

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNYCH I SEDYMENTOLOGICZNYCH

PERM

Ryszard WAGNER

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH UTWORÓW PERMU GÓRNEGO (CECHSZTYNU)

Otwór wiertniczy Piotrków Trybunalski IG 1 zlokalizowano w południowej części basenu cechsztyńskiego, na pograniczu jego głębszej i płytszej części (Dadlez i in., 1998).

Profil cechsztynu nie został przewiercony, a jego dolna część (poniżej głęb. 4637,5 m) jest zbudowana z serii solnej o nieokreślonej pozycji stratygraficznej. W obrębie tej serii występuje brekcja dolomitowo-solna (Ca₂) (głęb. 4788,0–4835,0 m), w której okrucy dolomitu przypominają wykształceniem litologicznym osady dolomitu głównego. Interpretacja ta jest dość wiarygodna i pozwala przypuszczać, że dolomit główny został potrzaskany w strefie uskokuwej, wciągnięty w deformujące się sole kamienne i wypiętrzony wraz z nimi. Dowodzi to intensywności ruchów tektonicznych.

Brekcja dolomitowo-solna jest przykryta serią soli kamiennych i soli kamiennej z anhydrytami (Na i Na₃)

Powyżej kompleksu zdeformowanych soli kamiennych występują w normalnym położeniu stratygraficznym typowe osady subcyklotemu PZ4a, z całym inwentarzem poziomów litostratygraficznych. Najmłodsza sól kamienna dolna (Na_{4a1}) kończy salinarny cechsztyń.

Leżący wyżej kompleks terygeniczny z obfitymi osadami siarczanów należy do stropowej serii terygenicznej (PZt). Stropowa seria terygeniczna osiąga w tym profilu jedną z największych miąższości w basenie polskim – 106,0 m. Została ona prawie całkowicie przedzieleniona, z wyjątkiem najwyższych kilku metrów. Pozwoliło to na szczegółowe opracowanie profilu, co umożliwiło bardzo dokładną interpretację środowisk sedymentacji (Pieńkowski, 1989, 1991), a także wieku tej serii na podstawie analizy palinologicznej (Wagner, 1994, 2001a, 2001b). W tym drugim zakresie badań uzyskano zespoły miospor, które najczęściej ulegały zniszczeniu w tych środowiskach, a w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 zachowały się (Orłowska-Zwolińska, 1982, 1983, 1985). Z tego względu profil ten ma zasadnicze, wskaźnikowe znaczenie przy wyznaczaniu granic stratygraficznych cechsztyń/pstry piaskowiec i perm/trias w basenie polskim i europejskim.

Według Pieńkowskiego (1989, 1991) twory stropowej serii terygenicznej osadziły się w środowisku śródlądowej

playi, początkowo zatopionej (alkaliczne jezioro), potem stopniowo coraz częściej wynurzanej. W górnej części serii zaznaczyły się wpływy środowiska fluwialnego.

W próbkach z głęb. 4524,8 i 4525,5 m (Orłowska-Zwolińska, 1983) stwierdzono liczne okazy miospor:

- *Crustasporites globosus* Leschik
- *Cycadopites* sp.
- *Lycospora* sp.
- *Limitisporites moersensis* Grebe
- *Lueckisporites virkkiae* Potonié et Klaus (normy palinologiczne wg H. Visschera: Aa – pojedynczo, Bc – licznie, C – pojedynczo)
- *Klausipollenites schaubegeri* (Potonié et Klaus) Jansonius
- *Jugasporites* sp.
- *Perisaccus granulatus* Visscher
- *Protohaploxylinus* sp.
- *Taeniaesporites noviaulensis* Leschik
- *Taeniaesporites cf. labdacus* Klaus
- *Stotersporites richteri* Klaus.

W próbce z głęb. 4537, 1 m występują następujące miospory (Orłowska-Zwolińska, 1982):

- *Lueckisporites virkkiae* Potonié et Klaus (normy palinologiczne wg H. Visschera: Aa, Bc, Bc', Bc'' i C)
- *Klausipollenites schaubegeri* (Potonié et Klaus) Jansonius
- *Klausipollenites decipiens* Jansonius
- *Falcisporites zapfei* (Potonié et Klaus) Leschik
- *Taeniaesporites noviaulensis* Leschik
- *Cordaitina donetziana* Inosowa
- *Cordaitina uralensis* (Luber) Dibner
- *Perisaccus granulatus* Visscher
- *Laevigatosporites vulgaris* Ibrahim
- *Vittatina vittiver* Luber
- *Cycadopites* sp.
- *Limitisporites* sp.
- *Platysaccus* sp.

- *Jugasporites* sp.
- *Strotersporites* sp.
- *Verrucosisporites* sp.

Wszystkie wymienione gatunki reprezentują mikroflorę typową dla permu górnego. Osady, w których występują, są odpowiednikami wiekowymi subcyklotemu PZ4b. Tym samym wykazano, że niższa część stropowej serii terygeniczej (PZt) z całą pewnością należy do cechsztynu. W wyższej części PZt niestety nie znaleziono miospor, pomimo przebadania wielu próbek. Czerwona barwa osadów świadczy o warunkach utleniających, w których miospory się nie zachowują. Można jednak przypuszczać, że osady te są również wieku cechsztyńskiego, na podstawie analogicznych warunków środowiska sedimentacji. Górną granicę stropowej serii terygeniczej z dolnym pstrym piaskowcem postawiono na głęb. 4447,0 m na podstawie analizy profilowań geofizyki wiertniczej, przyjmując kryteria sedimentologiczne według Pieńkowskiego (1989, 1991).

Trzydzieści metrów powyżej tej granicy, w utworach pstręgo piaskowca dolnego, stwierdzono w próbkach z głęb. 4416,5 m i 4417,0 m występowanie następującego zespołu miospor:

- *Protohaploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska
- *Protohaploxypinus pellucidus* Gubin
- *Protohaploxypinus samoilovichii* (Jansonius) Hart
- *Protohaploxypinus* sp.
- *Taeniaesporites noviaulensis* Leschik
- *Lycospora punctata* Kosanke
- *Klausipollenites schaubergeri* (Potonié et Klaus) Jansonius
- mikroplankton z rodzaju *Veryhachium*

Ze względu na duże nagromadzenie ziaren pyłku *Protohaploxypinus pantii*, pomimo braku w tym profilu rodzajów wskaźnikowych *Lundbladispora* i *Densoisporites*, zespół ten należy uznać za charakterystyczny dla pstręgo piaskowca dolnego.

