

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROLOGICZNYCH

DEWON

Elżbieta SARNECKA

KORALOWCE I STROMATOPOROIDY ŻYWETU I NIŻSZEJ CZĘŚCI FRANU¹

Głębokość		5318,5 m	<i>Thamnopora</i> cf. <i>tumefacta</i> Lecompte
5000,0 m + 0,5 m	<i>Thamnopora</i> sp.		<i>Gracilopora</i> sp. B
	<i>Alveolites</i> sp. (fragment)		<i>Stachyodes</i> cf. <i>spongiosa</i> Stearn
5001,0 m	<i>Alveolites</i> cf. <i>parvus</i> Lecompte		<i>Stachyodes</i> cf. <i>thomasclarcki</i> Stearn
5002,0 m	<i>Thamnopora boloniensis</i> (Gosselet)		<i>Stachyodes</i> sp.
	<i>Alveolites parvus</i> Lecompte		? <i>Idiostroma</i>
	Tetracoralla – sp. div.		Stromatoporoidea indet. (masywne)
5018,0 m	<i>Stachyodes</i> cf. <i>costulata</i> Lecompte	5320,5 m	<i>Gracilopora</i> sp. B
	(skałotwórczo)	5321,5 m	<i>Scoliopora</i> cf. <i>denticulata</i> (Milne-
	<i>Stachyodes</i> sp. sp.		-Edwards et Haime)
5066,8 m	Tetracoralla – sp. div.		<i>Thamnopora</i> sp.
	<i>Thamnopora</i> cf. <i>boloniensis</i> (Gosselet)		<i>Gracilopora</i> sp. B
5078,0 m	<i>Amhipora</i> cf. <i>rudis</i> Lecompte		
	<i>Stachyodes</i> sp. sp.		
	Tetracoralla – sp. div.		
5079,0 m	<i>Stachyodes</i> cf. <i>paralleloroides</i>		
	Lecompte		
	<i>Stachyodes</i> sp. sp.		
	? <i>Amhipora</i> sp.		
5148,0 m	<i>Stachyodes radiata</i> Lecompte		
	<i>Amhipora pervesiculata</i> Lecompte		
5162,0 m	<i>Scoliopora denticulata</i> (Milne-Edwards et Haime)		
	<i>Amhipora</i> sp.		
	Tetracoralla – sp. div.		
5168,0 m	<i>Amhipora laxeperforata</i> Lecompte		
	(nagromadzenia ławicowe)		
	<i>Amhipora</i> sp.		
5296,5 m	<i>Alveolites</i> sp.		
	Stromatoporoidea (masywne)		
	Tetracoralla		

Oznaczony zespół gatunków charakteryzuje się obecnością form wskaźnikowych dla żywetu i franu. Gatunkiem diagnostycznym dla żywetu jest *Thamnopora tumefacta* Lecompte. Forma ta jest spotykana czasami już w utworach eiflu (warstwy Co2d wg Lecompte'a), natomiast nie jest znane jej występowanie w utworach franu. *Thamnopora boloniensis* (Gosselet) jest gatunkiem charakterystycznym dla franu, choć czasami spotykanym już w profilach żywetu. Stwierdzony na głębokości 5002,2 m *Alveolites parvus* Lecompte jest znany w Polsce zarówno z żywetu, jak i z franu, choć w profilach w Belgii występuje wyłącznie we franie. Gatunkiem o długim zasięgu biostratygraficznym jest *Scoliopora denticulata* (Milne-Edwards et Haime), znana od eiflu do franu, choć do tej pory w Polsce była spotykana wyłącznie w utworach dewonu środkowego.

W analizowanych próbkach skał przeważają ilościowo szczątki organiczne zaliczane do Stromatoporoidea. Są one

¹ Poniższy tekst pochodzi z archiwalnego orzeczenia z 1982 r. Przystosowano go do wymogów redakcyjnych niniejszego tomu bez jakichkolwiek zmian w systematyce rozpoznanych koralowców i stromatoporoidów.

tu reprezentowane głównie przez drobne kolonie gałązkowe, tworzące niekiedy ławice, oraz przez pojedyncze kolonie masywne o niewielkich rozmiarach.

Stromatoporoidy, jako grupa, nie stanowią wiarygodnego wskaźnika stratygraficznego. Obecność gatunku *Thamnopora* cf. *tumefacta* Lecompte na głębokości 5318,5 m może jednak sugerować, że utwory poniżej tej głębokości należą do żywetu. Natomiast obecność takich gatunków, jak: *Thamnopora* cf. *boloniensis* (Gosselet), *Amphipora laxeperforata* Lecompte, *A. rudis* Lecompte oraz *Stachyodes costulata* Lecompte w utworach z głębokości 5000,0–

5168,0 m, zgodnie ze znanymi zasięgami stratygraficznymi tych form pozwala przypuszczać, że reprezentują one niższą część franu.

Prezentowane orzeczenie powstało na podstawie analizy 13 próbek skalnych i sporządzonych z nich 36 płytek cienkich. W celu dokładniejszego ustalenia wieku analizowanego odcinka profilu otworu Unisław IG 1 byłoby wskazane pobranie większej liczby próbek skalnych, zawierających zarówno stromatoporoidy, jak i koralowce oraz wykonanie dalszych badań koniecznych do oznaczeń płytek cienkich.

Hanna MATYJA

STRATYGRAFIA I UWAGI O WYKSZTAŁCENIU FACJALNYM UTWORÓW NAJWYŻSZEGO ŻYWETU I DEWONU GÓRNEGO

Tło regionalne

Analizowany profil otworu Unisław IG 1 znajduje się w południowo-wschodniej części Pomorza Zachodniego (fig. 3). W otworach wiertniczych położonych między Koszalinem, Chojnicami i Bydgoszczą, usytuowanych w pobliżu obecnego, erozyjnego zasięgu utworów dewońskich w kierunku wschodnim, pod utworami dewonu górnego osiągnięto utwory dewonu środkowego, a w kilku profilach je przewiercono, prawdopodobnie razem z utworami najwyższej części dewonu dolnego (?ems górny). Bezpośrednio pod nimi natrafiono na charakteryzujące się znacznymi upadami utwory ordowiku, na ogół karadoku, rzadziej lanwirnu bądź syluru (por. Podhalańska, Modliński, 2006). Na południowy zachód od znanych wychodni skały dewonu są niedostępne do badań, gdyż przykrywają je znaczącej miąższości utwory karbonu, permu i mezozoiku.

Skomplikowana mozaika, jaką tworzą różnego wieku wychodnie utworów dewonu i karbonu – którego to stopnia komplikacji nie oddaje uproszczona mapa prezentowana na figurze 3 (por. Matyja, 1993 – fig. 3A, B i 4; Matyja i in., 2000 – fig. 18 i 19), przedstawiająca jedynie obecnie znany zasięg utworów dewońskich z dokładnością do oddziału, a karbońskich do podsystemu – jest świadectwem tektonicznych i erozyjnych zdarzeń, które musiały mieć miejsce w basenie pomorskim w ciągu późnego dewonu, karbonu i permu. Do rzadkości na obszarze pomorskim należą bowiem profile reprezentujące w miarę kompletne przedziały stratygraficznie dewonu czy karbonu. W większości profili jakaś część osadów dewonu i karbonu została usunięta przez kolejne etapy erozji późnodewońskiej (głównie) czy wczesnkarbońskiej, będące następstwem dźwignia się poszczególnych bloków tektonicznych, a także przedcechsztyńskiej peneplenizacji obszaru (por. R. Dadlez, 1978; Matyja, 1993; Matyja i in., 2000).

Jedną z charakterystycznych cech obszaru pomorskiego jest silne pierwotne zróżnicowanie miąższości utworów dewonu i karbonu. Analiza rozkładu facji i miąższości w cią-

gu dewonu i missisipu wyraźnie bowiem wskazuje na zróżnicowaną subsydencję podłoża niektórych segmentów zbiornika (Matyja, 1993; Świdrowska, Hakenberg, 1996; Matyja i in., 2000 – fig. 18, 19). Miąższość utworów środkowodewońskich w kompletnych lub prawie kompletnych profilach wynosi od ok. 850 m w profilach otworów Jamno IG 1 i Polskie Łąki PIG 1 do ok. 470 m w profilu otworu Bydgoszcz IG 1. Miąższość utworów górnodewońskich w północnej części Pomorza (otw. Brojce IG 1 i Gorzysław 8) może być szacowana na ponad 1300 m, w części północno-wschodniej – ok. 1850 m (otw. Miastko 1 i Koczała 1), w części centralnej – 3500 m (otw. Tuchola IG 1, Człuchów IG 1, Babilon 1 i Brda 1) oraz co najmniej 1600 m w części południowo-wschodniej (otw. Polskie Łąki PIG 1, Unisław IG 1 i 2 oraz Bydgoszcz IG 1) (por. Matyja, 1993, 1998).

Dla rozwoju facjalnego obszaru pomorskiego istotne wydają się dwie poprzeczne strefy uskokowe – Koronowo–Margonin i położona dalej na południowy wschód strefa Włocławek–Konin (fig. 3). Jedną z nich, jako strefa uskokowa oddzielająca blok pomorski od bloku kujawskiego, odgrywała być może w ciągu dewonu i karbonu znaczącą rolę jako ważny element strukturalny, mający wpływ na sedymentację w basenie pomorskim, a być może nawet zamykający basen pomorski od południowego wschodu. Jak dotąd nie udało się stwierdzić, która z wymienionych stref uskokowych mogła pełnić taką rolę. Królikowski i in. (1999) jako granicę między segmentami pomorskim a kujawskim uznają rozłam Koronowo–Margonin.

Wschodni, erozyjny zasięg występowania utworów dewonu i karbonu dolnego wyznacza strefa uskokowa Koszalin–Chojnice–Toruń. Na północny wschód od tej strefy, pod bezpośrednim nakładem utworów mezozoicznych stwierdzono wąski pas wychodni sfaldowanych utworów syluru i ordowiku, nasuniętych na kraton wschodnioeuropejski. Granicę tego nasunięcia określono jako front deformacji kaledońskiej CDF (*Caledonian Deformation Front*, fig. 3).

Front deformacji waryscyjskiej VDF (*Variscan Deformation Front*, fig. 3) wyznacza, jak się wydaje, południową

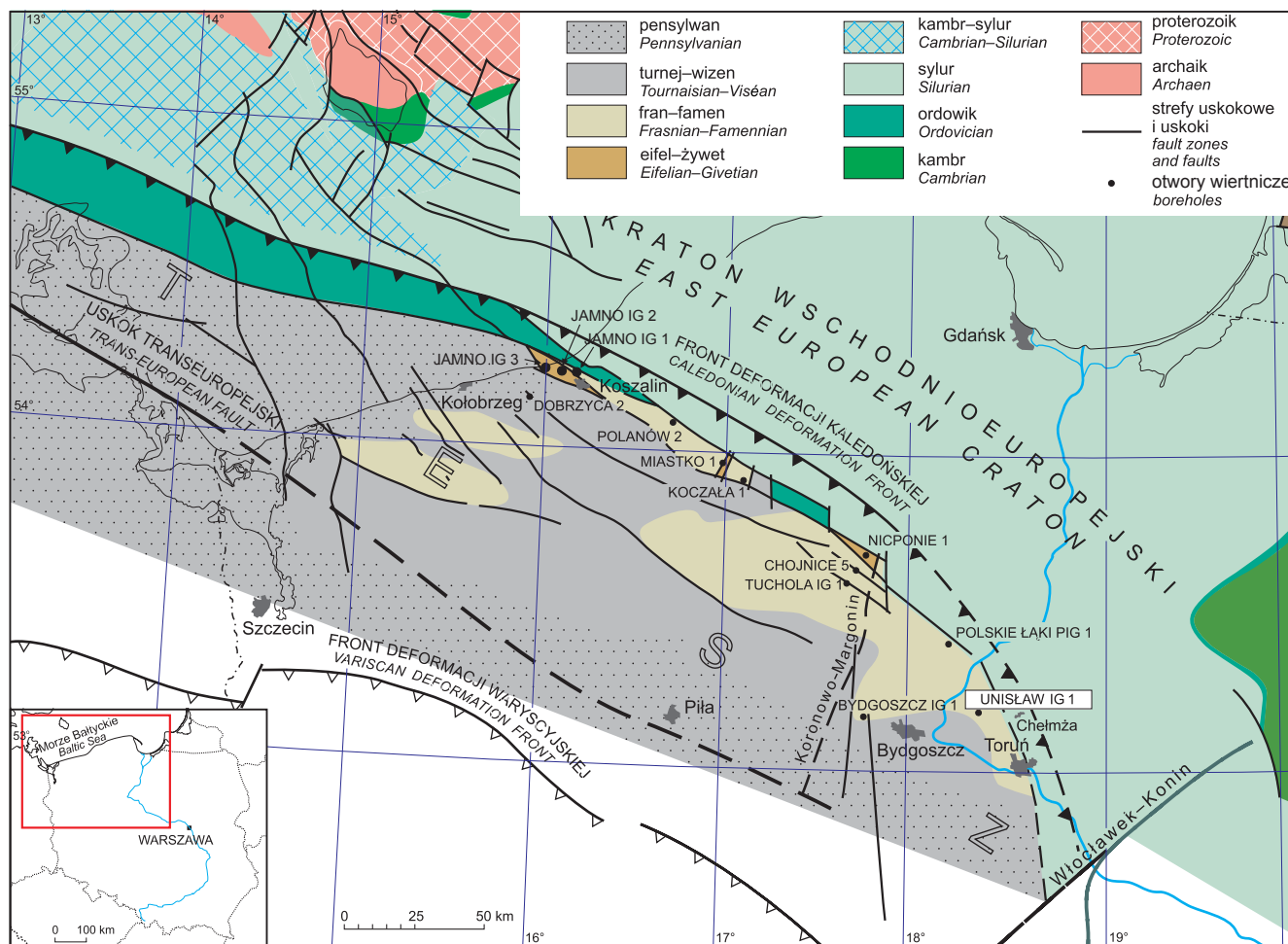


Fig. 3. Lokalizacja wybranych otworów wiertniczych na tle uproszczonej (bez utworów permu i młodszych) mapy obszaru Pomorza Zachodniego (por. Matyja, 2009). Lokalizacja głębokich rozłamów skorupy i ważniejszych stref uskoku według Królikowskiego i in. (1996, 1999), R. Dadleza (1997, 2000) oraz Kramarskiej i in. (1999)

Location of some boreholes in the simplified sub-Permian map of Western Pomerania (see Matyja, 2009); location of some deep crustal fractures and important faults after Królikowski *et al.* (1996, 1999), R. Dadlez (1997, 2000) and Kramarska *et al.* (1999)

granicę basenów szelfowych dewonu i karbonu, charakteryzujących się, z powodu bliskości mobilnego pasa warwiscydów, wzmożoną ruchliwością podłoża (R. Dadlez, 1997).

Obszar pomorski wykazuje zatem wiele cech szczególnych, zarówno w swoim rozwoju strukturalnym, jak i facyjnym. Charakteryzuje go mobilny wczesnopaleozoiczny (kaledoński) etap rozwoju, po którym, począwszy od wczesnego dewonu, rozpoczął się etap rozwoju platformowego, obserwowane w obrębie basenu pomorskiego sukcesje osadowe dewonu i karbonu są już bowiem typowe dla środowisk szelfowych. Strukturalna niestabilność podłoża samego basenu sedimentacyjnego Pomorza w ciągu dewonu i wczesnego karbonu, związana z synsedymacyjną aktywnością niektórych stref uskoku, oraz okresowa mobilność pobliskiego obszaru lądowego (kratonu wschodnioeuropejskiego) były przyczynami relatywnych (w skali regionalnej) zmian głębokości morza, a tym samym zróżnicowania facji i miąższości osadów. W czasie późnego karbonu morski basen przedpola warwiscydów stał się początkowo zbiornikiem

paralicznym, a potem kontynentalnym, marginalnym zapadliskiem przedgórskim wypiętrzanego orogenu waryscyjskiego. Natomiast baseny permskie i mezozoiczne były już typowymi basenami intrakratonicznymi (por. Marek, Pajchłowa, 1997), rozciągającymi się między orogেনem waryscyjskim a wyniesioną częścią kratonu wschodnioeuropejskiego.

Litostratygrafia

W profilu otworu Unisław IG 1 pod utworami permu górnego (czerwonego spągowca) występują utwory dewonu o miąższości prawie 750 m. Wśród nich rozpoznano następujące jednostki litostratygraficzne: formację wyszeboorską, formację koczalską oraz dwa ogniwa formacji człuchowskiej – strzeżewskie i gorzysławskie (fig. 2, 4; por. też Matyja, 2006).

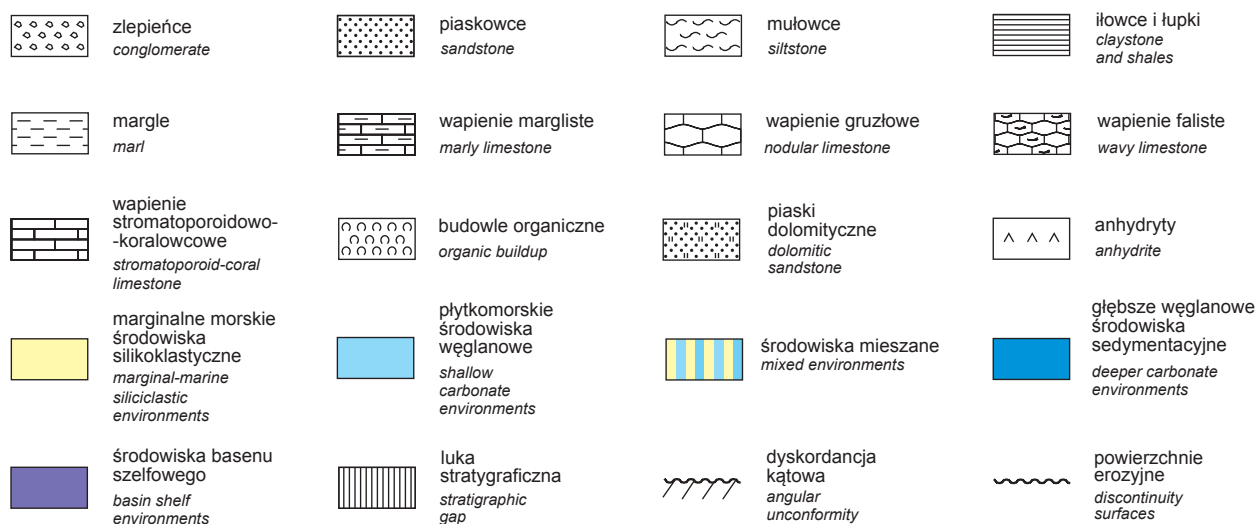
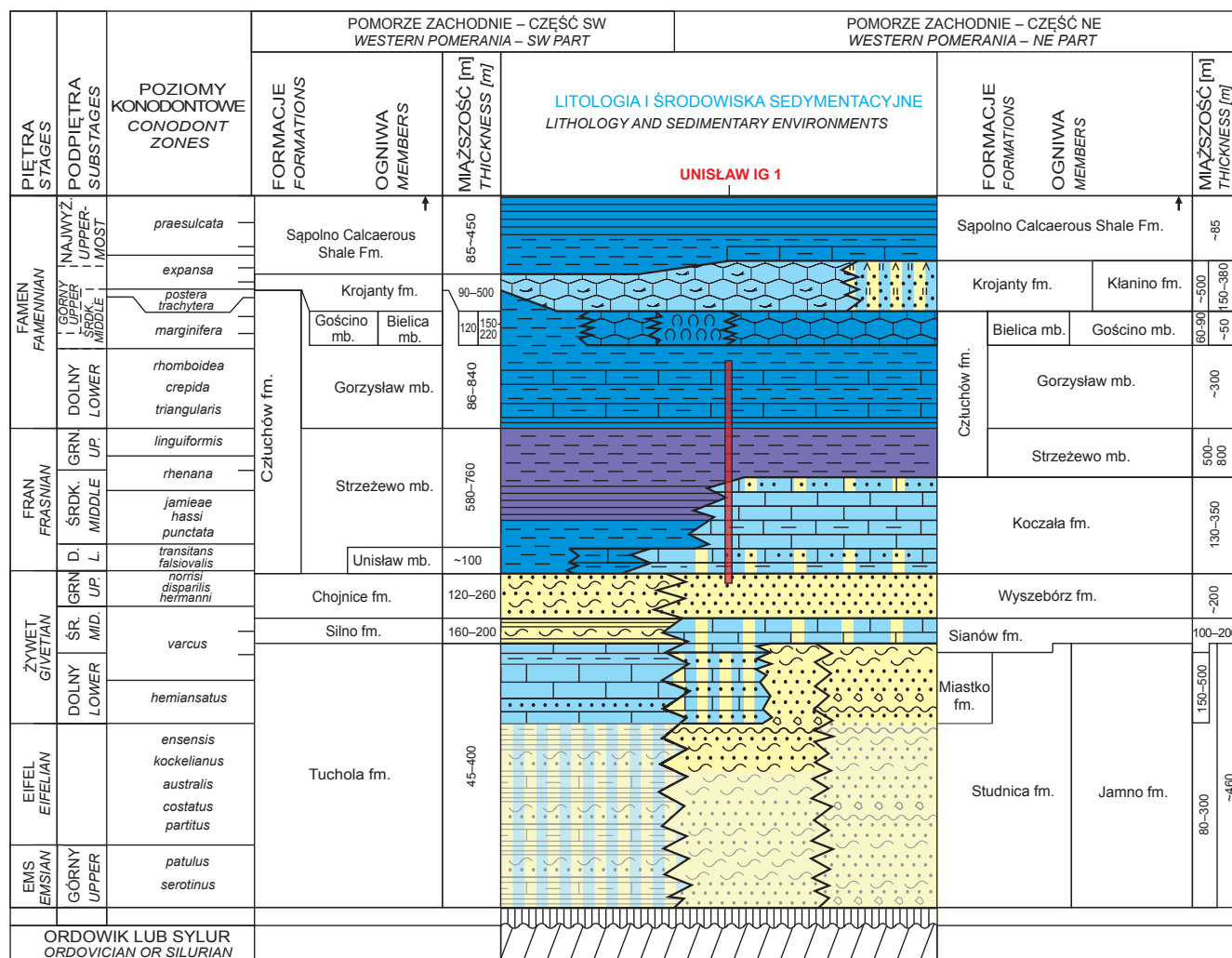


Fig. 4. Jednostki litostratygraficzne dewonu i schemat ich czasowego i przestrzennego rozmieszczenia w basenie pomorskim – od stref brzegowych (NE) do centralnych części basenu (SW) (Matyja, 2009, z niewielkimi zmianami)

Devonian lithostratigraphic units and the pattern of their spatial and temporal relationships in the Pomeranian Basin from the basin margin (NE) through to the central part of the basin (SW) (Matyja, 2009, modified)

Najniżej położone w profilu dewonu utwory **formacji wyszeborskiej**, a właściwie jedynie ich stropowe partie, są zdominowane przez grube pakiety szarych drobnopiezistych piaskowców kwarcowych, przeławicających się z warstewkami mułowców o niewielkiej miąższości, rzadziej iłowców (fig. 2, 4).

Miąższość tylko nadwierconych utworów formacji wyszeborskiej w profilu otworu Unisław IG 1 wynosi 26 m, natomiast w innych profilach otworów z Pomorza Zachodniego miąższość utworów tej formacji osiąga ponad 220 m (otw. Jamno IG 1), a w profilach otworów Polanów 2 i Koczała 1 dochodzi do 200 m.

W profilu otworu Unisław IG 1 formację wyszeboorską przykrywają osady węglanowe formacji koczałskiej.

W badanym profilu **formację koczałską** charakteryzuje dwudzielność, podobnie jak w innych profilach z obszaru pomorskiego. W dolnej części tej jednostki litostratygraficznej przeważają wapniste piaskowce kwarcowe, podrzędnie mułowce wapniste z nielicznymi i trudnymi do identyfikacji bioklastami, ciemnoszare mułowce wapniste i iłowce z nielicznymi szczątkami małżów, ramienionogów bezzawiasowych i małżoraczków, a także poziomy laminatów oraz ciemnoszare wapienie margliste ze szczątkami szkarłupni, ramienionogów zawiasowych, małżoraczków, ryb, a także sporadycznie alg. W wyższej części formacji dominują organodetrytyczne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe ze stromatoporoidami gałęzkowymi i maszynymi, tabulatami, pojedynczymi koralowcami osobniczymi *Rugosa*, małżoraczkami, ślimakami, otwornicami i algami oraz jasnoszare, masywne lub niewyraźnie warstwowane wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z organizmami zachowanymi w pozycji wzrostu (por. R. Dadlez, 1978; J. Dadlez, R. Dadlez, 1986; Matyja, 1993).

Miąższość tej bardzo charakterystycznej jednostki litostratygraficznej w profilu otworu Unisław IG 1 wynosi 339,0 m. W innych profilach otworów Pomorza Zachodniego miąższość utworów formacji koczałskiej jest wyraźnie mniejsza – 134 m w profilu otworu Koczała 1, a w profilu otworu Jamno IG 1 – ok. 250 m (por. Matyja, 2008). W pozostałych profilach pomorskich formacja jest niekompletna i jej miąższość osiąga ok. 150 m w profilu otworu Polanów 2, a ponad 300 m w profilu otworu Bydgoszcz IG 1 (por. Matyja, 2011).

W profilu otworu Unisław IG 1 osady leżące wyżej formacji człuchowskiej, reprezentujące ogniwo strzeżewskie, są zdominowane przez cienkoławicowe, ciemnoszare lub czarne iłowce, iłowce margliste i margle. Wśród nich są obecne również nieregularne i cienkie wkładki wapieni gruzłowych. Czarne iłowce charakteryzuje milimetrowa laminacja, obecność agregatów piryty oraz organizmów charakterystycznych dla głębszych środowisk sedimentacyjnych. Wśród makroszczątków organicznych znaleziono w nich niezbyt liczne ramienionogi bezzawiasowe *Lingula* oraz pojedyncze fragmenty ramienionogów zawiasowych. Miąższość utworów ogniwa strzeżewskiego w profilu otworu Unisław IG 1 wynosi ok. 220 m.

Ogniwo gorzysławskie leży nad ogniwem strzeżewskim i jest wykształcone jako alternujące ze sobą margle i wapie-

nie margliste, wśród których są obecne również cienkie wkładki iłowców i iłowców marglistych. Wśród makroszczątków najczęściej są spotykane ramienionogi bezzawiasowe z rodzaju *Lingula*, a mikroorganizmy są reprezentowane głównie przez konodonty.

Niekompletna miąższość ogniwa gorzysławskiego (granica erozyjna z utworami czerwonego spągowca) wynosi ok. 157 m.

Biostratygrafia

Utwory formacji wyszeborskiej, zdominowane w profilu otworu Unisław IG 1 przez gruboławicowe drobnopieziste piaskowce, zawierają tylko nieliczne i cienkie wkładki szarych i ciemnoszarych mułowców czy iłowców, mogących stanowić odpowiedni materiał skalny do analiz palinologicznych. Niestety E. Turnau nigdy nie objęła swoimi badaniami utworów tego profilu, natomiast analizowała materiał palinologiczny stwierdzony w utworach formacji wyszeborskiej w profilach innych otworów wiertniczych. Miospory znaleziono w dolnej części formacji wyszeborskiej w profilu otworu Jamno IG 1 (Turnau, 2008) oraz w profilu otworu Koczała-1. Pozwalają one na stwierdzenie, że formacja wyszeboorską reprezentuje najwyższą część środkowego oraz górnego żywet. Dolna i środkowa część formacji wyszeborskiej należy do górnego poziomu miosporowego '*Geminospora*' *extensa* (Ex3), odpowiadającego w zonacji konodontowej wyższej części poziomu *ansatus* i poziomowi *latifossatus*/*semialternans*, natomiast w górnej części formacji wyszeborskiej stwierdzono miospory reprezentujące poziom *Geminospora aurita* (Aur), korelowany z poziomami konodontowymi najwyższego żywetu – *hermanni*, *disparilis* i częścią dolnego poziomu *falsiovalis* (fig. 5; por. Turnau, 2008, 2011; Matyja, Turnau, 2008).

Obecność pojedynczych konodontów reprezentujących gatunek *Icriodus subterminus* Youngquist, znalezionych w spągowych partiach leżącej wyżej w profilu otworu Unisław IG 1 formacji koczałskiej (głęb. 5317,3 m) oraz informacje dotyczące datowań biostratygraficznych pochodzących ze spągowych partii formacji koczałskiej w innych profilach obszaru pomorskiego wskazują, że mieszczą się one w obrębie najwyższego żywetu lub odpowiadają pograniczu między żywetem a franem (Matyja, 2004; Turnau, 2004).

Nieliczne konodonty znaleziono w środkowych partiach formacji koczałskiej w profilu otworu Unisław IG 1 należące do rodzajów *Polygnathus* i *Icriodus* są reprezentowane głównie przez gatunki długowieczne. Według dotychczasowej wiedzy regionalnej węglanowo-silikoklastyczne utwory formacji koczałskiej są datowane jako zawierające się między najwyższym żywetem a najwyższą częścią środkowego franu, odpowiadającą dolnemu poziomowi konodontowemu *rhenana* (por. fig. 4 oraz Matyja, 1993).

Stosunkowo niewiele makroszczątków organicznych znaleziono w leżących wyżej utworach należących do ogniwa strzeżewskiego formacji człuchowskiej. Nie mają one też żadnego znaczenia stratygraficznego. Datowanie bio-

stratygraficzne tej części profilu było możliwe dzięki obecności zespołu mikroorganizmów, przede wszystkim konodontów. Na głębokości 4884,1 m znaleziono m.in.: *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, *Palmatolepis simpla* Ziegler et Sandberg, *Pal. hassi* Müller et Müller, *Polygnathus decorosus* Stauffer i *Pol. webbi* Stauffer, a na głębokości 4878,3 m: *Icriodus praealternatus* Sandberg, Ziegler et Dreesen, *Palmatolepis ederi* Ziegler et Sandberg, *Pal. hassi* Müller et Müller, *Pal. plana* Ziegler et Sandberg, *Pal. proversa* Ziegler i *Polygnathus decorosus* Stauffer. Obecność w tym zespole *Palmatolepis simpla*, *Pal. proversa* i *Icriodus praealternatus* wskazuje, że fragment profilu pochodzący ze środkowych partii ogniwa strzeżewskiego (4878,3–4884,1 m) musi się mieścić między górnym poziomem *hassi* a poziomem *rhenana* (fig. 4). Dotychczasowe dane regionalne z Pomorza Zachodniego wskazują, że granica między formacją koczałską a ogniwem strzeżewskim przebiega w najwyższym środkowym franie, w obrębie dolnego poziomu *rhenana* (Matyja, 1993, 2006, 2009). Strop ogniwa należy już do najniższej części famenu dolnego i mieści się w obrębie środkowego poziomu *triangularis* na całym badanym obszarze (op. cit.), a granica między franem a famenem przebiega w stropowych partiach tego ogniwa (por. Matyja, Narkiewicz, 1992).

Leżące powyżej ogniwa strzeżewskiego ogniwo gorzysławskie na całym obszarze Pomorza Zachodniego należy do famenu dolnego, jego spągowe partie mieszczą się w obrębie środkowego poziomu *triangularis*, a jego partie stropowe są datowane na górny poziom *rhomboidea* (Matyja, 1993). Konodonty znalezione w profilu otworu Unisław IG 1 na głębokości 4756,2 m, reprezentowane m.in. przez: *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle, *P. minuta minuta* Branson et Mehl, *P. minuta loba* Helms, *P. minuta wolskae* Szulczewski, *P. quadrantinodosalobata* Sannemann oraz *Polygnathus glaber glaber* Ulrich et Bassler, wskazują na przynależność tego fragmentu profilu do wyższych partii poziomu *crepida* bądź do dolnego poziomu *rhomboidea* (fig. 4).

Uwagi o wykształceniu facjalnym

Rozwój sedymentacji oraz rozkład litofacji w obrębie basenu pomorskiego w czasie dewonu były podporządkowane obecności obszarów lądowych, będących wyniesionymi częściami kratonu wschodnioeuropejskiego: na północy, poza granicami Polski, rozciągał się ląd fennoskandzki, a na wschodzie ląd mazursko-suwański, stanowiący część wyniesienia białoruskiego (Matyja, 1993 – fig. 21). Linia tektoniczna T–T i jej poprzeczna segmentacja odgrywały również ważną rolę w rozkładzie litofacji w obrębie pomorskiego zbiornika sedymentacyjnego w ciągu prawie całego dewonu (Matyja, 2006, 2009).

W dewońskim basenie sedymentacyjnym Pomorza Zachodniego można wyróżnić zróżnicowane spektrum środowisk sedymentacyjnych – od basenu szelfowego po środowiska marginalnomorskie – a ich charakterystykę można znaleźć w pracach Matyi (1987, 1988, 1993, 1998, 2006, 2009).

PIĘTRO STAGE	POZIOMY KONODONTOWE CONODONT ZONATION		LOKALNE POZIOMY SPOROWE LOCAL MIOSPORE ZONATION	
FRAN- FRAS- NIAN	górný Upper <i>falsiovalis</i>		<i>Tholisporites densus</i> (Den) ↑	
	dolný Lower <i>falsiovalis</i>			
ŻYWEŁ GIVETIAN	górný Upper <i>disparilis</i>		<i>Geminospora aurita</i> (Aur)	
	dolný Lower <i>disparilis</i>			
	górný Upper <i>hermanni</i>			
	dolný Lower <i>hermanni</i>			
	górný Upper <i>varcus</i>			
	śródkowy Middle <i>varcus</i>		' <i>Geminospora</i> ' <i>extensa</i> (Ex)	
	dolný Lower <i>varcus</i>			
	śródkowy Middle <i>ansatus</i>			
	dolný Lower <i>varcus</i>			
	dolný Lower <i>timorensis</i>			
hemiansatus				
EIFEL EIFELIAN	esensis		<i>Rhabdosporites langii</i> (RL) ↓	
	kockelianus			

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

Correlation of the local miospore zonation established for Western Pomerania with “standard conodont zonation” (see Matyja, Turnau, 2008)

Aktualny schemat rozkładu środowisk sedymentacyjnych w dewońskim basenie obszaru pomorskiego, od końca wczesnego dewonu do końca dewonu, powiązany z istniejącymi dla tego obszaru schematami litostratygraficznymi, przedstawiono na figurze 4.

W ciągu późnego żywetu cały obszar pomorski znalazł się w zasięgu sedymentacji klastycznej. Facje i środowiska płytsze, przybrzeżne (środowisko równi pływowej wraz z kanałami pływowymi) (Matyja, 2008; Paczeńska, 2008), reprezentowane przez osady formacji wyszebońskiej, rozciągały się w północno-wschodniej części obszaru, a facje nieco głębsze, charakterystyczne dla płytkiego, silikoklastycznego szelfu (osady formacji chojnickiej) – na południowy zachód od nich (fig. 4; por. również Matyja, 2009 – fig. 7).

Pod koniec żywetu lub począwszy od franu część basenu pomorskiego – obecnie znana jedynie z wąskiego pasa wychodni między Jamnem, Koczałą, Polanowem, Polskimi Łakami, Unisławiem a Bydgoszczą – znalazła się w strefie płytkomorskiej sedymentacji węglanowej. Na obszarze tym rozwinęła się przybrzeżna platforma węglanowa z typowymi dla niej szeroko rozprzestrzonymi wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi, mającymi często

charakter biostromalny. Dominacja facji węglanowych, charakterystycznych zarówno dla samej platformy węglanowej, jak i środowisk okołoplatformowych (osady formacji koczańskiej), jest notowana w tej części basenu przez cały wczesny i środkowy fran (fig. 4; por. Matyja 2009 – fig. 8–9).

Pod koniec środkowego franu w południowo-zachodniej części basenu pomorskiego, w rejonie Tucholi, Chojnic i Człuchowa, a na początku górnego franu również i w rejonie Koczały i Polanowa, pojawiła się monotonna litofacja ciemnoszarych, drobnolaminowanych iłowców, zawierających organizmy charakterystyczne dla środowisk pelagicznych, głównie entomozoidy i tentakulitoidy, a niemal całkowicie pozbawionych organizmów bentonicznych. Osady te należą do ogniwa strzeżewskiego formacji człuchowskiej (fig. 4; por. Matyja, 1993, 2006, 2009 – fig. 10). Powstawały one w głębszym, bardzo spokojnym, źle przewietrzanym, zapewne dysaerobowym środowisku sedy-

mentacji, prawdopodobnie w obrębie basenu szelfowego. Stwierdzone sporadycznie wkładki wapieni mikrytowych mają czasami strukturę gruzłową i zawierają: głowonogi, tentakulitoidy, małże, ramienionogi bezzawiasowe, entomozoidy, konodonty, rzadko ramienionogi zawiasowe i są dowodem na krótkotrwałą poprawę warunków bytowania w strefach przydennych zbiornika. Na początku wczesnego famenu w zbiorniku pomorskim nastąpiła nieznaczna zmiana warunków sedymentacji. Margle i wapienie margliste ogniwa gorzysławskiego formacji człuchowskiej, rozprzestrzenione podobnie jak utwory ogniwa strzeżewskiego na całym obszarze (fig. 4; Matyja, 2009 – fig. 11), tworzyły się w środowisku charakteryzującym się znacznie lepszym natlenieniem stref przydennych. Mogą o tym świadczyć cechy osadu (jaśniejsze barwy, nieobecność drobnolaminowanych iłowców) oraz obecność liczniejszych szczątków organizmów bentonicznych.

PERM

Hubert KIERSNOWSKI

UTWORY CZERWONEGO SPĄGOWCA

Stratygrafia i miąższość utworów czerwonego spągowca

Utwory czerwonego spągowca w profilu otworu Unisław IG 1 występują na głębokości 4548,7–4603,0 m (miąższość 54,3 m) według miary wiertniczej stosowanej do opisu rdzeni i na głębokości 4542,5–4596,3 m (miąższość 53,8 m) według profilowań geofizycznych. Wartość pomiaru może być *in plus* lub *in minus* ok. 0,5 m. Spoczywają one na utworach dewonu i są przykryte utworami cechsztynu. Profil utworów czerwonego spągowca to zaledwie 1% całej sukcesji utworów przewierconych w otworze Unisław IG 1.

Według Pokorskiego (1981) utwory czerwonego spągowca w profilu otworu Unisław IG 1 reprezentują **formację Noteci**, stanowiącą górną część **grupy Warty** (por. fig. 6). Zastosowany podział litostratygraficzny zamieszczono w *Tabeli stratygraficznej Polski* (Kiersnowski, 2009; Wagner i in., 2008). Utwory tej formacji są nieme biostratygraficznie.

Profil utworów czerwonego spągowca

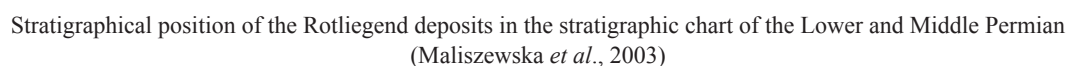
W otworze wiertniczym Unisław IG 1 profil czerwonego spągowca jest reprezentowany głównie przez drobnziarniste piaskowce, rzadziej przez piaskowce średnio- i grubziarniste oraz zlepieńcowate. Częste są również serie mułowców z licznymi przewarstwieniami iłowców, stwierdzono także jedną warstwę zlepieńca złożonego z otoczków średniej wielkości (Pokorski, 1982). Bardziej szczegó-

łowy profil sedymentacyjno-litologiczny utworów czerwonego spągowca w otworze Unisław IG 1 opracował Buniak (Buniak i in., 1999). Na zestawionym profilu (fig. 7) jest widoczna naprzemienna sedymentacja osadów playi i osadów koryt fluwialnych. Wzrost miąższości piaskowców koryt fluwialnych znamionuje głębsze wtargnięcie z północnego wschodu w obręb zbiornika playi fluwialnego systemu dystrybucyjnego (fig. 8).

