG 1 borehole in the map of Poland with glacial ranges (A) and on the *Detailed Geological Map of Poland in 1:50 000* Brojce sheet (B) (after Dobracki, 2009)

3 – peat, 9 – sands of the valley bottoms and kettle holes, 14 – deluvial silty sands, 15–17 – fluvial sands and gravels of supra-inundation terrace, 18 – glaciofluvial sands and gravels, 20, 22, 23 – sands and gravel of kames, 25 – sands and gravels of eskers and crevasses forms, 24 – sands, gravels, till and boulders of end moraine, 26 – glacial sands, 21 – glacial till

roztopowe łądolodu bezpośrednio na utworach jury środkowej. Znaczna ich miąższość (57,5 m) może sugerować dwudzielność tej serii, co można powiązać ze starszym stadiem odry (MIS8) oraz młodszym stadiem warty (MIS6) zlodowaceń środkowopolskich. Okres zlodowacenia odry (MIS8) datowany jest na ok. 244–280 tys. lat temu, natomiast warty (MIS6) na ok. 132–180 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). W rozległych zagłębieniach powierzchni wodnolodowcowych, na przedpolu łądolodu podczas kolejnego zlodowacenia, rozwijała się akumulacja osadów zbior-

nikowych, co dokumentuje warstwa szarych iłów, prawdopodobnie laminowanych na głęb. 15,0–31,0 m (2,0–18,0 m n. p. m). Można je korelować z iłami, mułkami i piaskami zastoiskowymi stadiału dolnego (MIS4) lub środkowego (MIS3) (Railsback i in., 2015) zlodowacenia wisły (Dobraczki, 2009). Powyżej w otworze Brojce IG 1 na głęb. 0,0–15,0 m (0,0–18,0 m n.p.m.) występuje poziom glin lodowcowych z górnego stadiału zlodowacenia północnopolskiego wisły (MIS2) (Railsback i in., 2015), prawdopodobnie fazy leszczyńsko-poznańskiej i (lub) pomorskiej.