Grzegorz PIENKOWSKI

PROFIL SEDYMENTOLOGICZNY INTERWAŁU GRANICZNEGO PERM–TRIAS

WSTĘP

Z interwału granicznego perm–trias (głęb. 4381,5–4547,0 m) uzyskano ciągi rdzeń w przedziale 4450,0–4547,0 m oraz krótkie fragmenty rdzenia z głęb. 4416,0–4418,0 oraz 4381,5–4384,5 m (rdzeń jest przesunięty do góry o ok. 6,0 m w stosunku do profilowań geofizyki wiertniczej). Odcinki z głęb. 4384,5–4416,0 oraz 4418,0–4450,0 m (w obrębie drugiego z nich znajduje się sama granica perm/trias) niestety przewiercono bezrdzeniowo. Niemniej, duży uzysk (bliski 100%) i jakość pobranego rdzenia, a także położenie otworu wiertniczego w osi depozycji basenu permu górnego i triasu dolnego sprawiają, że obserwacje w tym otworze mają spore

znaczenie dla odtworzenia przebiegu sedimentacji w tym ważnym interwale czasu geologicznego. Badania sedimentologiczne wykonano wkrótce po odwierceniu otworu, w latach 80. XX w., na świeżo uzyskanym rdzeniu. Możliwa była bardzo dokładna rejestracja litofacji (w tym struktur sedimentacyjnych) w centymetrowej, a nawet milimetrowej skali; dołączono też analizy petrologiczne (planimetri szlifów), geochemiczne (analizy zawartości siarczanów i węglanów oraz zawartości boru), a także analizy palinologiczne (wykonane przez T. Orłowską-Zwolińską). Wyniki badań przedstawiono na [figurze 5](#)¹.

STRATYGRAFIA

Tradycyjne wydzielenia litostratygraficzne obejmują stropową serię terygeniczną (PZt), według Wagnera (1987, 1997) nieformalną jednostkę litostratygraficzną, heterochroniczną w zakresie czasowym najmłodszego cyklotemu cechsztynu (PZ4). W otworze wiertniczym Piotrków Trybunalski IG 1 stropowa seria terygeniczna (PZt) zalega na najmłodszej soli kamiennej dolnej (Na4a₁), stąd wiek nadległych utworów terygeniczno-ewaporatowych (halitu i siarczanów) nie może być starszy niż górna część subcyklotemu PZ4a. Wystąpienia miospor (zespół *Lueckisporites virkkiae*) pozwalają stwierdzić, że interwał głęb. 4522,0–4538,0 m może odpowiadać wiekowi subcyklotemowi PZ4b. Niżej, między czystymi solami subcyklotemu PZ4a (Na4a₁) a udokumentowaną miosporami próbka z głęb. 4537,1 m leżą szarozielone mułowce z siarcza-

nami i kryształami halitu, które z powodu ich bezpośredniego zalegania na utworach subcyklotemu PZ4a, sporej zawartości soli i odmiennych barw (brak barw czerwonych) można uznać jeszcze za wiekowy odpowiednik najwyższej części PZ4a. Wyższa część permskich utworów terygenicznych PZt w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 (nad najmłodszym wystąpieniem miospor permu z głęb. 4523,9 m) może wiekowo odpowiadać młodszym cyklotemom (PZ4c–e), a także formacji rewalskiej.

Wskazówką biostratygraficzną dla stwierdzenia, że w badanym interwale przebiega granica perm/trias jest obecność dwóch różnych zespołów miospor: na głęb. 4526,2 i 4523,9 m jest to zespół *Lueckisporites virkkiae*, charakterystyczny dla późnego permu (można uściślić wiek tego zespołu miospor do

¹ [Figura 5](#) znajduje się pod opaską na końcu książki

subcyklotemu PZ4b), podczas gdy ponad 100 m wyżej, na głęb. 4416,5 m występuje już odmienny zespół *Lundbladispora obsoleta* – *Protohaploxypinus pantii* typowy dla triasu (Orłowska-Zwolińska, 1984; Fijałkowska, 1994). Wydzielenia biostratygraficzne pokrywają się z magnetostratygrafią uzyskaną w otworach, w których przewiercono granicę perm/trias, np. Mszczonów IG 1 i Brojce IG 1 (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003).

Na tej podstawie można sądzić, że długi, niemal 100-metrowy interwał rdzeniowany z głęb. 4450,0–4546,2 m odpowiadałby w całości stropowej serii terygeniczej wieku późnopermskiego – górnej części piętra czangsing (jego najwyższa część byłaby odpowiednikiem formacji rewalskiej). Dwa krótkie rdzeniowane interwały reprezentowałyby utwory triasu dolnego, przy czym niższy (głęb. 4416,5–4418,7 m) odpowiadałby bardziej mułowcowo-heterolitycznej formacji bałtyckiej, a wyższy (głęb. 4381,5–4384,5 m) reprezentowałby bardziej piaszczystą formację pomorską, wykształconą w profilu otworu Piotrków Trybunalski IG 1 w facjach lądowych. Rozdzielają je interwały nierdzeniowane. W przybliżeniu można przyjąć, że granica formacji bałtyckiej z leżącą niżej stropową serią terygeniczną (formacją rewalską) przebiega na głęb. ok. 4440,0 m (wg rdzenia), a na karotażu – w miej-

scu, gdzie kończą się utwory z przewagą piaskowców (przewaga piaskowców zaznacza się na głęb. 4440,0–4447,0 m). Utwory piaszczyste (przez analogię do innych profili otworów wiertniczych, zwłaszcza Mszczonów IG 1) reprezentują najprawdopodobniej progradacyjne utwory fluwialne, kończące cykl regresywny stropowej serii terygeniczej. Bardziej mułowcowe (heterolityczne) utwory zalegające na piaskowcach są najprawdopodobniej związane z transgresją brakiczno-morską. Powierzchnia tej transgresji stanowi regionalną granicę korelacyjną udokumentowaną w otworze Mszczonów IG 1 i innych otworach wiertniczych (Pieńkowski, 1989, 1991). Utwory brakiczno-morskie zostały udokumentowane w interwale głęb. 4416,0–4418,0 m.

Powyżej, w odcinku nierdzeniowanym (głęb. 4406,0–4413,0 m) zaznacza się większy udział skał drobnziarnistych, zapewne mułowców. Ich występowanie może być związane z maksymalnym rozprzestrzenieniem się facji basenowych, a więc z maksymalnym zalewem morza brakicznego, które występowało w tym czasie w środkowej i północno-zachodniej Polsce.