Stwierdzona relatywnie mała miąższość osadów (osiągająca ok. 54 m) wynika z przewiercenia marginalnej części basenu czerwonego spągowca, w którym na zachód od lokalizacji otworu Unisław IG 1 wzrasta ich miąższość – fig. 8 (np. profile czerwonego spągowca w otworach Wałdowo Królewskie 1 – 165 m i Bydgoszcz IG 1 – 540 m) i ostatecznie utwory czerwonego spągowca w centralnych częściach basenu mogą osiągać miąższość nawet 2000 m.

Środowisko sedymentacji utworów czerwonego spągowca

Środowisko sedymentacji jest reprezentowane przez osady playi marginalnej przewarstwiającej się z osadami fluwialnych koryt rozprzeczających, które stanowią dystalną część systemu fluwialnego rozwiniętego w strefie krawędziowej basenu czerwonego spągowca górnego (fig. 8). Analiza danych z sąsiadujących otworów wiertniczych potwierdza charakter sedymentacji w strefie krawędziowej basenu. Sedymentacja ta cechowała się epizodycznością powiązaną ze zmianami klimatu.



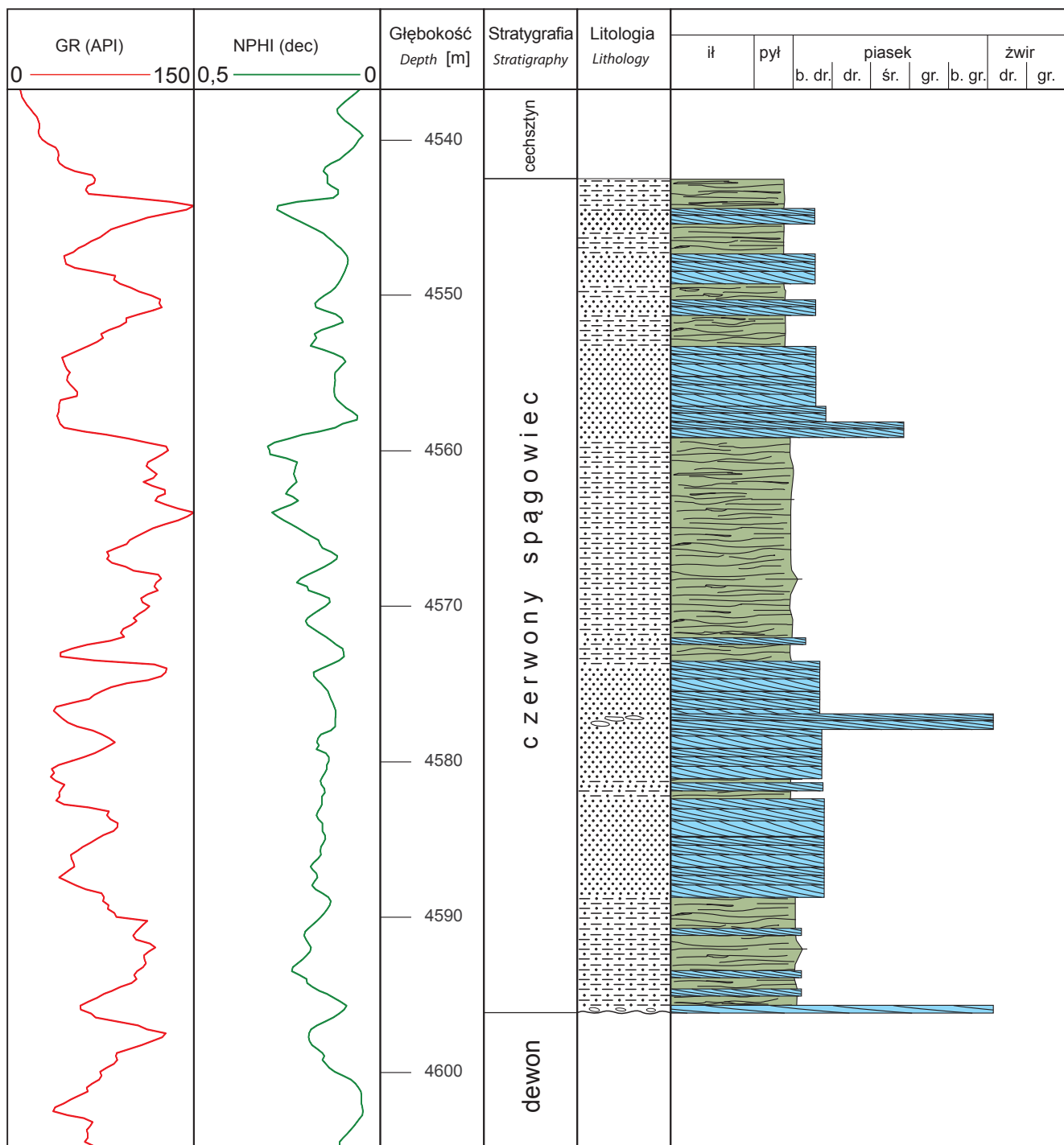
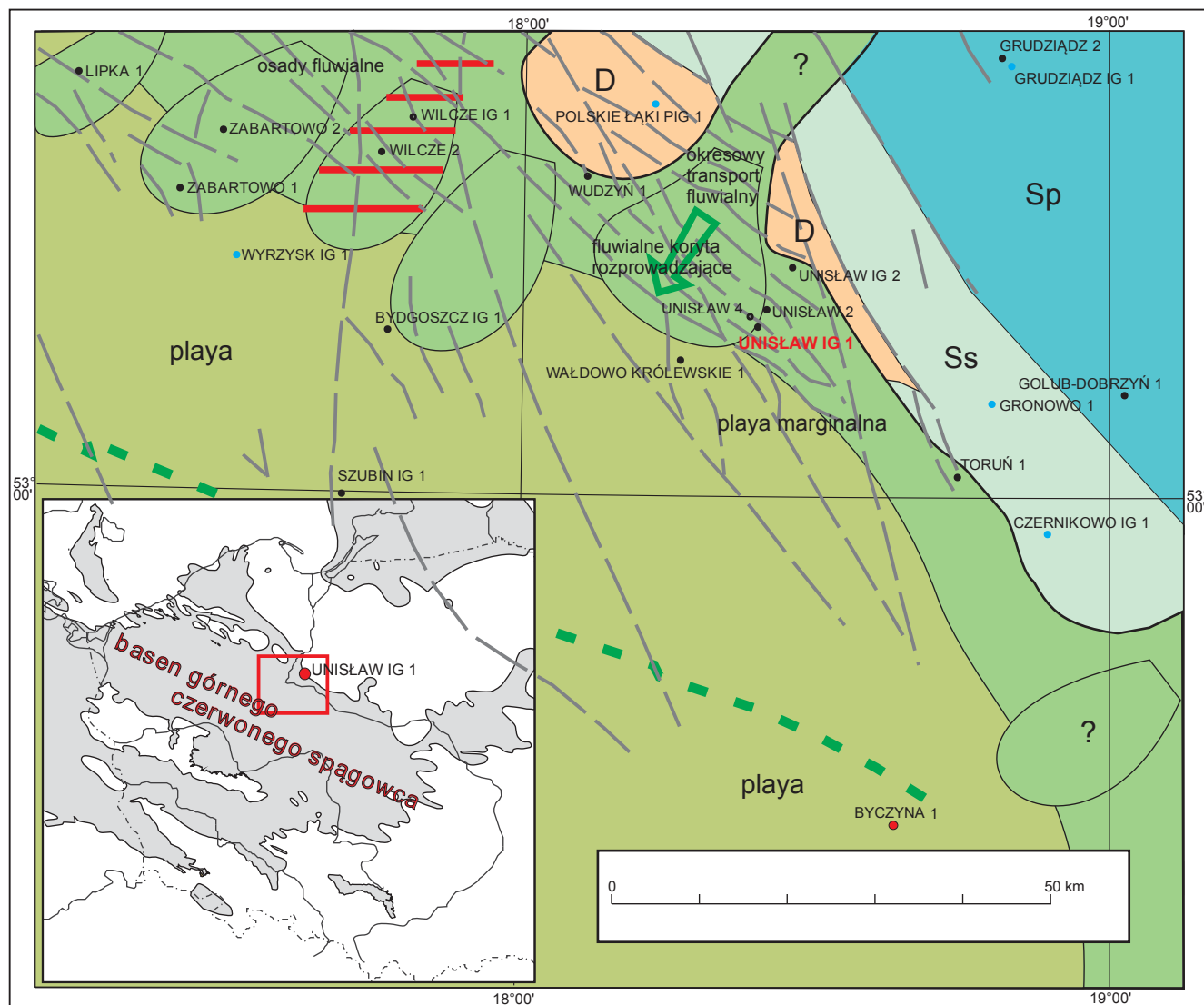


Fig. 7. Profil litologiczny czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Unisław IG 1 (głęb. 4542,5–4596,0 m, miąższość 53,5 m; skala 1:500) (opracował A. Buniak)

Lithologic log of the Rotliegend in the Unisław IG 1 borehole

Podobny system okresowych koryt fluwialnych mógł istnieć w innych miejscach położonych wzdłuż północno-wschodniej krawędzi basenu czerwonego spągowca górnego. Piaskowce oraz osady bardziej gruboklastyczne (zlepienie w otworze Wilcze IG 1 – fig. 8) pochodziły

z niszczenia ewentualnych, nieznanych podpermских wychodni utworów karbonu, ale i z obszaru położonego dalej na wschód – skał krystalicznych wyniesienia mazursko-suwalskiego (Kuberska, 2004, 2018 – ten tom).



H. KIERSNOWSKI, PIG-PIB

Fig. 8. Litofacje czerwonego spągowca górnego w rejonie krawędzi basenu sedimentacyjnego. Zwraca uwagę udział piaskowców fluwialnych mających znaczenie zbiornikowe

Upper Rotliegend lithofacies at the sedimentary basin margin;
striking is the proportion of reservoir fluvial sandstones

Marta KUBERSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Badaniami petrograficznymi objęto 38 próbek skał czerwonego spągowca. Opisy wykonano na podstawie badań mikroskopowych płytek cienkich (analiza planimetryczna, określenie mikrolitofacji, rodzaju i wskaźnika kontaktów ziaren, pomiar najczęstszej i maksymalnej średnicy ziaren kwarcu, opis najważniejszych procesów diagenetycznych). Wybrane próbki objęto analizą barwnikową (Migaszewski, Narkiewicz, 1983) w celu wstępnego roz-

różnienia cementów węglanowych. Sześć próbek piaskowców przed wycięciem płytek cienkich nasączono niebiesko zabarwioną żywicą w celu obserwacji przestrzeni porowej w skale. Zastosowano analizę katodoluminescencyjną, wykorzystującą różną zdolność luminescencji minerałów bombardowanych strumieniem elektronów w warunkach próżni. Analizę tę wykonano na angielskiej aparaturze typu CCL 8200 mk³ firmy Cambridge Image Technology

Ltd. Przy zastosowaniu mikroskopów elektronowych (JSM-35 firmy JEOL, 1430 firmy LEO) sprzężonych z mikrosondami energetycznymi (EDS ISIS) identyfikowano wybrane składniki, ich chemizm oraz sposób zabudowy przestrzeni porowej skał. W trzech próbkach piaskowców w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB wykonano wskaźnikowe oznaczenia chemiczne. W dwóch próbkach (piaskowiec i iłowiec piaszczysty) zbadano skład mineralny frakcji ilastej na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 1840. Do oznaczeń izotopów węgla i tlenu (na spektrometrze mas MI w Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie) w cementie kalcytowym i dolomitowym wytypowano po jednej próbce piaskowców. Wykonano także oznaczenia izotopów siarki i tlenu w cementie anhydrytowym z jednej próbki piaskowca. W Laboratorium Poszukiwań Nafty i Gazu w Wołominie dla dziewięciu próbek piaskowców wykonano oznaczenia współczynnika porowatości i przepuszczalności. Dodatkowo w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie w dwóch próbkach piaskowców oznaczono porowatość i cechy przestrzeni porowej przy pomocy metody komputerowej analizy obrazu (Leśniak, 1999).

Charakterystyka petrograficzna skał

Zlepienie

W badanym profilu w części przyspągowej wyróżniono wkładkę zlepienca średniookruchowego (dominujący otoczek o średnicy 5–6 mm) o barwie różowoszarej. Zawiera on ok. 60% obj. okruchów skalnych we frakcji psefitowej. Są to zarówno okruchy półobtoczone, izometryczne, jak i nieobtoczone, wydłużone. Półobtoczone ziarna wykształcone we frakcji psamitowej stanowią masę wypełniającą i odpowiadają składem piaskowcowi średnio- i gruboziarnistemu. Okruchy/ otoczaki wykształcone we frakcji psefitowej składają się z piaskowców (12% obj.), skał węglanowych (42% obj.), mułowców ilastych i węglanowych (20% obj.), iłowców żelazistych (12% obj.), kwaśnych skał wylewnych (6% obj.), granitoidów (4% obj.), łupków krystalicznych i kwarcu polikrystalicznego (4% obj.) oraz nielicznych skał krzemionkowych. Skały osadowe są reprezentowane najliczniej. Wśród nich wyróżniono fragmenty szarych wapieni i dolomitów sparytowych (liczne oosparyty), mikrosparytowych oraz biosparytowych. Drugą, liczną grupą są nieobtoczone, wydłużone klasty brunatnych iłowców, mułowców ilastych i żelazistych, mułowców węglanowych. Występują tu także otoczaki piaskowców typu arenitów sublitycznych i kwarcowych oraz pojedyncze okruchy skał krzemionkowych.

Materiał wykształcony we frakcji psamitowej stanowią półobtoczone ziarna kwarcu mono- (64,3% obj.) i polikrystalicznego (6,3% obj.), skalenie (9,7% obj.), reprezentowane przez półobtoczony mikroklin, oraz występujące w formie tabliczek plagioklasy szeregu albit–oligoklaz. Poza tym są tu obecne litoklasty (8% obj.), podobne do opisywa-

nych w materiale frakcji psefitowej. Materiał detrytyczny zlepienca jest scementowany spoiwem ilasto-żelazistym bądź węglanowym. Występuje również spoiwo anhydrytowe. Składniki spoiwa są rozmieszczone nierównomiernie. Zlepieniec wykazuje znaczną porowatość.

Piaskowce

Piaskowce charakteryzują się barwą szarą, szaroseledynową i szaroczerwoną. Są to skały drobno- i średnioziarniste. W interwale głębokości 4564–4585 m wyróżniono także piaskowce gruboziarniste i zlepieńcowate. Piaskowce wykazują strukturę psamitową, rzadziej psamitowo-aleuritową lub psamitowo-psefitową. Tekstura ich bywa kierunkowa (laminacja równoległa, warstwowanie przekątne). Ze względu na skład mineralny piaskowców oraz rodzaj spoiwa wyróżniono arenity i waki sublityczne, subarkozowe, w jednym przypadku arenit lityczny (tab. 1). W nazewnictwie przyjęto klasyfikację Pettijohna i in. (1972).

Głównym składnikiem materiału detrytycznego w piaskowcach są kwarc mono- i polikrystaliczny, występujące w postaci ziaren półobtoczonych, sporadycznie nieobtoczonych (fig. 9A). Ziarna kwarcu polikrystalicznego mogą być częściowo fragmentami kwarcowych łupków krystalicznych bądź kwarcytów. W obrębie ziaren kwarcu zauważono robaczkowate wrostki chlorytów. Skalenie występują w postaci ziaren ostrokrawędzistych, najczęściej o pokroju tabliczkowym. Wśród nich wyróżniono skalenie potasowe (mikroklin, ortoklaz) oraz plagioklasy szeregu albit–oligoklaz. Ziarna skalenia są częściowo skarbonatyzowane lub zsercytyzowane (fig. 9B). Wśród litoklastów najliczniejsze są okruchy starszych skał osadowych. Są to fragmenty wapieni i dolomitów sparytowych, częste bio- i oosparyty, mikrosparyty, a także okruchy skrzemionkowanych wapieni. Występują tu również okruchy mułowców węglanowych, piaskowców mułowcowych oraz piaskowców typu arenitów kwarcowych i sublitycznych. Powszechnie, chociaż w niewielkiej ilości, odnotowano okruchy skał krzemionkowych. Poza tym występują pojedyncze fragmenty skał metamorficznych, wylewnych i głębinowych. Należą do nich fragmenty łupków krystalicznych i monokwarcowe okruchy gnejsów. Stwierdzono również otoczaki o składzie andezytów i dacytów. Są to zarówno fragmenty tła skalnego, jak i okruchy o strukturze porfirowej. Do grupy skał głębinowych można zaliczyć fragmenty kwarcowo-skaleniowe o strukturze granofirowej lub okruchy przypominające granitoidy. Oprócz wymienionych głównych składników w piaskowcach występują łyszczyki (muskowit) oraz akcesorycznie – cyrkon.

Wśród głównych składników spoiw wyróżniono: tlenki i wodorotlenki żelaza, allo- i autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany, kwarc i skałen autigeniczny. Tlenki i wodorotlenki żelaza są w opisywanych piaskowcach powszechne i nadają im charakterystyczną czerwonawą barwę. Występują najczęściej w postaci rozproszonego pigmentu, a czasami – krystalicznego hematytu (0,3–2,3% obj.). Rozproszony pigment żelazisty wraz z allogenicznymi minerałami ilastymi wchodzi w skład spoiwa typu ma-

Tabela 1

Skład mineralny skal czerwonego spagowca [% obj.]

Mineral composition of the Rotliegende rocks [% vol.]

Głęb. [m] Depth	Typ skały Rock type	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Litoklasty Lithoclasts	Łyszczyki Micas	Min. ciężkie Heavy min.	Hematyt Hematite	Matrix Matrix	Aut. min. il. Clay min.	Węgłany Carbonates	Siarczany Sulphates	Kwarc aut. Aut. quartz	Skaleń aut. Aut. feldspar	Pory Porous
4551,8	ar sl	69,8	4,0	6,2	0,0	0,4	0,0	2,0	0,0	16,6	0,0	1,0	0,0	22,6
4552,4	wa sl	45,6	3,8	3,0	0,3	0,0	0,0	27,4	0,0	19,3	0,0	0,6	0,0	n.o.
4553,4	ar sl	49,1	4,3	9,0	0,0	0,6	2,0	0,6	0,0	34,4	0,0	0,0	0,0	15,7
4554,5	ar sl	61,3	7,0	10,1	0,0	0,4	0,6	3,0	0,0	16,2	0,4	1,0	0,0	n.o.
4555,5	ar sl	78,7	1,6	7,0	0,0	0,4	0,6	0,0	0,0	7,0	2,0	2,7	0,0	22,7
4557,2	ar sa	50,6	8,0	4,4	0,0	0,7	0,0	6,0	Chl 3,0	8,7	9,0	9,0	0,6	n.o.
4557,7	ar sa	61,6	7,7	7,6	0,4	0,0	0,4	1,4	0,0	7,5	12,2	1,2	0,0	n.o.
4558,5	wa sa	41,0	7,7	8,3	0,0	0,7	0,3	19,3	0,0	14,0	7,7	1,0	0,0	n.o.
4561,5	ar sl	58,7	4,5	6,4	0,4	0,4	2,3	8,3	0,0	18,0	0,0	1,0	0,0	n.o.
4562,8	ar sl	66,3	7,0	9,8	0,4	0,4	0,0	4,4	0,0	8,3	2,0	1,4	0,0	19,0
4564,0	ar sl	69,0	6,0	8,7	0,4	0,6	0,8	1,4	Chl 0,5	9,4	2,7	0,5	0,0	n.o.
4565,5	ar sl	50,6	16,3	16,4	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	3,0	11,3	2,0	0,0	n.o.
4573,8	ar sa	55,0	7,7	5,7	1,7	0,7	0,3	11,3	0,0	17,2	0,4	0,0	0,0	n.o.
4578,8	ar sa	61,3	8,7	2,6	0,0	0,7	0,0	10,7	0,0	9,3	2,3	4,4	0,0	n.o.
4580,5	ar sa	66,0	9,0	4,3	0,0	0,0	1,0	2,0	0,0	11,7	4,0	2,0	0,0	13,7
4582,8	ar sa	46,0	7,0	4,3	0,0	0,0	1,7	11,0	0,0	28,6	0,7	0,7	0,0	n.o.
4583,5	ar sl	69,0	5,0	6,3	1,0	0,4	0,3	4,0	0,0	12,4	1,0	0,6	0,0	n.o.
4584,5	ar sl	57,1	9,3	15,6	0,4	0,0	0,5	1,5	0,0	12,6	1,6	1,4	0,0	n.o.
4585,0	ar l	39,6	8,7	29,0	0,0	1,0	1,0	8,3	Chl 0,7	9,4	1,0	1,3	0,0	n.o.
4587,5	ar sa	68,6	5,4	6,0	0,4	0,0	0,0	3,6	0,0	14,0	1,0	1,0	0,0	n.o.
4588,5	ar sa	57,6	9,0	7,6	0,4	0,0	1,4	0,6	0,0	23,0	0,0	0,4	0,0	n.o.
4590,1	ar sl	54,0	6,7	9,7	0,0	0,6	1,4	0,6	0,0	25,8	0,6	0,6	0,0	n.o.
4591,4	ar sa	51,9	10,0	8,7	0,0	0,7	2,0	3,0	0,0	23,7	0,0	0,0	0,0	12,3
4594,0	wa sa	40,3	7,3	3,0	1,0	0,0	0,7	28,3	0,0	16,7	0,0	2,7	0,0	n.o.

aut. – autigeniczny, il. – ilaste, min. – minerały, ar – arenit, wa – waka, sa – subarkozowy, sl – sublityczny, l – lityczny, Chl – chloryt, n.o. – nie oznaczono

aut. – authigenic, il. – clay, min. – minerals, ar – arenite, wa – wacke, sa – subarkosic, sl – sublithic, l – lithic, Chl – chlorite, n.o. – not determined

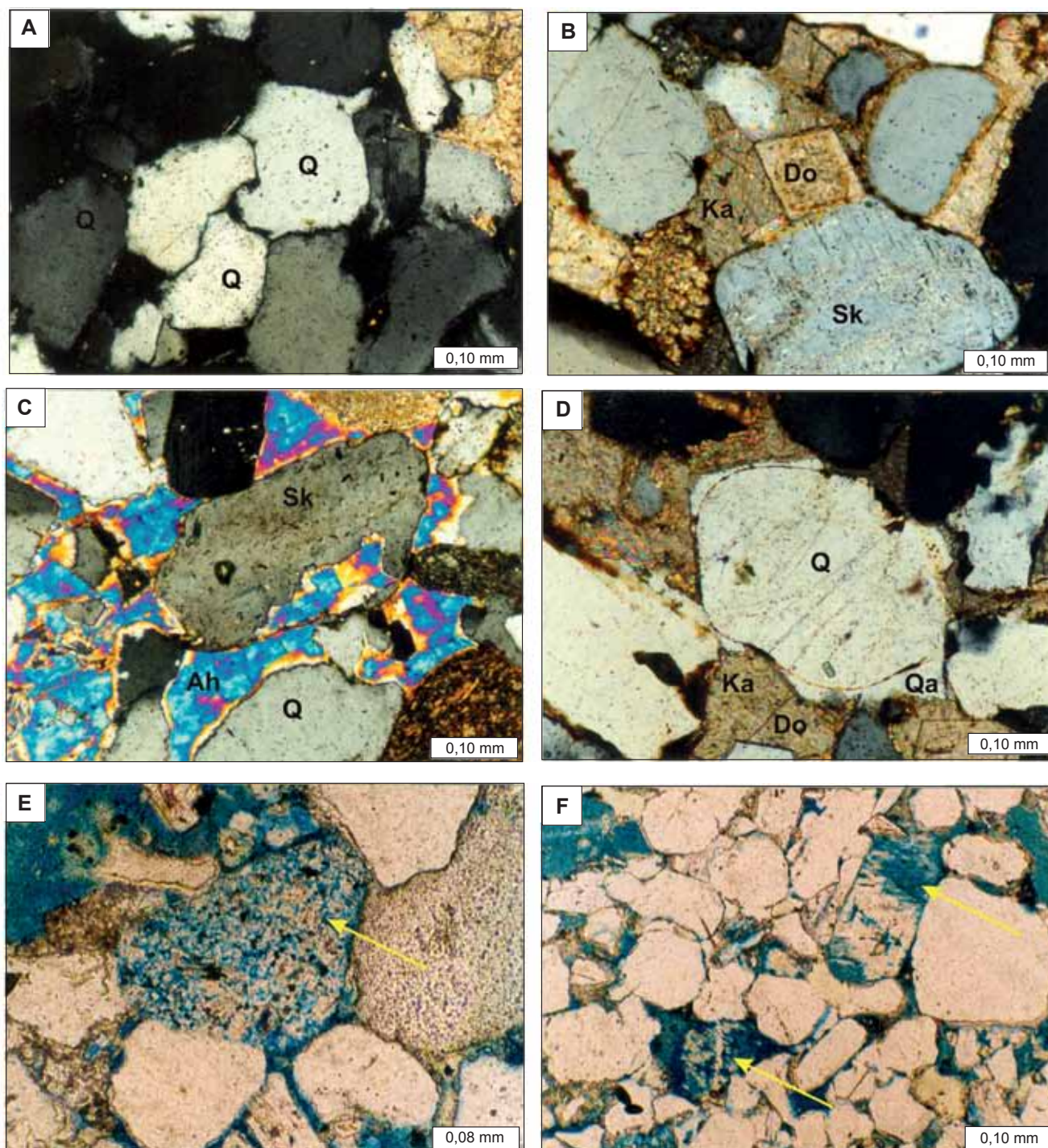


Tabela 2

Wyniki badań rentgenowskich minerałów ilastych wybranych próbek skalnych

Results of X-ray diffraction study of clay minerals from selected rock samples

Głębokość [m] Depth [m]	Nazwa skały Name of the rock	Illit Illite	Illit/smektit Illite/smectite	Chloryt Chlorite	Kaolinit Kaolinite	Gips Gypsum
		Il	I/S	Chl	Kl	Gi
4553,4	ar sl	++	–	+++	–	–
4577,4	ic p-ty	++	–	++	–	–

Udział zidentyfikowanych minerałów: +++ – znaczny, ++ – średni, + – niewielki; objaśnienia symboli skał pod tabelą 1

Proportion of identified minerals: +++ – high, ++ – medium, + – small; for explanation of symbols see Table 1

Fig. 9A. Piaskowiec o składzie arenitu sublitycznego; widoczne ziarna kwarcu (Q) o różnym stopniu obtoczenia i wklęsło-wypukłe kontakty międzyziarnowe; głęb. 4555,5 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane. **B.** Piaskowiec o składzie arenitu subarkozowego; widoczne ziarno skalenia (Sk) miejscami zsercytyzowanego, w spoiwie widoczny kalcyt (Ka) i romboedr dolomitu (Do); głęb. 4588,5 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane. **C.** Spoiwo anhydrytowe (Ah) w arenicie subarkozowym częściowo zastępujące ziarno skalenia (Sk); widoczne ziarna kwarcu detrytycznego; głęb. 4557,2 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane. **D.** Piaskowiec o składzie arenitu sublitycznego. Widoczne ziarno kwarcu (Q) z obwódką kwarcu autigenicznego (Qa) i spoiwo kalcytowo (Ka)-dolomitowe (Do); głęb. 4590,1 m; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane. **E.** Częściowo przeobrażony okruch skały wulkanicznej z widoczną porowatością wewnątrzziarnową (strzałka); głęb. 4562,8 m; próbka impregnowana niebiesko zabarwioną żywicą; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora. **F.** Widoczne częściowo rozpuszczone ziarna detrytyczne (strzałki) w arenicie sublitycznym; głęb. 4562,8 m; próbka impregnowana niebiesko zabarwioną żywicą; zdjęcie z mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora

A. Sandstone of sublithic arenite composition; detrital quartz grains (Q) with a different degree of roundness and intergranular concavo-convex contacts are visible; depth 4555.5 m; photomicrographs in polarized light, crossed polars. B. Sandstone of subarkosic arenite composition; argillitised feldspar grain (Sk), calcite (Ka) and rhombohedral dolomite (Do) are visible in the cement; depth 4588.5 m; photomicrographs in polarized light, crossed polars. C. Anhydrite cement (Ah) partly replaces a feldspar grain (Sk) in subarkosic arenite; quartz detrital grains are visible; depth 4557.2 m; photomicrographs in polarized light, crossed polars. D. Sandstone of sublithic arenite composition; quartz grain (Q) with quartz overgrowths (Qa), calcite (Ka) and dolomite (Do) cements are visible; depth 4590.1 m; photomicrographs in polarized light, crossed polars. E. Partial alteration of a volcanic rock clast with visible intragranular porosity (arrow); depth 4562.8 m; sample impregnated with a blue resin; photomicrographs in polarized light, without analyzer. F. Partly dissolved detrital grains (arrows) in sublithic arenite; depth 4562.8 m; sample impregnated with a blue resin; photomicrographs in polarized light, without analyzer

triks i często tworzą obwódki na ziarnach detrytycznych. W grupie autigenicznych minerałów ilastych wyróżniono Fe/Mg- i Mg/Fe-chloryty, illit oraz sporadycznie kaolinit. Obecność i rodzaj minerałów ilastych w jednej próbce piaskowca potwierdza analiza rentgenowska (tab. 2). Chloryty występują w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych lub wypełniają przestrzenie porowe. Chloryty tworzące obwódki (fig. 10) mogą hamować kompaktację mechaniczną w osadzie (Rochewicz, 1980), a także powstrzymują późniejszą cementację – na przykład kwarcem autigenicznym (Hancock, 1978). Jednak nieciągłe i cienkie obwódki nie mają już takiego znaczenia i współwystępują z euhedralnymi kryształami kwarcu autigenicznego. W przestrzeniach porowych chloryty tworzą formy wachlarzowe (Kuberska, 2004), a stosunek Fe/Mg w ich składzie wynosi 2:1. Należą one do cementów powstałych w późniejszych etapach diagenety, w temperaturze 90–120°C (Aagaard i in., 2000). Osobniki autigenicznego illitu występują w postaci wypustek ograniczających przestrzeń porową. Najpospolitszymi minerałami węglanowymi są kalcyt i dolomit (fig. 9B). Obecność minerałów węglanowych potwierdzają analizy chemiczne z wybranych próbek skalnych (tab. 3). Kalcyt występuje przeważnie w postaci osobników anhedralnych. Poza identyfikacją kalcytu metodą barwienia płytek cienkich płynem Evamyego, interesujących danych dostarczyły analiza katodoluminescencyjna oraz analiza chemiczna w mikroobszarach. Metody te pozwoliły wyróżnić Mn-kalcyt, najbardziej rozpowszechniony i wykazujący w katodoluminescencji (CL) żółtą lub żółtopomarańczową luminescencję dzięki zawartości manganu w sieci krystalicznej. Wyniki analizy ilościowej w mikroobszarach pokazuje tabela 4. W jednej próbce piaskowca oznaczono wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ w spoiwie kalcytowym. Wynik $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (–4,79‰) posłużył do wyliczenia hipotetycznej temperatu-

ry krystalizacji w zależności od różnych prawdopodobnych dla czerwonego spągowca (Kuberska, 2004) wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej zgodnie ze wzorem Epsteina i in. (1953). Wynika z tego, że kalcyt w spoiwie opisywanych piaskowców mógł się tworzyć w niskiej temperaturze, maksymalnie do ok. 35°C. Oprócz Mn-kalcytu zidentyfikowano także kalcyt nieświecący w CL, który w swoim składzie chemicznym wykazał obecność tylko wapnia, tlenu i węgla (fig. 11). Określono go jako kalcyt „czysty”. Współwystępuje on w spoiwie z Mn-kalcytem i tworzy formy subhedralne.

Dolomit miejscami tworzy romboedry (fig. 9B), częstsze są jednak ziarna anhedralne. W badaniach katodoluminescencyjnych dolomit wykazuje świecenie w barwach od czerwono-brunatnej do czarnej. W jednej próbce piaskowca oznaczono wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ w spoiwie dolomitowym. Wartość $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ wynosi –2,59‰_{VPDB}, natomiast $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ wynosi 1,88‰. Dla $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej równej +1‰ (Kuberska, 2004) krystalizacja dolomitu mogła zachodzić w temperaturze 65–70°C.

Siarczany są reprezentowane przez anhydryt (fig. 9C). Zawartość anhydrytu waha się od zera do 12,2% obj. Anhydryt w badanych piaskowcach występuje w postaci osobników anhedralnych i często zastępuje ziarna detrytyczne. W jednej próbce piaskowca oznaczono wartości stosunków izotopowych tlenu i siarki w spoiwie anhydrytowym. Wartość $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wynosi 15,59 ‰, a $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 10,80‰. Przyjmuje się, że anhydryt mógł się tworzyć z wód o charakterze kontynentalno-morskim (Kuberska, 2004) w późniejszych etapach diagenety. Spoiwo kwarcowe jest powszechne, ale występuje w niewielkich ilościach (0–9,0% obj.). Kwarc autigeniczny (fig. 9D) tworzy obwódki regeneracyjne na ziarnach detrytycznych lub pojedyncze, euhedralne kryształy (fig. 10).

Tabela 3

Wyniki oznaczeń chemicznych z wybranych próbek skalnych oraz przeliczenie na zawartość węglanów i anhydrytu [% wag.]

Results of chemical determinations from selected rock samples and counting for carbonate and anhydrite contents [weight %]

Głębokość [m] Depth	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CO ₂	SO ₃	CaCO ₃ + MgCO ₃	CaCO ₃ Kalcyt Calcite	CaMg(CO ₃) ₂ Dolomit Dolomite	FeCO ₃	MnCO ₃	CaSO ₄ Anhydryt Anhydrite
4557,2	10,50	0,76	0,10	0,86	n.o.	3,69	11,60	7,62	0,25	7,37	0,16	n.o.	19,72
4561,5	4,13	2,44	0,13	0,86	n.o.	5,85	0,60	12,10	0,12	11,98	0,21	n.o.	1,02
4587,5	2,96	1,21	0,02	0,82	n.o.	3,80	0,44	8,01	0,85	7,16	0,03	n.o.	0,75

n.o. nie oznaczono

n.o. – not determined

Tabela 4

Wyniki ilościowych analiz chemicznych Mn-kalcytów w mikroobszarach w spektrometrze EDS-ISIS [% mol]

Głębokość [m] Depth	CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃
4580,5	95,0	5,0	–	–
4591,4	96,8	2,0	1,2	–

Mułowce

Mułowce mają barwę szarozielonkawą lub brunatnoczerwoną. Najczęściej występują w postaci cienkich przewarstwień lub wkładek w obrębie piaskowców, rzadko jako odrębne serie. Mułowce wykazują strukturę aleurytowo-psamitową. W warstwach mułowcowych obserwuje się laminację równoległą, często warstwowanie przekątne lub soczewkowe.

Lokalnie spotyka się struktury utworzone w wyniku zaburzeń gęstościowych. Tekstura kierunkowa przeważnie jest zaznaczona ułożeniem minerałów łuszczykowych. Głównym składnikiem mułowców jest kwarc, którego średnica waha się w granicach 0,04–0,06 mm, podrzędnie występują ziarna skaleni lub okruchy skał – najczęściej osadowych. Spoiwo mułowców jest złożone głównie z substancji ilasto-żelazistej.

Iłowce

Iłowce są brunatnoczerwone o strukturze pelitowej lub pelitowo-aleurytowej i teksturze kierunkowej. Iłowce w omawianym profilu występują tylko jako nieliczne przewarstwienia mułowców lub piaskowców. Głównym składnikiem tych skał są illit i chloryt (tab. 2). Podrzędnie są obecne muskowit i mułek kwarcowy.

Charakterystyka i właściwości petrofizyczne wybranych piaskowców

Oznaczone laboratoryjnie wielkości współczynnika porowatości wynoszą od 5,39 do 16,64% (tab. 5). Jest to porowatość efektywna, wyrażona stosunkiem objętości porów otwartych do całkowitej objętości próbki. Porowatość mierzona w sześciu płytkach cienkich metodą planimetryczną wynosi od 12,3 do 22,7% obj. (tab. 1). Wartości porowatości oznaczonej metodą komputerowej analizy obrazu zamieszczono w tabeli 6. Stwierdzono, że przestrzeń porowa w ba-

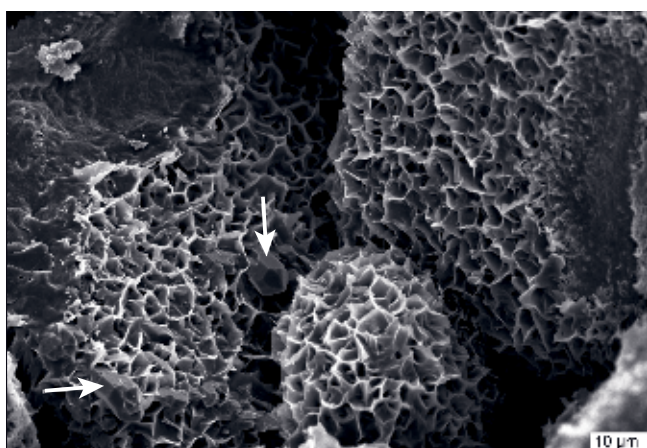


Fig. 10. Obwódki chlorytowe otaczające ziarna detrytyczne

Widoczne drobne kryształy kwarcu autogenicznego (strzałki); głęb. 4580,5 m; obraz z mikroskopu elektronowego

Chlorite rims surrounding detrital grains

Fine crystals of authigenic quartz (arrows) are visible; depth 4580.5 m; electron microscope image

Tabela 5

Wyniki oznaczeń porowatości i przepuszczalności z wybranych próbek skalnych oraz główne składniki spoiwa

Results of the porosity and permeability from selected rock samples and main components of the cement

Głębokość [m] Depth	Nazwa skały Name of rock	Po [%]	Pp [mD]	Matriks + cement ortochemiczny = 100% Matrix + cement = 100%				
				matriks matrix	cement ortochemiczny cement			
					węglany carbonates	siarczany sulphates	kwarc aut. aut. quartz	inne other
4551,8	ar sl	6,85	<0,1	10,2	84,7	–	5,1	–
4553,4	ar sl	5,39	<0,1	1,6	93,0	–	–	5,4
4554,5	ar sl	7,88	0,1	14,2	76,4	1,9	4,7	2,8
4555,5	ar sl	9,63	4,2	–	56,9	16,3	21,9	4,9
4557,2	ar sa	5,60	<0,1	16,5	24,0	24,8	24,8	9,9
4561,5	ar sl	5,58	<0,1	28,0	60,8	–	3,4	7,8
4562,8	ar sl	12,21	0,33	27,3	51,6	12,4	8,7	–
4565,5	ar sl	6,04	n.o.	–	18,4	69,3	12,3	–
4583,5	ar sl	16,64	4,5	21,8	67,8	5,5	3,3	1,6

Po – porowatość, Pp – przepuszczalność, n.o. – nie oznaczono; objaśnienia symboli skał pod tabelą 1
 Po – porosity, Pp – permeability, n.o. – not determined; for explanation of rock symbols see Table 1

danych próbkach jest zdominowana przez makropory. Porowatość pierwotną w analizowanych piaskowcach obserwuje się rzadko, częściej natomiast – porowatość wtórną, powstałą na skutek przeobrażania i rozpuszczania diagenetycznego (fig. 9E, F). Efektem jest notowana porowatość między- i śródziarnowa oraz międzykrystaliczna.

Wszystkie przebadane piaskowce odznaczają się brakiem przepuszczalności, spowodowanym znacznym udziałem procentowym spoiwa typu matriks (tab. 5). Poza tym do obniżenia wartości porowatości i przepuszczalności przyczyniła się w późnych fazach przemian diagenetycznych cementacja, między innymi węglanami i siarczanami.

Procesy diagenetyczne i etapy rozwoju diagenety

Główne procesy diagenetyczne zachodzące w osadach to: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja, zastępowanie, rozpuszczanie i przeobrażanie niestabilnych składników mineralnych. W badanych utworach wyodrębniono eo- i mezodiagenezę (Choquette, Pray, 1970). Efekty procesów diagenetycznych obserwowano w próbkach piaskowców (tab. 7).

Ogólnie najdłuższym działającym procesem jest kompaktacja mechaniczna, powodująca, między innymi, wzrost upakowania materiału detrytycznego. Wyliczony wskaźnik kontaktów ziaren określa liczbowo stopień upakowania zia-

Tabela 6

Wyniki badań porowatości oznaczonej metodą komputerowej analizy obrazu mikroskopowego

Results of study of the porosity determined by a computer analysis of the microscopic image

Głębokość [m] Depth	Typ skały Type of rock	Porowatość [%] Porosity
4551,8	ar sl	13,68
4562,8	ar sl	9,46

Objaśnienia symboli skał pod tabelą 1
 For explanation of rock symbols see Table 1

ren w osadzie i wynosi w tym profilu od 0,5 do 4,0 (tab. 7). Widocznym skutkiem działania tego procesu jest obecność kontaktów prostych i punktowych, natomiast skutkiem oddziaływania kompaktacji chemicznej są obserwowane kontakty wklęsło-wypukłe (tab. 7, fig. 9A). Powstawanie autigenicznych obwódek ilastych, ilasto-żelazistych i kwarcowych zalicza się do procesów cementacyjnych rozpoczynających się we wcześniejszych stadiach diagenety. Procesy eodiagenety w badanych skałach zachodziły w temperaturach niewiele przekraczających 50°C (Kuberska, 2004). Oprócz cementów obwódkowych tworzyły się wczesne cementy węglanowe. Wczesny anhydryt mógł być efektem

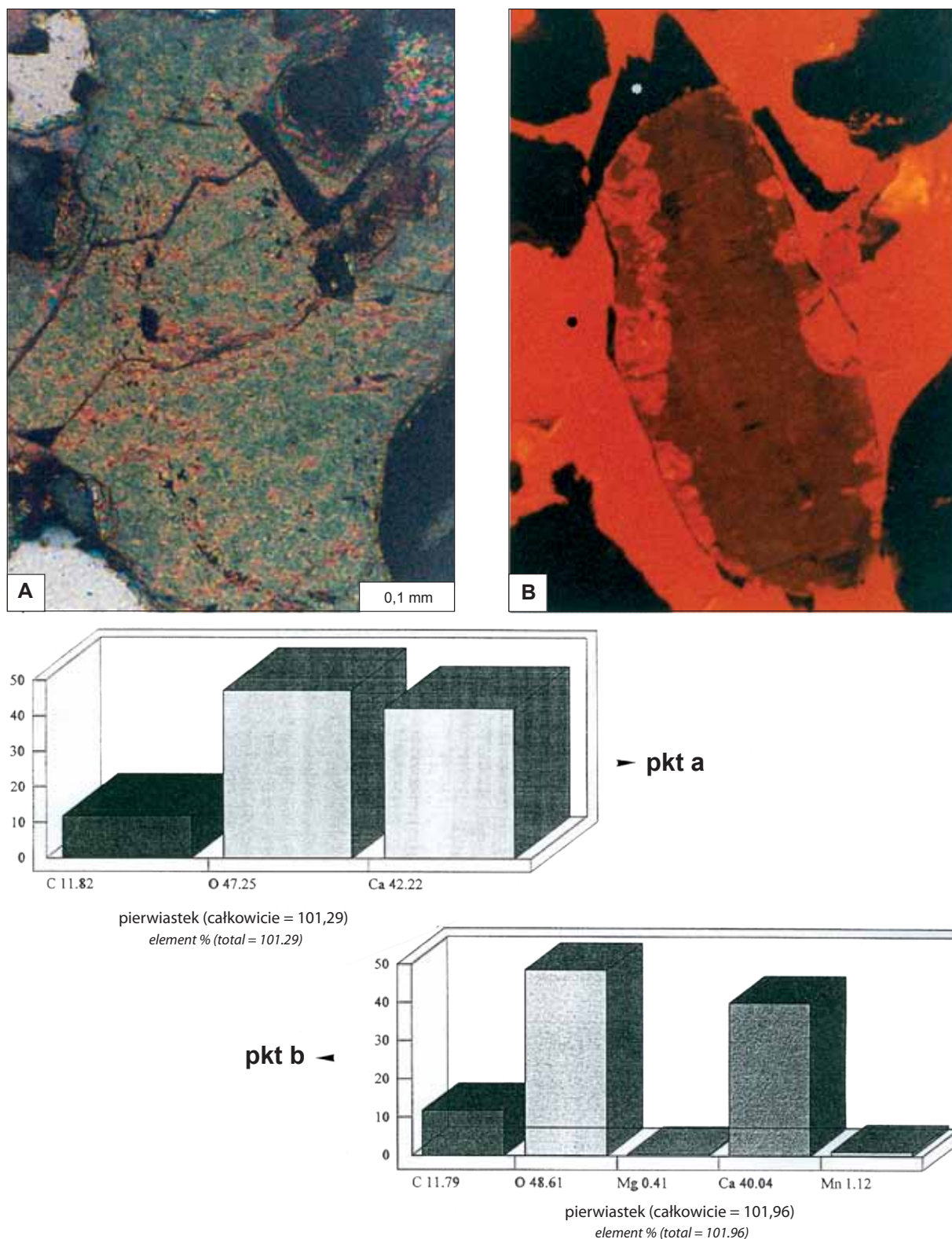


Fig. 11. Widoczna węglanowa pseudomorfoza po ziarnie skalenia w spoiwie arenitu subarkozowego

Punkt a – czysty kalcyt, punkt b – $\text{Ca}_{0.968}\text{Mn}_{0.020}\text{Mg}_{0.012}\text{CO}_3$; głęb. 4591,4 m; zdjęcia z mikroskopu polaryzacyjnego przy nikolach skrzyżowanych (A) i w CL (B) oraz wykresy składu chemicznego (EDS) w punktach a i b

Carbonate pseudomorph in the cement of subarkosic arenite

Point a – pure calcite, point b – $\text{Ca}_{0.968}\text{Mn}_{0.020}\text{Mg}_{0.012}\text{CO}_3$; depth 4591.4 m; photomicrographs in polarized light, crossed polars (A) and CL image (B) and graphs of chemical composition (EDS) at points a and b

Tabela 7

Wybrane cechy skal czerwonego spągowca
Selected features of the Rotliegend deposits

Głębokość [m] Depth	Nazwa/ typ skały Rock type	MfQ [mm]	MmaxQ [mm]	MmaxQ/ MfQ	Główne procesy diagenetyczne/ Main diagenetic processes					
					kompakcja/ compaction		cementacja cementation	rozpuszczanie dissolution	zastępowanie replacement	przeobrażanie i neomorfizm alteration and neomorphism
					mecha- niczna mechanical (Wkkz)	chemiczna chemical (Tpkz)				
4551,8	pc dr/ar sl	0,14	0,46	3,3	2,1	–	Ob.il, W	Sk	Sk, Qa → Ka	Sk → It
4552,4	pc b dr/wa sl	0,07	0,20	2,9	n.o.	–	W	Sk, Q	Qd, Sk → Ka	Ły, L → Chl
4553,4	pc dr/ar sl	0,22	0,47	2,1	2,5	–	W	Q	Sk, L, Qd → Ka	L → Chl; Sk → It
4554,5	pc z-ty/ar sl	0,14	0,94	6,7	3,2	ww	W, Ah	Sk	Qd, Sk, L → Ka, Ah	ReW
4555,5	pc dr/ar sl	0,24	0,56	2,3	3,5	ww	W, Qa, Ah	Q, Sk	Sk, Qd → Ka, Ah	–
4557,2	pc dr/ar sa	0,16	0,64	4,0	2,8	ww	W, Ah	Qd, Sk	Sk, Qd, Qa → Ka, Ah	Sk → It+ Qa
4557,7	pc dr/ar sa	0,10	0,80	8,0	2,4	ww	W, Ah	Qd, Sk	Qd, Sk → Ka, Ah; L → Ah	–
4558,5	pc dr/wa sa	0,12	0,52	4,3	0,5	–	W, Ah	Sk, Do	Sk, Qd → Ka, Do, Ah	–
4561,5	pc dr/ar sl	0,10	0,34	3,4	2,0	–	Ob.il-zł, W	Qd	Sk, Qd → Ka, Do	Ły, L → Chl
4562,8	pc dr/ar sl	0,12	0,84	7,0	4,0	ww	Ob.il-zł, W	Qd, Do	Sk, Qd → Do, Ka	Sk → It; L → Chl
4564,0	pc dr/ar sl	0,18	1,62	9,0	3,5	ww	Ob.il-zł, Ah, W	Qd, Do	Qd, Sk → Ka, Do; Sk, Do → Ah	Sk → It; Lw → Chl
4565,5	pc śr/ar sl	0,28	1,16	4,1	4,0	ww	Ah, W	Sk	Qd, Sk, L → Ka, Ah	Sk → It; Lw → Chl
4573,8	pc b.dr/ar sa	0,09	0,20	2,2	1,5	–	W, Ah	Sk, Qd, Do	Qd, Sk → Ka, Do	–
4578,8	pc dr/ar sa	0,14	0,70	5,0	3,5	ww	Ob.il-zł, W, Ah, Qa	Q	Qd Sk → Ka, Do, Ah	Sk → It + Qa
4580,5	pc dr/ar sa	0,18	0,86	4,5	3,5	ww	Ob.il-zł, W, Ah, Qa	Qd, Sk	Sk, Qd → Ka, Do, Ah	Sk → It + Qa
4582,8	pc b.dr/ar sa	0,08	0,27	3,4	1,5	–	W, Qa, Ah	Sk, Do	Sk, Qd → Ka, Do	Ły → Chl
4583,5	pc dr/ar sl	0,14	0,46	3,3	3,4	ww	Ob.il-zł, W	Qd, Do	Sk, Qd → Ka, Do	Sk → It
4584,5	pc dr/ar sl	0,20	1,52	7,6	3,4	ww	W, Ah	Sk	Qd, Sk, L → Ka, Ah	Sk → It
4585,0	pc z-ty/ar l	0,19	1,08	5,7	3,5	ww	Ob.il, W	Qd, Sk	Qd, Sk, L → Ka	Sk → It; ReW
4587,5	pc dr/ar sa	0,18	0,64	3,6	3,1	ww	Ob.il, W, Qa	Sk, Qd	Sk → Ka	Sk → It + Qa
4588,5	pc dr/ar sa	0,14	0,84	6,0	3,0	–	Ob.il-zł, W, Qa	Qd, Sk	Qd, Sk, L → Ka	Sk → It + Qa
4590,1	pc dr/ar sl	0,18	0,92	5,1	2,4	–	Ob.il-zł, W	Qd, Sk	Qd, Sk → Ka	–
4591,4	pc dr/ar sa	0,12	0,66	5,5	2,0	–	Ob.il-zł, W	Qd, Sk	Qd, Sk, L → Ka	Ły → Chl
4594,0	pc b dr/wa sa	0,08	0,26	3,3	1,3	–	Ob.il-zł, W	Sk	Qd → Ka	Sk, L → It

pc – piaskowiec; ar – arenit; wa – waka; sa – subarkozowy; sl – sublityczny; l – lityczny; z-ty, śr, dr, b.dr – zlepieńcowaty, średnio-, drobno-, bardzo drobnoziarnisty; Ah – anhydryt; Chl – chloryt; Do – dolomit; Il – minerały ilaste; It – illit; Ka – kalcyt; L – litoklast; Ły – łyszczyki; Ob. il, il-zł – obwódki ilaste, ilasto-żelaziste; Q – kwarc; Qd, a – kwarc detrytyczny, autogeniczny; Sk – skalenie; W – węglany; MfQ – najczęstsza średnica ziaren kwarcu; MmaxQ – maksymalna średnica ziaren kwarcu; Wk_{kz} – wskaźnik kontaktów międzyziarnowych; Tp_{kz} – typ kontaktów międzyziarnowych; ww – kontakty wklęsło-wypukłe; n.o. – nie oznaczono

pc – sandstone; ar – arenite; wa – wacke; sa – subarkosic; sl – sublithic; l – lithic; z-ty, śr, dr, bdr – conglomeratic, middle, fine, very fine grained; Ah – anhydrite; Chl – chlorite; Do – dolomite; Il – clay minerals; It – illite; Ka – calcite, L – lithoclast; Ły – micas; Ob. il, il-zł – clay rims, clay-iron rims; Q – quartz; Qd, a – detrital, authigenic quartz; Sk – feldspars; W – carbonate; MfQ – average diameter of grains quartz; MmaxQ – maximal diameter of grains quartz; Wk_{kz} – index of intergranular contacts; Tp_{kz} – type of intergranular contacts; ww – concavo-convex contacts; n.o. – not determined

dehydratacji gipsu (Glennie i in., 1978). Wody porowe, głównie pochodzenia meteorycznego, zainicjowały proces rozpuszczania ziaren detrytycznych (fig. 9F). Efekty tego procesu obserwowano powszechnie w odmianach arkozytowych i sublitycznych piaskowców (tab. 7). Na przełomie cechsztynu i pstrego piaskowca, podobnie jak w profilu otworu Bydgoszcz IG 1 (Kuberska, 2011), rozpoczął się drugi, najdłuższy etap w historii diagenety – mezodiagenety. Mogły się wtedy tworzyć cementy węglanowe oraz ilaste (chlorytowe, illitowe). Proces rozpuszczania diagenetycznego ziaren detrytycznych dostarczał między innymi jonów żelaza, które mogły być wykorzystane do utworzenia Fe/Mg-chlorytów, a także krzemionki, która wytrącając się ponownie, tworzyła porowe i obwódkowe cementy kwarcowe. Roztwory pochodzące z nadległych serii cechsztynu mogły być źródłem do krystalizacji późniejszych generacji anhydrytu, kalcytu oraz dolomitu. Wspomniane minerały autigeniczne występujące w spoiwach tworzyły się kilkietapowo, co potwierdzają obserwacje mikroskopowe. Z procesem cementacji wiąże się zastępowanie diagenetyczne. Stwierdzono częściowe lub całkowite pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych (fig. 11), szczególnie zastępowanie przez kalcyt, dolomit i anhydryt kwarcu, skaleni i okruchów skał. Proces ten dotyczy nie tylko ziaren, ale także cementów. Przeobrażanie diagenetyczne odnosi się głównie do przemian skaleni, łyszczyków i litoklastów, w czego efekcie powstały illit i chloryty.

Opisywane procesy z różną intensywnością wpływały na utrzymanie pierwotnej lub tworzenie się wtórnej porowatości w osadzie. Zgodnie z pojęciem potencjału diagenetycznego (Bjørlykke, 1983) zdolność do przeobrażeń piaskowców zależy od zawartości składników stabilnych i niestabilnych. Wtórna porowatość najłatwiej tworzyła się w odmianach arkozytowych, gdzie duże znaczenie miało rozpuszczanie diagenetyczne. Odmiany lityczne piaskowców, szczególnie z dużą zawartością okruchów skał węglanowych i kwarcowych odpornych na mechaniczną dezintegrację i przeobrażanie, również charakteryzują się podwyższonym wskaźnikiem porowatości. Zawartość okruchów skał wulkanicznych, które łatwo ulegały przeobrażaniu, w następstwie czego tworzył się pseudomatriks w piaskowcach, wpływała na obniżenie wskaźników petrofizycznych. Na ograniczenie porowatości pierwotnej oddziaływały silnie rozwinięte procesy cementacji i zastępowania diagenetycznego, a także kompaktacja, na co wskazują wyliczone wartości wskaźnika kontaktów międzyziarnowych (tab. 7).

Uwagi końcowe

Na podstawie analizy profilu litologicznego oraz zestawienia wyników badań petrograficznych stwierdzono, że utwory czerwonego piaskowca w profilu otworu Unisław IG 1 to przede wszystkim piaskowce drobnoziarniste z licznymi wkładkami i przewarstwieniami mułowców, czasami iłowców. Zawartość frakcji aleurowej jest znaczna. Pias-

kowce są przeważnie drobnoziarniste, zaliczane do arenitów lub wak sublitycznych i subarkozowych.

Tylko miejscami występują warstwy piaskowca grubiej uziarnionego i zlepieńcowatego, zaliczanego do arenitów litycznych. W części przyspągowej profilu odnotowano także wkładkę zlepieńca.

Piaskowce drobnoziarniste charakteryzują się laminacją równoległą o nieznacznym nachyleniu lamin bądź warstwowaniem przekątnym małej skali. W piaskowcach gruboziarnistych i w zlepieńcu nie zauważono tekstur kierunkowych. Warstwowanie smużyste, soczewkowe i faliste jest w tym przypadku charakterystyczne dla mułowców i iłowców występujących w opisywanym profilu. W przypadku zwiększonego udziału frakcji pelitowej zanotowano ślady zaburzeń gęstościowych. Licznie występują klasty mułowe i iłowe, które zapewne można uznać za intraklasty. W profilu stwierdzono także fragmenty utworów uziarnionych frakcjonalnie przy jednoczesnym wzbogaceniu w materiał lityczny. Kontakty między litofacjami są ostre, często o charakterze erozyjnym.

Materiał detrytyczny badanych utworów jest urozmaicony i niewątpliwie pochodzi z kilku źródeł. Najliczniej są reprezentowane okruchy skał osadowych (wapieni, piaskowców i skał krzemionkowych) pochodzące zapewne z niszczenia starszych od permu masuwów paleozoicznych (dewon). Część okruchów, szczególnie intraklasty mułowcowe i iłowcowe, pochodzi z rozmycia osadów tworzących się jednocześnie w obrębie tego samego zbiornika sedimentacji. Są tu również okruchy pochodzące z kompleksów skał krystalicznych złożonych z gnejsów bądź łupków krystalicznych, a także granitoidów oraz pojedyncze okruchy skał wylewnych. Wskazuje na to obecność kwarcu polikrystalicznego, fragmentów łupków oraz otoczek kwarcowo-skaleniowych o strukturze granofirowej. Obok wymienionych litoklastów w materiale detrytycznym są obecne również: ziarna kwarcu, plagioklasy, albit szachownicowy, skalenie potasowe (mikroclin, ortoklaz, pertyt mikroclinowy), łyszczyki oraz minerały akcesoryczne. Zwraca uwagę występowanie pseudomorfoz węglanowych po wymienionych minerałach. Często są zachowane nawet pierwotne, ostrokrawędziste kształty plagioklazów. Obecność pseudomorfoz węglanowych oraz ślady rozpuszczania ziaren kwarcu są wynikiem działalności roztworów alkalicznych i diagenetycznej karbonatyzacji osadów.

W badaniach materiału detrytycznego opisywanych skał należy także zwrócić uwagę na stopień obróbki mechanicznej ziaren. Są one przeważnie półobtoczone lub ostrokrawędziste, bardzo rzadko dobrze obtoczone. Wysortowanie materiału detrytycznego można określić jako dobre bądź umiarkowane – szczególnie tam, gdzie zwiększa się średnica ziaren w osadzie, a więc w miejscach występowania wkładek piaskowca średnio- lub gruboziarnistego. Stwierdzono także bimodalność obtoczenia ziaren przy ich dosyć dobrym wysortowaniu.

W spoiwie wyróżniono: tlenki i wodorotlenki żelaza, allo- i autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany, kwarc i skałki autigeniczne.

Skąły czerwonego spągowca w profilu otworu Unisław IG 1 podlegały następującym procesom diagenetycznym:

- kompaktacji mechanicznej i chemicznej;
- cementacji (kalcytem, dolomitem, anhydrytem, kwarcem, chlorytami i illitem);
- zastępowaniu materiału detrytycznego, głównie przez cementy węglanowe i anhydryt;
- rozpuszczaniu materiału detrytycznego (skalanie, kwarc) oraz cementów;
- przeobrażaniu (skaleni, łyszczyków, litoklastów w chloryt, illit).

Procesy diagenetyczne, których efekty obserwowano, zachodziły w czasie trwania eo- i mezodiagenety.

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN NA PALEOSTRUKTURZE UNISŁAWIA

Uwagi wstępne

Cechsztyńska paleostruktura Unisławia ma stare założenia tektoniczno-sedymenacyjne. Powstała na granicy kratonu prekambryjskiego i platformy paleozoicznej, w tektonicznej strefie Teissere'a-Tornquista, stanowiącej tu przedłużenie ku południowemu wschodowi strefy tektonicznej Koszalin–Chojnice, która odegrała ogromną rolę w rozwoju i ewolucji osadów cechsztynu (Wagner, 1976, 1987, 1988, 1994). W wyniku długotrwałych procesów erozyjnych, trwających od późnego karbonu do późnego permu, na górnej skarpie kratonu utworzył się ostaniec skał węglanowych dewonu, wypreparowany z otaczających go łupków sylurskich, przykryty zwietrzeliną skał dewońskich lub niewielkiej miąższości utworami terygenicznymi czerwonego spągowca górnego. Na tak ukształtowany relief wkroczyła transgresja morza cechsztynu.

Celem niniejszego opracowania jest omówienie utworów cechsztynu w profilu otworu Unisław IG 1 na szerszym tle regionalnym – w obrębie paleostruktury Unisławia, z wykorzystaniem profili cechsztynu z otworów Unisław IG 2, Unisław 2, Unisław 4 i Polskie Łąki PIG 1. Lokalizację tych otworów wiertniczych pokazano na [fig. 12](#).

Oddalenie otworu Polskie Łąki PIG 1 od otworów wiertniczych z grupy Unisławia o ok. 22 km, każe się zastanowić, czy jego profil można włączyć do paleostruktury Unisławia, a tym samym wyrazić powiększyć jej rozmiar. Za taką koncepcją przemawiają: ten sam charakter podłoża cechsztynu, podobny rozwój sedimentacji cyklotemu PZ1 i taka sama miąższość dolomitu głównego (33,0 m). Niestety wątpliwość wzbudza brak rdzenia z osadami Ca2 w tym profilu. Pokrywa wapieni dewońskich w podłożu paleostruktury cechsztyńskiej prawdopodobnie miała bardzo urozmaicone relief w wyniku długotrwałej erozji przed transgresją cechsztyńską, co mogło wpłynąć na jej silne zróżnicowanie, a nawet rozczłonkowanie. Przy obecnym stanie rozpoznania geologicznego nie da się rozstrzygnąć tego problemu.

W czasie inwersji wału środkowopolskiego na przełomie kredy i paleogenu, na omawianym obszarze powstała sieć uskoku, które spowodowały deformacje tektoniczne osadów cechsztynu, pogłębione zaangażowaniem tektonicznym soli kamiennej, głównie soli starszej (Na2)

i młodszej (Na3). W wyniku tych procesów w profilach cechsztynu obserwuje się wycięnięcia soli starszej i jej spiętrzenia razem z solą młodszą w formie poduszek – soczew solnych (np. w profilu otw. Unisław IG 1) lub wytrącenia z profilu przez uskok młodszy cechsztynu (np. otw. Unisław IG 2 i Polskie Łąki PIG 1).

Profil cechsztynu z otworu Unisław IG 1 jest zlokalizowany na południowo-wschodnim krańcu cechsztyńskiej paleostruktury Unisławia. Z położenia tego wynika dość kompletny profil stratygraficzny, chociaż zaburzony procesami halotektonicznymi.

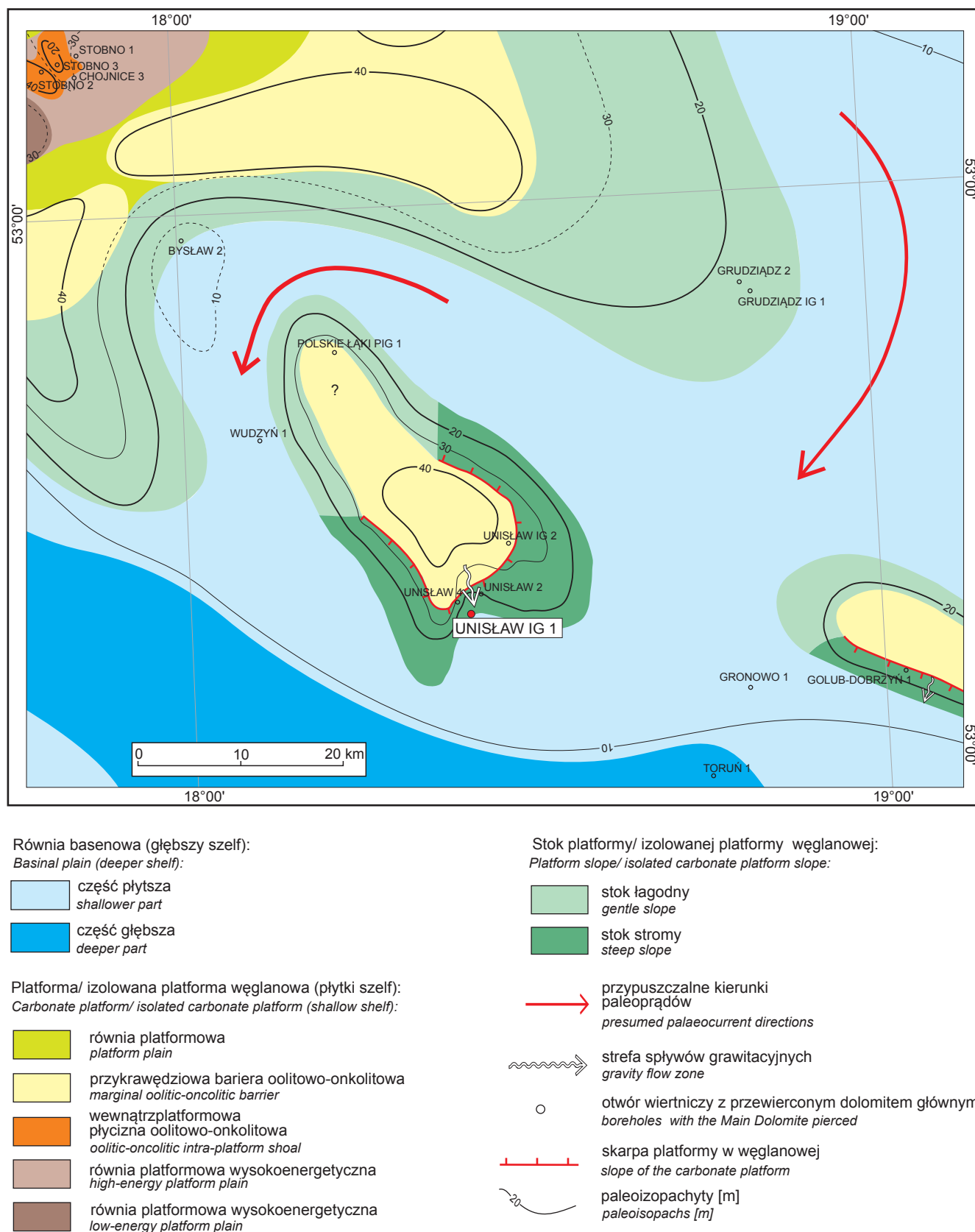
Litostratygrafia¹

Profil cechsztynu składa się z trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 oraz cyklotemu terygenicznego-ewaporatowego PZ4, w którego skład w tym rejonie wchodzi subcyklotem PZ4a i formacja rewalska.

Cyklotem PZ1

Utwory cechsztynu w profilu otworu Unisław IG 1 leżą na cienkich utworach najwyższego czerwonego spągowca o miąższości 53,8 m, przykrywających utwory dewonu. Najstarsze utwory cechsztynu, pomimo bardzo małych miąższości, są kompletne stratygraficznie i składają się z: transgresywnego zlepieńca podstawowego (Zp1), wapienia podstawowego (Ca1p), rzadko spotykanego w tym rejonie, przykrytego łupkami bitumicznymi łupku miedzionośnego (T1). Wyżej występują utwory wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o miąższości 3,9 m. Jest to unikatowa sekwencja utworów najstarszego cechsztynu na tym obszarze ([fig. 13A, B](#)). Podobna sekwencja występuje w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1, ale bez wapienia podstawowego ([fig. 13C, D](#)). W profilu tym, bezpośrednio na zerodowanej powierzchni zlepieńców dewońskich (fran, formacja człuchowska), występuje cienka warstewka bardzo drobnoziarnistych, pyłowych piaskowców kwarcowych, barwy szarej, warstwowanych faliście i soczewkowo, o zmiennej miąż-

¹ Nazewnictwo litostratygraficzne zastosowano według schematu z pracy Wagnera (1994).

Fig. 12. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca₂) w Polsce

Palaeogeographical map of the Main Dolomite in Poland

szości od 1 do 6 cm (Zp1). Zmienna miąższość wynika z nierównej, ostrej, erozyjnej granicy z niżej leżącymi zlepioncami dewońskimi. Bardzo drobnoziarniste piaskowce kwarcowe przechodzą stopniowo w niespełna 10-centymetrowej miąższości łupki miedzionośny (T1) (Wagner, 2007). Interesujący jest fakt niezachowania się w profilu Polskie Łąki PIG 1 zwietrzeliń skał z podłoża. Prawdopodobnie została ona usunięta w początkowej fazie transgresji cechsztyńskiej.

W pozostałych profilach stwierdzono tylko występowanie cienkiego łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego o podobnych miąższościach do 4 m. W profilu otworu Unisław 4 brak utworów T1 i Ca1, a anhydryt dolny leży bezpośrednio na czerwonym spągowcu górnym. Prawdopodobnie jest to spowodowane „wytrąceniem” tych osadów z profilu przez uskoki.

Ewaporaty PZ1 są bardzo zróżnicowane miąższościowo i litofacjalnie, w typowy dla tego cyklotemu sposób. W profilu otworu Unisław IG 1 brak najstarszej soli kamiennej (Na1), występują tylko anhydryty: dolny (A1d) i górny (A1g), o łącznej miąższości 137,0 m, rozdzielonych charakterystyczną brekcją anhydrytową na głębokości 4433,5–4444,0 m (BrA1) (Wagner, 1994). Podobny profil ewaporatów występuje w otworze Unisław IG 2, gdzie łączna miąższość anhydrytów wynosi 239,5 m, co świadczy o istnieniu w tym rejonie wału anhydrytowego. W otworze Unisław 2 profil ewaporatów PZ1 jest kompletny, ale z bardzo małymi miąższościami Na1 wynoszącymi 5,0 m, a w profilu dominuje A1g o miąższości 110,0 m. W pobliskim otworze Unisław 4 w profilu ewaporatów zdecydowanie przeważają najstarsze sole kamienne o miąższości 114,0 m, przedzielone anhydrytem środkowym (30,0 m), wskazujące na istnienie panwi solnej. W profilu otworu Polskie Łąki PIG 1, oddalonego od wyżej omawianych, w cyklocie PZ1 o miąższości 190 m dominuje anhydryt dolny A1d (138,5 m), przy zaledwie 13-metrowej miąższości Na1, co świadczy o płytkowodnym charakterze sedymentacji w tym czasie.

Cyklotem PZ2

W spągu cyklotemu PZ2 występuje poziom dolomitu głównego (Ca2). W dolomicie głównym utworzyła się na omawianym obszarze izolowana platforma węglanowa w obrębie płytkiej równi basenowej (fig. 12). W profilu otworu Unisław IG 1 dolomit główny ma miąższość 11,5 m i znajduje się w dystalnej części stoku platformy węglanowej. Na stoku zlokalizowano również otwór wiertniczy Unisław 2, gdzie dolomit główny osiąga 20,0 m miąższości, a na górnym stoku – otwór Unisław 4, gdzie dolomit główny ma 27,0 m miąższości. Już na platformie węglanowej, w pobliżu granicy ze stokiem, jest usytuowany otwór Unisław IG 2, w którego profilu omawiana jednostka osiąga 37,0 m miąższości. Prawdopodobnie podobne położenie paleogeograficzne ma profil otworu Polskie Łąki PIG 1, gdzie dolomit główny ma miąższość 33,0 m. Brak rdzenia uniemożliwia jednak jego dokładną analizę. Anhydryt

podstawowy (A2) w profilu otworu Unisław IG 1 ma 21,5 m miąższości, a w pozostałych profilach jego miąższość waha się od 16,0 do 36,0 m. Najmniejszą miąższość A2 ma w profilach otworów Unisław IG 2 i Polskie Łąki PIG 1, co wynika z ich usytuowania na platformie węglanowej Ca2. Starsza sól kamienna (Na2) jest silnie zaburzona tektonicznie we wszystkich omawianych profilach. W profilu otworu Unisław IG 1 miąższość tej soli wynosi zaledwie 16,0 m, choć prawdopodobnie pierwotnie wynosiła co najmniej 100 m. Leżąca wyżej młodsza sól kamienna (Na3) ma blisko 600 m – nie ulega wątpliwości, że jest ona zwielokrotniona tektonicznie i może zawierać także fragmenty soli starszej Na2. Podobnie jest w profilu otworu Unisław 2, gdzie brak jest starszej soli kamiennej (Na2), prawdopodobnie całkowicie „wyprasowanej” tektonicznie. W profilu otworu Unisław 4 również brak jest Na2, a w profilu otworu Unisław IG 2 – osiąga zaledwie 3,0 m. W tym ostatnim przypadku trudno jest powiedzieć, jaka była pierwotna miąższość Na2, gdyż z położenia paleogeograficznego wynika, że powinna być nieduża, ale jest obciążona uskokiem i obecnie kontaktuje z formacją rewalską.

Cyklotem PZ3

Profil cyklotemu PZ3 w otworze wiertniczym Unisław IG 1 rozpoczyna się cienką (0,7 m) warstwą szarego ilitu solnego (T3), przykrytego przez dolomit płytowy (Ca3), również o bardzo małej miąższości (2,3 m), typowej dla facji basenowej. W profilach otworów Unisław 2 i 4 miąższości są jeszcze mniejsze, a Ca3 + T3 mają odpowiednio 1,5 i 1,0 m. Prawdopodobnie utwory te są częściowo „wyprasowane” tektonicznie. W profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 dolomit płytowy jest wytrącony uskokiem z profilu. Leżący wyżej anhydryt główny (A3) ma w profilu otworu Unisław IG 1 24,0 m miąższości, Unisław 2 – 22,5 m, Unisław 4 – 32,5 m, a Polskie Łąki PIG 1 – 31 m. W kontekście regionalnym są to normalne miąższości A3.

Najmłodsza sól kamienna (Na3) jest silnie zdeformowana tektonicznie. W profilu otworu Unisław IG 1 Na3 ma mocno zwiększoną tektonicznie miąższość liczącą około 582 m, tworzy strukturę solną w postaci poduszki – soczewy solnej i zawiera w sobie prawdopodobnie fragmenty soli starszej (Na2). Jest bardzo prawdopodobne, że doszło tu do rozerwania przez Na2 poziomów T3, Ca3 i A3 i przemieszania obu poziomów soli kamiennych, co jest typowe w strefie Koszalin–Chojnice (Wagner, 1987).

W profilu otworu Unisław 4 sekwencja A3/Na3 jest powtórzona tektonicznie przez uskoki odwrócony. W dolnej części sekwencji A3 ma 32,5 m, a Na3 – 132,5 m. W górnej sekwencji poziomy te mają tektonicznie dwukrotnie zwiększone miąższości: A3 – 63,0 m, Na3 – 334,5 m. W profilu otworu Unisław IG 2 brak tych utworów. W profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 Na3 jest obciążona od góry uskokiem i kontaktuje bezpośrednio z pstrym piaskowcem górnym.

Jedynie w otworze Unisław 2 występuje reprezentatywny dla tego rejonu profil soli kamiennej PZ3. Młodsza sól kamienna jest dwudzielna, część dolna (Na3d) ma 103,5 m

miąższości, część górna (Na3g) – 48,0 m. Są one przedzielone grubą warstwą młodszej soli potasowej (K3) – 57,5 m. W sumie poziomy te mają 209,0 m miąższości, co wydaje się być wielkością zbliżoną do wielkości regionalnej. Jedynie tak duża miąższość K3 odbiega od dotychczas notowanych w tym regionie.

Cyklotem PZ4

Najbardziej kompletny profil cyklotemu PZ4 występuje w otworze wiertniczym Unisław 2, gdzie składa się z dwóch subcyklotemów PZ4a i PZ4b oraz formacji rewalskiej. Subcyklotem PZ4a (Z4 Aller – w nomenklaturze niemieckiej) o miąższości 55,0 m zawiera wszystkie poziomy, tak jak w centrum basenu: czerwony il solny dolny (T4a), sól podścielającą (Na 4a₀), anhydryt pegmatytowy dolny (A4a₁) i anhydryt pegmatytowy górny (A4a₂) przedzielający najmłodszą sól kamienną (Na4a). Subcyklotem PZ4b (Z5 Ohre – w nomenklaturze niemieckiej) o miąższości zaledwie 19,0 m składa się z czerwonego łu solnego górnego (T4b) i najmłodszej soli kamiennej stropowej. Ewaporaty są przykryte serią terygeniczną formacji rewalskiej o dużej miąższości – 36,0 m, stanowiącą odpowiednik ewaporatowej formacji Piławy w centrum basenu.

W profilu otworu Unisław IG 1 cyklotem PZ4 składa się tylko z subcyklotemu PZ4a o miąższości 66,5 m, prawie kompletnego (tylko bez soli podścielającej), przykrytego osadami formacji rewalskiej, również o dużej miąższości – 36,5 m. Podobny profil występuje w profilu otworu Unisław 4, gdzie PZ4a ma miąższość 56,0 m, ale bez anhydrytów pegmatytowych. Nie wydzielono również formacji rewalskiej.

W profilu otworu Unisław IG 2, podobnie jak w przypadku cyklotemu PZ3, utwory cyklotemu PZ4 są obcięte uskokiem, ale występuje tu formacja rewalska o miąższości 22,0 m, leżąca bezpośrednio na szczątkowej starszej soli kamiennej (Na2) o miąższości zaledwie 3,0 m. Podobnie jest w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1, gdzie cyklotem PZ4 jest „wytracony” uskokiem z profilu.

Paleogeografia i przebieg sedymentacji utworów cechsztyńskiego

Cyklotem PZ1

Transgresja cechsztynu wkroczyła na obszar ukształtowany przez procesy erozyjne trwające przez dziesiątki milionów lat, od późnego karbonu do późnego permu. W wyniku tych procesów zostały usunięte utwory karbonu i odsłoniły się utwory węglanowe dewonu, a w pobliżu nawet łupki sylurskie. W rejonie otworów wiertniczych Unisław IG 1, IG 2, Unisław 2 i 4 oraz Polskie Łąki PIG 1 powstało wyniesienie paleostrukturne, zbudowane z bardziej odpornych na erozję skał węglanowych dewonu. Brak jest utworów czerwonego spągowca dolnego. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego, w wyniku silnego impulsu subsydencji termicznej (Wagner i in., 1980;

Wagner, 1994; R. Dadlez i in., 1998), na stokach paleostruktury osadziły się niewielkiej miąższości osady czerwonego spągowca górnego.