Na głęb. 4406,0 m dominują piaskowce formacji pomorskiej, wykształcone w facjach lądowych (udokumentowane w rdzeniowanym interwale głęb. 4381,5–4384,5 m).

PETROLOGIA I GEOCHEMIA

Ponad solami kamiennymi subcyklotemu PZ4a, w obrębie interwału głęb. 4450,0–4546,2 m, występuje bardzo regularna sukcesja chlorki–siarczany–węglany, z ogólną tendencją do stopniowego zaniku komponentu chlorkowego (głęb. ok. 4532,0–4546,2 m), następnie stopniowo zmniejsza się zawartość siarczanów w spoiwie, a także liczba i miąższość przewarstwień anhydrytu (głęb. 4517,0–4543,0 m). Powyżej zawartość siarczanów może miejscami być ponownie duża, ale wiąże się to wyłącznie z obecnością lokalnych skupień anhydrytowych w postaci konkrecji (od głęb. 4473,0 m w górę zawartość siarczanów we wszelkiej postaci stopniowo maleje). Od głęb. ok. 4489,0 m w górę zmienia się charakter konkrecji

anhydrytowych; stają się one mniejsze, bardziej izolowane, znikają warstwy anhydrytowe, a same konkrecje układają się w charakterystyczne sukcesje o gęstości rosnącej ku górze. Zawartość dolomitu w spoiwie nie wykazuje tak regularnych zmian, a względny spadek jego zawartości zaczyna się od głęb. 4481,0 m do końca pierwszego odcinka rdzeniowanego (głęb. 4450,0 m). Największe zawartości spoiwa węglanowego występują w dwumetrowym interwale 4416,0–4418,0 m (interwał ten należy do triasu dolnego). Zawartość boru, będąca wskaźnikiem zasolenia, zmniejsza się systematycznie na głęb. 4546,2–4450,0 m (z przejściowym wzrostem jego zawartości na głęb. 4508,0–4515,5 m).

LITOFACJE (W TYM STRUKTURY SEDYMENTACYJNE I DEFORMACYJNE) ORAZ INTERPRETACJA SEDYMENTOLOGICZNA

W rdzeniowanym przedziale stropowej serii terygeniczej PZt (4450,0–4546,2 m) dominują poziomo laminowane, czerwono-brunatne mułowce. Jedynie w najniższej części tego interwału, na głęb. 4539,0–4546,2 m, dominują barwy szarozielone, a także wzrasta zawartość chlorków i siarczanów. Laminy z grubszą frakcją pyłową, niekiedy też bardzo drobnziarnistymi ziarnami kwarcu (a na głęb. 4528,0 m łyszczków), są podrzędne. Występują w interwale głęb. 4517,5–4541,0 m. W tym też interwale liczne są struktury deformacyjne, takie jak: struktury konwolutive, szczeliny dehydracyjno-kompakcyjne i pograży. Na głęb. od 4477,0 do 4517,5 m zindywidualizowane laminy pyłowcowe lub piaszczyste są nieobecne, duże odcinki nie wykazują widocznej makroskopowo laminacji (struktura masywna), pojawiają się

natomiast sporadycznie szczeliny z wysychania. Na głęb. od 4440,0 do 4477,0 m występują natomiast częstsze przeławicenia piaszczysto-pyłowcowe (w najwyższym, nierdzeniowanym odcinku 4440,0–4447,0 m karotaż wskazuje na dominację piaskowców). Są to pyłowce i bardzo drobnziarniste piaskowce o barwie różowej lub czerwonej, z obfitym ilastym spoiwem typu matrix. W mniejszej ilości występuje matrix dolomityczny, w znikomej – siarczanowy. Struktury sedymentacyjne (laminacja przekątna małej skali) to warstwowanie riplemarkowe i warstwowania rynnowe małej (sporadycznie średniej) skali, utworzone przez migrację riplemarków półkłębowych i niewielkich wydm piaszczystych o krętych grzbietach. Struktury takie są charakterystyczne dla niewielkich przepływów i małych głębokości koryt. Spągi

ławic piaszczystych utworzonych przez przepływy produkujące ripplemarki i laminację przekątną typu *ripple drift cross lamination* są erozyjne. Nie stwierdzono natomiast reguły co do spadku czy wzrostu średniej wielkości ziaren w obrębie poszczególnych ławic (cykli) piaszczystych: w jednym przypadku (głęb. 4468,0–4469,0 m) występuje sukcesja o ziarnie malejącym ku górze i następnie struktur charakteryzujących coraz mniejszą energię przepływu, w drugim przypadku (głęb. 4462,3–4463,4 m) jest odwrotnie – wielkość ziarna rośnie ku górze, a struktury sedimentacyjne wskazują na coraz większą energię przepływu ku górze (pojawiają się nawet warstwowania rynnowe średniej skali, a więc o miąższości pojedynczego zestawu powyżej 4 cm). Pojawiają się też erozyjne spągi przy kontakcie mułowców z piaskowcami, zwłaszcza jeśli są to grubsze przeławiczenia. Brak w tym interwale klastów mułowych, występują rzadkie szczeliny dehydratacyjno-kompakcyjne lub z wysychania, sporadycznie (na głęb. 4468,5 m) pojawiają się skamieniałości śladowe – proste ślady żerowania *Planolites* sp. Konkrecje anhydrytowe wykazują charakterystyczne następstwo pionowe – początkowo rzadko rozmieszczone, stopniowo gęstnieją (najczęściej na odcinku ok. 0,5 m), tworząc w końcu niemal zwartą pokrywę. Bez wątpliwości jest to odzwierciedleniem stopniowego pogłębiania się pierwotnego zwierciadła wód gruntowych, co prowadziło do zwiększonej koncentracji roztworów i zaczątków procesów pedogenicznych (aczkolwiek szczątki flory w tym utleniającym środowisku nie zachowały się).

Rdzenia niestety nie uzyskano z głęb. 4418,0–4450,0 m. Na podstawie karotażu w przybliżeniu można określić, że na głęb. 4440,0–4447,0 m następuje wzrost piaszczystości. Interwał ten należy z pewnym przybliżeniem (poprzez analogię do innych otworów wiertniczych) łączyć z bardziej gruboziarnistymi utworami okresowych, roztokowych koryt rzecznych.

Utwory te zamykają sedimentację stropowej serii terygenicznej (PZt).