Na tak ukształtowany obszar wkroczyła transgresja morza cechsztyńskiego. W profilu cechsztynu z otworu wiertniczego Unisław IG 1 transgresja zaznaczyła się minimalnym przerobieniem drobnoklastycznych utworów czerwonego spągowca górnego i utworzeniem 20-centymetrowej miąższości transgresywnych, drobnoklastycznych utworów mułowcowo-piaszczystych, stanowiących odpowiednik zlepieńca podstawowego (Zp1). Utwory te leżą na mułowcach czerwonego spągowca z ostrą, nierówną, erozyjną granicą. W górnej części tej 20-centymetrowej warstwy (Zp1) znaleziono faunę małżową. Litologia i miąższość Zp1 świadczy o szybkiej transgresji i jej słabej dynamice. Powyżej Zp1 stwierdzono występowanie wapienia podstawowego (Ca1p) w postaci 5-centymetrowej miąższości wapieni z biolaminami cyjanobakteryjnymi. Wapień przechodzi ku górze w szaroczarny łupek ilasto-organiczny (T1) o równie małej miąższości – 5 cm (fig. 13A, B). Sekwencja transgresywna związana z łupkiem miedzionośnym ma minimalną miąższość (30 cm), co potwierdza dużą szybkość i słabą hydrodynamikę zachodzących zmian, od warunków skrajnie płytkowodnych do płytkowodnych, choć poniżej podstawy falowania (obserwowana jest regularna laminacja). Równie szybko zachodziły zmiany środowiska od utleniającego do redukcyjnego. Kolejna zmiana, tym razem od środowiska redukcyjnego do utleniającego, nastąpiła równie szybko, prawdopodobnie po krótkiej przerwie sedymentacyjnej. Na łupku miedzionośnym leżą z ostrą granicą wapienie poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o niedużej miąższości – 3,9 m. Dolną część stanowią ciemnoszare wapienie lekko margliste, pakstony oolitowo-onkolitowe i wakstony z fragmentami ramienionogów, małżów i sporadycznie stromatolitów (Wiachrowska, 2018 – ten tom). Leżące bezpośrednio na łupku miedzionośnym ooidy i bioklasty zostały tu prawdopodobnie redeponowane ze środowiska o wyższej aktywności hydrodynamicznej. Wprawdzie górne 2,5 m wapienia cechsztyńskiego nie zostało przerdzeniowane, należy się tu jednak spodziewać utworów świadczących o stopniowym spłycaaniu środowiska sedymentacyjnego, aż do skrajnie płytkowodnego, zgodnie z ogólną tendencją panującą w basenie Ca1 (Wagner, 1994).

W profilu otworu wiertniczego Unisław 4, położonym niecałe 2 km na północny zachód od otworu Unisław IG 1 i usytuowanym również na stoku paleostruktury, nie stwierdzono utworów Ca1 + T1. Anhydryt dolny leży na utworach czerwonego spągowca. Nie wiadomo, czy jest to brak tektoniczny czy sedymentacyjny.

Omawiana sekwencja jest inaczej wykształcona w profilu otworu Unisław IG 2. Brak tam czerwonego spągowca, chyba, że za taki uzna się zwietrzelinę wapieni dewońskich zbudowaną z dużych głazów. Łupek miedzionośny leży tam bezpośrednio na wapieniu dewońskim (na głazie o średnicy 30 cm), a granica między nimi jest ostra, lekko falista i zapadająca pod kątem 20°. Miąższość T1 wynosi 18 cm, w najniższej części (3 cm) są to szare mułowce

piaszczyste. Większość pakietu stanowi szaroczarny łupek ilasto-organiczny, dość regularnie laminowany, zawierający w dolnej części przewarstwienia jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych (do 15 mm miąższości), a w górnej części – przewarstwienia i płaskie soczewki wapienia piaszczystego. Wapień cechsztyński w tym profilu ma 2,8 m miąższości i jest zbudowany z dolomitów „piaszczystych”, w których obrębie ziarna kwarcu charakteryzują się szerokim spektrum frakcji – od aleurytowych przez psamitowe do psefitowych (w najniższej części wapienia cechsztyńskiego otoczaki piaskowców i dolomitów osiągają średnicę do 2 cm). W środkowej części profilu wapienia cechsztyńskiego są widoczne liczne bioklasty mszywiolów, muszli ramienionogów i małżów, a rzadziej liliowców oraz liczne onkoidy. W górnych 15 cm występują liczne konkrecje anhydrytu. Transgresja cechsztynu objęła okolice profilu otworu Unisław IG 2 w czasie sedimentacji łupka miedzionośnego, zawierającego dużo ekstraklastów skał terygenicznych i przykryła gławowisko skał dewońskich. W wapieniu cechsztyńskim występują tu otoczaki wapieni i piaskowców pochodzących prawdopodobnie z podłoża cechsztynu oraz bioklasty pochodzące z płytszej części basenu wapienia cechsztyńskiego. Profil otworu Unisław IG 2 był położony zapewne w wyższej części omawianej paleostruktury Unisławia. Jest prawdopodobne, że w jeszcze wyższej części tej paleostruktury może brakować T1, a miąższość Ca1 może wynosić dziesiątki metrów i otaczać obszar o całkowitym braku Ca1.

Bardzo podobnie przebiegała transgresja cechsztynu w rejonie otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1, oddalonego od otworu Unisław IG 2 o ok. 22 km. Prawdopodobnie w pierwszej fazie transgresji na pozbawionych zwierzeliny wapiennych zlepionych dewonu górnego, mocno zerodowanych w czasie długotrwałej przerwy sedimentacyjnej, osadziły się centymetrowej miąższości pelityczne piaskowce, warstwowane faliście i soczewkowo, wypełniające wyerodowane kanały w wapieniach (Wagner, 2007). Osady, które tworzyły się w późniejszej fazie transgresji, powstawały w spokojnym środowisku i prawie natychmiast przeszły w osady stagnującego zbiornika, reprezentowane przez laminowane łupki bitumiczne – łupek miedzionośny mający zaledwie 0,1 m miąższości (fig. 13C, D). Łupek miedzionośny w górnej części zawiera detryt koralów, mszywiolów, szkarłupni i ramienionogów, świadczący o bezpośrednim sąsiedztwie płytkowodnych bioherm. Łupek miedzionośny (T1) przechodzi szybko, ale stopniowo, w utwory węglanowe wapienia cechsztyńskiego (Ca1), wykształcone w typowej dla tej jednostki sekwencji charakterystycznej dla płytszej części równi basenowej – od osadów deponowanych w basenie o niskiej energii hydrodynamicznej do skrajnie płytkowodnych w części przystopowej, ze stromatolitami kolumnowymi. W całym wapieniu cechsztyńskim profilu otworu Polskie Łąki PIG 1, liczącym 7,9 m miąższości, jest widoczna liczna fauna szkieletowa (małże, ramienionogi, mszywioly, szkarłupnie i mikrofauna) i detryt tej fauny (Wichrowska, 2007).

Sedimentacja ewaporatów PZ1 rozpoczyna się płytkowodnymi anhydrytami o teksturze mozaikowo-konkretyj-

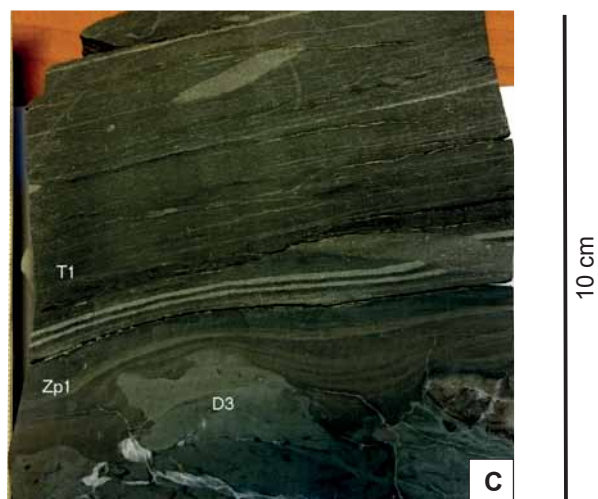
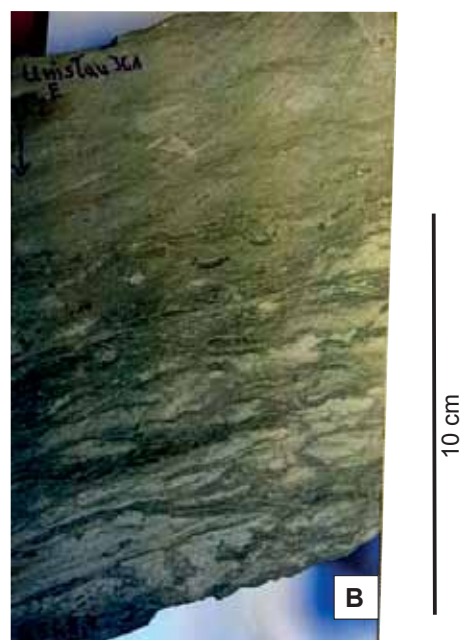
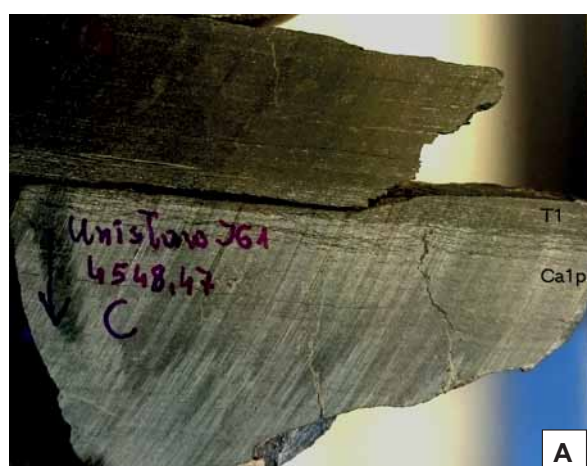
nej należącymi do jednostki określanej jako anhydryt dolny (A1d). W profilach otworów Unisław IG 1, IG 2 i Polskie Łąki PIG 1 reprezentują one środowisko sebhii anhydrytowej. Dalszy rozwój sedimentacji ewaporatów na omawianej paleostrukturze Unisławia był powiązany z oddziaływaniem reliefu tej paleostruktury na warunki dyferencjacji sedimentacji chemicznej w basenie ewaporatowym. Na stokach paleostruktury gromadziły się osady anhydrytowe o dużej miąższości, tworzące struktury sedimentacyjne typu wałów anhydrytowych (otw. Unisław IG 1 – 137,0 m, Unisław 2 – 161,0 m), przy czym w profilu otworu Unisław 2 występuje 5,0 m najstarszej soli kamiennej (Na1), a anhydryt górny ma 110,0 m miąższości, typowej dla stoku platformy siarczanowej (Wagner, 1994). Tylko w okolicach otworu Unisław 4 utworzył się lokalny basen solny, w którym wytrąciły się utwory ewaporatowe o sumarycznej miąższości Na1 – 87,0 m, przedzielonej warstwą anhydrytu o miąższości 30,0 m. Zapewne wyżej na paleostrukturze Unisławia był usytuowany profil otworu Unisław IG 2, w którym sumaryczna miąższość anhydrytów PZ1 wynosi 139,5 m, przy braku Na1. W profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 miąższość Na1 wynosi 13,0 m, zachował się także kontakt Na1/A1g (ostry, równy, o nachyleniu 15°).

Ewaporaty PZ1 wyrównały częściowo swoimi osadami deniwelacje reliefu w obrębie paleostruktury Unisławia, ale jednocześnie ją skonstrastowały w stosunku do otaczającego basenu przez wzrost sedimentacyjnych struktur anhydrytowych.

Cyklotem PZ2

Ingresja świeżych wód z oceanu późnopermskiego przerwała sedimentację ewaporatów i umożliwiła powrót sedimentacji węglanowej – dolomitu głównego (Ca2). Na wypiętrzonych paleostrukturze Unisławia, w warunkach płytkowodnych, powstały doskonałe warunki do sedimentacji osadów węglanowych, które utworzyły tu izolowaną mikroplatformę węglanową (fig. 12). W przeciwieństwie do podwyższonego zasolenia panującego w basenie dolomitu głównego, zasolenie w obrębie mikroplatformy węglanowej było zbliżone do normalnomorskiego, co umożliwiło bujny rozwój fauny w tym czasie, podobnej do tej z okresu sedimentacji wapienia cechsztyńskiego. Na podstawie obserwacji makroskopowych i mikroskopowych stwierdzono tu obecność mszywiolów, ramienionogów, masowe występowanie gruboskorupowych małżów i ślimaków, igieł gąbek oraz licznej mikrofauny otwornicowej i małżoraczkowej. Towarzyszyły im sinice, występujące masowo i pełniące rolę skałotwórczą, tworzące struktury trombolitowe, stromatolity kopułowe i kolumnowe oraz maty mikrobialne.

Tak bogaty zespół organiczny na obszarze platformy węglanowej i jej górnego stoku rozpoznany w profilu otworu Unisław IG 2 stanowi ewenement w basenie dolomitu głównego (Ca2) tego regionu. W obrębie tej jednostki litologicznej, liczącej 36,5 m miąższości, stwierdzono występowanie kilku mikrofacji charakteryzujących rozwój mikroplatformy węglanowej (Wichrowska, 2018 – ten tom). Kontakt z anhydrytem górnym (A1g) nie jest zachowany.



Najniższa część osadów kompleksu dolomitu głównego, o miąższości 11,0 m (głęb. 3642,0–3653,0 m), jest bardzo zróżnicowana, zwłaszcza w dolnej części. Jest zbudowana z bandstonów stromatolitowych (stromatolity kopułowe o średnicy do 8 cm), przewarstwionych matami mikrobialnymi oraz wakstonów i pakstonów peloidowych oraz muszlowców małżowo-ślimakowych. Występują tu także bioklasty ramienionogów, mszywiolów i otwornic. Muszlowce są spotykane przeważnie w kieszeniach między kopułami stromatolitów. Widoczne są przewarstwienia brekcji osuwiskowych, o frakcji rudstonów. Duże fragmenty stromatolitów często są pokruszone i ułożone w pozycji odwróconej. Osady te reprezentują środowisko skrajnie płytkowodne, prawdopodobnie sytuujące się na pograniczu platformy węglanowej i górnego stoku basenowego.

Wyżej występuje kompleks bandstonów stromatolitowych i trombolitowych (?) z przewarstwieniami greinstonów–pakstonów bioklastycznych, rzadziej ooidowych, o miąższości 8,5 m (głęb. 3633,5–3642,0 m). Bandstony stromatolitowe są zbudowane ze stromatolitów kopułowych, niekiedy mocno wysklepionych, o średnicy nawet do 10 cm, oraz form laminarnych. Choć występują one w całym kompleksie, szczególnie liczne są w górnym 1,9 m. Towarzyszą im bogate zespoły organizmów szkieletowych, tworzące często warstwy muszlowców małżowo-ślimakowo-ramienionogowych z domieszką mszywiolów i otwornic, a także intraklastów z mat mikrobialnych. W dolnych 0,8 m występują greinstony onkolitowe. Było to środowisko płytkowodne reprezentujące strefę barierową.

Wyższy kompleks dolomitu głównego, o miąższości ok. 4,7 m (3629,0–3633,7 m), jest zbudowany z pakstonów bioklastycznych z obfitym detrytem fauny szkieletowej,

głównie gruboskorupowych małżów i ramienionogów, z domieszką mszywiolów i mikrofauny. Występują tu również cienkie przewarstwienia mat mikrobialnych, intraklasty oraz peloidy. Osady te tworzyły się w środowisku równi platformowej.

Najwyższa część profilu dolomitu głównego, o miąższości 12,3 m (głęb. 3616,7–3629,0 m), charakteryzuje się ogromnymi brakami rdzenia: nierdzieniowane jest 10 m, a z najwyższych 2,3 m dostępne jest zaledwie 0,7 m rdzenia. Badaniami objęto madstony i wakstony bioklastyczne z cienkoskorupową fauną małżów i ramienionogów, mszywiolami inkrustacyjnymi i otwornicami. Osady te powstały w środowisku niskoenerygetycznej równi platformowej.

Ewolucję środowisk sedymentacyjnych w trakcie sedymentacji osadów dolomitu głównego na mikroplatformie węglanowej Unisławia, poczynając od skrajnie płytkowodnych i wysokoenergetycznych na stoku platformy węglanowej i w strefie barierowej do niskoenerygetycznej równi platformowej, najlepiej pozwala śledzić profil otworu Unisław IG 2. Profil otworu Polskie Łąki PIG 1 prawdopodobnie był również usytuowany w środowisku platformy węglanowej, na co zdaje się wskazywać miąższość dolomitu głównego (Ca2) osiągająca 33,0 m. Niestety brak rdzenia uniemożliwia potwierdzenie tego przypuszczenia.

Pozostałe profile dolomitu głównego (Ca2) na mikroplatformie węglanowej Unisławia znajdowały się w różnych częściach stoku platformowego. W otworze Unisław 4 profil dolomitu głównego ma według rdzenia 29,7 m, a według pomiarów geofizycznych – 27,0 m. Dolna część tej jednostki (głęb. 4337,5–4341,6 m) to poziomo laminowane madstony z przewarstwieniami biolaminatów (por. [fig. 13E, F](#)). Tworzyły się one w środowisku dolnego, zewnętrznego

←

Fig. 13A. Unisław IG 1 – kontakt przejściowy wapienia podstawowego (Ca1p) z łupkiem miedzionośnym (T1); głęb. 4548,47 m. **B.** Unisław IG 1 – seria transgresywna cechsztynu (Zp1); w górnej części zdjęcia mułowce piaszczyste, wapieniste, z niewyraźnymi, gruzłowatymi strukturami mikrobialnymi (?) w najwyższej części; w dolnej części drobnoziarniste piaszkowce warstwowane faliście i soczewkowo, warstwowanie zaburzone bioturbacyjnie. **C.** Polskie Łąki PIG 1 – kontakt cechsztynu ze zlepieńcami górnego dewonu; głęb. 3234,45 m; na zerodowanej powierzchni utworów zlepieńcowych dewonu górnego (franu) występuje cienka warstewka (1,5–3,0 cm) mułowców piaszczystych, warstwowanych faliście i soczewkowo, oblekających nierówną powierzchnię utworów dewonu, odpowiadającą serii transgresywnego cechsztynu (Zp1); ku górze seria ta stopniowo przechodzi w ciemnoszare łupki mułowcowo-dolomityczne łupku miedzionośnego (T1). **D.** Polskie Łąki PIG 1 – powiększenie kontaktu cechsztynu/dewon z [fig. 13C](#). **E.** Unisław 4 – dolomit główny; głęb. 4338,4–4338,5 m; madston laminowany poziomo; laminy ilaste szaroczarne, poprzerywane w wyniku działalności słabych prądów trakcyjnych. **F.** Unisław 4 – dolomit główny; głęb. 4340,5 m; madston jak na [fig. 13E](#); fotografia powierzchni warstwowania; widoczne nagromadzenia cienkich, płaskich intraklastów szaroczarnej lami ilastych

A. Unisław IG 1 – transitional contact between the Basal Limestone and the Copper Shale at a depth of 4548.41 m. **B.** Unisław IG 1 – Zechstein transgressive series; in the upper part, sandy calcareous siltstones with poorly visible nodular microbial (?) structures in the uppermost part; in the lower part, fine-grained sandstones with wavy and lenticular lamination; bedding disturbed by bioturbation. **C.** Polskie Łąki PIG 1 – The Zechstein/ Upper Devonian conglomerate interface at a depth of 3234.45 m. **D.** Polskie Łąki PIG 1 – a close up of the Zechstein/ Devonian contact from [Figure 13C](#). **E.** Unisław 4 – Main Dolomite, depth 4338.4–4338.5 m; horizontally laminated mudstone; grey-black clay laminae disrupted due to activity of weak traction currents. **F.** Unisław 4 – main Dolomite, depth 4340.5 m; mudstone as in [Figure 11E](#); bedding plane image; concentrations of thin, flat intraclasts of grey-black clay laminae are visible.

stoku platformy węglanowej położonego poniżej podstawy falowania, gdzie panowała spokojna sedimentacja z zawiesiny i oddziaływanie słabych prądów trakcyjnych (Wagner i in., 2010a, b). Wyżej, na głębokości 4334,0–4337,5 m, pojawiają się utwory wskazujące na środowisko przejściowe, powyżej i poniżej podstawy falowania. Są to wakstony i pakstony ooidowe z licznymi cienkimi przewarstwieniami mat i lamin mikrobialnych oraz cienkimi przewarstwieniami laminowanych madstonów. Osady te powstawały w strefie sublitoralnej niższej części stoku platformy węglanowej. Wyższa część profilu to greinstony i pakstony, głównie homogeniczne, sporadycznie warstwowane poziomo, rzadziej skośnie. Ze względu na zły stan zachowania rdzenia trudno jednoznacznie określić środowisko sedimentacji. Homogeniczność ziarnitów może wynikać z gwałtownej depozycji tych osadów w wysokoenergetycznym środowisku bariery i górnej części stoku.

W profilu otworu Unisław 2 utwory dolomitu głównego mają miąższość 21,0 m. Profil tworzą naprzemianległe warstwy pakstonów ziarnistych (ooidowo-peloidowych, fig. 14A) i organodetrytycznych (muszlowo-mikrobialnych) (fig. 14B), rzadziej wakstonów przeławicających się z flotstonami i rudstonami o rozproszonym i zwartym szkieletie okrucowym, mające charakter brekcji osuwiskowych (fig. 14B, D). Sporadycznie występują debryty (fig. 14F). Pakstony organodetrytyczne składają się z muszli małżów, ślimaków, ramienionogów, otwornic i fragmentów mszywiolów, często mają charakter muszlowców. W flotstonach i rudstonach są widoczne fragmenty mat mikrobialnych i budowli mikrobialnych stromatolitów i trombolitów (fig. 14C), a także pakstonów ziarnistych i organodetrytycznych. Do depozycji tego typu osadów dochodziło w środowisku stromego stoku platformy węglanowej, na który były znoszone, prawdopodobnie w czasie sztormów, osady ze strefy barierowej. Dochodziło tu również do przemieszczania się osadów samego stoku (brekcje osuwiskowe).

W profilu otworu Unisław IG 1 dolomit główny (Ca2) ma zaledwie 11,5 m miąższości. Kontakt z anhydrytem górnym (A1g) jest wyraźnie erozyjny, ostry, o bardzo nie-

równej powierzchni (zagłębienia w anhydrycie dochodzą do 15 cm). Najniższa część profilu (głęb. 4408,5–4409,3 m) to madstony z fragmentami maty mikrobialnej (Wichrowska 2018 – ten tom). Wyżej (głęb. 4398,3–4408,5 m) to pakstony i greinstony organodetrytyczne, składające się z ooidopodobnych intraklastów glonowych/ mikrobialnych, agregatów mikrobialnych i peloidów. W kompleksie tym występuje także biodetryt muszlowy, składający się z fragmentów muszli małżów, ślimaków, mszywiolów i mikrofauny. W środkowej części kompleksu występuje warstwa maty mikrobialnej o miąższości 1,1 m. Najwyższą część Ca2 (głęb. 4397,7–4398,3 m) stanowią madstony/ wakstony z biolaminacją i drobnoskorupowymi małżami oraz cienkimi przewarstwieniami ciemnoszarego łupku ilasto-dolomitycznego. Kontakt Ca2 z A2 jest przejściowy.

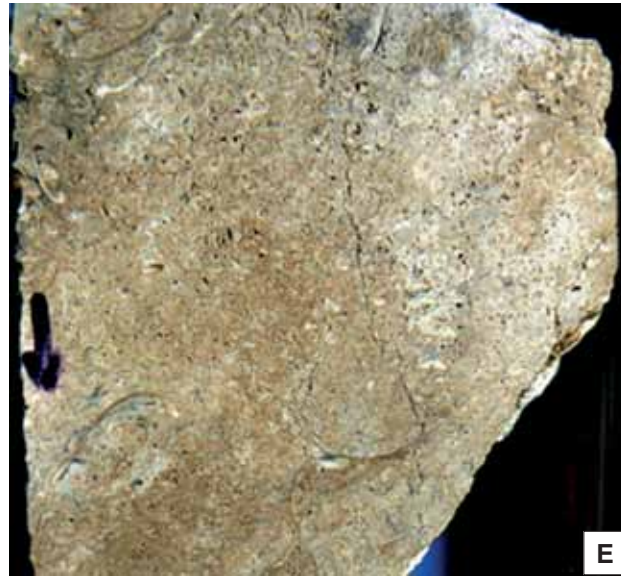
Sedimentacja dolomitu głównego w profilach otworów Unisław 2, Unisław 4 i Unisław IG 1 przebiegała w dystalnej części stoku platformy węglanowej, na pograniczu z równią basenową. Aktywność hydrodynamiczna w tym środowisku sedimentacyjnym była niezbyt intensywna, z okresowymi wzrostami, prawdopodobnie w epizodach sztormowych, w których wyniku dostarczane tu były intraklasty wapieni organodetrytycznych oraz fragmenty fauny pochodzące z wyżej położonych części stoku i platformy węglanowej. W najwyższej części dolomitu głównego, już na pograniczu z anhydrytem podstawowym (A2), w środowisku sedimentacji nie zaobserwowano już epizodów wysokoenergetycznych.

Rozwój paleostruktury Unisławia osiągnął swoje maksimum w czasie sedimentacji dolomitu głównego, kiedy doszło do uformowania się mikroplatformy węglanowej Unisławia, na której rozwinęły się środowiska nisko i wysoko energetycznej równi platformowej, odgraniczonej strefą barierową od otwartego basenu (otw. Unisław IG 2, częściowo Unisław 4, być może Polskie Łąki PIG 1) wraz z dobrze rozwiniętym stokiem górnym (otw. Unisław 4), stokiem stromym (otw. Unisław 2) i dystalną częścią stoku (otw. Unisław IG 1). Najwyższe położenie paleostrukturne tej mikroplatformy w stosunku do otaczającego zbiornika



Fig. 14A. Unisław 2 – dolomit główny; głęb. 4161,3–4161,4 m; dolomit oolitowo-onkolitowy, greinston z przewarstwieniem maty mikrobialnej stabilizującej osad ziarnisty. **B.** Unisław 2 – dolomit główny; głęb. 4163,9–4164,0 m; brekcja osuwiskowa; po lewej stronie widoczna powierzchnia odspojenia osuwiska. **C.** Unisław 2 – dolomit główny; głęb. 4152,85–4152,95 m; trombolity w kompleksie flotstonów. **D.** Unisław 2 – dolomit główny; głęb. 4154,1–4154,25 m; brekcja osuwiskowa – flotston, duże okrucy dolomitu z fragmentami stromatolitów, mat mikrobialnych w dolomicie okrucowym o frakcji żwirowej z onkolitami i muszlami małżów i ślimaków. **E.** Unisław 2 – dolomit główny; głęb. 4146,5–4146,6 m; muszlowiec małżowo-ślimakowy z liczną mikrofauną z intraklastami dolomitu frakcji żwirowej i nielicznymi onkolitami. **F.** Unisław 2 – dolomit główny; głęb. 4163,6–4163,65 m; spływ grawitacyjny, debryt

A. Unisław 2 – Main Dolomite, depth 4161.3–4161.4 m; ooid-onkoid dolomite, grainstone with interbeds of microbial mat stabilizing grainy sediment. **B.** Unisław 2 – Main Dolomite, depth 4163.9–4164.0 m; slide breccia; on the left, decoupling surface of the slide is visible. **C.** Unisław 2 – Main Dolomite, depth 4152.85–4152.95 m; thrombolites in a floatstone complex. **D.** Unisław 2 – Main Dolomite, depth 4154.1–4154.25 m; slide breccia – floatstone; large dolomite clasts with fragments of stromatolites, microbial mats in grainy dolomite (gravel-sized) with onkoids and mollusc and gastropod shells. **E.** Unisław 2 – Main Dolomite, depth 4146.5 – 4146.6 m; mollusc–gastropod coquina with numerous microfauna, and with gravel-sized dolomite intraclasts and infrequent onkoids. **F.** Unisław 2 – Main Dolomite, depth 4163.6 – 4163.65 m; gravitational flow deposit, debrite



morskiego, w strefie o stałym dopływie świeżej wody morskiej, umożliwiło bujny rozwój wielu organizmów, takich jak ramienionogi i mszywioly oraz gruboskorupowe małże i ślimaki. Organizmy te nie mogłyby egzystować w środowisku wód o podwyższonym zasoleniu, tak charakterystycznym dla morza dolomitu głównego. Organizmy te, a także skałotwórcze sinice, tworzące duże formy stromatolitowe i trombolitowe, oraz glony współtworzyły tu ekosystem rafowy, bardzo rzadki w dolomicie głównym.

Rozpoznano południowo-wschodnią część mikroplatformy węglanowej Unisławia: mały fragment równi platformowej i lepiej rozpoznany fragment jej stoku. Jest bardzo prawdopodobne, że w centrum mikroplatformy występują większe miąższości dolomitu głównego, jeszcze bardziej zróżnicowane mikrofacjalnie. Profil otworu Polskie Łąki PIG 1 jest położony prawdopodobnie na przedłużeniu omawianej mikroplatformy ku NW, jednak brak rdzenia z dolomitu głównego uniemożliwia zbadanie jego wykształcenia mikrofacjalnego i próbę rekonstrukcji środowiska sedimentacji.

Wzrost zasolenia wód w zbiorniku doprowadził do przerwania sedimentacji węglanowej i zapoczątkował sedimentację ewaporatów siarczanowych, anhydrytu podstawowego (A2) i starszej soli kamiennej (Na2). W profilu otworu Unisław IG 1, położonym najniżej w stosunku do innych otworów na paleostrukturze Unisławia, anhydryt podstawowy (A2) ma 21,5 m miąższości, a starsza sól kamienna (Na2) – zaledwie 16,0 m. O ile miąższość A2 jest odpowiednia do tej sytuacji paleogeograficznej, to miąższość Na2 jest zdecydowanie za mała. Prawdopodobnie miąższość starszej soli kamiennej jest zredukowana tektonicznie, czego potwierdzeniem mogą być zaobserwowane wysokie wartości upadów, oscylujące między 30 a 45°. Profile anhydrytu podstawowego (A2) w otworach Unisław 2 i Unisław 4, położonych na stoku mikroplatformy Unisławia, mają odpowiednio 29,0 i 36,0 m miąższości, typowej dla tej strefy paleogeograficznej. W profilach tych brak jest jednak starszej soli kamiennej (Na2). Może to być charakterystyczne dla tej paleostruktury. Ewaporaty występujące w profilu otworu Unisław IG 2, położonym w najwyższym położeniu paleostruktury Unisławia, składają się z anhydrytu podstawowego (A2) o miąższości 16,0 m i starszej soli kamiennej (Na2) o miąższości zaledwie 3,0 m. Miąższość starszej soli kamiennej jest zaniżona, a nad szczątkowym Na2 występuje formacja rewalska. Zaburzenia tektoniczne uniemożliwiają tu odczytanie przebiegu sedimentacji ewaporatów wyższego rzędu. Z ogólnych prawidłowości rządzących basenem ewaporatowym cyklotemu PZ2 wiadomo (Wagner, 1994), że pod koniec sedimentacji starszej soli kamiennej nastąpiło prawie całkowite wyschnięcie tego basenu i jego przebudowa w następnym cykloteście węglanowo-ewaporatowym.

Cyklotem PZ3

Cyklotem PZ3 rozpoczyna się kolejną transgresją i sedimentacją poziomu szarego łu solnego (T3) i dolomitu płytowego (Ca3). We wszystkich omawianych profilach

(poza profilem otworu Unisław IG 2) łączna miąższość tych poziomów wynosi od 1,0 do 3,0 m. Najlepiej rozpoznano te poziomy w dobrze rdzeniowanym profilu Unisław IG 1. Profil ten rozpoczyna się 20-centymetrowej miąższości transgresywnym mułowcem piaszczystym z nieregularnymi warstewkami ciemnoszarego mułowca ilastego, a w samym spągu – z cienką warstewką dolomitowego madstonu z fauną małżową i relikdami ziaren obleczonych (Wichrowska, 2018 – ten tom). W wyższej części profilu, o miąższości 0,5 m, występują szaroczarne łułowce laminowane z licznymi konkrecjami anhydrytu, tworzącymi nawet „warstwę” anhydrytu konkrecyjnego o miąższości 0,25 m. Osady te utworzyły się w środowisku saliny.

Ponad szarym łem solnym (T3), z ostrym kontaktem dolnym, leżą skały węglanowe dolomitu płytowego (Ca3). Najniższe 10 cm to dolomit zlepniowy, rudston, z licznymi słabo obtoczonymi okruchami skał organodetrytycznych i mułowców. W tle skalnym są widoczne cienkoskorupowe małże. W okruchach węglanów organodetrytycznych można zidentyfikować małże, ramienionogi, komórki zeocjalne mszywiolów i mikrofaunę otwornic i małżoraczków (Wichrowska, 2018 – ten tom). Wyżej występuje 2,0-metrowej miąższości warstwa dolomitów piaszczystych, miejscami marglistych, z przewarstwieniami łupków dolomitycznych, przepełniona fauną szkieletową, tworzącą miejscami muszłowce. Wyróżnić tu można muszle małżów cienkoskorupowych z zachowanymi podwójnymi skorupami, ułożone na ogół równolegle do warstwowania, choć czasem bezładnie, oraz detryt małżów gruboskorupowych. Poza tym występują tu ramienionogi, mszywioly i liczna mikrofauna, a także dobrze znane z tego poziomu rurkowate glony *Calcinema*. W dolomitach są obecne także przewarstwienia pakstonów/greinstonów onkolitowych. Wśród onkolitów zdarzają się formy wielokrotne, osiągające średnice od 0,2 do 0,5 cm.

Wykształcenie dolomitu płytowego (Ca3) jest tu bardzo różnorodne, z bardzo obfitą fauną, co jest niespotykane w osadach o tak małej miąższości, typowej dla strefy basenowej. Sedimentacja odbywała się w płytkowodnym, otwartym basenie morskim, aktywnym i bardzo aktywnym hydrodynamicznie, z okresami spokojniejszymi. Ciekawa jest tu obecność ramienionogów, niespotykana dotychczas w dolomicie płytowym, którym towarzyszą mszywioly inkrustrujące. Być może w czasie sedimentacji Ca3 jakieś części platformy węglanowej dolomitu głównego nie zostały objęte transgresją, były odsłonięte i część intraklastów w Ca3 pochodzi z takiego źródła. Jak wspomniano wyżej, wszystkie profile Ca3 z paleostruktury Unisławia mają małe miąższości, typowe dla otwartego basenu. Dowodzi to pewnej unifikacji mikrofacjalnej na całym obszarze i prawdopodobnie oznacza początek zaniku paleostruktury Unisławia.

W czasie sedimentacji dolomitu płytowego, po okresie spłycenia basenu, postępujący wzrost zasolenia doprowadził do sedimentacji ewaporatów cyklotemu PZ3. Anhydryt główny (A3) ma zbliżone miąższości na całym obszarze, rzędu 25–35 m, co potwierdza przypuszczenia o unifikacji facjalnej. Młodsza sól kamienna (Na3) jest obecna w każdym profilu, ale jest silnie zaburzona tektonicznie.

W profilu otworu Unisław IG 1 miąższość młodszej soli kamiennej (Na3), łącznie z cienką warstwą soli potasowo-magnezowej (K3), wynosi 597,0 m, co jest ponad dwu-, trzykrotną normą regionalną. Sól młodsza tworzy tu poduszkę solną, może też zawierać fragmenty soli starszej (Na2). W profilu otworu Unisław 4 sekwencja A3/Na3 jest tektonicznie powtórzona. W dolnym odcinku Na3 ma miąższość 132,5 m – jest to wartość regionalna w tym rejonie, w górnej części miąższość Na3 jest zwiększona tektonicznie i wynosi 334,5 m. W otworze Unisław 2 profil soli kamiennej cyklotemu PZ3 jest zbliżony do przeciętnego profilu w facji basenowej. Jest to profil dwudzielny: część dolna (Na3d) ma 103,5 m miąższości, część górna (Na3g) – 48,0 m. Obie części są przedzielone solą potasowo-magnezową (K3) o dużej miąższości 57,5 m.

Spokojna i wyrównana sedymentacja ewaporatów cyklotemu PZ3 odbywała się w otwartym, ale płytkim basenie solnym, w którym doszło do osadzenia się skrajnie płytkowodnych osadów soli potasowo-magnezowych. Następowo to jednak w warunkach silnej subsydencji, kompensowanej przyrostem osadów. Wynika z tego konkluzja, że osady cyklotemu PZ2 wyrównały istniejące wcześniej deniwelacje na paleostrukturze Unisławia, która w czasie cyklotemu PZ3 przestała istnieć.

Cyklotem PZ4

Nowy etap sedymentacji cechsztynu wyznaczają zmiany klimatyczne (Wagner, Peryt, 1998). Rozpoczęła go sedymentacja cyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4. W profilu otworu Unisław 2 jest dostępny jego najpełniejszy profil w tym rejonie zbudowany z dwóch subcyklotemów: PZ4a i PZ4b. Profil subcyklotemu PZ4a charakteryzuje się małą miąższością skał terygeniczych czerwonego iłu solnego dolnego, liczącą zaledwie 2,5 m i pełnym profilem ewaporatów o miąższości 52,5 m. Sytuacja ta powtarza się częściowo w subcyklocie PZ4b. Osady tego subcyklu składają się tylko z cienkich poziomów czerwono-

niego iłu solnego górnego i najmłodszej soli kamiennej stropowej, o łącznej miąższości 19,0 m. W otworze Unisław IG 1 profil cyklotemu PZ4 jest ograniczony tylko do kompletnie wykształconego subcyklotemu PZ4a, liczącego 66,5 m miąższości, podobnie jak w profilu otworu Unisław 2. W profilu otworu Unisław 4 cyklotem PZ4 składa się wyłącznie z utworów niekompletnego subcyklotemu PZ4a, w którego skład wchodzi tylko czerwony ił solny dolny o miąższości 2,5 m i najmłodsza sól kamienna o miąższości 56,0 m.

Sedymentacja cyklotemu PZ4 odbywała się w płytkim basenie solnym, usytuowanym na wschodnim obrzeżu basenu centralnego. Obszar Unisławia w cyklotemie PZ4 znajdował się poza głównym obszarem alimentującym centralny basen w materiał terygeniczny, który doprowadził tam do utworzenia grubych serii zubrów (Wagner, 1994).

Profil cechsztynu kończy formacja rewalska, o przeciętnej miąższości 36 m, wyznaczająca zakończenie sedymentacji ewaporatów na tym obszarze i przejście do sedymentacji terygeniczej obrzeżającej basen centralny, z dalej trwającą sedymentacją terygeniczo-ewaporatową, ewoluującą w warunkach ograniczonego wpływu morza w środowisko saliny i sebhi (Wagner, 1994).

Historia utworzenia i ewolucji paleostruktur Unisławia w cechsztynie stanowi interesujący przykład rozwoju sedymentacji osadów na lokalnym wyniesieniu, utworzonym w trakcie procesów erozyjno-tektonicznych pod koniec późnego czerwonego spągowca. Maksimum swojego rozwoju ta paleostruktura osiągnęła w czasie sedymentacji dolomitu głównego (Ca2), kiedy w obrębie środowiska otwartomorskiego utworzyła się mikroplatforma węglanowa o charakterze rafowym, z rozwijającą się w tym ekosystemie bujną fauną. Być może ta struktura osadowa była podobna do dzisiejszych atolów, ale mogą to rozstrzygnąć tylko dalsze badania. Paleostruktura Unisławia przestała istnieć prawdopodobnie z początkiem nowej transgresji morskiej w cyklotemie PZ3, która spowodowała znaczące zmiany w całym basenie cechsztyńskim (Wagner, 1994).