Wyżej, na głęb. 4418,0–4440,0 m, karotaż wskazuje na obecność utworów mułowcowo-piaszczystych. Z takich właśnie utworów pochodzi dwumetrowy rdzeń uzyskany na głęb. 4416,0–4418,0 m. Są to zielonkawo-czerwono-różowe piaskowce i mułowce (heterolity) warstwowane faliście i soczewkowo, co odzwierciedla następstwo rytmów większej i mniejszej energii związanej z procesami falowania. Diagenetyczne spoiwo węglanowe jest obfite, występują ooidy, wśród struktur deformacyjnych powszechnie są szczeliny dehydratacyjno-kompakcyjne. Obecność planktonu *Acritarcha* (*Verychachium*) wskazuje na zasolony zbiornik – prawdopodobnie brackiczno-morski, w którym zaznaczały się procesy sztormowe (powierzchnie erozyjne podkreślone drobnymi klastami mułowymi, heterolity o genezie falowej).

Rdzenia nie uzyskano z głęb. 4384,5–4416,0 m. W przedziale głęb. 4406,0–4412,5 m karotaż wskazuje na dominację mułowców. Prawdopodobnie reprezentują one fazę maksymalnego pogłębiania i poszerzenia się zbiornika brackiczno-morskiego formacji bałtyckiej. Powyżej głęb. 4406,0 m karotaż wskazuje na dominację piaskowców, które nawiercono w interwale głęb. 4381,5–4384,5 m. Są to czerwone piaskowce drobno- (najczęściej) i średnioziarniste (największe ziarno). Dominują zestawy tabularne warstwowania przekątnego średniej skali i podrzędnie laminacja pozioma. Zestawy tabularne są efektem migracji fal piaszczystych o prostych grzbietach. Podobne formy mogły tworzyć się w różnych środowiskach. Kontekst regionalny wskazuje, że mogły to być szerokie, roztokowe koryta rzek okresowych, a miejscami wydmy eoliczne tworzone przez wiatr ze świeżo złożonych piaszczystych osadów rzecznych.

NASTĘPSTWO SYSTEMÓW DEPOZYCYJNYCH

Basen salinarny najmłodszej soli kamiennej dolnej (Na4a₁) był stopniowo coraz intensywniej zasilany dostawą materiału terygenicznego. Początkowo wciąż trwało wytrącanie soli w zbiorniku stosunkowo głębszym (zielone barwy, nieco bardziej redukcyjne środowisko, brak śladów emersji i grubszych frakcji). Nasilenie się dostawy materiału terygenicznego wiązało się ze stopniowym zanikiem precypitacji chlorkowej, która ostatecznie zanika na głęb. 4527,0 m (koniec saliny), natomiast stale wytrącały się siarczany. W osadach brak jest śladów wynurzeń, ale basen typu playi uległ spłyceniu. Złożone w nim osady były poddawane intensywnym procesom deformacyjnym, tworzyły się konwolucje i pograży, odwadnianie pod ciśnieniem nadkładu prowadziło też do powstawania deformacji nieciągłych – szczelin dehydratacyjno-kompakcyjnych. Pierwsze ślady wynurzeń (szczeliny z wysychania) pojawiają się na głęb. 4514,0 m. W czasie depozycji nasiliła się gwałtownie ewaporacja i wzrosło stężenie roztworów, choć soli kamiennej już w tej strefie brak. Wyraźnie wzrasta za to koncentracja jonów siarczanowych i zawartość boru. Do głęb. 4477,0 m monotonna sedimentacja mułowa

przebiegała na okresowo wynurzanej lub zalewanej płytkimi wodami mułowej równi basenu typu playi. Źródła materiału terygenicznego były oddalone. Fluktuacje zalewów, wynurzeń i wynikających z tego oscylacji poziomu wody gruntowej doprowadziły do powstawania charakterystycznych, gęstniejących ku górze sukcesji konkrecji siarczanowych odzwierciedlających zaczątkowe procesy pedogeniczne. Sukcesje (poziome) konkrecyjne mają najczęściej od 0,5 do 1,0 m miąższości. Współcześnie konkrecje gipsowe tworzą się na równiach typu playa/sabha, ok. 10 cm poniżej powierzchni gleby zasiedlonej przez rzadką słonolubną roślinność, na skutek kapilarnego podsiąkania ku górze bogatej w jony siarczanowe i magnezowe wody gruntowej. Tworzą one na odcinku ok. 0,5 m system konkrecji o gęstości rosnącej ku górze (Ali, West, 1983). Powyżej głęb. 4477,0 m zaznaczyły się procesy transferu fluwialnego – na mułową równię wkroczyły efemeryczne, płytkie koryta rzeczne, co pozwala zaliczyć ten interwał do dystalnej równi aluwialnej z korytami (a czasem wachlarzowatymi nasypami) typu krewas (ziarno maleje lub rośnie ku górze). Przepływ miejscami miał charakter korytowy,

zaś kiedy indziej prawdopodobnie niewielkich zalewów pokrywowych. Wiązało się to z bardzo rzadkimi, ale gwałtownymi ulewami w warunkach klimatu gorącego i suchego, przy bardzo płaskim paleoreliefie, który wymuszał niewielką energię procesów depozycyjnych. Przewaga piaskowców w nierdzieniowanym interwale głęb. 4406,0–4413,0 m wskazuje na większą energię i częstość procesów rzecznych. Tak więc byłoby to konsekwentne zwieńczenie stopniowej progradacji środowisk o coraz wyższej energii procesów depozycyjnych i dostawie coraz bardziej gruboziarnistego osadu klastycznego w całym profilu stropowej serii terygeniczej (PZt): (1) głębsza salina stopniowo wypełniana drobnymi osadami klastycznymi – (2) stale zanurzona playa z sedimentacją klastyczno-siarczanową – (3) playa wynurzana – (4) dystalna równia aluwialna – (5) bardziej proksymalna równia aluwialna.

Osady z głęb. 4416,0–4418,0 m niewątpliwie reprezentują brakiczo-morski (brak fauny stenohalinowej, obecny jest jedynie plankton *Acritarcha* – *Verychachium*, który może być morski lub brakiczny) zbiornik zdominowany przez procesy falowania. Dowodzą tego struktury sedimentacyjne (nałożone symetryczne i asymetryczne zmarszczki falowe) i ooidy powstające w ruchliwej wodzie. Osady wskazują na środowisko nieco poniżej normalnopogodowej podstawy falowania (przybrzeże). Ponieważ do głęb. 4440,0 m występowały utwory lądowe równi aluwialnej, między interwałami repre-

zentującymi środowisko kontynentalne i przybrzeżno-morskie musi znajdować się powierzchnia transgresji. Z dużym prawdopodobieństwem można ją zlokalizować w stropie interwału piaszczystego na głęb. 4440,0 m, gdzie utwory piaszczyste kontaktują z nadległymi utworami mułowcowo-piaszczystymi. Powierzchnia ta ma podstawowe znaczenie korelacyjne, gdyż jest związana z regionalną i globalną transgresją najniższego griesbachu (ind), korelowaną w przybliżeniu z granicą perm/trias (Pieńkowski, 1987, 1989, 1991; Nawrocki, 1997; Hongfu, Jinnan, 1998; Nawrocki i in., 2003). Ogólne ramy biostratygraficzne dla tej korelacji ustaliły Orłowska-Zwolińska (1984) i Fijałkowska (1994). Przez analogię do innych otworów wiertniczych (Pieńkowski, 1989, 1991) można przyjąć, że transgresywny ciąg systemów występuje także w profilu otworu Piotrków Trybunalski IG 1, a jego kulminacją jest pakiet mułowcowy z głęb. 4406,0–4413,0 m, w obrębie którego znajduje się zapewne powierzchnia maksymalnego zalewu.

Wyżej leżą kontynentalne utwory piaszczyste, a ich kontakt z mułowcami z głęb. 4406,0–4413,0 m można korelować z erozyjną granicą sekwencji i jednocześnie granicą brakiczo-morskiej formacji bałtyckiej z kontynentalną tutaj formacją pomorską. Rdzeń pobrany z głęb. 4381,5–4384,5 m reprezentuje typową sedimentację kontynentalną klimatu gorącego i suchego (asocjacja czerwona) facji (grupy) pstrego piaskowca.

PODSUMOWANIE

Otwór wiertniczy Piotrków Trybunalski IG 1 reprezentuje przejście utworów permskich w triasowe w bardziej centralnej części basenu (aczkolwiek nie w samym centrum). Brak jest czystych soli młodszych niż najmłodsza sól kamienna dolna (Na4a₁), a ich zailone odpowiedniki występują jeszcze w dolnej części utworów zbiornika typu playi (subcyklotem PZ4b – datowanie oparte na wystąpieniach miospor). Zbiornik typu playa ulegał stopniowemu spłycaaniu i wynurzeniu, aż do pojawienia się początkowo dystalnych, a potem bardziej proksymalnych utworów fluwialnych. Sukcesywnie maleją ku górze koncentracje chlorków, siarczanów i węglanów, co wskazuje na rosnący udział wód meteorycznych i być może

niewielkie zwilgotnienie oraz ochłodzenie się klimatu w najpóźniejszym permie. W rejon Piotrkowa Trybunalskiego wyraźnie sięgnęła transgresja griesbachu (najwcześniejszy trias); obszar ten leżał wzdłuż osi rozwoju tej transgresji od Pomorza Zachodniego, aż po obszar świętokrzyski. Transgresja rozwijała się stopniowo, aż do maksymalnego zalewu z sedimentacją mułowcową, natomiast faza spłycaania i zaniku zbiornika brakiczo-morskiego była znacznie szybsza. Po okresie sedimentacji brakiczo-morskiej griesbachu zapanowały warunki sedimentacji lądowej. Gruba formacja pomorska dieneru ma w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego charakter wyłącznie kontynentalny, fluwialno-eoliczny.

TRIAS

Anna SZYPERKO-TELLER, Anna BECKER

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH UTWORÓW TRIASU DOLNEGO

Otwór Piotrków Trybunalski IG 1 był rdzeniowany w obrębie triasu dolnego jedynie fragmentarycznie, w ok. 10%.

Profil otworu wiertniczego odtworzono głównie na podstawie analizy profilowań geofizyki wiertniczej. Dla podziału litostratygraficznego przyjęto kryteria stosowane dla podziału pstrego piaskowca południowej części niecki warszawskiej (Szyperko-Teller, 1983). W profilu stwierdzono obecność wszystkich trzech tradycyjnie wydzielanych jednostek: pstre-

go piaskowca dolnego, środkowego i górnego. Dla pstrego piaskowca z tego obszaru nie opracowano dotychczas formalnego podziału litostratygraficznego. Wydaje się jednak, że dla pstrego piaskowca dolnego i środkowego tej strefy można zastosować, przynajmniej w części, podział zaproponowany przez Kuletę dla północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz obszarów sąsiednich (Kuleta, 1987, 1994; Kuleta i in., 1998; Kuleta, Zbroja, 2006).

Pstry piaskowiec dolny. Profil pstrego piaskowca dolnego o miąższości 379,0 m, jest charakterystyczny dla południowej strefy ówczesnego zbiornika sedymentacyjnego, odsłoniętej już przez profile ze strefy Jeżowo–Studzianna (Szyperko-Teller, 1983). Z profilu wydobyto jedynie nieliczne rdzenie (24% rdzeniowania). Najniższą część profilu stanowi charakterystyczny dla tej strefy, kilkudziesięciometrowy kompleks skał mułowcowo-iłowcowych, tylko w najniższej części z domieszką materiału piaszczystego. Z jego najwyższej, mułowcowo-iłowcowej partii, wydobyto rdzenie. Zawierają one ciemne, brunatne i szare iłowce, iłolupki i iłowce mułowcowe ze smugami i soczewkami wapienno-mułowcowymi. Dokładny opis sedymentologiczny tego rdzenia został przedstawiony przez G. Pieńkowskiego w tym tomie. Kompleks ten według Kulety i in. (1998) oraz Kulety i Zbroi (2006) jest określany jako kompleks AON, czyli formacja z Opoczna. Osady te powstawały w płytkomorskim środowisku przybrzeżnym (Pieńkowski, 1989, 1991; Iwanow, 1998; Kuleta i in., 1998). Pozostałą, przeważającą miąższościowo część pstrego piaskowca dolnego (głęb. 344,5 m) stanowią piaskowce z podrzędnymi wkładkami skał iłowcowo-mułowcowych, według Kulety i in. (1998) oraz Kulety i Zbroi (2006) zaliczanych do kompleksu B (formacja z Zagnańska) oraz niższej części kompleksu D (formacja z Goleniaw). Piaskowce stanowią około 70% tej części profilu. W nielicznych rdzeniach stwierdzono obecność piaskowców drobnoziarnistych, miejscami mułowcowych, czerwonych i różowych, niekiedy o wyraźnym równoległym warstwowaniu, miejscami zawierających otoczaki brunatnych skał iłowcowo-mułowcowych. Szczegółową charakterystykę sedymentologiczną tych osadów przedstawił G. Pieńkowski w tym tomie. Osady te są w przeważającej części pochodzenia fluwialnego, jedynie podrzędnie również eolicznego (Iwanow, Kiersnowski, 1998; Kuleta i in., 1998; Kiersnowski w Krzywicz, 2000).