Maria WICHROWSKA

ANALIZA MIKROFACJALNA I DIAGENEZA UTWORÓW CECHSZTYNU

Wstęp

Podstawę analizy mikrofacjalnej stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym oraz obserwacje makroskopowe (podstawowe cechy warstwowania i struktury) i opisy rdzeni (Wagner, 2018 – ten tom). Opis elementów mikrobialnych, ze szczególnym uwzględnieniem cyjanobakterii i glonów, opierał się na analizach mikroskopowych autorki, dotyczących mikrostruktur mikrobialnych w osadach dolomitu głównego basenu perm-

skiego (Wichrowska, 2010). Odmiany mikrofacjalne sklasyfikowano według Dunhama (1962) z propozycją polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych zamieszczonego w pracy Narkiewicza i Śnieżka (1981), rozszerzonych o klasyfikację skał węglanowych Wrighta (1992 w: Matyszkiewicz, 1996), która podkreśla rolę diagenety w tworzeniu określonej struktury skał. Struktury skał węglanowych wyróżnione w klasyfikacji Wrighta są wynikiem połączenia trzech czynników: warunków depozycji, procesów biogenicznych i diagenety.

W niniejszej pracy zamieszczono charakterystykę mikrofacjalną osadów, środowiska sedimentacji i rodzaje procesów diagenetycznych, a wyniki przeprowadzonych badań zamieszczono na [figurze 15](#)). Na wybranych mikro-fotografiach ([fig. 16A–H](#)) zamieszczono zdjęcia różnych odmian mikrofacjalnych, z zaznaczeniem głównych składników (ziarnowych, mikrobialnych, organogenicznych) oraz relacji międzymineralnych, wskazujących na rodzaj i zakres przeobrażeń diagenetycznych.

Wapień cechsztyński (Ca1)

Najstarszym produktem sedimentacji cechsztyńskiej występującym na głębokości 4548,52–4548,72 m¹ jest warstwa zlepieńca podstawowego (Zp1), zawierającego w swym składzie silnie piaszczyste mułowce, iłowce i otoczaki kwarcowe frakcji zwirowej (średnica 2–10 mm) (Wagner, 2018 – ten tom – opisy makroskopowe rdzenia).

Powyżej (4548,47–4548,52 m)² występuje warstewka wapienia podstawowego (Ca1p) o miąższości 5 cm, zbudowana z szarobeżowych madstonów/ wakstonów, w których obrębie pojawiają się smugi i pasemka mikrobiobialne (cyjanobakteryjne), intraklasty, elementy ziarniste (ooidy) i organodetrytyczne (bioklasty cechsztyńskiej fauny małżowej).

Opisy mikrofacjalne osadów węglanowych Ca1 dotyczą odcinka rdzeniowanego (1,36 m) w interwale głębokościowym 4547,0–4548,36 m ([fig. 15](#)). Jest on wykształcony w facji wapiennej i wapienno-marglistej i podścielony przez wapniste łupki iłowcowo-mułowcowe (T1), regularnie laminowane (4548,36–4548,47 m). W stropowej części ogniwa Ca1 (2,55 m) rdzenia brak (Wagner, 2018 – ten tom).

Mikrofacje

Profil mikrofacjalny wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o miąższości 1,35 m stanowią osady ziarnisto-organodetrytyczne: wakstony, pakstony i greinstony, tworzące wymieszany konglomerat zróżnicowanych obiektów – allochemów o składzie mineralnym węglanowym, smug i lamin mikrobialnych, ziaren terygenicznych i cementów.

Allochemy są reprezentowane przez ziarna obleczone typu ooidów/ onkoidów, stosunkowo nieliczne peloidy, zbudowane z kulistych obiektów o rozmiarach 0,05 mm, barwy ciemno-brązowo-czarnej (prawdopodobnie glony planktoniczne lub komórki reprodukcyjne glonów osiadłych, zachowane po procesie fosylizacji i dekompozycji diagenetycznej mechanicznej i biologicznej, np. heterocyty), mikrobialne grudki mułowo-węgliste zawierające produkty dekompozycji glonów, a także bioklasty fauny i mikrofauny szkieletowej.

Ooidy i onkoidy występujące w dolnej części profilu wapienia cechsztyńskiego mają różne kształty i rozmiary. Wielkość ziaren obleczonych jest zmienna w zakresie 0,2–1,2 mm.

Powszechnie występują ooidy powierzchniowe o współśrodkowej budowie korteksu (bez wyraźnie zaznaczonej laminacji koncentrycznej). Wnętrza tego typu ziaren wypełnia zwarty spar kalcytowy ze śladową domieszką substancji ilastej i produktów dekompozycji materii organicznej. Ich jądro stanowią grudki mułowe, bioklasty (muszle ślimaka, małże), peloidy, zbudowane z kulistych obiektów o rozmiarach 0,05 mm, węgliste, ciemnobrunatne lub pokruszone elementy szkieletowe. Czasami jądro ziarna jest usunięte (mechanicznie lub chemicznie) i zastąpione cementem węglanowym.

Ziarna obleczone w wakstonach/ pakstonach górnej części profilu wapienia cechsztyńskiego (4547,4–4547,6 m) mają w znacznym stopniu zatartą budowę wewnętrzną, ich wnętrza są najczęściej roztrawione i zastąpione przez spar węglanowy. Przestrzenie międzyziarnowe są zabudowane przez cement węglanowy, a relikty pozostałych ziaren można rozpoznać jedynie po obrostach cyjanobakteryjnych (mikrytyzacja biologiczna). Ziarna tego typu są zbudowane z jednorodnego mikrospary i spar kalcytowego. Wydaje się, że oba typy ziaren (w górnej i dolnej części profilu) mają wspólną genezę. W procesie ich powstawania uczestniczyły czynniki organiczne (mikrobialne, cyjanobakteryjne), a także nieorganiczne (precypitacja chemiczna), a obserwowane różnice mikrostrukturalne widoczne w górnych częściach profilu są wynikiem bardziej zaawansowanych zmian diagenetycznych.

Onkoidy (stromatolity sferyczne) mają rozmiary zbliżone do wspomnianych wcześniej ooidów (średnice 0,2–2,0 mm). Wzrastają często na elementach szkieletowych otwornic i ?ślimaków, nie występują w zwartej masie, lecz są rozmieszczone w sposób przypadkowy ([fig. 16A](#)). Osad otaczający onkoidy jest mikrosparytowy, kalcytowy i zawiera znaczną ilość pelitu kwarcowego oraz pokruszone elementy szkieletowe (głównie otwornice, małże i małżoraczkki).

W sferycznych mikrostrukturach stromatolitowych (onkoidach) częste są obrosty rurkowatych otwornic sessylnych i nitkowatych elementów mikrobialnych (?glonów). Przestrzenie interstycyjne są zabudowane mikrosparytem węglanowym (wapiennym i wapienno-marglistym) z drobnymi elementami ziarnistymi (grudki, ooidy), bioklastami i późnym cementem kalcytowym. W górnych partiach tego poziomu obserwuje się wyłącznie zarysy ziaren ooidowo/onkoidowych, zaznaczone przez otwornice płające obrastające ziarno.

W środkowej części profilu wapienia cechsztyńskiego, na głębokości 4547,9 m, występują relikty mikrostruktury sferycznej (mikrobialnej), uformowanej na podobieństwo motków lub kłębków, zbudowanych ze spiralnych nitkowatych rurkowatych mikroorganizmów nieszkieletowych (?glony, ?cyjanobakterie) oraz ciemne węgliste ziarna o charakterze peloidalnym i fragmenty fauny i mikrofauny szkieletowej ([fig. 16B](#)). W ich sąsiedztwie są obecne cien-

¹ Według miary wiertniczej; wszystkie badania przeprowadzono na rdzeniach.

² Jak wyżej.

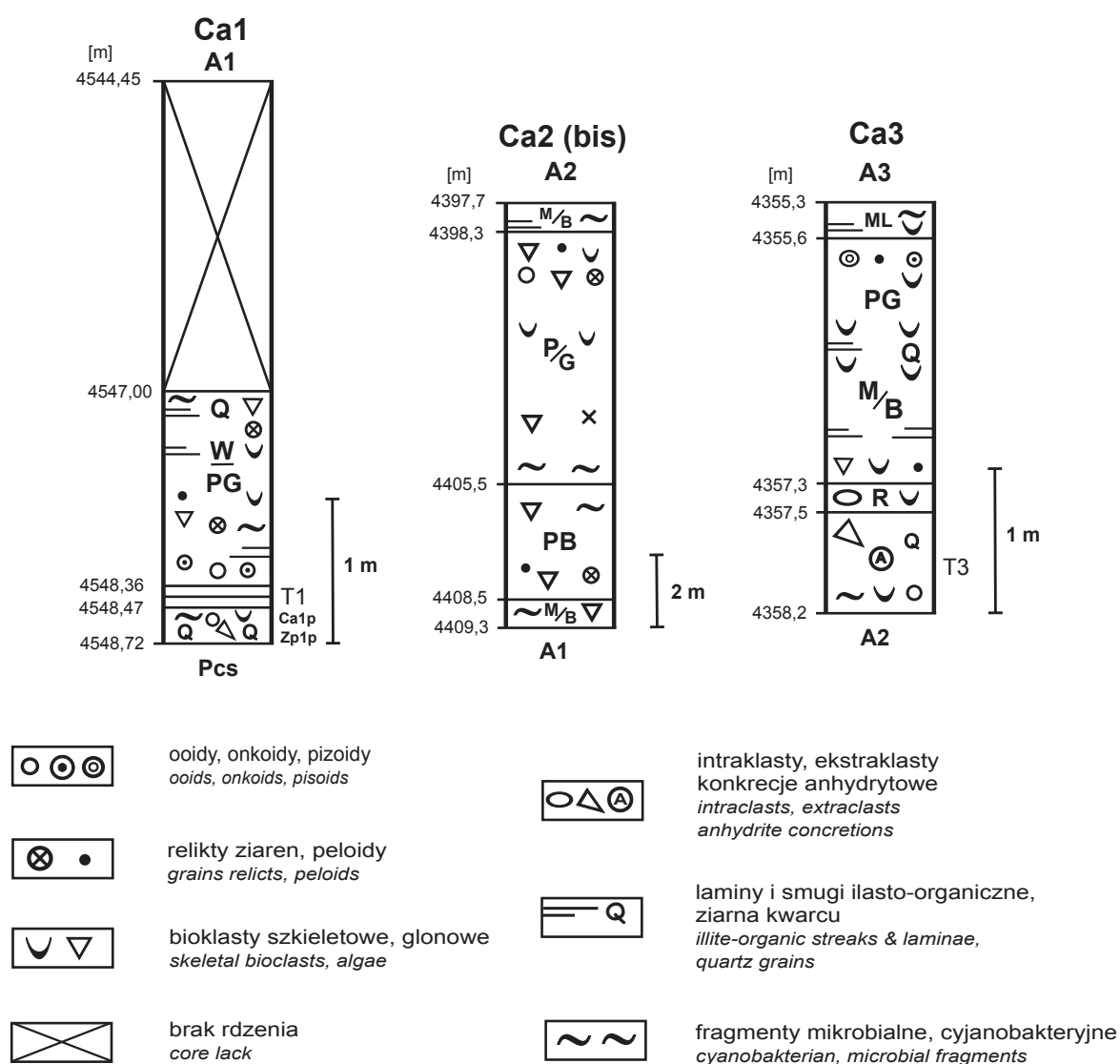


Fig. 15. Profile mikrofacjalne osadów węglanowych cechsztynu (Ca1, Ca2, Ca3) w otworze wiertniczym Unisław IG 1

M – madston, ML – madston laminowany, W – wakston, P – pakston, G – greinston, R – rudston, B – bandston, P/G – przewarstwienia pakstonu z greinstonem; W/P/G – wakston przechodzący w pakston–greinston, A1 – anhydryt ZI, A2 – anhydryt podstawowy, A3 – anhydryt górny, T1 – łupek miedziożółty, T3 – szary ił solny, Ca1p – wapień podstawowy, Zp1 – zlepienieć podstawowy

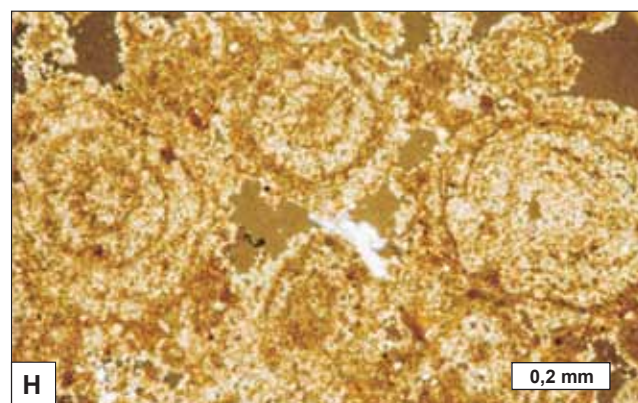
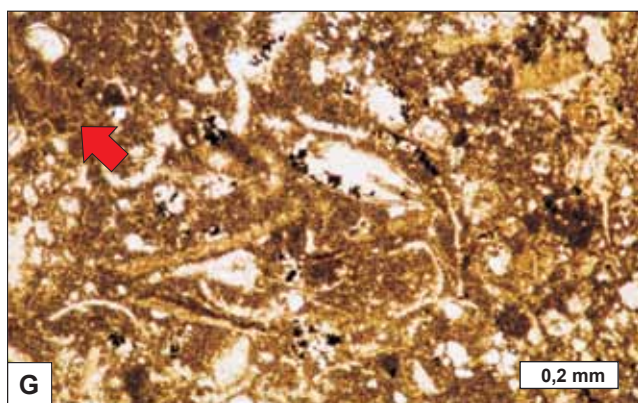
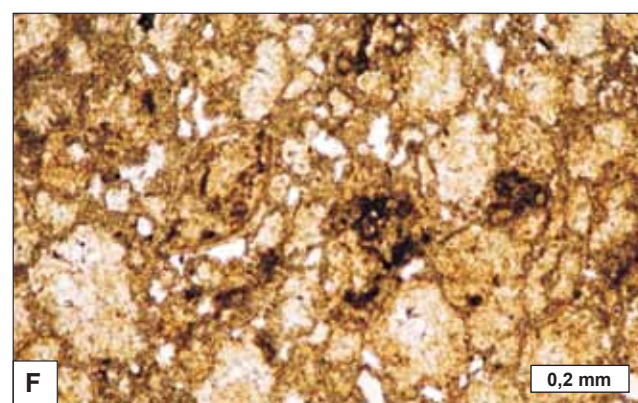
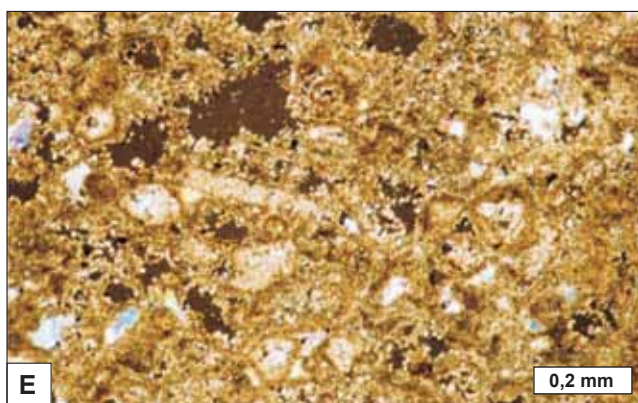
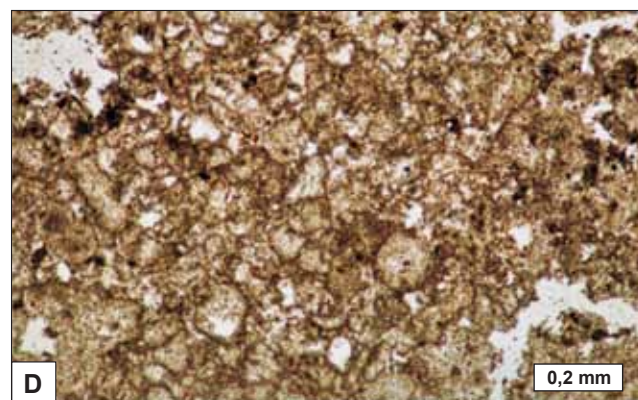
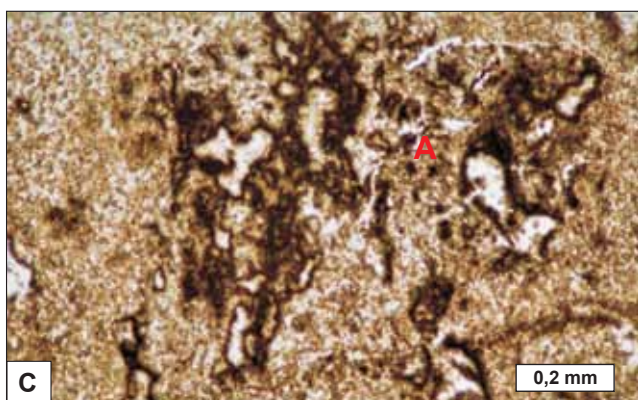
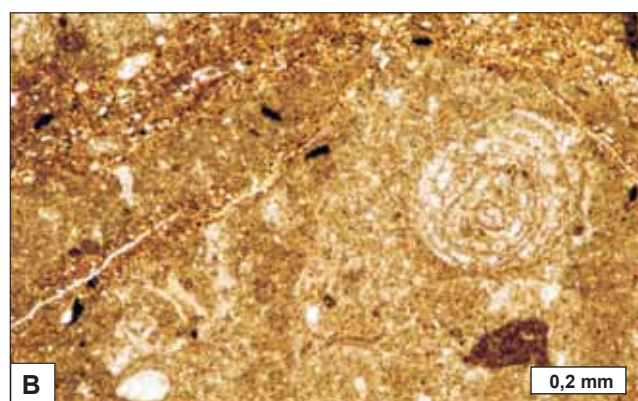
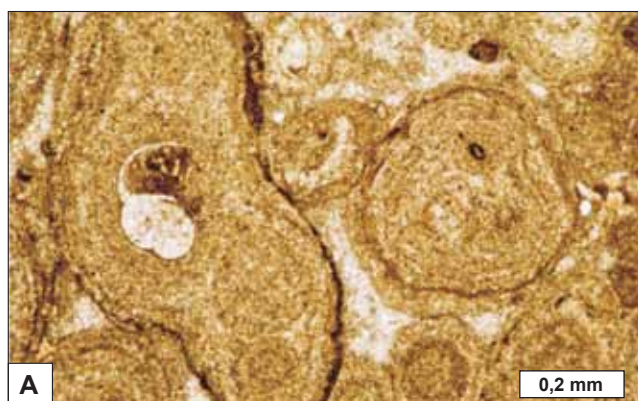
Microfacies sequences of the Zechstein deposits (Ca1, Ca2, Ca3) in the Unisław borehole

M – mudstone, ML – laminated mudstone, W – wackestone, P – packstone, G – grainstone, R – rudstone, B – boundstone, W/P/G – wackestone passing into packstone–grainstone, A1 – Anhydrite ZI, A2 – Basal Anhydrite, A3 – Upper Anhydrite, T1 – Copper Shale, T3 – Grey Pelite, Ca1p – basal limestone, Zp1 – basal conglomerate

kie węgliste warstewki z materiałem ilastym, bitumicznym i ziarnami kwarcu frakcji pyłowej (fig. 16B).

W części przystropowej wapienia cechsztyńskiego cienki szew mikrostylolitowy rozdziela osady ziarniste od nadległych utworów o charakterze biolaminoidów, zawierających nitkowate i kokkoidalne cyjanobakterie (lub glony o podobnym wykształceniu), węgliste i bitumiczne inkruście i słabo rozpoznawalny detryt organogeniczny.

Grudki mułowe (skupienia ciemnego mikrosparytowego materiału węglanowego, wzbogaconego w komponenty organiczne, węgliste), czasami trudno odróżnić od peloidów, zbudowanych z ciemnobrązowych lub czarnych, kulistych obiektów o średnicach 0,05 mm (fig. 16B). Są to prawdopodobnie glony planktoniczne lub komórki reprodukcyjne glonów osiadłych, zachowane po procesie fosylizacji i dekompozycji diagenetycznej, mechanicznej i biologicznej (np. heterocysty).



Elementy szkieletowe (zachowane w całości lub we fragmentach) należą do jedno- i wieloseryjnych otwornic z rodzajów *Ammodiscus*, *Agathamina* i *Nodosaria*. Segmenty (ośródk) otwornic są rozpuszczone, zabudowane cementem kalcytowym. Powszechnie występują otwornice płające, w formie obrostów na ziarnach lub bioklastach (fig. 16A).

Musze małżów i małżoraczków są w znacznym stopniu pokruszone i rozpoznawalne w mikroskopie jedynie na podstawie budowy skorupy; zachowana warstwa wewnętrzna tworzy granularną mozaikę kalcytową, powstałą w wyniku zastąpienia aragonitu przez kalcyt (fig. 16B). W dolnej partii profilu wapienia (Ca1) w obrębie lamin ilastych występuje materiał kwarcowy o frakcji pyłowej. Rozmieszczenie ziaren kwarcu jest luźne, a małe kuleczki pirytu stanowią pigment w obrębie przewarstwień ilasto-organicznych (mikrobialnych) i są produktem dekompozycji materii organicznej w procesie sapropelizacji.

Środowisko sedymentacji

Madstony masywne nielaminowane i łupki ilasto-organiczne (T1) są podścielone przez madston wapienisty, zawierający niewielkie smugi lub pasemka ilasto-organiczne i nieliczne bioklasty fauny małżowej (drobnoskalowej) cechsztynu. Wykształcenie facjalne utworów wapienia podstawowego (Ca1p) wskazuje, że miejscem ich depozycji było środowisko płytkowodne i spokojne, tylko okresowo będące pod wpływem prądów morskich o różnym nasileniu. Świadczy o tym obecność lamin i warstewek z materiałem terygenicznym (kwarcowym i ilastym) i mikrobialnym oraz lokalne wzbogacenie w bioklasty. Potem nastąpiło krótkotrwałe pogłębienie zbiornika, w którym odbywała się sedymentacja niewielkiej miąższości ciemnoszarych łupków ilasto-organicznych (T1), regularnie laminowanych materiałem ilasto-węglistym oraz kwarcem.

Fig. 16A. Pakston onkoidowo-oidowy; onkoidy z częściowo zatartą mikrostrukturą wewnętrzną; na obrzeżach ziaren ciemne powleczenia mikrytowego cementu i węgliste agregaty (?otwornice płające); we wnętrzu onkoidu roztrawiony bioklast; próżnie zabudowane przez anhydryt; wapień cechsztyński, 4548,1 m; bez analizatora. **B.** Zrekrytalizowany wakston onkoidowy; częściowo roztrawiona sferyczna mikrostruktura mikrobialna (onkoid); tło skalne zbudowane ze spiralnych splotów nitkowatych i rurkowatych mikroorganizmów nieskieletowych (?glony), węgliste skupienie peloidalne; bioklasty szkieletowe: małżoraczek, otwornica; brunatne impregnacje bitumiczne, ziarna kwarcu frakcji pyłowej (białe plamki), piryt drobnodetrytyczny (małe czarne kulki) w obrębie laminy mikrobialnej; wapień cechsztyński, 4547,9 m; bez analizatora. **C.** Bandston kawernisty; fragment zdeintegrowanej maty mikrobiologicznej; agregat kawernisty z węglistymi relikami mikrostruktury glonowej; roztrawione próżnie zabudowane przez anhydryt (A – białe plamy); dolomit główny, 4409,1 m; bez analizatora. **D.** Greinston organodetrytyczny; pokruszone, częściowo skompaktowane fragmenty grudek (?glonowych) o nieregularnych kształtach; obrosty nitkowatych cyanobakterii na obrzeżach ziaren; cement anhydrytowy (białe plamy); dolomit główny, 4407,1 m; bez analizatora. **E.** Pakston ziarnisto-organodetrytyczny, porowaty; grudki mułowe i glonowe roztrawione, próżnie puste (?pohalitowe); na obrzeżach ziaren ciemne powłoki mikrytowego cementu; w tle skalnym pokruszone i częściowo roztrawione fragmenty glonowe; cement blokowy dolomitowy i anhydrytowy; dolomit główny, 4400,0 m; nikole skrzyżowane. **F.** Zrekrytalizowany pakston/greinston ziarnisty; grudki i gruzelki różnych rozmiarów, nieforemne; cement dolomitowy mozaikowy, blokowy wewnątrz ziaren; cyjanobakteryjne impregnacje i obrosty wokół ziaren; roztrawione segmenty otwornicy, muszla małżoraczka; próżnie (białe plamy) zabudowane przez anhydryt; dolomit główny, 4398,4 m; bez analizatora. **G.** Pakston peloidowo-organodetrytyczny; fauna małżowa, mikrofauna małżoraczkowa, fragmenty glonów (?*Calcinema*), siateczkowa mikrostruktura mikrobialna (ciemnobrązowa ?zoecia mszywiola – strzałka); próżnie (białe plamy) zabudowane przez anhydryt; dolomit płytowy, 4357,3 m, $\times 40$; bez analizatora. **H.** Greinston ooidowy; ziarna o średnicy 0,5–1,7 mm; laminacja korteksu podkreślona przez cyjanobakteryjne obrosty; w obrębie ooidów widoczne relikty form o genezie mikrobialnej (?glonowe, cyjanobakteryjne); dolomitowy cement obwódki narastający na ziarnach; przestrzeń międzyziarnowa – pusta (oliwkowa barwa); dolomit płytowy, 4355,6 m; bez analizatora

A. Onkoid-oid packstone; onkoids with blurred inner microstructure; overgrowths of dark micritic cement and carbonic aggregates (?sessile foraminifers) on grains' margins; dissolved bioclast is visible inside the onkoid; voids are filled with anhydrite; Zechstein Limestone, depth 4548.1 m; plane polarized light. **B.** Recrystallized oncoid wackestone; partly dissolved spherical microbial microstructure (oncoid); the groundmass composed of spiral strands of filamentous and tubular non-skeletal microorganisms(?algae), carbonic peloidal concentration; skeletal bioclasts: ostracods, foraminifer shell; brown bitumen impregnations within microbial laminae, silt-size quartz grains (white spots), fine detrital pyrite (small black balls); Zechstein Limestone, depth 4547.9 m; plane polarized light. **C.** Cavernous boundstone; fragment of disintegrated microbial matt; cavernous aggregate with a carbonaceous relic of algal microstructure; dissolved voids filled with anhydrite (A – white spots); Main Dolomite, depth 4409.1 m; plane polarized light. **D.** Organodetrital grainstone; crushed and partly compacted fragments of clasts (?algae) of irregular shapes; cyanobacterial filaments grow around the grains; anhydrite cement (A – white spots); Main Dolomite, depth 4407.1 m; plane polarized light. **E.** Porous grainy-organodetrital packstone, mud and algal pellets are dissolved, unfilled pores (?after halite); dark micritic cement overgrows the grains' margins; crushed and partly dissolved algal fragments within the groundmass; dolomititic and anhydritic blocky cement; Main Dolomite, depth 4400.0 m; crossed polars. **F.** Granular, recrystallized packstone/ grainstone; irregular algal pellets of various sizes. Blocky, mosaic dolomite cement inside grains; cyanobacterial impregnations and overgrowths on grains; etched fragments of a foraminifera and an ostracod shell are visible; voids (white spots) filled with anhydrite. Main Dolomite, depth 4398.4 m; plane polarized light. **G.** Peloidal-organodetrital packstone; ostracods, bivalve shell, algal fragments (?*Calcinema*), reticular microbial microstructure (dark brown ?Bryozoan zoecia cells – arrow); voids (white spots) filled with anhydrite; Platy Dolomite, depth 4357.3 m; plane polarized light. **H.** Ooid grainstone; grain size 0.5–1.7 mm in diameter; cortex lamination marked with cyanobacterial filaments; microbial form relics (?algal, cyanobacterial) within ooids; fringe dolomititic cement on grains; empty intergranular space (olive in colour); Platy Dolomite, depth 4355.6 m; plane polarized light

Całość rdzeniowanej części profilu wapienia cechsztyńskiego (Ca1) stanowią pakstony/ greinstony i wakstony ooidowo-onkoidowe z bioklastami. W niższych partiach profilu występuje poziom osadów ziarnistych z dobrze wykształconymi onkoidami (stromatolity sferyczne) i ooidami, narastającymi na bioklastach fauny szkieletowej (małżowej) i grudkach węglistych o charakterze peloidalnym. Są to jednopowłokowe (powierzchniowe), rzadziej wielopowłokowe (rzeczywiste) ziarna pojedyncze lub złożone (worki onkoidowe), penetrowane wewnątrz przez endolityczne mikroorganizmy i obrastane przez cyjanobakterie i otwornice sessylne. Świadczy to o płytkim, sublitoralnym (pod przykryciem wody), umiarkowanie turbulentnym środowisku, niewielkich zmianach zasolenia w obrębie depozytowanego osadu, co umożliwiało zasiedlenie go przez cyjanobakterie (sinice) i otwornice sessylne.

W miarę rozwoju sedimentacji charakter osadu ulegał nieznacznym zmianom, nadal powstawały wakstony ooidowo-onkoidowe, jednak w środowisku wód o zwiększonej kwasowości i aktywnej infiltracji wód porowych nasiliły się zmiany diagenetyczne w obrębie tła skalnego i allochemów. Widoczne są bowiem lokalne nagromadzenia materiału ilasto-organicznego inkrustowanego drobnej frakcji detrytycznym pirytem. Wskazuje to na obecność rozkładającej się materii organicznej, powodującej wzrost kwasowości wód sprzyjający rozpuszczaniu komponentów węglanowych.

Zwiększona ilość materiału terygenicznego w utworach górnej części rdzeniowanego fragmentu profilu wapienia cechsztyńskiego (obecność napławionych ziaren kwarcu frakcji pyłowej i substancji ilastej) oraz lokalne wzbogacenie w bioklasty fauny małżowej wskazują, że okres względnie spokojnej sedimentacji normalnomorskiej był przerywany przez prądy trakcyjne o różnym nasileniu. Końcowy etap sedimentacji Ca1 wyznaczają wapienie mikrofacji oolitowej. Sposób ich wykształcenia świadczy o płytkim, ale silnie turbulentnym środowisku ich powstawania.

Diagenеза

Procesy diagenetyczne obejmowały w największym stopniu osady ziarniste, zarówno ooidy i onkoidy, jak również stosunkowo nieliczne elementy szkieletowe (muszle małżów, małżoraczków i otwornice).

Kompakcja mechaniczna nie odegrała w badanych osadach znaczącej roli. Stabilizacja mineralna (przemiany polimorficzne, aragonitu w kalcyt) i strukturalna (neomorfizm agradacyjny, czyli rekrytalizacja) oraz budowa cementów (syndementacyjnych i wczesnodiagenetycznych) stanowiły czynnik usztywniający więźbę osadów ziarnistych.

Słabo zaznaczona laminacja sferycznych mikrostruktur stromatolitowych stanowi jednolitą, zwartą masę, odporną na procesy rozluźniania i niepodlegającą plastycznym deformacjom lub rozwarstwieniu.

Rekrytalizacja spowodowała częściowe lub całkowite zatarcie pierwotnej wewnętrznej mikrostruktury laminar-

nej, po której pozostały zarysy podkreślone przez obrosty cyjanobakteryjne (wewnętrzne i zewnętrzne) i skupienia otwornic sessylnych na obrzeżach niektórych ziaren (fig. 16A).

Wpływ na stosunkowo wczesne usztywnienie więźby i odporność na kompaktację fizyczną miała mikrytyzacja biologiczna, polegająca na degradacji minerałów węglanowych pod wpływem endolitycznej działalności mikroorganizmów (cyjanobakterii i glonów), o czym świadczy obecność cementów mikrytowych, wykształconych w formie obwódki na kolejnych powierzchniach wzrostowych ziaren obłeczonych i na obrzeżach bioklastów (otwornic, małżoraczków i muszlach drobnoskorupowych małżów).

Kompakcja chemiczna (stylolityzacja), powiązana z rozpuszczaniem skały pod ciśnieniem, zachodziła w badanych osadach w niewielkim stopniu i jest zauważalna w górnych przystropowych odcinkach profilu, gdzie materiał ilasto-kwarcowy i węglisto-bitumiczny tworzy falisty lub ząbkowany szew mikrostylolitowy (głęb. 4547,0 m).

Rozpuszczanie i cementacja zachodziły na różnych etapach diagenезы. Krążące w osadzie roztwory rozpuszczały mniej odporne elementy chemo- i biogeniczne (aragonitowe, kalcytowe) i tworzyły pory we wnętrzach ziaren obłeczonych, w muszlach małżów, ślimaków i małżoraczków. Efekty rozpuszczania są dobrze widoczne w skałach ziarnistych, w górnej części profilu.

W badanych osadach obserwuje się głównie cementy kalcytowe blokowe, tworzące mozaikę sparową w tle skalnym lub drobnokrystaliczną, która wypełnia całkowicie przestrzeń porową i wnętrza roztrawionych bioklastów (fig. 16A, B). Cementy siarczanowe, głównie anhydryt, stanowią składnik podrzędny. Występują w formie skupień, drobnych, igiełkowych lub małych tabliczkowatych kryształów i tylko częściowo wypełniają pory w tle skalnym.

Dolomit główny (Ca2)

Utwory dolomitu głównego w profilu otworu Unisław IG 1 występują na głębokości 4397,7–4409,3 m i mają miąższość 11,6 m. Analizy składu chemicznego i mineralnego wykazały, że utwory te są wykształcone w facji dolomitowej. Fację dolomitowo-magnezytową stwierdzono w próbkach osadów zalegających w interwale głębokości 4397,7–4403,0 m, ale nie wykonano w nich dodatkowych badań na obecność magnezytu (badania w mikrosondzie rentgenowskiej EDS, analiza katodoluminescencyjna CL). Badania tego rodzaju przeprowadzono w podobnego typu utworach (mikrobialnych i organodetrytycznych) dla otworów wiertniczych Unisław IG 2 i Unisław 4. Wydaje się więc uzasadnione, żeby na tej podstawie (*per analogiam*) wysunąć sugestie odnośnie facji i warunków środowiskowych powstawania magnezytu w profilu otworu Unisław IG 1 (patrz podrozdział „Diagenеза” w rozdziale „Dolomit główny (Ca2)”).

Główne składniki petrograficzne opisywanych osadów to allochemy, ziarna terygeniczne i cementy. Allochemy są reprezentowane przez:

- ciemne węgliste peloidy (pochodzące z rozwleczonej maty glonowej (fig. 16C);
- bioklasty, tworzące często formy ooidopodobne (powierzchniowe, z obrostami cyjanobakterii na obrzeżach (fig. 16D–E);
- grudki glonowe i gruzelki (fig. 16F);
- biodetryt muszlowy (szkieletowy) stanowiący fragmenty muszli małżów, małżoraczków i ślimaków; podrzędnie obserwuje się otwornice i zoaria mszywiół.

Biodetryt glonowy (glony kalcyfikujące plechy) jest w znacznym stopniu mechanicznie rozkruszony i częściowo zrekrystalizowany i w tej formie wydaje się być znacząco wkomponowany w mikrosparytowe tło skalne (fig. 16E).

Materiał teryogeniczny, napławiony (głównie kwarc frakcji pyłowej) na większą skalę pojawia się w osadzie mułowo-mikrobiałnym w najwyższej części profilu.

Mikrofacje

Najniższa seria osadów, pochodząca z głębokości 4408,5–4409,3 m, leży na anhydrycie górnym (Alg, kontakt niewyraźny; Wagner, 2018 – ten tom). Utwory Ca2 stanowią zwarte, mikrosparytowe madstony dolomitowe, smugowane materiałem mikrobialnym (cyjanobakteryjnym), zawierające kępki (strzępki) rozwleczonej maty mikrobialnej (glonowej), zachowanej w formie izolowanych fragmentów o charakterze peloidalnym lub węglistych, kawernistych skupień ze słabo widoczną mikrostrukturą siateczkową (fig. 16C). Pory, kawerny mają kształty nieforemne (amebowate z wypustkami) i są w większości zabudowane przez anhydryt.

Większość profilu mikrofacjalnego Ca2, począwszy od głębokości 4398,3–4408,5 m, jest zbudowana z osadów dolomitowych, ziarnisto-organodetrytycznych, które rozdziela (na głęb. 4404,9–4405,5 m) cienka (60 cm) warstewka osadu mikrobialnego o charakterze „okienkowej” maty mikrobiologicznej (cyjanobakteryjnej) o siateczkowej mikrostrukturze. W jej obrębie są widoczne cienkie przeizby bitumiczne, brązowo prześwitujące w świetle przechodzącym.

W dolnej części profilu, poniżej warstewki mikrobialnej, w interwale głębokościowym 4405,5–4408,5 m, występują zwarte pakstony/ greinstony organodetrytyczne, zbudowane ze słabo skompaktowanych ziaren poglonych, przyjmujących kształt ooidopodobny, pośród których obserwuje się peloidalne skupienia, a także rozwlezione i uwęglone fragmenty maty mikrobiologicznej (fig. 16D). Ziarna te mają różne kształty i rozmiary: są koncentryczne, idealnie kuliste (o średnicy 0,5 mm), spłaszczone, owalne, wydłużone lub nieregularne (amebowate z wypustkami). Obrzeża tych obiektów są najczęściej faliste, zmikrytyzowane mikrobialnie. Większość z nich uległa rekrytalizacji, częściowej homogenizacji, plastycznym odkształceniom, dezintegracji mechanicznej już na wczesnym etapie diagenety. Przypominają pokruszone, przemieszczone i obleczone fragmenty sfosylizowanych

glonów osiadłych, wśród których tkwią elementy fauny i mikrofauny szkieletowej (małżowa, otwornice i małżoraczki, nieliczne ślimaki).

W środkowej części profilu dolomitu głównego, powyżej warstewki mikrobialnej, na głębokości 4398,3–4405,5 m, występują pakstony/ greinstony ziarniste (dolomitowo-magnezytowe) o genezie organodetrytycznej, zawierające detrytus szkieletowy i glonowy w formie ziarnistej, ooidopodobnej. Ziarna mają rozmiary 0,2 mm, różne kształty, rzadko kuliste, częściej eliptyczne lub nieforemne (wydłużone z wybrzuszeniami), porowate. Pory są niezabudowane, prawdopodobnie ?pohalitowe, rzadziej wypełnione drobnokrystalicznym anhydrytem (fig. 16E).

W wyższych partiach profilu pojawiają się mikrostruktura gruzelkowa i skupienia peloidalne (?glonów planktonicznych) lub niewielkie fragmenty zdeintegrowanej maty mikrobiologicznej i pojedyncze bioklasty (małże, małżoraczki, ?zoaria mszywiół). Mikrofauna otwornicowa (otwornice jedno- i wieloseryjne oraz płozące) jest stosunkowo nieliczna. Skala ma wyraźną budowę agregatową, w której obrębie pojawiają się gruzelki o różnych kształtach i rozmiarach, odcinające się od tła skalnego dzięki różnicy w wykształceniu kryształów dolomitu (w obrębie gruzełek kryształy są większe niż w tle skalnym, niektóre z nich mają ciemne obrosty cyjanobakteryjne – fig. 16F). Obrzeża komórek lub segmentów organogenicznych (otwornic, mszywiół?) różnią się ciemniejszą barwą, ponieważ zawierają więcej materiału organicznego, co powoduje, że wyraźniej odcinają się od tła skalnego. Peloidy stanowią często skupienia agregacyjne, zbudowane z kulistych form przypominających komórki planktoniczne glonów zielonych (?prasinofitów) lub ich cysty albo grudki mułowo-węgliste z cienkimi obrostami nitkowatych cyjanobakterii (fig. 16F).