Pstry piaskowiec środkowy. Profil pstrego piaskowca środkowego o miąższości 252,0 m jest wyraźnie dwudzielny. Część dolną (głęb. wg profilowania geofizycznego 3920,0–4068,0 m) stanowi litologicznie niejednorodny kompleks złożony z naprzemianległych skał iłowcowo-mułowcowych i piaskowców, różnobarwnych, miejscami wapnistych. Piaskowce stanowią 40% tego fragmentu profilu. Partię przyspogową tej części profilu stanowi kilkunastometrowa warstwa piaskowca, przystropową natomiast warstwa szarych skał iłowcowo-mułowcowo-piaszczystych z licznymi odciskami esterii (muszloraczków). Opisany kompleks iłowcowo-mułowcowo-piaszczysty odpowiada z pewnością wydzielonym przez Mrozka (1975) na obszarze niecki łódzkiej „warstwom esteriiowo-małowcowym”, zaś w podziale Kulety i in. (1998) oraz Kulety i Zbroi (2006) – wyższej części kompleksu D (formacja z Goleniaw), kompleksowi F1 oraz kompleksowi E (formacja ze Stachury). W pozostałych rdzeniach z tej części pstrego piaskowca środkowego stwierdzono występowanie piaskowców, na ogół drobnoziarnistych, różnobarwnych (białych, szarych i różowych), wapnistych, miejscami niewyraźnie przekątnie warstwowanych oraz skał iłowcowo-mułowcowych, w większości czerwono-brunatnych, z reguły

zawierających skupienia i przerosty piaszczyste. Osady te powstawały w przybrzeżnej części płytkiego zbiornika morskiego (Iwanow, Kiersnowski, 1998; Kuleta i in., 1998) lub w środowisku fluwialnym, głównie na równiach zalewowych (Kiersnowski w Krzywicz, 2000).

Opisana dolna część pstrego piaskowca środkowego stanowi zapewne w przybliżeniu odpowiednik formacji pomorskiej innych fragmentów zbiornika. Wniosek ten potwierdza występowanie w skałach analogicznej części profilu w sąsiednim otworze Budziszewice IG 1 zespołu mikroflorystycznego *Densoisporites neburgii*, występującego na obszarze Polski powszechnie w utworach formacji pomorskiej i w jej wiekowych odpowiednikach. Zdaniem Orłowskiej-Zwolińskiej (1984) zespół ten datuje zawierające go skały na olenek.

Część górną pstrego piaskowca środkowego (głęb. 3816,0–3920,0 m) stanowi monotony kompleks skał iłowcowo-mułowcowych, brunatnych, z podrzędnie występującymi wkładkami piaskowców. W nielicznych rdzeniach stwierdzono jedynie skały iłowcowo-mułowcowe, brunatne, miejscami wapniste, gruzłowe, niewarstwowane. Kompleks ten odpowiada w podziale Kulety i in. (1998) oraz Kulety i Zbroi (2006) kompleksowi F (formacja z Samsonowa). Środowiskiem sedymentacji tych osadów była równia zalewowa (Iwanow, Kiersnowski, 1998; Kiersnowski w Krzywicz, 2000). Kompleks ten odpowiada prawdopodobnie formacji ilastej centralnej części zbiornika (Szyperko-Teller, 1997).

Górna granica pstrego piaskowca środkowego nie jest pewna. Powyżej niej wydzielono kilkudziesięciometrowy „kompleks podewaporatowy” retu, reprezentowany przez skały terygeniczne iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe. Kompleks ten jest wydzielany w większości profili umownie, jako pierwszy klastyczny osad transgredującego zbiornika retu. W rejonie otworu Piotrków Trybunalski IG 1 kryterium jego oddzielenia od pstrego piaskowca środkowego stanowi pojawienie się w profilu skał o grubszych klastach, piaskowcowych lub piaskowcowo-zlepieńcowych.

Profil pstrego piaskowca środkowego jest typowy dla tego regionu i analogiczny do opisanych z niecki łódzkiej (Mrozek, 1975) oraz strefy Jeżowo–Studzianna niecki warszawskiej (Szyperko-Teller, 1983).

Pstry piaskowiec górny. Profil pstrego piaskowca górnego osiąga w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 miąższość 171,0 m i jest wykształcony w typowej węglanowej litofacji retu. Tylko najniższy, około czterdziestometrowy, tzw. „kompleks podewaporatowy” stanowią utwory terygeniczne, piaskowcowe i iłowcowo-mułowcowe. W jedynym rdzeniu wydobytym z tej części profilu stwierdzono niejednorodną skałę iłowcowo-mułowcowo-piaskowcową z nielicznymi, drobnymi skupieniami anhydrytu.

Wyższą, miąższościowo przeważającą, część profilu tworzą skały węglanowe (dolomity i wapienie) z podrzędnymi wkładkami iłowcowo-marglowymi oraz występującymi prawdopodobnie w niektórych fragmentach profilu anhydrytami. Warstwy anhydrytowe znajdują się niewątpliwie w części profilu odpowiadającej tzw. „dolnemu kompleksowi ewaporatowemu” (głęb. 3773,0–3753,0 m). Rdzeń wydobyty z tej

części profilu zawiera ponad 4,5-metrową warstwę anhydrytu oraz przewarstwiające się dolomity i skały iłowcowo-mułowcowe, dolomityczne. W wyższej części profilu skały anhydrytowe tworzą prawdopodobnie jedynie cienkie przerosty i przewarstwienia, część główną profilu stanowią zaś dolomity i wapienie naprzemianległe z margłami i skałami mułowcowo-iłowcowymi.

Wskaźniki biostratygraficzne do określenia wieku opisanych utworów pochodzą z analogicznej części profilu pobliskiego otworu Budziszewice IG 1. Orłowska-Zwolińska stwierdziła w nim obecność zespołu mikroflorystycznego *Voltziaceasporites heteromorpha*, występującego na obszarze Polski powszechnie w różnych litofacjach pstrego piaskowca górnego, a określającego wiek tych utworów jako olenek–aniżyk (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985).

Charakter profilu pstrego piaskowca górnego, w powiązaniu z dotychczasową znajomością rozwoju retu, pozwala wnioskować, że opisany profil powstał w ściśle wewnętrznej części ówczesnego zbiornika morskiego, w strefie zbliżonej do strefy jego maksymalnej subsydencji.

Rejon otworu wiertniczego Piotrków Trybunalski IG 1 we wczesnym triasie był położony w południowej, niejednorodnej paleotektonicznie części zbiornika sedimentacyjnego.

W najwcześniejszym triasie profil tego otworu wiertniczego powstawał w maksymalnie obniżanej strefie południowego fragmentu bruzdy środkowopolskiej. W późniejszym okre-

sie doszło do zawężenia bruzdy środkowopolskiej i omawiany rejon znalazł się na skłonie znacznie słabiej obniżanej bruzdy sieradzkiej (Szyperko-Teller, Moryc, 1988), oddzielonej od bruzdy środkowopolskiej pozytywną strukturą wyniesienia kaliskiego. Subsydencja obszaru w czasie, przypadającej na ten okres, sedimentacji pstrego piaskowca środkowego była w strefie otworu Piotrków Trybunalski IG 1 prawie trzykrotnie mniejsza niż w południowym obrzeżeniu bruzdy środkowopolskiej. Na pograniczu wczesnego i środkowego triasu zróżnicowanie obszaru straciło na ostrości. Nieznacznie zaznaczał się jednak nadal obszar wyniesienia kaliskiego. Zapoczątkowana w tym okresie tendencja do wyrównywania subsydencji utrzymywała się na omawianym obszarze do schyłku triasu środkowego (Gajewska, 1988a).

Kiersnowski oraz Szulc (w Krzywiec, 2000) przedstawili inny podział triasu dolnego w otworze wiertniczym Piotrków Trybunalski IG 1 niż wyżej opisany. Według tych autorów trias dolny występuje na głęb. 3670,0–4427,0 m. W obrębie jego osadów Kiersnowski wydzielił trzy formacje: bałtycką (głęb. 4412,5–4427,0 m), pomorską (głęb. 4021,0–4412,5 m) oraz półczyńską (głęb. 3773,0–4021,0 m). Najwyższą część triasu dolnego, według Szulca, tworzy ret na głęb. 3670,0–3773,0 m. Podział zaproponowany przez H. Kiersnowskiego został przyjęty przez G. Pieńkowskiego w rozdziale dotyczącym osadów pogranicza permu i triasu (w tym tomie).

Irena GAJEWSKA, Anna BECKER

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH UTWORÓW TRIASU ŚRODKOWEGO I GÓRNEGO

Wapień muszlowy i kajper. Utwory wapienia muszlowego i kajpru były rdzeniowane tylko fragmentarycznie. Z 1073-metrowej sukcesji osadów pobrano 23 rdzenie kontrolne o sumarycznej miąższości 130 m.

Profil wapienia muszlowego i kajpru odtworzono głównie na podstawie interpretacji wykresów geofizycznych i próbek okrucowych. Wykonana przez T. Marcinkiewicz analiza próbek na zawartość megaspor dała wynik negatywny, podobnie jak analiza mikrofaunistyczna, dokonana przez O. Styk. Pozytywne wyniki otrzymano z przeprowadzonych przez T. Orłowską-Zwolińską badań sporowo-pyłkowych.

Wapień muszlowy. Miąższość utworów wapienia muszlowego triasu środkowego w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 wynosi 300,0 m i jest zbliżona do miąższości osiąganych na obszarze monokliny przedsudeckiej, zwłaszcza w jej wschodniej części. W profilu wyróżniono wszystkie ogniwa wapienia muszlowego.

Wapień muszlowy dolny (190,0 m miąższości) charakteryzuje się zmiennym wykształceniem, co pozwala na wyróżnienie trzech kompleksów litologicznych, odpowiadających warstwom: marglistym, falistym i piankowym obszaru monokliny przedsudeckiej (Gajewska, 1971).

Warstwy margliste (głęb. 3630,0–3645,0 m) są zbudowane z margli ciemnoszarych i wapieni marglistych. W tych osa-

dach występują sfosforyzowane ułamki kostne oraz pojedyncze ziarna pyłków *Microcochrydites fastidiosus* (Jonsonius) Klaus.

Warstwy faliste (głęb. 3547,0–3630,0 m) charakteryzują się stosunkowo monotonnym wykształceniem. Przeważają wapienie margliste szare z nieregularnymi falistymi laminami i warstewkami iłowca i margla, z grubszymi ławicami wapieni ze szczątkami fauny. Miejscami wapienie margliste mają pokrój gruzłowy.

Warstwy piankowe (głęb. 3455,0–3547,0 m) są zbudowane głównie z wapieni beżowych, stosunkowo jednorodnych, często oolitowych i pseudoolitowych, niekiedy z przekrystalizowaną fauną. Wapienie te są rozdzielone różnej grubości ławicami wapieni marglistych, często falistych, szarych, laminowanych i warstwowanych marglem.

Wapień muszlowy środkowy (53,0 m miąższości) jest wykształcony jako iłowce dolomityczne i dolomity margliste przeławiczone anhydrytem, który tworzy miejscami warstwy o miąższości do 1 m. Iłowce przechodzą w wapienie margliste lub margle, szczególnie w części przyspagowej.

Wapień muszlowy górny (57,0 m miąższości) jest wyraźnie dwudzielny i odpowiada warstwom glaukonitowym i ceratytowym z obszaru monokliny przedsudeckiej (Gajewska, 1971).

Warstwy glaukonitowe (głęb. 3376,0–3402,0 m) są wykształcone na ogół jako wapienie z podrzędnymi przewarstwieniami iłowców.

Warstwy ceratytowe (głęb. 3345,0–3376,0 m) są zbudowane z iłowców ciemnoszarych z wkładkami i ławicami wapieni szarych i beżowych, w stropie organogenicznych. Osady te wykazują nieznaczne zapiaszczenie, dość typowe dla tego rejonu. W profilu otworu Piotrków Trybunalski IG 1 na głęb. 3350,5–3352,0 m stwierdzono obecność licznych drobnych małży, małego fragmentu odcisku ceratyta oraz mikroplanktonu z grupy Acritarcha – *Veryhachium* sp. i *Michrystridium* sp.