Odcinek przystropowy na głębokości 4397,7–4398,3 m jest zbudowany z dolomitowo-magnezytowego ?biolaminitu (4397,8 m) i dolomitowo-marglistego madstonu/ wakstonu z przerostami mułowca i iłowca. W tle skalnym tych osadów obserwuje się rozsiane fragmenty drobnoskorupowych muszli małżów, igły gąbek oraz kwarc frakcji pyłowej.

Środowisko sedymentacji

Utwory dolomitu głównego (Ca2) reprezentują przybrzeżne facje płytkiego zbiornika morskiego, związane z podnóżem łagodnego stoku platformy węglanowej. Depozycję osadów Ca2 w rejonie otworu wiertniczego Unisław IG 1 rozpoczynają małej miąższości madstony/ bandstony zbudowane z osadów biogenicznych przewarstwionych nieciągłymi laminami ilasto-węglistymi. Osady te (maty mikrobiologiczne impregnowane anhydrytem), charakterystyczne dla płytkiego sublitoralu, ulegają stosunkowo szybkiej dezintegracji w płytkim, ale wysoko energetycznym środowisku. Tego typu sedymentacja miała charakter krótkotrwały.

Bezpośrednio powyżej, w aktywnym środowisku hydrodynamicznym (poniżej lustra wody) osadziły się grudkowe i bioklastyczne pakstony zbudowane z rozkruszonych

szczątków ?glonów osiadłych, stosunkowo wcześniej zrekrystalizowanych i zmikrytyzowanych przez endolityczne mikroby. Serię tę kończy warstewka osadów laminowanych, mikrobialnych, co może świadczyć o okresowej niewielkiej zmianie zasolenia zbiornika i spokojniejszych warunkach sedimentacji, umożliwiających zasiedlenie dna zbiornika przez cyjanobakterie (sinice).

Wzrastający ku górze (głęb. 4398,3–4405,5 m) reżim hydrodynamiczny zapoczątkował sukcesję pakstonów i greinstonów ziarnisto-bioklastycznych, ?deponowanych nadal w strefie płytkiego litoralu, ale z okresowymi epizodami zmiennego zasolenia wód. Obecność magnezytu sugeruje krótkotrwałą ekspozycję na warunki ?hypersalinarne lub brakiczne i wzrastającą energię środowiska. Zmiany te spowodowały zubożenie zespołu fauny szkieletowej (w osadzie bytowały małże, małżoraczki, ?otwornice płżące, tolerancyjne na zmiany zasolenia środowiska). Na skutek wzrostu turbulencji wód organizmy szkieletowe (małże, małżoraczki, otwornice), a szczególnie mało odporne na niszczenie mechaniczne glony, ulegały stosunkowo szybkiej dezintegracji. Jest prawdopodobne, że pokruszona fauna szkieletowa i glonowa, z której są zbudowane pakstony/ greinstony dolnej i środkowej części profilu dolomitu głównego, została w większości przywleczona przez prądy z wyżej położonych na stoku platformy węglanowej rejonów z okolic otworów wiertniczych Unisław 2 i Unisław 4 (por. fig. 12 i Wagner, 2018 – ten tom) i wkomponowane w spoiwo wapienne, a następnie stopniowo ulegało dolomityzacji i innym przemianom diagenetycznym.

W górnych partiach profilu dolomitu głównego zaznacza się zmiana facjalna wskazująca na spłylenie morza i wzrost zasolenia. Pojawiły się biolaminity zawierające znaczne ilości anhydrytu, a następnie madstony, wskazujące na płytkowodną strefę spokojnej sedimentacji. Tylko okresowo można obserwować w tej części profilu objawy działalności prądów doprowadzających do tego zbiornika materiał ilasty, ziarna kwarcu czy igły gąbek.

Diageneza

W utworach dolomitu głównego profilu otworu Unisław IG 1 procesy diagenetyczne (zastępowanie, rekrystalizacja, rozpuszczanie i cementacja) następowały nierównomiernie. Największe znaczenie miały procesy zachodzące we wczesnych i pośrednich stadiach diagenety: kompaktacja fizyczna (mechaniczna), rekrystalizacja, zastępowanie pierwotnego zrębu wapiennego przez dolomit (dolomityzacja) lub/i magnezyt (magnetyzacja), rozpuszczanie i cementacja. Procesy związane z głębszym pogrzebaniem osadu, takie jak kompaktacja chemiczna, stylolityzacja, szczelinowanie, pirytyzacja, późna anhydrytyzacja i halityzacja, zaznaczyły się w niewielkim stopniu.

Kompaktacja fizyczna (mechaniczna) miała miejsce już na etapie synsedymencyjnym i we wczesnych etapach diagenety. W trakcie tego procesu dochodziło do mechanicznego kruszenia i rozpuszczania węglanowych glonów przy współdziale produktów dekompozycji materii organicznej (sapropelewo-humusowej), do plastycznego

odkształcania fragmentów glonów osiadłych, a także do dezintegracji bioklastów szkieletowych (kalcytowych i aragonitowych). Glonowy biodetryt i stosunkowo ubogi inwentarz mikroorganizmów szkieletowych pełniły znaczącą rolę w pakstonych/ greinstonach ziarnisto-organodetrytycznych, niestety ze względu na znaczny stopień rozdrobnienia i rekrystalizacji są w osadzie trudno rozpoznawalne.

Rekrystalizacja (zmiany neomorficzne). Neomorfizm agradacyjny odpowiedzialny za stabilizację strukturalną osadu sprzyjał ujednoliceniu (częściowej homogenizacji) składników ziarnistych i bioklastów. Proces ten zachodził pod wpływem roztworów porowych (solanek) krążących w osadzie już na etapie synsedymencyjnym i we wczesnych stadiach diagenety. Skały dolomitowe (ziarniste i mułowe) mają częściowo zachowaną pierwotną strukturę, świadczyć o tym mogą zachowane relikty cyjanobakteryjnej laminacji w osadzie mułowo-mikrobialnym, obecność laminacji koncentrycznej (korteksy) na obrzeżach i wewnątrz ziaren obłeczonych, a także częściowo zdeintegrowane, ale czytelne fragmenty fauny i mikrofauny szkieletowej. Znacznej rekrystalizacji uległy pakstony i greinstony ziarniste o genezie pogłonowej, pozostawiając w osadzie relikty o różnym obecnie wykształceniu, trudne do jednoznacznej identyfikacji, takie jak: cylindryczne (walcowate), wydłużone, bułowate formy (fig. 16D), ziarniste agregaty o strukturze gruzłowej (fig. 16F), rozwleczone fragmenty maty glonowej (fig. 16C). Wyjątkiem jest warstewka biolaminity z głębokości 4406,2 m, gdzie zrekrystalizowane tło skalne jest zbudowane wyłącznie z różnej wielkości kryształów dolomitu.

Zastępowanie. Dolomityzacja jest najczęstszym rodzajem zastępowania w omawianej formacji osadów. Objęła ona zarówno osady mułowe i mikrobialne (w najwyższym odcinku profilu na głębokości 4397,7–4398,3 m), jak i osady ziarniste i większą część składników organodetrytycznych. Niewielka część bioklastów (muszlowych i ?glonowych) pozostała kalcytowa (fig. 16E). Proces dolomityzacji rozwijał się prawdopodobnie wcześniej, w trakcie lub tuż po depozycji osadów wapiennych, w warunkach płytkiego pogrzebienia i pod wpływem wód meteorycznych i krążących w osadzie wód porowych. Zapewne postępował sukcesywnie w stadium późniejszym, już po lityfikacji osadów. Świadczy o tym dolomitowe tło skalne (pokalcytowe/ poaragonitowe), obecność cementu dolomitowego we wnętrzach muszli małżów, otwornic i małżoraczek, w bioklastach i agregatach ziarnistych, pogłonowych gruzelkach (fig. 16D–F). Magnetyzacja osadów węglanowych mogła się odbywać równolegle z dolomityzacją już we wczesnych stadiach diagenety lub zamiast niej. Magnetyzacja osadów wapiennych zaznaczyła się zarówno blisko stropu analizowanego fragmentu profilu należącego do dolomitu głównego (seria osadów mułowo-mikrobialnych), jak i w środkowej części profilu Ca2, w obrębie serii osadów ziarnisto-organodetrytycznych. Analiza katodoluminescencyjna wykonana w organodetrytycznych kompleksach w profilu otworu Unisław IG 2 pokazała, że magnezyt współwystępuje z kalcytem w obrębie owalnych grudek o budowie agregatowej (?pogłonowych), jest obecny też w osiowej części muszli ramienionoga,

a w cienkich warstewkach biolaminitowych, obserwowanych w profilach otworów Unisław IG 2 i Unisław 4, spoiwo węglanowe jest zbudowane częściowo lub wyłącznie z magnezytu. Powstawaniu magnezytu sprzyja środowisko ewaporatowe (hypersalinarne), a źródłem magnezu jest chlorofil z roślin i glonów zielonych.

Rozpuszczanie składników mineralnych, z których są zbudowane spoiwo i allochemy (ziarna, bioklasty glonowe i inne elementy szkieletowe), mogło zachodzić przy aktywnym współudziale rozkładającej się materii organicznej (bakteryjno-glonowej) lub/i roztworów porowych o zmiennej kwasowości krążących w osadzie oraz roztworów infiltrujących osad (solanek) po osiągnięciu przez niego stabilizacji mineralnej i strukturalnej. Rozpuszczanie ziaren i fragmentów mikroorganizmów nie zawsze było kompletne, objęło tylko niektóre ich części (fig. 16D–E), mniej odporne na trawienie chemiczne: kalcytowe, niezdolomityzowane wnętrza ziaren, fragmenty glonów kalcyfikujących swoje plechy, wewnętrzne warstwy muszli, pierwotnie aragonitowe. Proces ten doprowadził do powstania próżni formowych (wewnątrzziarnowych), moldycznych (po bioklastach) i kawernistych (w obrębie rozczłonowanych mat mikrobiologicznych).

Próżnie obserwowane w osadzie ziarnisto-organogenicznym mają na ogół kształty nieforemne, ich obrzeża są nieregularne i strzępiaste. W większości przypadków próżnie są zabudowane przez anhydryt (fig. 16C) lub dolomit (fig. 16F). Często próżnie pozostają puste (fig. 16E), a w późniejszym stadium diagenety lub na etapie poformacyjnym nastąpiło ich wypełnienie halitem.

Cementacja. W analizowanych osadach najczęstsze są cementy węglanowe, dolomitowe o charakterze obwódkowym (izopachowe), obserwowane na obrzeżach ziaren, rzadziej druzowe, narastające ku środkowi próżni (fig. 16E). Cementy mikrytowe, utworzone w wyniku życiowej działalności mikroorganizmów drążących (glonów i cyjanobakterii), występują powszechnie na obrzeżach bioklastów (muszlowych i glonowych) (fig. 16D–F).

Cement dolomitowy blokowy (sparytowy) pojawia się w tle skalnym, w obrębie biolaminitu (np. na głębokości 4405,5–4406,2 m). Cement drobnokrystaliczny stanowi wypełnienie gruzełek. Tworzy tam zwartą mozaikę kryształów dolomitu (fig. 16F).

Cementy siarczane występują w badanych skałach podrzędnie, nodule anhydrytowe o pochodzeniu sedymentacyjnym są obecne w obrębie biolaminitów w górnym (przystropowym) odcinku profilu dolomitu głównego, a cementy anhydrytowe stanowią wypełniania próżni w obrębie rozczłonkowanej maty mikrobiologicznej w dolnym, przyspągowym odcinku profilu (fig. 16C).

Cementy pirytowe (w niewielkich ilościach) tworzą inkrustacje (drobne czarne plamki o rozmiarach 20 µm), w biolaminitach i madstonach marglistych wzbogaconych w komponenty mikrobialne (przyspągowy i przystropowy odcinek profilu dolomitu głównego). Stanowią produkt uboczny powstały podczas dekompozycji materii organicznej (saproelizacja).

Podrzednym składnikiem są cementy klastyczne zdominowane przez kwarc frakcji pyłowej.

Dolomit płytowy (Ca3)

Utwory dolomitu płytowego (Ca3) są wykształcone w facji dolomitowej z cienkimi wkładkami utworów ilasto-marglistych. W profilu otworu Unisław IG 1 mają one miąższość 2,2 m, występują na głębokości 4355,3–4357,5 m (fig. 15). Utwory te zalegają na terygeniczo-węglanowej serii szarego iłu solnego (T3), zidentyfikowanego na głębokości 4357,5–4358,2 m. Dolomit płytowy jest reprezentowany przez iłowce i mułowce piaszczysto-margliste o niewyraźnie zaznaczonej laminacji i gruzłowaty anhydryt zawierający liczne kawerny wypełnione halitem (Wagner, 2018 – ten tom). W części przyspągowej T3 (głęb. 4358,2 m) występuje cienka warstewka dolomitowego madstonu/ wackstonu ze smugami mikrobialnymi, bioklastami fauny małżowej, relikdami ziaren obleczonych, peloidalnymi, ciemnymi skupieniami z brązowo prześwitującymi bituminami oraz licznymi, rozsianymi w tle skalnym, zianami kwarcu.

Mikrofacje

Najniższą część kompleksu (głęb. 4357,3–4357,5 m) dolomitu płytowego (Ca3), tuż nad kontaktem z szarym łem solnym (T3), stanowi cienka 1,5-centymetrowa warstewka zlepieńca ze słabo obtoczonymi okrucami o średnicy 5 cm, które tkwią w spoiwie węglanowo-kwarcowo-ilastym. W obrębie zlepieńca występują intraklasty mułowców o spoiwie kwarcowo-węglanowym i skał węglanowych organodetrytycznych, które zawierają liczne i zróżnicowane szczątki organiczne, między innymi muszle małżów, ?ramienionogi, mszywioly (okrągłe lub eliptyczne komórki zoecjalne), a także mikrofaunę otwornicową i małżoraczkową. W tle skalnym obserwuje się ciemne skupienia uwęglonej mikroflory pozbawionej mikrostruktury, muszle małżów drobno-skorupowych oraz minerały terygeniczne (głównie kwarc frakcji pyłowej).

W interwale głębokości 4355,3–4357,3 m występuje wapienie ziarniste i organodetrytyczne. Wśród wapieni ziarnistych można wyróżnić piaszczyste utwory węglanowe z oolitami i ?pizolitami, pakstony/ greinstony ooidowo-onkoidowe oraz pizoidowe. Głównymi składnikami osadów ziarnistych są wielopowłokowe ooidy i pizoidy, dobrze wykształcone, mające najczęściej kształt kulisty oraz zmienną wielkość, najczęściej 0,15–1,50 mm, miejscami do 2,0 mm (fig. 16H). W wielu pakietach oolitowo-onkolitowych poszczególne ziarna są dobrze wysortowane i często mają dobrze zachowane centra (mikrytowe, mikrosparytowe lub bioklastyczne), w których obrębie są widoczne kuliste formy w znacznym stopniu uwęglone (reprezentujące planktoniczne glony lub komórki reprodukcyjne glonów osiadłych, np. heterocysty). W wapieniach organodetrytycznych dominują małże, ramienionogi, małżoraczki, nieliczne są mszywioly i fragmentami glonów. Miejscami osad ma charakter

muszlowca, ale rzadko obserwuje się dobrze zachowane elementy szkieletowe. Najczęściej są to pokruszone i roztrawione bioklasty, w różnym stopniu upakowane i na ogół źle wysortowane. Głównymi składnikami muszlowca są muszle małżów, skorupki małżoraczków, otwornice (spiralne *Agathamina*, jednoseryjne – *Nodosaria*, *Dentalina*), pokruszone (okrągłe, eliptyczne) komórki zoecjalne mszywiolów, którym towarzyszą rurkowate glony (?*Calcinemy*). Elementy szkieletowe są rozpoznawalne jedynie po wydłużonych, prostych lub łukowatych zarysach, dobrze widocznych w mikroskopie optycznym (przekroje poprzeczne lub skośne). Wnętrza fragmentów szkieletowych są roztrawione, wypełnione anhydrytem lub puste (prawdopodobnie pohlitowe). W obrębie tła skalnego występują ciemne agregacyjne skupienia mikrobialne o charakterze peloidalnym. Stanowią je owalne skupienia ciemnego mikrosparytu węglanowo-mikrobialnego, wśród których obserwuje się kokkoidalne cyjanobakterie, niewielkie ilości substancji bitumicznej (prześwitujące na brązowo), rozsiany pył węglisty i stosunkowo nieliczne inkrustacje pirytowe (fig. 16G).

W liczącym zaledwie 0,1 m miąższości przystropowym odcinku profilu dolomitu płytowego już na pograniczu z anhydrytem górnym (A3) występują madstony i biolaminity pozbawione elementów szkieletowych, przewarstwione materiałem marglisto-ilastym (fig. 15).

Środowisko sedimentacji

Pomimo niewielkiej miąższości (2,2 m) osadów dolomitów płytowego (Ca3) utwory te wykazują znaczne zróżnicowanie. Początkowo wykształcone w facji węglanowo-marglisto-zlepieńcowatej, ku górze przechodzą w utwory organodetrytyczne, zawierające cienkie warstewki mułowe z ilasto-mikrobialną laminacją, a zwieńczone są dobrze wykształconymi osadami ziarnistymi, ooidowo-onkoidowymi i pizolitowymi. Świadczy to o:

- zmienności warunków depozycji w miarę rozwoju zbiornika,
- znacznej cyrkulacji wody (rozdrobienie mikroorganizmów, obecność ooidów),
- stosunkowo dobrym natlenieniu i warunkach sprzyjających rozwojowi życia organicznego,
- okresowych kontaktach z otwartym morzem i okresowym donoszeniu przez prądy denne materiału terygenicznego i rozdrobnionych bioklastów (obecność ziaren kwarcu i napławionych bioklastów).

Stąd konkluzja, że sedimentacja osadów dolomitu płytowego odbywała się w przybrzeżnej, wysoce turbulentnej strefie płytkiego basenu, w zbiorniku o zmiennym reżimie hydrodynamicznym.

Diageneza

Wczesna stabilizacja mineralna (rekrytalizacja) mułów węglanowych wydaje się być powiązana z mikrytyzacją

mechaniczną kruchych fragmentów organizmów nieskieletowych (glonowych) i sukcesywnym zastępowaniem i obrastaniem elementów ziarnistych i biogenicznych przez mikrosparytową mozaikę dolomitowo-kalcytową pochodzenia mikrobialnego i chemogenicznego. Zmiany diagenetyczne objęły zarówno osady ziarniste (ooidy, onkoidy), jak również elementy organodetrytyczne, szkieletowe. Muszle małżów, skorupki małżoraczków, fragmenty otwornic, zoaria mszywiolów i fragmenty glonów (?*Calcinema*) mają niewyraźnie zarysowane kontury, wnętrza są rozpuszczone i zabudowane cementem lub puste (fig. 16G).

Do najbardziej zaawansowanych procesów diagenetycznych w badanych skałach należą: zastępowanie (dolomityzacja), stabilizacja mineralna (przemiany polimorficzne aragonit/ kalcyt – dolomit), stabilizacja strukturalna (rekrytalizacja) powodująca częściową homogenizację pierwotnej mikrostruktury, kompaktacja fizyczna (mechaniczna), rozpuszczanie i cementacja.

Zastępowanie (głównie dolomityzacja). Dolomityzacja mogła być rozłożona w czasie, od etapu wczesnego (płytkiego pogrzebanie) przez stadium pośrednie i późne pogrzebanie osadu i obejmować wapienny, słabo skonsolidowany matriks i wczesne cementy węglanowe, mikrostruktury ziarniste, mikrobialne oraz niektóre elementy szkieletowe (otwornice, małże, małżoraczki). Fragmenty szkieletowe mszywiolów i glonów (?*Calcinema*) w większości pozostały kalcytowe (fig. 16G). Stosunkowo niewielkie zmiany zasolenia zbiornika związane z krążeniem w osadzie wód meteorycznych w powiązaniu z destrukcją materii organicznej (etap wczesny) oraz aktywność wód porowych i infiltracje roztworów solnych sprzyjały zastępowaniu kalcytu przez dolomit.

Rekrytalizacja powoduje zacieranie pierwotnej mikrostruktury laminarnej w ooidach/ onkoidach. Koncentryczne, wyraźnie zarysowane laminy zostały częściowo zhomogenizowane, pozostało sparytowane dolomitowe wypełnienie (widoczne na zdjęciach w świetle spolaryzowanym), o zwężonej mikrostrukturze (fig. 16H).

Kompaktacja fizyczna (mechaniczna) dotyczyła głównie rozkruszania mało odpornych elementów biogenicznych (mszywioly i towarzyszące im glony kalcyfikujące swoje plechy). Zdezintegrowany, mikrytowy materiał organodetrytyczny mieszał się z wapiennym mułem chemogenicznym i tworzył podstawowe tło skalne (matriks) w walcach biodetrytycznych (muszlowo-glonowo-mszywiolowych), obserwowanych w dolnej części profilu dolomitu płytowego (fig. 16G).

Rozpuszczanie elementów organogenicznych mniej odpornych na trawienie chemiczne prowadziło do powstania próżni (porowatość formowa i kawernista). Znaczna część próżni pozostała pusta, prawdopodobnie wypełniona przez halit w stadium końcowym diagenety lub na etapie poformacyjnym, a tylko w niewielkim stopniu zabudowana przez anhydryt (fig. 16G–H). Dekompozycja materii organicznej w przewarstwieniach mikrobialnych, zachodząca już na etapie depozycji i w początkowym stadium lityfi-

kacji, oraz krążące w osadzie wody porowe sprzyjały formowaniu się porowatości międzykrystalicznej. Próżnie pozostały puste lub nastąpiło ich sukcesywne wypełnianie minerałami siarczanowymi albo halitem.

Cementacja. Do najbardziej powszechnych cementów należy drobnokrystaliczny dolomit, który występuje jako osobniki izolowane lub w agregatach, obecny w tle skalnym o mikrosparytowym wykształceniu kryształów, a także cement siarczanowy, anhydrytowy, związany z zabudo-

wą bioklastów w dolnej części profilu dolomitu płytowego (fig. 16G). Anhydryt ma tam pokrój ziarnisty, rzadziej tabliczkowy o wyraźnie zaznaczonych obrzeżach.

Spoivo cementacyjne, obserwowane w obrębie kompleksów organodetrytycznych i w tle skalnym w osadach mułowo-mikrobialnych (w górnej części badanego kompleksu dolomitu płytowego), stanowią rozproszone ziarna kwarcu frakcji pyłowej.

TRIAS

Anna BECKER

WSTĘP

Trias w profilu otworu Unisław IG 1 został stwierdzony i opisany przez zespół w składzie: Maria Franczyk, Irena Gajewska oraz Anna Szyperko-Teller (w: Raczynska, 1983). W niniejszym opracowaniu granice prawie wszystkich wydzieleni litostratygraficznych przyjęto zgodnie z dokumentacją wynikową otworu. Jedyna zmiana dotyczy spągu formacji bałtyckiej, który ustalono na głębokości 3629,0 m ze względu na przesłanki litologiczne (patrz komentarz dot. formacji bałtyckiej). Nazewnictwo jednostek litostratygraficznych w triasie górnym zweryfikowano zgodnie ze standardem *Tabeli stratygraficznej Polski* (Wagner, 2008). W grupie pstrego piaskowca wprowadzono podział na formacje zgodnie z rękopiśmiennymi opracowaniami A. Szyperko-Teller (patrz CBDG, weryfikacja 2008) oraz publikacją Szyperko-Teller i in. (1997). Chronostratygraficzna interpretacja profilu opiera się na przesłankach

pośrednich, dotyczących rozwoju sedymentacji i wieku osadów w polskiej części środkowoeuropejskiego basenu triasowego (Wagner, 2008). Granice chronostratygraficzne należy zatem uznać za umowne. Jedyna dokumentacja biostratygraficzna pochodzi z dwóch próbek z najwyższej części profilu, gdzie stwierdzono górnotriasowy zespół palinomorfa (Orłowska-Zwolińska, 1981, 1983, 2018 – ten tom). Ze względu na słabe rozpoznanie chronostratygraficzne profilu zrezygnowano ze wskazywania granic pięter w triasie dolnym i górnym.

Rozpoznanie profilu triasu w otworze wiertniczym Unisław IG 1 opiera się przede wszystkim na analizie krzywych profilowań geofizycznych, gdyż uzysk rdzenia na tym odcinku otworu odpowiada jedynie 3% miąższości systemu. Tak niewielka ilość dostępnego materiału rdzeniowego uniemożliwia szczegółową analizę wieku osadów.

Anna BECKER

WYKSZTAŁCENIE I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI UTWORÓW PSTREGO PIASKOWCA

Profil triasu rozpoczyna **formacja bałtycka** (głęb. 3277,0–3629,0 m), o miąższości 352,0 m, reprezentująca podgrupę pstrego piaskowca dolnego. Spąg formacji w niniejszym opracowaniu przyjęto na głębokości 3629,0 m, zgodnie z uwagą A. Szyperko-Teller (w: Raczynska, 1983). Na tej głębokości zaznacza się wyraźna zmiana wykształcenia osadów. Utwory leżące poniżej to czerwono-brunatne, masywne mułowce z konkrecjami i żyłami anhydrytu, które przykrywają iłowce i mułowce wapniste z cienkimi przewarstwieniami wapieni. Sukcesja taka odpowiada granicy cechsztynu i pstrego piaskowca (np. Szyperko-Śliwczynska, 1979). Strop formacji wyznacza spąg 12-metrowego poziomu piaskowców wapnistych, tworzących ogni-

wo piaskowca drawskiego leżącej wyżej formacji pomorskiej. Formacja bałtycka jest wykształcona w postaci jednorodnego kompleksu iłowcowo-mułowcowego, głównie czerwono-(wiśniowo)-brunatnego, z bardzo cienkimi przewarstwieniami lub laminami wapieni, najczęściej mułowcowych. Przewarstwienia te nie zaznaczają się na krzywych pomiarów geofizycznych.

Formacja pomorska (głęb. 3110,0–3277,0 m), o miąższości 167,0 m, rozpoczyna sukcesję pstrego piaskowca środkowego. Wykształcenie formacji jest trójdzielne. Najniższą część tworzy ogniwo piaskowca drawskiego (miąższość 12,0 m) zbudowane z piaskowców wapnistych z przewarstwieniami iłowcowo-mułowcowymi. Środkową część formacji (miąższość 108,0 m) tworzy dość

jednorodny kompleks iłowcowo-mułowcowy, wapnisty, miejscami ze smugami wapieni mułowcowych i drobnymi kongrecjami anhydrytowymi. W jedynym rdzeniu pobranym ze środkowej części formacji pomorskiej barwa osadów jest czerwonoceglasta. Najwyższą część formacji (miąższość 47,0 m) tworzą przewarstwiające się wapienie piaszczyste, piaskowce wapniste oraz iłowce i mułowce wapniste. W zapisie krzywych profilowań geofizycznych najwyższa część formacji ma charakter dwóch asymetrycznych cykli litofacyjnych o dolnych członach drobnoklastycznych i górnych piaskowcowo-węglanowych, o miąższości jednostkowej rzędu 30,0 m. Strop formacji przebiega w stropie warstwy wapieni piaszczystych, nad którymi występuje mułowcowo-piaskowcowy kompleks **formacji półczyńskiej** o miąższości 219,0 m. Główną część tej formacji tworzy kompleks iłowcowo-mułowcowy z nielicznymi dwu-, trzymetrowymi przewarstwieniami piaskowców drobnodziarnistych (149,0 m). Większy udział piaskowców charakteryzuje najniższą i najwyższą część formacji, odpowiednio poniżej głębokości 3055,0 m i powyżej głębokości 2906,0 m. Barwy skał są głównie w odcieniach czerwonych i brunatnych. W skałach występują ziarna miki. W kształceniu formacji jest przejściowe między typową piaskowcową formacją półczyńską a rozwiniętą dalej na południe niezdefiniowaną formalnie formacją ilastą (patrz Szyperko-Teller i in., 1997). Strop formacji przyjęto (z uwzględnieniem dokumentacji otworowej) na głębokości 2891,0 m, w spągu 15-metrowej warstwy piaskowcowej. Należałoby rozważyć umiejscowienie tej granicy na głębokości 2906 m, w spągu piaskowców z przewarstwieniami mułowcowo-iłowcowymi. Wzrost udziału piaskowców, począwszy od głębokości 2906,0 m do głębokości 2876,0 m, jest stopniowy, o charakterze cyklu frakcjonalnego odwróconego.

W profilu otworu Unisław IG 1 podgrupę pstrego piaskowca górnego reprezentuje **formacja barwicka** o miąższości 155,5 m (Szyperko-Teller i in., 1997 – fig. 30). Budują ją naprzemianległe kompleksy piaskowcowe z przewarstwieniami iłowcowo-mułowcowymi (na głęb. 2876,0–2891,0 i 2781,0–2858,5 m) oraz kompleksy iłowcowo-mułowcowe z przewarstwieniami skał węglanowych, podrzędnie piaskowców (na głęb. 2858,5–2876,0 i 2735,5–2781,0 m). Barwę skał opisano tylko dla rdzeniowanych odcinków profili. Iłowce i mułowce są brunatnoczerwone oraz szare, piaskowce zaś czerwone, różowe i białe. W skałach występują ziarna miki, a na głębokości ok. 2833,0 m stwierdzono okruchy zwęglonych szczątków roślin.

Depozycja osadów pstrego piaskowca zachodziła początkowo w środowisku słonawowodnym o stosunkowo

niskim poziomie zasolenia, o czym świadczy obecność muszloraczków (esterii). Dominująca przewaga skał drobnoklastycznych świadczy o niskiej energii depozycji oraz braku źródeł dopływu materiału o grubszym ziarnie. Środowisko depozycji w literaturze jest określane jako laguna o obniżonym zasoleniu przechodząca w sebhę przybrzeżną (Iwanow, Kiersnowski, 1998; Feldman-Olszewska, 2014a), słonawowodne jezioro (Szyperko-Teller i in., 1997), czy obrzeżenie jeziorzyska playa (Bachmann i in., 2010). W profilu brak przewarstwień wapieni oolitowych typowych dla formacji bałtyckiej (Szyperko-Śliwczyńska, 1979), co może świadczyć o spokojniejszych warunkach sedimentacji w centralnej części zbiornika (por. Szyperko-Teller i in., 1997 – fig. 31). Podobne warunki depozycji trwały również podczas powstawania formacji pomorskiej (np. Szyperko-Teller i in., 1997). Przesłanki regionalne wskazują na występowanie silniejszych ingresji morskich podczas depozycji formacji pomorskiej niż podczas depozycji formacji bałtyckiej, a niektórzy postulują morski charakter depozycji całej sukcesji (patrz dyskusja i literatura w: Becker, 2005, 2007; Feldman-Olszewska, 2014a). Osady formacji półczyńskiej powstawały w środowisku równi aluwialnej (Iwanow, Kiersnowski, 1998). Rejon otworu wiertniczego Unisław IG 1 znajdował się w dystalnej części tej równi, gdzie dominowały osady równi zalewowej, w strefie przejściowej do obszaru depozycji jeziornej, reprezentowanego przez formację ilastą (Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, Szyperko-Teller, 2011). Depozycja osadów formacji barwickiej przebiegała w środowisku o wyższej energii, o czym świadczy większy udział skał piaskowcowych niż w formacji półczyńskiej. Depozycja drobnoklastyczno-węglanowa zachodziła okresowo w proksymalnej strefie szelfu węglanowego (Iwanow, 1998). Występowanie szczątków roślinnych świadczy o pojawieniu się w środowisku bujniejszej szaty roślinnej niż we wcześniejszym triasie, co świadczy o zwilgotnieniu klimatu.

Wiek osadów pstrego piaskowca nie został zbadany w profilu otworu Unisław IG 1. Według Szyperko-Teller i in. (1997) w osadach formacji bałtyckiej i barwickiej stwierdzono charakterystyczne dla nich poziomy sporowo-pyłkowe. Brak jednak bardziej szczegółowych informacji o składzie taksonomicznym i wartości stratygraficznej oznaczonych palinomorf, jak również o materiałach źródłowych. Według interpretacji regionalnych wiek utworów to trias dolny (Wagner, 2008), przy czym położenie zarówno stropu, jak i spągu oddziału jest dyskusyjne (patrz np. dyskusja w: Becker, 2014, 2015).

Lidia Adach

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH WAPIENIA MUSZLOWEGO

Utwory wapienia muszlowego w profilu otworu Unisław IG 1 stwierdzono na głębokości 2588,0–2735,5 m. W obrębie 147,5-metrowego profilu I. Gajewska (1983) wy-

dzieliła wapien muszlowy dolny, środkowy i górny. Największą miąższość, aż 98 m, osiąga wapien muszlowy dolny rozpoczynający się iłowcami i marglami z wkładkami

wapieni zastąpionymi przez wapienie i wapienie margliste (o miąższości 53,5 m) w górnej części wydzielenia. Znajdujący się powyżej wapień muszlowy środkowy, o miąższości 23,0 m, jest wykształcony w postaci dolomitów z domieszką materiału ilastego i margli dolomitycznych z przerostami iłowców. Skały te zawierają wtrącenia anhydrytów. Wapień muszlowy górny w dolnej części tworzą szare wapienie z przerostami iłowca (11,5 m), które ku górze przechodzą w 15-metrowy pakiet szarych iłowców z wkładkami wapieni. Utwory ilaste kontynuują się w wyższej części profilu zaliczanej już do kajpru dolnego. Są one jednak pozbawione węglanów, natomiast miejscami wykazują zapiaszczenie, a ich barwa zmienia się z szarej na pstrą.

Sedymentacja osadów wapienia muszlowego z profilu otworu Unisław IG 1 odbywała się w przybrzeżnej strefie płytkiego, epikontynentalnego zbiornika morskiego – basenu germańskiego, należącego do północnego obrzeżenia oceanu Tetydy, zwanego północną Perytetydą (Szulc, 2000; Narkiewicz, Szulc, 2003). Otwór wiertniczy Unisław IG 1 zlokalizowano na północ od osi basenu sedymentacyjnego (Gajewska, 1971, 1988, 1997; Iwanow, 1998). Depozycja wapienia muszlowego dolnego następowała w obrębie peryferycznej, zwróconej ku brzegowi, części szelfu węglanowego (Iwanow, 1998). Sukcesywna zmiana osadów od ilastych po margliste i wapienne świadczy o postępującej transgresji, której maksimum odpowiada górnej części profilu wapienia muszlowego dolnego (Senkowiczowa, Kopik, 1973; Narkiewicz, Szulc, 2003) i zapisało się miąższem kompleksem (53,5 m) wapieni i wapieni marglistych. Sedymentacja wapienia muszlowego środkowego przebiegała w zbiorniku o odmiennym charakterze. Obecność dolomitów z wtrąceniami anhydrytów wskazuje na środowisko odseparowanej laguny o podwyższonym zasoleniu. Z początkiem depozycji wapienia muszlowego górnego nastąpił powrót warunków otwartego szelfu węglanowego (Senkowiczowa, Kopik, 1973; Gajewska, 1988, 1997; Iwanow, 1998) i osadziły się wapienie. W górnej części wydzielenia wykształcenie osadów zmienia się, utwory wapienne zostały zastąpione iłowcami znamionującymi regresję morza wapienia muszlowego, co świadczy o spłycaaniu zbiornika. Osady ilaste z najwyższej części profilu są zbliżone typem litologicznym do leżących wyżej utworów kajpru dolnego, których sedymentacja zachodziła już w obrębie płytkiego zbiornika śródlądowego równi aluwialnych (Iwanow, 1998; Fijałkowska-Mader, 2015).

Anna Becker

WYKSZTAŁCENIE I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI UTWORÓW KAJPRU

Kajper dolny reprezentują **warstwy sulechowskie** (2520,0–2588,0 m) o miąższości 68,0 m (patrz Gajewska, 1978), wykształcone w postaci pstrych iłowców z wielkimi podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców. ıłowce z jedyne pobranego rdzenia wykazują plamiste zabarwienie brunatnofioletowe, żółtawe i oliwkowe, któremu towarzyszą żyłki węglanowe i konkrecje żelaziste oraz bulaista tekstura. Takie wykształcenie świadczy prawdopodobnie o przeobrażeniu pedogenicznym.

Leżące wyżej **warstwy gipsowe dolne** (2440,0–2520,0 m) o miąższości 80 m, rozpoczynające profil kajpru środkowego, są wykształcone w postaci szarych i ciemnoszarych ıłowców, miejscami dolomitycznych, z przewarstwieniami, żyłkami i konkrecjami anhydrytu. Profil kajpru kończą **warstwy kłódawskie dolne** (2341,0–2440,0 m), w których T. Orłowska-Zwolińska oznaczyła miospory typowe dla warstw zbąszyńskich. Warstwy te mają postać ıłowców i zlepieńców ılowych, miejscami dolomitycznych, z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców z detrytusem roślinnym. Według Franczyk (1983 – fig. 79) w profilu otworu brak jest utworów tzw. retyku górnego (= kajper górny *sensu* Wagner, 2008).

Depozycja osadów kajpru odbywała się w zróżnicowanych środowiskach lądowych i przybrzeżnomorskich, których zmienność w dużym stopniu była uwarunkowana ak-

tywnością tektoniczną i zmianami klimatu (patrz np. Szulc, Racki, 2015). Kajper dolny powstawał w środowisku równi aluwialnej, głównie w strefie równi zalewowej (np. Iwanow, 1998), gdzie mogły rozwijać się procesy glebowe. Środowisko depozycji warstw gipsowych dolnych jest określane jako laguna o podwyższonym zasoleniu (Iwanow, 1998), sebha siarczanowa (Feldman-Olszewska, 2014b) czy playa (Bachmann i in., 2010). Ingresje morskie docierały do basenu triasowego centralnej Europy od południowego zachodu przez tak zwaną bramę burgundzką (np. Bachmann i in., 2010). W profilu otworu Unisław IG 1 brak jest utworów piaskowca trzcinowego oraz warstw gipsowych górnych, co wskazuje na lukę w profilu (Gajewska, 1983). Najwyższa część profilu kajpru była deponowana prawdopodobnie w systemie rzeczonym, głównie na równi zalewowej (Iwanow, 1998).

Na triasowy wiek utworów kajpru wskazuje zespół miospor oznaczonych w warstwach kłódawskich dolnych. Orłowska-Zwolińska (1981, 2018 – ten tom) koreluje oznaczony zespół z podpoziomem palinologicznym *Corollina meyeriana* IVc datowanym na noryk górny (Orłowska-Zwolińska, 1983). W profilu prawdopodobnie brak jest osadów retyckich (por. Franczyk, 1983 – fig. 79). Według przesłanek regionalnych niższa część osadów kajpru była deponowana w lądynie i karniku (Szulc, 2007; Wagner, 2008).

Teresa ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA**WYNIKI BADAŃ PALINOLOGICZNYCH WARSTW KŁODAWSKICH DOLNYCH¹**

Badania palinologiczne przeprowadzono na dwóch próbkach z profilu otworu Unisław IG 1, pobranych z głębokości 2350,0 m (próbka 1) i 2351,5 m (próbka 2). M. Franczyk zaliczyła osady z tej głębokości do warstw kłodawskich dolnych. W obu próbkach stwierdzono występowanie bardzo licznych okazów spor i ziaren pyłku. Skład gatunkowy obu próbek jest bardzo podobny. Wyróżniono w nich następujące taksony:

Anapiculatisporites spiniger (Leschik) Reinhardt
Classopollis classoides (Pflug) Pocock et Jansonius – licznie
Classopollis simplex (Danzé-Corsin et Laveine)
Corollina meyeriana (Klaus) Venkatachala et Goczan – licznie
Corollina zwolinskai Lund – licznie
Corollina sp.
Conbaculatisporites sp.
Eucommiidites major Schulz
Enzonalsporites sp. sp. – licznie
Granuloperculatipollis rudis Venkatachala et Goczan
Heliosporites altmarkensis Schulz
Labiisporites sp. nov. – pojedynczo
Monosulcites minimus Couper
Ovalipollis ovalis Krutzsch

Ovalipollis breviformis Krutzsch
Ovalipollis rarus Klaus
Ovalipollis minimus Scheuring
Protohaploxypinus sp.
Ricciisporites tuberculatus Lundblad
Ricciisporites umbonatus Schulz
Taurocusporites verrucatus Schulz

Oznaczony zespół mikroflory można określić jako zespół *Corollina meyeriana*, który w profilach zachodniej Polski charakteryzuje warstwy drawieńskie, jarkowskie i zbąszyneckie (Orłowska-Zwolińska, 1983). Analiza ilościowa pozwala na dokładniejsze określenie pozycji stratygraficznej badanej mikroflory. Znaczny udział okazów gatunków *Ricciisporites tuberculatus* oraz *Classopollis classoides* wraz z obfitym występowaniem okazów *Corollina meyeriana* i *C. zwolinskai*, przy jednoczesnej niewielkiej liczebności *Granuloperculatipollis rudis*, a także obecność pojedynczych okazów gatunku *Eucommiidites major*, wskazują na podobieństwo do mikroflory jednostki palinologicznej *Corollina meyeriana* IVc, wyróżnianej tylko w obrębie warstw zbąszyneckich. Wiek zespołu *Corollina meyeriana* jest interpretowany jako noryk (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985).

JURA**Grzegorz PIEŃKOWSKI****JURA DOLNA – GRUPA KAMIENNEJ**

Interpretację chrono- i litostratygraficzną nierdzienianej serii jury dolnej z otworu Unisław IG 1 przeprowadzono na podstawie porównania krzywej profilowań geofizycznych tego otworu wiertniczego (fig. 17) i oddalonego o ok. 100 km na południowy wschód otworu Kaszewy 1 (Pieńkowski, 2014, 2015). Korelacje profilu jury dolnej w basenie polskim oparte na pomiarach geofizycznych ułatwia fakt wykształcenia tej serii w postaci utworów silikoklastycznych, przechodzących od piaskowców (bardzo rzadko zlepieńców) do iłowców, co jest łatwo identyfikowalne na krzywych profilowań geofizycznych. Inne utwory (syderyty, dolomity i ankeryty, węgiel) mają na tyle podrzędny udział w profilach jury dolnej, że mogą być (poza szczególnymi obszarami w południowej Polsce) w ogólnych interpretacjach pomijane. Otwór Kaszewy 1 był w pełni rdzeniowany na odcinku jury dolnej i umożliwia relatywnie wiarygodną korelację z profilem otworu Unisław IG 1. Chociaż profil Kaszewy 1 znajduje się na szczycie szerokopromiennej struktury antyklinalnej z po-

duszką solną w podłożu i miąższość utworów jury dolnej jest tam zredukowana (782 m) w porównaniu do profili otworów wiertniczych położonych poza poduszką (ok. 1200 m – np. otw. Krośniewice IG 1), profil ten, poza mocno zredukowanym najwyższym pliembachem, zawiera wszystkie formacje i sekwencje depozycyjne wyróżnione w basenie polskim (Pieńkowski, 2004). Mimo że w otworze Unisław IG 1 miąższość profilu jury dolnej jest już znacznie niższa (381 m), na podstawie podobieństwa krzywych profilowań geofizycznych można wyróżnić podstawowe litoformacje grupy Kamiennej (w ujęciu litostratygraficznym, kolejno formacje: zagajska, skłobska, ostrowiecka, gielniowska, drzewicka, ciechocińska, borucicka) oraz hipotetycznie sekwencje depozycyjne (w ujęciu cyklo- i chronostratygraficznym). Opiera się to na potwierdzonej w kilku opracowaniach prawidłowości, że wczesnojurajska sedimentacja w płytkim, epikontynentalnym basenie Polski szczególnie wyraźnie odzwierciedlała zmiany poziomu morza (Pieńkowski, 2004, 2014; Hesselbo, Pieńkowski,

¹ Tekst rozdziału pochodzi z archiwalnego orzeczenia ze stycznia 1981 r. Tekst orzeczenia przystosowano do wymagań redakcyjnych niniejszego tomu bez jakichkolwiek zmian w systematyce rozpoznanych palinomorf.

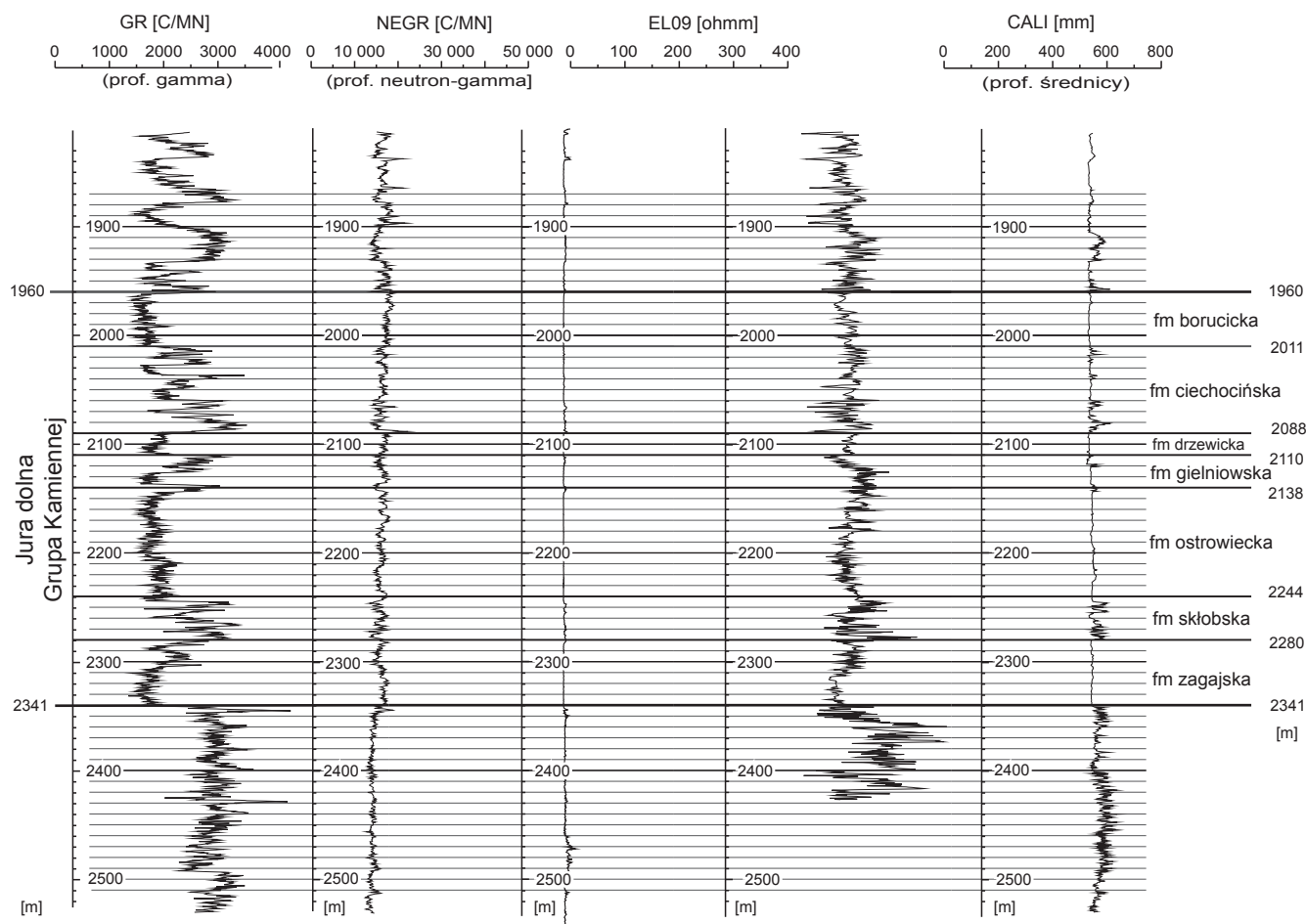


Fig. 17. Krzywe geofizyki otworowej grupy Kamiennej (dolna jura, 1960–2341 m) z naniesionymi granicami formacji litostratigraficznych

Wire-logs of the Kamienna Group (Lower Jurassic, 1960–2341 m) with boundaries of the lithoformations

2011; Pieńkowski i in., 2012), a spójny podział stratygraficzno-sekwencyjny jury dolnej w Polsce pozwala na jego porównanie ze schematami sporządzonymi dla bogatych w skamieniałości przewodnie utworów dolnej jury cyklu liguryjskiego w Wielkiej Brytanii i Francji. Zwłaszcza krótkookresowe sekwencje wyróżnione w obrębie cyklu liguryjskiego są przydatne w korelacji sekwencji, ponieważ są rozpoznawalne w basenie polskim (Pieńkowski, 2004). Ciągi systemowe niskiego poziomu morza (LST) i ciągi systemowe opadającego poziomu morza (FSST) w basenie polskim odpowiadają czasowo lukom związanym z erozją lub brakiem depozycji na granicach sekwencji. Jeśli chodzi o skalę zmian poziomu morza również model Exxon Research Group okazał się przydatny do przeprowadzenia korelacji, a w obrębie utworów dolnojurańskich basenu polskiego wyróżniono dziesięć „exonowskich” sekwencji depozycyjnych (I–X) (Pieńkowski, 2004). W zapisie osadowym dominują utwory transgresywnych ciągów systemów i są one reprezentowane zarówno przez retrogradacyjne, jak i aggradacyjne sukcesje facjalne. Utwory ciągów systemowych stabilizacji wysokiego poziomu morza odpowiadają

wyłącznie progradacyjnym, regresywnym sukcesjom facjalnym. Te podstawowe ciągi systemów dają się (z oczywistymi zastrzeżeniami wynikającymi z braku materiału rdzeniowego) wyinterpretować na podstawie krzywych profilowań geofizycznych otworu wiertniczego Unisław IG 1 i na nich oparto interpretację stratygraficzno-sekwencyjną. Podział ten opiera się na wyróżnieniu głównych powierzchni korelacyjnych – granic sekwencji depozycyjnych związanych z erozją i osadem gruboziarnistym oraz powierzchni maksymalnego zalewu zaznaczających się na krzywych geofizycznych wychyleniami w przeciwnym kierunku, co cechuje osady drobnoziarniste.

Główne granice sekwencji możliwe do wyróżnienia w profilu otworu Unisław IG 1 skorelowano następująco (wg Pieńkowskiego, 2004):

- najniższy hetang,
- najwyższy hetang,
- górny synemur (poziom turneri),
- najwyższy synemur (najwyższa część poziomu raricostatum),

- najniższy późny pliensbach (dolny poziom margaritatus),
- najwyższy późny pliensbach (górny poziom spinatum),
- środkowy–górny toark.

Powierzchnie maksymalnego zalewu odpowiadają:

- środkowemu hetangowi (poziom liasicus),
- wczesnemu synemurowi (poziom semicostatum),
- środkowemu późnemu synemurowi (poziomy obtusum/oxynotum),

- wczesnemu pliensbachowi (poziomy jamesoni/ibex),
- wczesnemu toarkowi (poziom tenuicostatum).

Wyróżniono też trzy główne powierzchnie transgresji w hetangu, najniższym pliensbachu i najniższym toarku.

W obrębie formacji ciechocińskiej (sekwencja najwyższy pliensbach–dolny toark) wyróżnia się na krzywych profilowań geofizycznych sześć podrzędnych cykli, stanowiących najprawdopodobniej parasekwencje progradacyjne (Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Pieńkowski i in., 2016).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Otwór wiertniczy Unisław IG 1 zlokalizowano na obszarze, na którym występuje jeszcze pełny profil jury środkowej, natomiast ma on zredukowaną miąższość (Ryll, 1983). W profilu omawianego otworu jura środkowa została wydzielona na głębokości 1701,5–1962,0 m i ma miąższość 260,5 m. Jest to wartość zgodna z tłem regionalnym i bardzo zbliżona do obserwowanej w pobliskich otworach wiertniczych: Unisław IG 2 (250,0 m), Unisław 2 (226,5 m), Czarnowo 1 (276,5 m), Wudzyń 1 (264,0 m) i Gronowo 1 (222,5 m). Utwory jury środkowej występują tu w ciągłości sedimentacyjnej z utworami podścielającymi i nadległymi – leżą one na piaskowcach toarku górnego (jura dolna), a przykrywają je wapienie oksfordu (jura górna).

Profil jury środkowej w otworze Unisław IG 1 przewidziano bezrzedniowo, dlatego podział stratygraficzny opiera się na regionalnych korelacjach krzywych profilowań geofizycznych. Szczególne znaczenie ma tu korelacja z profilem otworu Ciechocinek IG 3 (fig. 18), którego stratygrafia opiera się na analizie sedimentologicznej rdzenia (Feldman-Olszewska, 2005) powiązanej z badaniami cyst Dinoflagellata (Barski, 2000, 2003). Na figurze 18 zaznaczono miejsca poboru próbek w profilu oraz ich datowanie (numer poziomu LPD). Poziomy te zostały przez Barskiego skorelowane ze standardowym podziałem stratygraficznym jury środkowej na podstawie amonitów (Barski, 2003, 2007).

Aalen dolny w profilu otworu Unisław IG 1 wydzielono na głębokości 1932,0–1962,0 m, a jego miąższość wynosi 30,0 m. W dolnym 20-metrowym odcinku występują tu utwory drobnoziarniste (iłowce, mułowce i prawdopodobnie heterolity) z wkładkami piaskowców. Najwyższy 8-metrowy odcinek jest wykształcony jako piaskowce. Badania sedimentologiczne wykonane dla profili otworów Ciechocinek IG 1, IG 2 i IG 3 wskazują, że są to utwory powstałe na obszarze wąskiego przybrzeżnego zbiornika morskiego lub zatoki o charakterze estuarium (Feldman-Olszewska, 2005, 2007). Utwory drobnoziarniste reprezentują tu przypuszczalnie obszar równi mułowej i mieszanej, natomiast piaskowce – równię piaszczystą. Utwory te w rejonie Ciechocinka nie są datowane, ich wiek jest przyjmowany

tradycyjnie jako aalen dolny, gdyż wykazują cechy morskie, w odróżnieniu od lądowych utworów górnego toarku.

Aalen górny charakteryzuje się odmiennym wykształceniem. Jest to kompleks łupków o barwie czarnej lub ciemnoszarej. W omawianym profilu kompleks ten występuje na głębokości 1906,0–1932,0 m, co daje miąższość 26,0 m. W profilach otworów wiertniczych z rejonu Ciechocinka w tych utworach stwierdzono konkretne marglisto-syderytyczne, małże, morskie skamieniałości śladowe, spirytyzowaną sieczkę roślinną i bardzo nieliczne otwornice zlepieńcowate (Feldman-Olszewska, 2005, 2007). Są to utwory powstałe w środowisku morskim, w warunkach dysoksycznych lub niekiedy również anoksycznych. Otwornice stwierdzone w profilach pobliskich otworów Ciechocinek IG 1 i Czernikowo IG 1, a przede wszystkim *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossipatrova (otw. Ciechocinek IG 1 – głęb. 890,1 i 900,1 m), świadczą o aaleńskim wieku tego kompleksu. Faunę amonitową potwierdzającą późno-aaleński wiek tego kompleksu znaleziono w regionie łęczyckim (Znosko, 1957) i na obszarze antykliny Justynowa (Dayczak-Calikowska, 1976).

Bajos dolny reprezentują utwory z głębokości 1882,0–1906,0 m (miąższość 24,0 m). Krzywe profilowań geofizycznych wskazują, że są to w dolnym odcinku mułowce, podrzędnie iłowce, ku górze przechodzące w mułowce piaszczyste, a następnie piaskowce. Utwory te tworzą więc cykl o ziarnie grubiejącym ku górze. W profilu dobrze rdzeniowanego pobliskiego otworu Ciechocinek IG 3 są to mułowce, a następnie heterolity o warstwowaniu soczewkowym, przechodzące ku górze w piaskowce o warstwowaniu zmarszczkowym lub masywne. Dolny odcinek w tym profilu zinterpretowano jako utwory powstałe początkowo w środowisku odbrzeża, a następnie w strefie przejściowej pomiędzy odbrzeżem a przybrzeżem, natomiast górny odcinek – w środowisku przybrzeża płytszego (Feldman-Olszewska, 2005). W profilu otworu Ciechocinek IG 2 bajos dolny dokumentuje pełny materiał rdzeniowy, w którym na podstawie analizy sedimentologicznej był możliwy podział przybrzeża na dolny, środkowy



Gamma ray (GR) correlation in the Ciechocinek IG 3 and Unisław IG 1 boreholes

i górny (Feldman-Olszewska, 2007). Należy się spodziewać, że profil bajosu dolnego w otworze Unisław IG 1 zawiera skały powstałe w tym samym środowisku.

Wiek omawianych utworów w profilu otworu Unisław IG 1 nie jest udokumentowany faunistycznie i jest przyjmowany na podstawie korelacji regionalnych. W profilu pobliskiego otworu Unisław IG 2 stwierdzono otwornicę *Trochamminoides proteus* (Karrer) (dokumentacja wyników otworu), która jest charakterystyczna dla aalenu i bajosu dolnego (Bielecka i in., 1980b), ale według Bieleckiej i Styk (1981) pojedyncze okazy są spotykane również w najniższym bajosie górnym. Fauny amonitowej na badanym obszarze nie stwierdzono. Natomiast badania wykonane na obszarze antykliny Justynowa, udokumentowane przez liczną faunę amonitową, wskazują, że bajos dolny jest wykształcony jako kompleks mułowcowo-piaskowcowy o piaszczystości wzrastającej ku górze, występujący pomiędzy kompleksami łupków aalenu i bajosu górnego (Dayczak-Calikowska, 1976). Granica pomiędzy aaleniem i bajosem jest stawiana w punkcie początkującym wzrost ziarnistości łupków aalenu górnego, czyli w punkcie korelowanym z maksimum transgresji na krzywej eustatycznej (Feldman-Olszewska, 1997).

Powyżej w profilu otworu Unisław IG 1, na głębokości 1837,0–1882,0 m, wydzielono kompleks **bajosu górnego**, który ma tu stosunkowo niewielką miąższość – 45,0 m. W spągu występuje warstwa mułowca (być może ?zlepienie), powyżej którego jest obecna 3,5-metrowa warstwa piaskowców zailonych – przypuszczalnie są to utwory transgresyjne. Powyżej nich znajduje się kompleks o ziarnie rosnącym ku górze – w dolnym odcinku są to iłowce z nielicznymi wkładkami piaskowców, ku górze przechodzące w mułowce, a następnie piaskowce. Profil ten bardzo dobrze koreluje się z profilem otworu Ciechocinek IG 3 (fig. 18). Według interpretacji rdzenia z tego ostatniego otworu są to również utwory o genezie morskiej, tworzące (poza najniższym kilkumetrowym odcinkiem) cykl spływający się ku górze. W dolnym odcinku są to utwory powstałe w strefie odrzeża, następnie w strefie przejściowej, a wyżej – dolnego i środkowego przybrzeża (Feldman-Olszewska, 2005, 2007).

Profil bajosu górnego w tych otworach charakteryzuje się znacznie mniejszą miąższością, w porównaniu do strefy osiowej basenu jury środkowej (np. otwór Ciechocinek IG 2 – Feldman-Olszewska, 2007). Przypuszczalnie jest to wynik znacznie mniejszej subsydencji tego obszaru, który jest położony już poza strefą bruzdy śródpolskiej. W profilu otworu Ciechocinek IG 3 datuje go otwornica *Lenticulina mamillaris* (Terquem) (CIG3 – głęb. 1474,3 m), która pojawia się w bajosie górnym (Bielecka i in., 1980b; Bielecka, Styk, 1981). Amonity bajosu górnego znaleziono w utworach korelowanych z omówionym profilem na obszarze Kuja i niecki warszawskiej (Ryll, 1983).

Baton dolny, wydzielony na głębokości 1778,0–1837,0 m, ma stosunkowo dużą miąższość (59,0 m). Tworzą go trzy kompleksy litologiczne: dolny – o ziarnie rosnącym ku gó-

rze, od iłowców do heterolitów i piaskowców zailonych, drugi – głównie iłowcowy i trzeci – o ziarnie malejącym ku górze rozpoczynający się piaskowcami, a kończący iłowcami. W stropie występuje jeszcze jednometrowa warstwa piaskowca. Na podstawie korelacji z profilami otworów Ciechocinek IG 1, IG 2 i IG 3 można stwierdzić, że są to utwory odrzeża, strefy przejściowej oraz dolnego przybrzeża (Feldman-Olszewska, 2005, 2007).

Granice kompleksu batonu dolnego postawiono na podstawie korelacji z profilem otworu Ciechocinek IG 3 (fig. 18), dla którego są one dość szczegółowo datowane przez Barskiego (2000) na podstawie cyst Dinoflagellata. Według tego podziału baton dolny obejmuje poziomy LPD3 i LPD4 (Barski, 2003). Poziom LPD3 odpowiada dolnej części poziomu amonitowego Zigzag, natomiast LPD 4 jego górnej części oraz poziomowi *Tenuiplicatus*. W otworze Ciechocinek IG 3 wyższa część kompleksu dolnego, kompleks środkowy oraz kompleks górny cysty Dinoflagellata jednoznacznie datują na poziom LPD 4. Dolna część najstarszego cyklu może odpowiadać najwcześniejszemu dolnemu batonowi, gdyż Dinocysty datują go na poziomy LPD 2–LPD4.

Baton środkowy obejmuje 38,0-metrowy odcinek profilu, wyznaczony na głębokości 1740,0–1778,0 m. Analiza krzywych geofizycznych wskazuje, że w najniższym odcinku jest to 9,5-metrowy pakiet mułowców z wkładką piaskowca, wyżej 12,0-metrowy kompleks iłowców i mułowców, a następnie 8,5-metrowy mułowców i piaskowców. Profil kończy 16,5-metrowy pakiet mułowcowo-piaskowcowy. Na podstawie danych z profilu słabo rdzeniowanego otworu Ciechocinek IG 3 oraz jego korelacji z profilami otworów Ciechocinek IG 1 i IG 2 można przypuszczać, że są to utwory strefy przejściowej oraz dolnego i środkowego, a w części najwyższej profilu – również przybrzeża górnego (Feldman-Olszewska, 2005, 2007).

Pomimo niewielkiej ilości materiału rdzeniowego Barskiemu (2000) udało się udokumentować zasięg występowania batonu środkowego w profilu otworu Ciechocinek IG 3 na podstawie cyst Dinoflagellata. Na tej samej podstawie wytyczono jego granice również w profilu omawianego otworu Unisław IG 1.

Powyżej, na głębokości 1714,0–1740,0 m, wydzielono 26,0-metrowej miąższości skały **batonu górnego**. Profil rozpoczyna go 2,5-metrowa warstwa iłowca, przypuszczalnie ze zlepieniem w spągu, na co wskazuje korelacja z profilem otworu Ciechocinek IG 3, przechodząca ku górze w podobnej miąższości warstwę mułowca. Wyżej jest obecny 10-metrowy kompleks piaskowcowy, a następnie kompleks mułowców piaszczystych z wkładkami piaskowca o łącznej miąższości 11,0 m. Analiza materiału rdzeniowego w otworze Ciechocinek IG 3 wskazuje, że są to utwory powstałe w dość płytkim zbiorniku morskim – w strefie górnego przybrzeża, lagun i kanałów rozprowadzających (Feldman-Olszewska, 2005). Badania cyst Dinoflagellata wykonane przez Barskiego (2000) również dla tego otworu wskazują na poziomy LPD 9–10, co odpowiada batonowi górnemu. Na podstawie korelacji z profilem otworu Ciechocinek IG 3

(fig. 18) należy ten sam wiek przyjąć dla omawianych utworów w profilu otworu Unisław IG 1.

Kelowej w profilu otworu Unisław IG 1 osiąga niewielką miąższość (12,5 m), co jest zgodne z tłem regionalnym (Ryll, 1983). Kompleks ten wydzielono na głębokości 1701,5–1714,0 m. Większość profilu jest wykształcona w postaci piaskowców dolomitycznych lub dolomitów piaszczystych. W tym regionie takie wykształcenie jest

charakterystyczne dla kelowej dolnego. W rejonie Unisławia i Ciechocinka wiek tych utworów nie został potwierdzony, jednak są one dobrze datowane na podstawie amonitów w rejonie Szubina (Dayczak-Calikowska, 1959) oraz w południowo-wschodniej części niecki pomorskiej (Dayczak-Calikowska, 1977).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ I BERIASU DOLNEGO (KREDA DOLNA)

W otworze wiertniczym Unisław IG 1 na głębokości 1167,5–1701,5 m stwierdzono pełny profil jury górnej o miąższości 534,0 m. Utwory jury górnej leżą w ciągłości sedimentacyjnej na utworach jury środkowej, a ku górze przechodzą w sposób ciągły w utwory beriasu dolnego (głęb. 1125,5–1167,5 m). Cały profil jury górnej oraz beriasu dolnego przewiercono bezrdzeniowo. Podziału stratygraficznego dokonano na podstawie analizy krzywych profilowań geofizycznych, próbek okruchowych, mikrofauny pochodzącej z próbek okruchowych oraz korelacji regionalnych. W profilu wydzielono: formację Łyny i grupę wapienną A (oksford), formację wapienno-marglisto-muszlówcową (kimeryd dolny), formację pałucką (kimeryd górny, tyton dolny i niższa część tytonu górnego) oraz formację kcyńską (wyższa część tytonu górnego i berias dolny) z ogniwem wapieni korbulowych z Malic, ogniwem z Wieńca i ogniwem skotnickim.

Najniższy odcinek profilu o miąższości 6,5 m wydzielono jako **formacja Łyny**. Tworzą ją utwory mułowcowe występujące na głębokości 1695,0–1701,5 m. W dobrze rdzeniowanym pobliskim otworze Grudziądz IG 1, w dolnych 5,5 m formacji Łyny znaleziono amonity przewodnie dla oksfordu dolnego (Dembowska, Feldman-Olszewska, 2011), co datuje również utwory formacji Łyny w profilu otworu Unisław IG 1.

Utwory te przykrywa 245,0-metrowej grubości kompleks wapieni tworzący **grupę wapienną A** (głęb. 1450,0–1695,0 m). Ponieważ nie pobrano z tego odcinka żadnego rdzenia, trudno stwierdzić, jakiego typu wapienie występują w profilu. Według podziału litostratygraficznego dokonanego przez Niemczycką w dokumentacji wynikowej otworu można tu wydzielić formację gąbkową (głęb. 1600,0–1701,5 m), formację wapienno-marglistą (głęb. 1540,0–1600,0 m) i formację oolitową (głęb. 1450,0–1540,0 m). Podział ten odpowiada zmianom obserwowanym na krzywej PNG. Jednak według Dembowskiej (1983) otwór wiertniczy zlokalizowano na obszarze, gdzie następuje przejście od sedimentacji węglanowej (grupa wapienna A) do drobno-klastycznej (formacja Łyny). Na tym obszarze w profilu oksfordu dominują wapienie organodetrytyczne i margliste (do 80%), a pozostała część profilu (dolną) stanowią wapie-

nie gąbkowe. W dobrze rdzeniowanym profilu pobliskiego otworu Chełmża 1, usytuowanym kilka kilometrów na północ od otworu wiertniczego Unisław IG 1, a bliżej linii zasięgu występowania wapieni, w całym profilu oksfordu dominują wapienie drobnodetrytyczne z fauną małżów i brachiopodów. Brak tu typowych wapieni gąbkowych i wapieni oolitowych. Podobnego profilu należy się spodziewać w opisywanym otworze Unisław IG 1.

Formacja Łyny oraz grupa wapienna A według Dembowskiej (1979, 1983) i Niemczyckiej (1997) wiekowo obejmuje **oksford**. Jednak w świetle ostatnich badań Wierzbowskiego i in. (2016) nie można wykluczyć, że górny odcinek tych utworów należy zaliczyć już do kimerydu dolnego.

Kimeryd dolny reprezentuje **formacja wapienno-marglisto-muszlówcowa** o miąższości 54,0 m, wydzielona na głębokości 1396,0–1450,0 m. Tworzą ją w dolnym odcinku wapienie margliste o miąższości 5 m, a następnie margle z wkładkami wapieni marglistych, ku górze przechodzące w utwory o coraz mniejszej marglistości. Wiek tych utworów przyjęto na podstawie korelacji regionalnych (Dembowska, 1979, 1983).

Kimeryd górny wydzielono na głębokości 1252,5–1396,0 m jako dolny odcinek **formacji pałuckiej**. W przeważającej większości są to margle mułowcowe i ilowce margliste, które w górnym odcinku przechodzą w margle, a następnie wapienie margliste z wkładkami margli. Ten najwyższy odcinek, o miąższości 20,0 m, należy korelować z **ogniwem znińskim** (Dembowska, 1979), którego występowanie udokumentowano w materiale rdzeniowym z otworów Chełmża 1, Grudziądz IG 1 i Wudzyń 1. W profilu otworu Chełmża 1 są to wapienie drobnodetrytyczne dolomityczne, zapiaszczone, o barwie szarobeżowej, a w profilu otworu Grudziądz IG 1 – typowe dla ogniw znińskiego wapienie piaszczyste szare, z glaukonitem, z wkładką wapieni oolitowo-piaszczystych. Wiek dolnego odcinka formacji pałuckiej w profilu omawianego otworu Unisław IG 1 dokumentuje mikrofauna kimerydu górnego (patrz Smoleń, 2018 – ten tom).

Tyton obejmuje górny odcinek formacji pałuckiej oraz dolny odcinek formacji kcyńskiej. Na głębokości 1191,0–1252,5 m występują ponownie margle mułowcowe i iłowce margliste, utwory typowe dla formacji pałuckiej. Ten górny odcinek formacji nie jest w otworze precyzyjnie datowany, gdyż mikrofauna tu występująca wskazuje na kimeryd górny–tyton. Granicę pomiędzy kimerydem i tytonem postawiono w stropie ogniwa żnińskiego, tak jak stawia ją Dembowska (1979) w swoim podziale litostratygraficznym jury górnej. Na podstawie badań regionalnych Dembowskiej (1973, 1983) należy przyjąć, że górny odcinek formacji pałuckiej obejmuje tyton dolny i niższą część tytonu górnego (= portland dolny i dolna część portlandu środkowego).

Najwyższy odcinek tytonu (głęb. 1167,5–1191,0 m) tworzy 23,5-metrowy kompleks wapieni marglistych z wkładkami margli. Reprezentują one najniższą część **formacji kcyńskiej** – **ogniwo wapieni korbulowych**. W profilu omawianego otworu brak danych stratygraficznych wskazujących na wiek tych utworów, ale badania małżoraczek z centralnej części Niżu Polskiego wskazują, że wapienie tego ogniwa dokumentują małżoraczki poziomu F, charakterystyczne dla morza o zmiennym zasoleniu (Marek i in., 1989). Prace nad precyzyjnym ustaleniem położenia granicy między tytonem a beriasem są w dalszym ciągu prowadzone przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną. Według aktualnego stanu wiedzy przyjmuje się, że powinna być ona stawiana między poziomami F i E (Dziadzio i in., 2004).

Pozostała część formacji kcyńskiej odpowiada już **beriasowi dolnemu**. Tworzą ją **ogniwo z Wieńca** oraz **ogniwo skotnickie**. Ogniwo z Wieńca jest wykształcone w postaci naprzemian występujących wapieni i anhydrytów. W profilu otworu Unisław IG 1 występuje na głębokości 1137,0–1167,5 m. Według Marka i in. (1989) ogniwo to datują małżoraczki charakterystyczne dla poziomów E i D. Według Bieleckiej i in. (1980a) małżoraczki *Cypridea* cf. *valdensis precursor* Oertli i *Damonella pygmea* (Anderson) oznaczone z próbek okruchowych z głębokości 1140,0 m są charakterystyczne dla poziomów (E–C), a *Cypridea* cf. *praealata* Bielecka i *Damonella ellipsoidea* (Wolburg) z głębokości 1140,0 i 1160,0 m wskazują na poziom C. Natomiast według Marka i in. (1989) *Damonella pygmea* (Anderson) sięga aż do poziomu A, a *Damonella ellipsoidea* (Wolburg) występuje również w poziomie E.

Nadległe **ogniwo skotnickie**, o miąższości 11,5 m, budują utwory margliste, z wkładkami wapieni marglistych. Stwierdzono je na głębokości 1125,5–1137,0 m. Małżoraczki oznaczone z próbek okruchowych z głębokości 1135,0 m również wskazują na poziomy E–C. Według Marka i in. (1989) margle te reprezentują poziom C i B. Ponieważ w próbkach nie znaleziono małżoraczek charakterystycznych dla poziomu B, przypuszczalnie profil beriasu dolnego w otworze Unisław IG 1 kończy się na poziomie małżoraczkowym C.

Jolanta SMOLEŃ

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ

W otworze wiertniczym Unisław IG 1 serie osadowe jury górnej leżą bezpośrednio na utworach keloweju i obejmują interwał głębokości 1167,5–1701,5 m. Stratyfację tych skał ustalono na podstawie pomiarów geofizycznych i badań litostratygraficznych. Uwzględniono także wyniki analizy mikrofaunistycznej opartej na otwornicach i małżoraczkach. Ze względu na to, że nie zachowały się materiały archiwalne w postaci próbek z mikrofauną, w niniejszym opracowaniu uwzględniono głównie wyniki orzeczenia archiwalnego dotyczącego mikrofauny jury górnej w profilu otworu Unisław IG 1, wykonanego przez Rek (1980). Wyróżnione przez tę autorkę zespoły mikrofauny zrewidowano w kontekście aktualnych podziałów stratygraficznych (niniejsze opracowanie).

Jak wynika z dokumentacji wynikowej otworu wiertniczego Unisław IG 1 całą serię utworów górnogórskich przewiercono bezrzedniowo. Dlatego liczba próbek dostarczonych do badań mikropaleontologicznych była ograniczona. Znajdujący się w nich materiał mikropaleontologiczny był wymieszany i oprócz gatunków jurajskich zawierał także mikrofaunę (otwornice) z młodszych osadów (prawdopodobnie kredowych). W związku z tym przedstawienie szczegółowej stratygrafii oraz wyznaczenie granic pięter i podpięter jury górnej na podstawie mikrofauny jest

w tym przypadku bardzo utrudnione. Ponowna analiza materiału mikropaleontologicznego potwierdziła obecność utworów oksfordu i kimerydu. Według profilu litostratygraficznego utwory oksfordu obejmują interwał głębokości 1396,0–1701,5 m. Wyróżniono w nich trzy formacje litologiczne wchodzące w skład grupy wapiennej A. Dolną część serii osadowej oksfordu stanowią wapienie gąbkowe i koralowcowe formacji gąbkowej. Próbkę pobrane z tej części profilu (głębokość 1600,0–1701,5 m) zawierają nieliczne otwornice: *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Lenticulina quenstedti* (Gümbel), *L. musteri* (Roemer) i *Eoguttulina liassica* (Strickland). Gatunki te mają długie zasięgi wiekowe i powszechnie są obecne w utworach wyższej jury środkowej oraz jury górnej. Jedyń typowo oksfordzki gatunek odnotowano na głębokości 1660 m. Jest nim *Paalzowella turbinella* (Gümbel) – gatunek znany od wyższego oksfordu dolnego i bardzo powszechny w oksfordzie środkowym (Bielecka, 1960; 1980; Smoleń, 1998). Pozostałe próbki pobrane z utworów formacji wapienno-marglistej (próbka z głęb. 1560,0 m) oraz z formacji oolitowej (próbki z głęb. 1520,0 i 1480,0 m) oksfordu nie zawierają form przewodnich, które potwierdzałyby wiek powyższych utworów. Cechą charakterystyczną utworów oksfordu jest znaczny udział igieł gąbek i elementów szkieletowych szkarłupni.

Również niedostatecznie udokumentowane są utwory z interwału głębokości 1396,0–1450,0 m zaliczane do kimerydu dolnego. Z tej części profilu do badań mikropaleontologicznych pobrano jedynie dwie próbki (głęb. 1440,0 i 1400,0 m), które nie zawierają form przewodnich. Kolejne trzy próbki (głęb.: 1360,0; 1320,0 i 1280,0 m) pochodzą z dolnej części formacji pałuckiej. Występujący w nich zespół mikrofauny wskazuje na utwory kimerydu górnego. Należą do nich gatunki otwornic, które pojawiają się po raz pierwszy w kimerydzie górnym, takie jak: *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko et Polenova) czy *Haplophragmium coprolithiforme subaequale* (Mjatliuk). Pozostałe gatunki otwornic oznaczone z utworów kimerydu górnego (Rek, 1980) to: *Epistomina* cf. *stellicostata* Bielecka et Pożaryski, *Trocholina* cf. *solecensis* Bielecka et Pożaryski, ?*Epistomina* cf. *mosquensis* Uhlig, ?*E.* cf. *parastelligera* (Hofker) i *Ammoniaculites* sp. Na kimeryd górny wskazuje także obecność małżoraczka z gatunku *Protocythere furcata* Bielecka et

Styk, który kończy w kimerydzie górnym swój zasięg wiekowy (Bielecka, 1975, 1980). W powyższych próbkach są notowane również igły gąbek, elementy szkieletowe szkarłupni, zęby ryb, muszle ślimaków oraz „zanieczyszczenia” młodszymi gatunkami otwornic (prawdopodobnie wieku kredowego). Pozostała część formacji pałuckiej zaliczana do tytonu jest słabo udokumentowana mikropaleontologicznie. Z otwornic oznaczono tu (głęb. 1280,0 i 1200,0 m) jedynie gatunek *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), który ma dość długi zakres występowania i jest znany od kimerydu górnego do tytonu środkowego. Na tej podstawie nie można jednoznacznie decydować o wieku utworów. Górna część profilu, z której pochodzą dwie próbki (głęb. 1160,0 i 1140,0 m) prawdopodobnie reprezentuje utwory najwyższego tytonu wykształcone w tzw. facji „purbeku”, na co wskazuje obecność małżoraczków *Damonella ellipsoidea* (Wolburg) i *Cypridea* cf. *prealta* Bielecka.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA UTWORÓW KREDY

W otworze wiertniczym Unisław IG 1 profil kredy ma znaczną miąższość – 1069,0 m (głęb. 98,5–?1167,5 m). Pomimo tego, z interwału kredowego nie pobrano ani jednego odcinka rdzenia wiertniczego. W związku z tym granice jednostek chronostratygraficznych w profilu kredy są przybliżone i wyznaczone na podstawie korelacji regionalnej krzywych pomiarów geofizycznych otworu Unisław IG 1 z sąsiednimi otworami wiertniczymi zarówno niecki płockiej, jak i pomorskiej (por. Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976; Raczyńska, 1976; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krasowska, 1983; Marek, 1983), z uwzględnieniem danych paleontologicznych, głównie mikrofauny otwornicowej oznaczonej w próbkach okruchowych. Najbliższymi otworami wiertniczymi, które dostarczyły materiału rdzeniowego są Korytowo 1 (niecka pomorska po zachodniej stronie Wisły) i Grudziądz IG 1, a także stary otwór kartograficzny Toporzysko odwiercony w 1959 r. na skłonie wału śródpolskiego na południowy zachód od otworu Unisław IG 1, jednak tylko do głębokości 521,4 m (nie przebił kompleksu kredy dolnej) (tab. 8). Litologię opracowano na podstawie informacji z rdzeni wiertniczych sąsiednich otworów, pomiarów geofizycznych oraz pomocniczo z próbek okruchowych. Litostratyfografię kredy dolnej oparto na schematach litostratygraficznych opracowanych dla centralnej Polski przez Marka i Raczyńską (1979; Marek, 1997) oraz Dembowską (1979).

Kredę dolną reprezentują w przewodzie litofacje silikoklastyczne, tylko w profilu beriasu dolnego występują litofacje węglanowo-marglisto-anhydrytowe. W profilu kredy górnej dominuje litofacja węglanowo-krzemionkowa (opoki), ale są obecne też litofacje: węglanowa, silikoklastyczna

ilasto-marglista (iłowce margliste i margle ilaste wyższego cenomanu) i węglanowo-piaszczysta (mastrycht).

Kreda dolna

Profil kredy dolnej w otworze Unisław IG 1 ma miąższość 304,5 m (głęb. ?863,0–?1167,5 m). Najniższa część (berias dolny o miąższości 42,0 m) jest tu reprezentowana przez ogniwo z Wieńca i ogniwo skotnickie (oba należące do **formacji kcyńskiej**) kończące ostatni cykl sedymentacyjny rozpoczęty w późnej jurze. Ogniwo z Wieńca (30,0 m) jest wykształcone w postaci wapieni z przewarstwieniami anhydrytów, natomiast ogniwo skotnickie (11,5 m) budują margle i wapienie margliste.

W otworze wiertniczym Unisław IG 1 główny cykl sedymentacyjny wczesnej kredy rozpoczyna się utworami beriasu górnego (6,5 m) – ogniwa z Opoczek **formacji rogoźniańskiej**, reprezentowanego przez piaskowce wapiaste, w dolnej części mułowcowe. Brak tu dolnych ogniw formacji rogoźniańskiej: kajetanowskiego i zakrzewskiego, obecnych w centralnych strefach wczesnokredowego basenu bruzdy śródpolskiej (Marek, 1997).

Wyższa część ogniwa z Opoczek (24,5 m) formacji rogoźniańskiej jest już włączona do walanżynu dolnego i zbudowana z iłowców, w dolnej części z przerostami mułowców, a w górnej z przewarstwieniami piaskowców.

Ponad formacją rogoźniańską wyróżniono **formację bodzanowską** wyższego walanżynu dolnego, o miąższości 47,0 m, zbudowaną z piaskowców i w środkowej części – z piaskowców mułowcowych.

Tabela 8

Porównanie miąższości (w metrach) pięter kredy (oraz paleocenu dolnego) w profilach otworów Korytowo 1, Toporzysko, Unisław IG 1, Toruń 1, Chelmża 1 i Grudziądz IG 1

Thickness (in metres) of the Cretaceous stages (including Lower Paleocene) in the Korytowo 1, Toporzysko, Unisław IG 1, Toruń 1, Chelmża 1 and Grudziądz IG 1 boreholes

Chronostratigrafia Chronostratigraphy	Otwór wiertniczy/ Borehole					
	Korytowo 1	Toporzysko	Unisław IG 1	Toruń 1	Chelmża 1	Grudziądz IG 1
Paleocen dolny	–	–	–	–	–	76,0
Mastrycht	86,0	–	181,5	136,0	136,0	165,0
Kampan	133,0	–	180,0	80,0	181,0	258,0
Santon	40,0	78,0	175,0	70,0	125,0	122,0
Koniak (część wyższa)	19,0	33,0	35,0	41,5	32,0	59,0
Koniak (część niższa) – turon	140,0	40,5	111,0	101,5	107,0	168,0
Cenoman	85,0	46,0	82,0	81,0	92,0	85,0
Kreda górna	503,0	197,5	764,5	510,0	673,0	857,0
Alb górny	2,5	0,5	4,0	3,0	4,0	2,0
Alb środkowy–dolny?	46,5	82,4	50,0	82,0	62,5	52,0
?Apt	11,0		23,0	45,0	15,5	5,0
?Barrem	26,5		50,0	51,0	47,0	20,5
Hoteryw górny	16,0	?	30,0	9,0	31,0	11,5
Hoteryw dolny	15,5	?	12,5	46,5	10,0	6,0
Walanżyn górny	8,5	?	21,5	29,0	22,0	5,0
Walanżyn dolny	55,0	?	65,0	85,5	85,0	–
Berias górny	–	?	6,5	9,0	37,0	–
Berias dolny	16,5	?	39,5	51,0	45,5	–
Kreda dolna	198,0	>226,9	301,0	411,0	359,5	102,0
KREDA	701,0	>424,4	1065,5	921,0	1032,5	959,0

Formację wrocławską rozpoczyna ogniwo wierzchoślawickie walanżynu górnego (21,5 m). Są to iłowce i mułowce przechodzące ku górze w mułowce piaszczyste, miejscami wapniste.

Powyżej występuje ogniwo gniewkowskie (12,5 m) formacji wrocławskiej, które podobnie jak ogniwo wierzchoślawickie rozpoczynają iłowce i mułowce przechodzące w piaskowce i mułowce, a w stropie ponownie w iłowce. Tę część profilu zaliczono do hoterywu dolnego.

Najwyższą część formacji wrocławskiej – ogniwo żychlińskie o miąższości 30,0 m, reprezentujące prawdopodobnie hoteryw górny – budują piaskowce, piaskowce mułowcowe i mułowce, a w stropie iłowce i mułowce.

Ponad formację wrocławską wyróżniono **formację mogileńską** (123,0 m) z trzema ogniwami: dolnym pagórczańskim o miąższości 50,0 m, któremu przypisuje się wiek barremski, środkowym goplańskim (?apt) o miąższości 23,0 m, i górnym kruszwickim (alb dolny–środkowy?) o miąższości 50,0 m.

Ogniwo pagórczańskie jest wykształcone w postaci przeważających piaskowców z przewarstwieniami mułowców piaszczystych i mułowców. Nie jest wykluczone, że najniższa część tego ognia reprezentuje najwyższy hoteryw. Wyżej leżące ogniwo goplańskie budują w dolnej części mułowce i piaskowce, a w części górnej – mułowce i iłowce.

Ogniwo kruszwickie tworzą głównie piaskowce, a w części środkowej – mułowce piaszczyste.

Alb górny prawdopodobnie jest reprezentowany przez niewielkiej miąższości (4,0 m) piaskowce wapieniste z konkrekcjami fosforytowymi, zapewne z marglistością wzrastającą ku stropowi. Dla powierzchni spągowej albu górnego (poziom korelowany z warstwą piaskowców marglistych kwarcowo-glaukonitowych z fosforytami) skonstruowano mapę strukturalną (fig. 19). Na mapie tej dobrze zaznacza się skłon wału śródpolskiego na SW od otworu wiertniczego Unisław IG 1, strefa synklinalna na NE od niego w rejonie otworu Unisław 2, oraz dalej ku NE antyklina Kijewo–Chełmża.

Kreda górna

Stratygrafia

Miąższość kompleksu kredy górnej w otworze wiertniczym Unisław IG 1 wynosi 764,5 m (głęb. 98,5–7863,0 m). Profil jest reprezentowany przez wszystkie piętra od cenomanu po mastrycht.

Cenoman. Granicę między kredą dolną (alb górną) a kredą górną (cenoman) postawiono na kontakcie piaskowców wapienistych i wapieni, który dobrze zaznacza się na krzywych profilowań geofizycznych. Profil cenomanu (82,0 m miąższości) jest dwudzielny litologicznie. Część dolną (19,0 m) budują wapienie i wapienie margliste. W wyższej części profilu cenomanu (61,0 m) występuje seria utworów o obniżonej zawartości węgla wapnia. Są to ciemnoszare

skały z pogranicza iłowców marglistych i margli ilastych, w górnej i dolnej partii prawdopodobnie mułowate. W profilach otworów Korytowo 1 i Grudziądz IG 1 pomiędzy tymi dwiema seriami pojawiają się jeszcze margle o wyższej zawartości węgla wapnia, natomiast w profilu otworu Toporzysko seria iłowcowo-marglista wyższego cenomanu została całkowicie zastąpiona przez margle mułowcowe i margle ilaste (fig. 20). W rdzeniu z sąsiedniego otworu Chełmża 1 (739,0–746,0 m) zanotowano obecność margli ilastych o zawartości CaCO_3 ok. 30% i wkładki opoki, natomiast w rdzeniu ze stropowej części profilu cenomanu z otworu Korytowo 1 (577,0–633,0 m) opisano przeważające iłowce margliste i iłowce mułowcowe przechodzące miejscami w margle silnie ilaste i mułowcowe. Zawartość CaCO_3 w tych skałach waha się między 12,8 i 28,2%.

Turon–koniak (część niższa). Ten interwał profilu kredy górnej, o miąższości 111,0 m, jest również dwudzielny litologicznie. W dolnej części (40,0 m) występują litofacje węglanowe: jasnoszare wapienie z przewarstwieniami wapieni marglistych. W górnej części (71,0 m) pojawiają się litofacje węglanowo-krzemionkowe. Są to szare i ciemnoszare opoki zwięzłe, w dolnej partii margliste. Taki profil jest zbliżony do profilu otworu Toruń 1 (na południowy wschód od otworu Unisław IG 1). W profilu otworu Toporzysko stwierdzono wyłącznie występowanie opok. Po zachodniej stronie Wisły, w niecce pomorskiej, w profilu otworu Korytowo 1 wapienie dolnej serii zostały zastąpione przez mułowce margliste, natomiast w profilu otworu Grudziądz IG 1 w spągu występuje cienka warstwa wapieni, a prawie cały profil turonu–niższego koniaku budują opoki.

Koniak (część wyższa), santon i kampan. Sedymentacja węglanowo-krzemionkowa kontynuuje się w wyższym koniak, santonie i kampanie. Nastąpiła też unifikacja litofacyjna na szerszym obszarze: podobne litofacje stwierdzono w profilach otworów Korytowo 1, Grudziądz IG 1, Toporzysko i Toruń 1. Profil santonu, o miąższości 175,0 m, budują szare opoki mulaste, sporadycznie ilaste. Podobną do santonu miąższością cechuje się profil kampanu (180,0 m). Został on podzielony na kampan dolny (44,0 m) reprezentowany przez opoki margliste, w środkowej części profilu z kilkumetrową wkładką wapieni marglistych, i kampan górny (136,0 m) wykształcony w postaci opok zwięzłych z cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych.

Mastrycht. Niemal całkowicie odmienną charakterystykę litofacyjną mają utwory mastrychtu o miąższości 181,5 m. Zaznacza się tu znaczna piaszczystość w profilu. W spągu występuje 8,0-metrowej miąższości warstwa piaskowców wapienistych. Powyżej zapis krzywych profilowań geofizycznych sugeruje powrót do sedymentacji węglanowo-krzemionkowej (opoki – 30,0 m), a następnie węglanowej z wapieniami marglistymi (47,0 m). Ponad nimi pojawia się kolejne zapiaszczenie w profilu zaznaczone obecnością wapieni piaszczystych o miąższości 6,0 m. W stropie

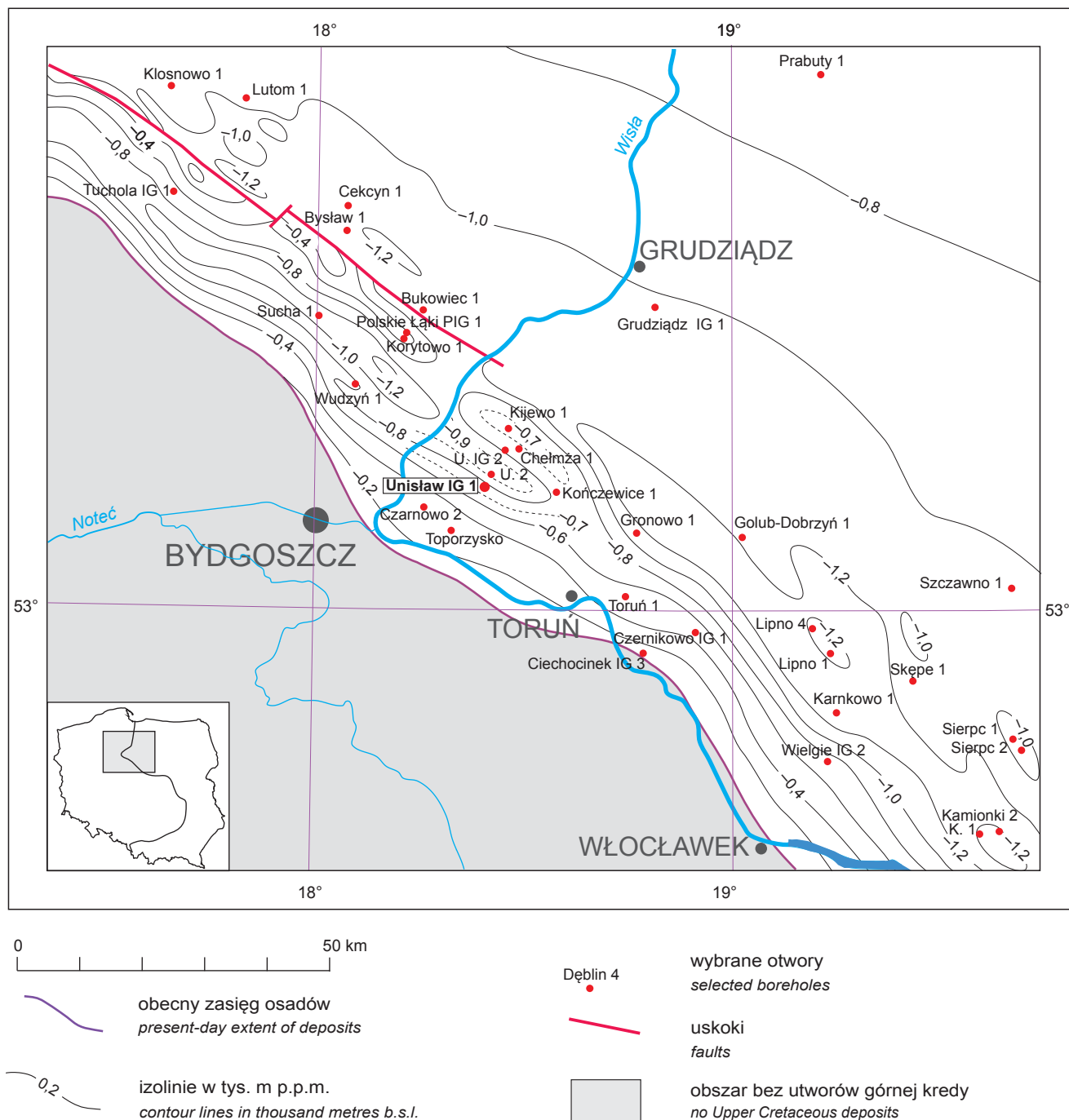


**Fig. 19. Mapa strukturalna spągu kredy górnej (łącznie z albem górnym).
Poziom korelowany z warstwą piaszczystą z fosforami albu górnego**

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

występują wapienie margliste, prawdopodobnie również lekko piaszczyste (82,5 m). Podobnie wykształcony profil masyfytu znajduje się w otworach Chełmża 1 i Toruń 1. W otworze Korytowo 1 nie stwierdzono obecności opok, a cały profil masyfytu (prawdopodobnie tylko masyfyt dolny) tworzą wapienie piaszczyste i wapienie margliste. Badania mikropaleontologiczne otwornic w próbkach okruchowych sugerują, że w profilu otworu Unisław IG 1

występują utwory masyfytu górnego. Nie ma żadnych informacji dotyczących otwornic charakterystycznych dla masyfytu dolnego, jednak regionalne korelacje pomiarów geofizycznych sugerują, że utwory masyfytu dolnego są obecne w profilu otworu Unisław IG 1. Stropowa powierzchnia utworów kredy ma charakter erozyjny, a na skałach masyfytu leżą utwory oligocenu.

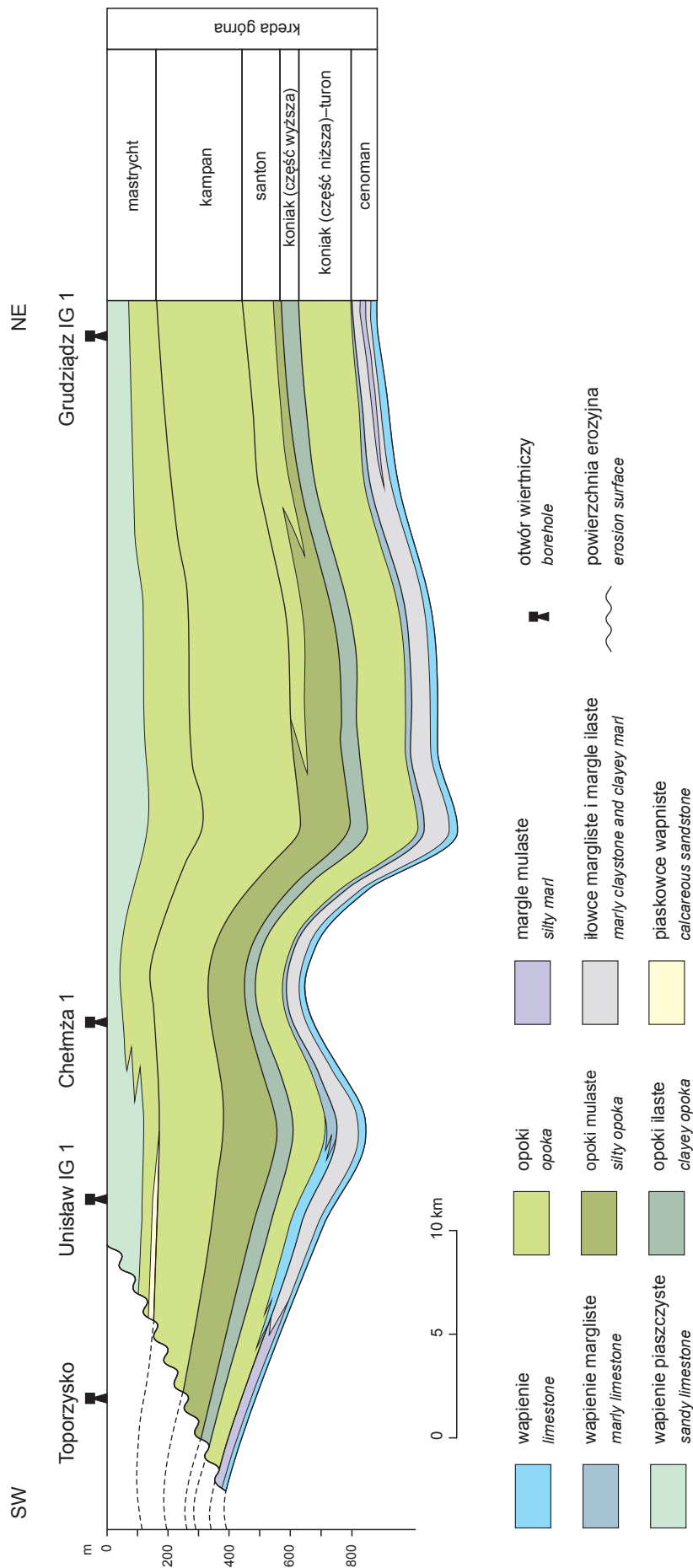


Fig. 20. Schematyczny przekrój paleotektoniczno-facjalny kredy górnej na linii Toporzysko–Grudziądz (wg Jaskowiak-Schoeneichowa, w: Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983, zmieniony)

Palaeotectonic-facies cross-section scheme of the Upper Cretaceous along the Toporzysko–Grudziądz line (modified after Jaskowiak-Schoeneichowa *in*: Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983)

Uwagi o paleogeografii

We wczesnym beriasie zachodziła sedimentacja płytkowodnych morsko-brakicznych utworów węglanowo-marglisto-anhydritowych facji purbeku. Reprezentują one schyłkową fazę ostatniego cyklu sedimentacyjnego rozpoczętego w późnej jurze.

W okresie obejmującym najstarszy późny berias rejon Unisławia był najprawdopodobniej obszarem lądowym pozbawionym sedimentacji, ale znajdującym się w pobliżu zbiornika morskiego. Utwory tego wieku (ogniwa kajetanowskie i zakrzewskie) występują w bardziej osiowej części bruzdy śródpolskiej (Marek, 1983, 1988) – stwierdzono je na przykład w profilu otworu wiertniczego Czarnowo 2 (fig. 19) odległego o kilkanaście kilometrów na SW.

W najpóźniejszym beriasie rejon otworu Unisław IG 1 objęła transgresja morska, która rozwijała się w starszym wczesnym walanżynie. Na tym obszarze, w płytkomorskim basenie epikontynentalnym zachodziła sedimentacja silikoklastyczna, na ogół drobnoklastyczna (głównie iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców ogniwa z Opoczek formacji rogoźniańskiej). W późnym wczesnym walanżynie były deponowane osady piaszczyste formacji bodzanowskiej korelowane z trendem regresywnym w basenie sedimentacyjnym (Marek, 1988, 1997; Leszczyński, 1997a).

Kolejny impuls transgresywny nastąpił w późnym walanżynie. Oscylacyjny charakter płytkiego zbiornika morskiego manifestował się w późnym walanżynie i hoterywie cykliczną sedimentacją ilastą, ilasto-mułowcową, mułowcowo-piaszczysto-wapnistą i piaszczystą, a następnie depozycją piaszczystych i piaszczysto-mułowcowych osadów ogniwa pagórczańskiego (barremu i być może młodszego późnego hoterywu). Korelacje regionalne wykonane przez Raczyńską (1979) wskazują na tendencje regresywne w basenie polskim i niektórych basenach europejskich w barremie, natomiast na krzywej globalnych eustatycznych fluktuacji poziomu morza na późny hoteryw–wczesny barrem przypada wysoki poziom morza i jego spadek w późnym barremie (por. Voigt i in., 2008; Haq, 2014). Leżące wyżej ogniwo goplańskie, charakteryzujące się przewagą sedimentacji drobnoklastycznej (mułowce i iłowce), jest korelowane z fazą transgresywną w apcie, rejestrowaną też na przykład na platformie wschodnioeuropejskiej (por. Zorina, 2009, 2015). Utwory piaszczyste ogniwa kruszwickiego (należące najprawdopodobniej do dolnej części środkowego albu) reprezentują fazę niskiego poziomu morza oraz spłylenia basenu, a następnie powolnej transgresji, która szyb-

ko postępowała w późnym albie, co zaznaczyło się depozycją małej miąższości piaskowców wapnistych z konkrecjami fosforytowymi, rozpowszechnionych na znacznych obszarach Niżu Polskiego (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988; Krassowska, 1997; Leszczyński, 1997b).

Transgresja morska kontynuowała się w cenomanie. Nastąpił wtedy rozwój systemu depozycyjnego węglanów otwartego morza z sedimentacją wysokowęglanowych wapieni. W młodszej części cenomanu obserwuje się zmniejszenie produktywności węglanowej w tej części basenu sedimentacyjnego i depozycję utworów marglistych i ilasto-marglistych. W niższym turonie nastąpił powrót sedimentacji wapieni, a następnie na długo, aż po schyłek kampanu, zapanowała sedimentacja utworów węglanowo-krzemionkowych reprezentowanych przez opoki ilaste, mułowcowe i margliste z wkładkami wapieni marglistych. Analiza profilu turonu–kampanu w otworze wiertniczym Unisław IG 1 nie wskazuje na jakiegokolwiek przejawy inwersji tektonicznej osiowej strefy bruzdy śródpolskiej w tym czasie. Warto jednak zwrócić uwagę na podobne miąższości utworów santonu i kampanu, co przy uwzględnieniu niemal identycznej litologii i porównaniu czasu trwania santonu (2,7 Ma) i kampanu (9,5 Ma – International Stratigraphic Chart, 2016) wskazuje na dużo większe (prawie 3,5-krotnie) tempo subsydencji w santonie. Tempo subsydencji prawdopodobnie zwiększyło się ponownie w mastrychcie, o czym świadczy niemal identyczna miąższości profili kampanu i mastrychtu oraz krótszy czas trwania tego drugiego (6,1 Ma) z uwzględnieniem również jego obecnie niepełnego profilu, zerodowanego od góry. Na podstawie analizy zapisu krzywych profilowań geofizycznych w otworze wiertniczym nie stwierdza się też istotnej luki sedimentacyjnej na przełomie kampanu i mastrychtu ani we wczesnym mastrychcie, widocznej w niektórych otworach wiertniczych niecki płockiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983). Większe zróżnicowanie litologiczne mastrychtu oraz znaczna piaszczystość skał świadczą natomiast o większym „niepokoju” tektonicznym, który miał miejsce w tym czasie w bruzdzie śródpolskiej (Leszczyński, 2010, 2012).

Na przełomie kredy i paleogenu nastąpiła przebudowa strukturalna całego basenu mezozoicznego. Na obszarze niecki płockiej rozciągającym się ku NE od wypiętrzonego wału śródpolskiego przetrwał basen wczesnego paleocenu (danu) z sedimentacją w płytkim zbiorniku morskim. Jednak osady tego wieku nie zachowały się, zostały bowiem usunięte w wyniku erozji i denudacji w neogenie.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA SKAŁ KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

Otwór wiertniczy Unisław IG 1 w interwale głębokości 110,0–1130,0 nie był rdzeniowany. Do ustalenia stratygrafii występujących tu skał pobrano więc 32 próbki płuczkowe (tab. 9), w których gatunki otwornic z różnych pięter są wymieszane. Autorka obecnego opracowania badała powyższe próbki w latach 1981 i 1982 r., a wyniki tych badań mają formę ekspertyzy. Obecnie dokonano ponownie analizy zawartości każdej próbki i uzupełniono inwentarz każdej z nich o taksony odkryte po latach 80. XX wieku.

W najniższej pobranej próbce (głęb. 1130,0 m) stwierdzono dolnokredowy gatunek *Haplophragmoides neocomiana* (Chapman). Według Szejn (1984) gatunek ten jest znany z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie występuje począwszy od morskich osadów beriasu do walażynu dolnego włącznie. Stwierdzono tu również gatunki *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) i *Rotalipora cushmani* (Morrow), charakterystyczne dla cenomanu, oraz *Gavelinella baltica* Brotzen i *G. kaptarenkae* (Plotnikova), przekraczające swym zasięgiem górną granicę cenomanu i wchodzące w skład bardzo charakterystycznej biocenozy turonu dolnego.

Inwentarz próbki pobranej z głębokości 1125,0 m składa się z gatunków cenomańskich. Powiększył się on o planktoniczne gatunki przewodnie dla cenomanu – *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), *R. appenninica* (Renz) i *Hedbergella planispira* (Tappan).

W próbce z głębokości 1120,0 m gatunkowi dolnokredowemu *Haplophragmoides neocomiana* (Chapman), który był już notowany poniżej na głębokości 1130,00 m, towarzyszą bardzo liczne gatunki górnokredowe. Wśród nich na uwagę zasługują *Cibicides gorbenkoi* Akimez i *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). Pierwszy z nich wskazuje na obecność w utworach podpoziomu *Cibicides gorbenkoi* poziomu *Rotalipora appenninica*, odpowiadającego makrofaunistycznemu poziomowi *Acanthoceras rhotomagensis*. *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) wskazuje na obecność dolnoturońskiego poziomu *Helvetoglobotruncana helvetica*, w którego skład wchodzi warstwy z *Inoceramus labiatus* i *I. lamarki* wraz z najstarszymi poziomami turonu górnego (Gawor-Biedowa, 1984). Na głębokości 1120,0 m pojawiają się również nie notowane niżej gatunki znane z cenomanu, takie jak *Vaginulina arguta* Reuss, *Plectina mariae* (Franke) i *Gyroidinoides infracretacea* (Morozova) oraz znane z osadów wyższych niż turon dolny – należą do nich *Arenobulimina preslii* (Reuss), *Eponides karsteni* (Reuss) i *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny). Wśród tych różnowiekowych gatunków zanotowano również obecność *Contusoglobotruncana fornicata* (Plummer), formy znanej dopiero od górnego santonu.

Należy wspomnieć, że w omawianej próbce z głębokości 1120,00 m poza otwornicami występują również liczne fragmenty inoceramów, koprolity i igły gąbek, które były

znajdowane również w próbkach z płuczki z niższych głębokości, oraz kolce jeżowców, *Ostracoda* sp., zwęglone szczątki roślinne i radiolarie.

W próbce z głębokości 1100,00 m oznaczono gatunki: *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa, *Lingulogavelinella albiensis* Malapris-Bizouard, *Anomalina gorzowiensis* Gawor-Biedowa, *Gavelinella belorussica* (Akimez), *Arenobulimina frankei* Cushman i *A. chapmani* Cushman. Jest to zespół gatunków poziomu *Rotalipora appenninica*, podpoziomu *Gavelinella varsoviensis*, odpowiadającego makrofaunistycznemu poziomowi *Mantelliceras mantelli*, a więc najstarszym osadom cenomanu. Z najważniejszych mikroszczątków należy wymienić: ślimaki, radiolarie i skorupy małżów.

Na głębokości 1070,00 m po raz pierwszy pojawia się *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen). Gatunek ten na Niżu Polskim występuje sporadycznie w utworach cenomanu, natomiast jest charakterystycznym składnikiem biocenozy turonu dolnego, w którym osiąga optimum rozwoju i kończy swój zasięg występowania.

Z kolei w próbce z głębokości 1040,00 m rozpoznano *Gavelinella spinosa* (Plotnikova), gatunek znany z górnego albu i cenomanu, gdzie występuje w podpoziomie *Gavelinella varsoviensis* poziomu *Rotalipora appenninica*.

Za obecnością osadów albu górnego w próbce z głębokości 1000,00 m przemawia *Clavahedbergella simplicissima* (Magne et Sigal), a w próbce z głębokości 980,00 m – *Quinqueloculina kozłowskii* Gawor-Biedowa. Mogą one wskazywać na alb górny lub reprezentować najstarsze biocenozy cenomańskie.

W całym omawianym powyżej przedziale głębokości 1040,00–1130,00 m występują wymieszane ze sobą gatunki otwornic różnych pięter. Wśród nich, jak już wspomniano, znajduje się *Haplophragmoides neocomiana* (Chapman). Gatunek ten wskazuje, że omawiany przedział głębokości może należeć do kredy dolnej. Wydaje się, że również ślimaki znalezione w próbkach z głębokości 1040,0 i 1100,0 m są dolnokredowe. Należy jednak zaznaczyć, że w tej części profilu zaliczonej do kredy dolnej znaleziono gatunki charakterystyczne dla wszystkich poziomów cenomanu, być może również albu górnego, a na pewno dla turonu dolnego.

W przedziale głębokości 850,00–1020,00 m, zaliczonym do cenomanu, na głębokości 920,00 m zidentyfikowano *Spiroplactinata complanata* (Reuss), a na głębokościach 890,00 i 850,00 m – *Arenobulimina advena* (Cushman) oraz *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa, ten ostatni takson znany również z turonu dolnego. Na głębokości 850,00 m znaleziono *Marginulina jonesi* Reuss i *Vaginulina recta* Reuss.

[illegible]

Na podstawie badanych próbek płuczkowych nie da się stwierdzić obecności utworów turonu górnego w omawianym profilu.

Na obecność utworów santonu wskazuje stwierdzony w próbce z głębokości 850,00 m *Bolivinoides strigillatus* (Chapman). Jest on pierwszym gatunkiem tego rodzaju dającym wiele form przewodnich w wyższych piętrach kredy górnej. Głębokość, na jakiej został znaleziony, nie ma żadnego znaczenia, ponieważ nawet w najmniejszym stopniu nie sugeruje położenia utworów santonu w profilu. Trudno również stwierdzić, czy profil santonu jest pełny. Znaleziona na głębokości 350,00 m *Gavelinella stellingera* (Marie) jest znana zarówno z osadów santonu górnego, jak i kampanu dolnego. Mogą więc tu występować utwory santonu górnego lub kampanu dolnego. *Cibicidoides involutus* (Reuss), którego okazy znaleziono w licznych próbkach od głębokości 960,00 m, jest gatunkiem przewodnim dla kampanu i mastrychtu. Razem z nim współwystępują począwszy od dolnego kampanu *Bolivinoides decorata* (Jones) (głęb. 260,00 m) oraz *B. laevigata* Marie (głęb. 220,00 m). Ważnym gatunkiem charakterystycznym dla kampanu

i mastrychtu jest *Stensioeina gracilis* Brotzen (głęb. 470,00 m). Mimo licznych gatunków przewodnich i towarzyszących im gatunków długowiecznych nie można stwierdzić obecności utworów kampanu w omawianym profilu.

Z całą pewnością w profilu występują utwory mastrychtu górnego, na co mogą wskazywać *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen) i *G. mariae* (Jones) znalezione w próbkach z głębokości 190,00 m oraz *Gavelinella danica* (Brotzen) i *G. acuta* (Plummer) znalezione na głębokości 160,00 m. Taksony te pojawiają się w najwyższym górnym mastrychcie i przechodzą do paleogenu. *Cibicidoides bembix* (Marsen) i *Gavelinella mariae* (Jones) są gatunkami przewodnimi dla mastrychtu, które giną z końcem okresu kredowego. Należy zwrócić uwagę na liczne gatunki otwornic planktonicznych. Stwierdzono tu gatunki rodzaju *Heterohelix* Ehrenberg, czyli *H. striata* (Ehrenberg) i *H. glabrans* (Cushman). Osiągnęły one optimum rozwoju w kampanie i mastrychcie Wyżyny Lubelskiej.

Niemal we wszystkich badanych próbkach stwierdzono fragmenty inoceramów i igły gąbek (tab. 9).

PALEOGEN I NEOGEN

Jacek KASIŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO UNISŁAW IG 1

W profilu otworu Unisław IG 1 nie występują utwory paleocenu i eocenu. Utwory należące do tych pięter stwierdzono jednak w sąsiedztwie tego otworu wiertniczego.

Paleocen. Najstarszymi utworami paleogenu w rejonie otworu wiertniczego Unisław IG 1 są utwory paleocenu dolnego (danu), zaliczane do formacji puławskiej, które są zachowane jedynie w osiowej części synklinorium pomorskiego (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988). Utwory te występują w zasadzie w ciągłości sedimentacyjnej z leżącymi niżej utworami mastrychtu, choć na części obszaru leżą niezgodnie na ogniwach starszych.

Utwory formacji puławskiej są wykształcone w płytkomorskich facjach szelfowych i na tym obszarze zazwyczaj mają postać geoz piaszczystych i piaszczysto-marglistych oraz margli piaszczystych z glaukonitem i piasków (piaskowców) glaukonitowo-kwarcowych z cienkimi wkładkami wapieni (Piwocki, 2004).

Eocen. Utwory formacji pomorskiej zostały w wielu miejscach usunięte przez erozję związaną z transgresją, która miała miejsce na początku wczesnego oligocenu.

Na utworach formacji puławskiej i różnych ogniwach kredy górnej (od cenomanu po mastrycht) na omawianym obszarze w sąsiedztwie otworu Unisław IG 1 leżą utwory ogniwa mioszyńskiego górnego i ogniwa chłapowskiego formacji pomorskiej, reprezentujące najwyższą część eoce-

nu środkowego (barton) i eocen górny (priabon). W spągu tych utworów występuje znaczna luka stratygraficzna obejmująca paleocen środkowy i górny (zeland i tanet) oraz eocen dolny i niższą część eocenu środkowego.

Utwory formacji pomorskiej są wykształcone w płytkomorskich facjach szelfowych. W najniższej części są to osady transgresywne, których powstanie było związane z transgresją wyższego eocenu postępującą od północnego zachodu, jednak główna część profilu jest wykształcona w facji regresywnej i wskazuje na spływanie zbiornika sedimentacyjnego. Osady te to mułowce piaszczyste i ilaste, lokalnie słabo wapniste, szarobrunatne i szarzielone, z domieszką muskowitu i glaukonitu oraz ziarnami bursztynu. Występują w nich dość powszechnie: ichnofauna, nioznaczalne skorupki mięczaków i szczątki ryb, a także mikrofauna otwornicowa i plankton roślinny eocenu górnego (Piwocki, 2004).

Oligocen. W spągu utworów paleogeńskich w rejonie otworu wiertniczego Unisław IG 1 występują brakiczne utwory **formacji czempińskiej**, wykształcone w postaci brunatnych mułowców z domieszką piasku pylastego z muskowitem, opisywane w literaturze jako „iły toruńskie” (Grabowska, 1965; Grabowska, Piwocki, 1975). Utwory te są często laminowane i zawierają liczne struktury bioturkacyjne. Pojawiające się okazjonalnie w dolnej części sekwencji zawęglania świadczą o lokalnej sedimentacji

w środowisku bagiennym (proksymalne partie lagun, bagna nadbrzeżne). W profilu otworu Unisław IG 1 do formacji czempińskiej należą zapewne utwory z interwału głębokości 82,0–98,5 m.

Miocen. Utwory neogenu, reprezentujące miocen środkowy i górny, leżą niezgodnie na utworach rupelskich. Ich dolna część, wykształcona w postaci utworów aluwialnych: piasków muskowitowo-kwarcowych drobnoziarnistych i mułkowatych z wkładkami mułków węglistych, reprezentuje **formację adamowską**. W spągu formacji występuje lokalnie poziom żwirku kwarcowego.

Ponad utworami formacji adamowskiej w rejonie otworu Unisław IG 1 stwierdzono **formację poznańską**. Utworów dolnej części formacji brak w profilu otworu Unisław IG 1, są jednak znane z położonej na południe nieodległej doliny Wisły (Kasiński, 1981). Są to utwory o genezie aluwialno-telmatycznej, które w dolnej części są wykształcone w postaci 2–3 niezbyt grubych pokładów węgla brunatnego, rozdzielonych poziomami mułków i ilów. Ponad górnym pokładem węgla występuje kompleks utworów ilasto-mułkowych z drobnymi ksyliami i uwęglonym detrytusem ro-

ślinnym. W utworach tych lokalnie pojawiają się wkładki piaszczysto-żwirowe o niewielkiej rozciągłości.

W profilu otworu Unisław IG 1 interwał głębokości 55,0–82,0 m zapewne w całości odpowiada formacji adamowskiej.

Pliocen. Do pliocenu można zaliczyć umownie wyższą część formacji poznańskiej, reprezentowaną przez utwory aluwialne – ily i mułki pstre, znane powszechnie jako „ily poznańskie” (Piwocki i in., 2004). Wśród utworów ilasto-mułkowych występują wkładki piasków drobnoziarnistych. Utwory ilasto-mułkowe formacji poznańskiej są eksploatowane jako surowiec ceramiki budowlanej w pobliskiej cegielni Ostomecko (Winiarz, 1955).

Granica stratygraficzna między utworami miocenu i pliocenu przebiega *de facto* wewnątrz górnej części formacji poznańskiej (por. Kramarska i in., 2015), ze względu jednak na brak zróżnicowania litologicznego i biomarkerów jest możliwa do ustalenia jedynie punktowo po przeprowadzeniu szczegółowych badań interdyscyplinarnych.

W profilu otworu Unisław IG 1 górnej części formacji poznańskiej odpowiada interwał głębokości 44,8–55,0 m.