Wapień muszlowy dolny osadzał się w środowisku platformy węglanowej, która podczas sedimentacji utworów wapienia muszlowego środkowego przekształciła się w hypersalinarną lagunę (Iwanow, 1998). Osady wapienia muszlowego górnego osadzały się na platformie węglanowej w regresywnej fazie jej rozwoju (Iwanow, 1998; Kuleta i in., 1998).

Szulc (w Krzywiec, 2000) zaproponował przesunięcie dolnej granicy wapienia muszlowego o 25 m ku dołowi w porównaniu z przyjętym w tej pracy podziałem. Kuleta i in. (1998) proponują przesunięcie ku górze granicy wapienia muszlowego dolnego i środkowego do głęb. 3455,0 m.

Kajper. Dla osadów kajpru z otworu Piotrków Trybunalski IG 1 zastosowano wydzielenia litostratygraficzne kajpru zachodniej Polski (Gajewska, 1978).

Warstwy sulechowskie (98,5 m miąższości), należące jeszcze do triasu środkowego (Orłowska-Zwolińska, 1985; Gajewska, 1988a), tworzy kompleks osadów piaszczysto-ilaszczyk. W dolnej części przeważają piaskowce i mułowce szare, natomiast w górnej dominują utwory pstre z przewagą iłowców, z charakterystycznymi czerwonymi konkrecjami węglanowo-żelazistymi, rozproszonymi drobnymi nodułami węglanowymi oraz z cienkimi przerostami wapieni. Występuje w nich uwęglona sieczka roślinna oraz nieoznaczalne małże. W próbce pobranej z głęb. 3285,0 m stwierdzono obecność zespołu miospor charakterystycznego dla warstw sulechowskich (Orłowska-Zwolińska, w tym tomie). Osady te powstawały w środowisku równi zalewowej (Iwanow, 1998) lub estuariów (Szulc w Krzywiec, 2000).

Warstwy gipsowe dolne (260,0 m miąższości), rozpoczynające profil triasu górnego (Orłowska-Zwolińska, 1985; Gajewska, 1988b), są wykształcone jako iłowce, na ogół dolomityczne, ciemnoszare, miejscami z licznymi warstewkami, gniazdami i wpryskami anhydrytu, z przewarstwieniami margli dolomitycznych. Z makrofauny występują łuski i zęby ryb oraz esterie (muszloraczki). Osady te reprezentują środowisko hypersalinarnego laguny (Iwanow, 1998). W utworach z dolnej części omawianego odcinka profilu (głęb. 3226,0–3231,4 m) Orłowska-Zwolińska (w tym tomie) oznaczyła zespół mikroflory, charakterystyczny dla najniższej części warstw gipsowych dolnych wraz z poziomem dolomitu granicznego (Gajewska, 1978).

W części górnej, na głęb. 3021,0 m, występuje zespół mikroflory charakterystyczny dla wyższej części warstw gipsowych dolnych (Orłowska-Zwolińska, w tym tomie).

Piaskowiec trzcinowy (83,0 m miąższości) jest wykształcony głównie jako osady ilasto-mułowcowe z dużą ilością uwęglonych szczątków roślinnych, powstałe w środowisku fluwialnym (Iwanow, 1998; Iwanow w Krzywiec, 2000). W próbce z głęb. 2949,0–2942,5 m stwierdzono występowanie charakterystycznego dla tego ogniwa zespołu mikroflory (Orłowska-Zwolińska, w tym tomie).

Warstwy gipsowe górne (336,0 m miąższości) są przykryte niezgodnie przez utwory noryku. Budują je iłowce dolomityczne i margliste pstre, czerwone i fioletowe, miejscami szare z nielicznymi gniazdami, wpryskami i żyłkami anhydrytu oraz rozproszonymi drobnymi gruzłami anhydrytu, reprezentujące środowisko laguny o podwyższonym zasoleniu oraz częściowo równi zalewowej (Iwanow, 1998). Podrzednie w iłowcach występują mułowce wapieniste i dolomityczne z piaskowcami, dolomity, margle dolomityczne oraz zlepieńce węglanowe.

Mimo dużej miąższości warstw gipsowych górnych w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 brak co najmniej najwyższych ogniw tych warstw, czyli poziomu szarych iłowców z anhydrytem stropowym (Gajewska, 1978). Można zatem wnioskować, że rejon omawianego otworu uległ pod koniec sedimentacji kajpru wyniesieniu i erozji.

Szulc (w Krzywiec, 2000) proponuje przesunięcie w profilu stropu warstw sulechowskich ku górze, do głęb. 3232,0 m. Iwanow (w Krzywiec, 2000) wydziela warstwy gipsowe dolne na głęb. 2946,0–3232,0 m, piaskowiec trzcinowy – 2828,0–2946,0 m, zaś warstwy gipsowe górne – 2401,0–2828,0 m.

Noryk. Osady noryku (dawny „retyk niższy”; Deczkowski, Franczyk, 1988), o miąższości 491,5 m, są zbudowane z przewarstwiających się piaskowców drobnoziarnistych i iłowców lub mułowców o barwach czerwonych i wiśniowo-brunatnych. Jedynie w stropie znajdują się osady o barwach szarych i szarozielonkawych. Nielicznie w iłowcach występują gruzły węglanowe typu caliche (Maliszewska, 1997), zaś w piaskowcach szczątki flory. W profilu stwierdzono również nieliczne poziomy zlepieńców zbudowanych z intraklastów mułowcowych i piaskowcowych. Osady te powstawały prawdopodobnie na równiach aluwialnych lub w wysłodzonych lagunach (Iwanow, 1998). Rejon otworu wiertniczego Piotrków Trybunalski IG 1 znajdował się w noryku w strefie o wzmożonej subsydencji, nazywanej depresją Piotrkowa Trybunalskiego, należącej do systemu struktur bardziej obniżanych w stosunku do obszarów sąsiednich, określanymi mianem bruzdy ślubicko-łódzkiej (Deczkowski, Franczyk, 1988). Tektoniczna aktywność obszaru prawdopodobnie była spowodowana przez ruchy soli cechsztyńskich (Deczkowski, 1997).

Iwanow (w Krzywiec, 2000) proponuje wydzielenie osadów noryku na głęb. 2070,0–2401,0 m, przesuwając w ten sposób spąg noryku aż o 171,0 m ku górze, zaś granicę triasu górnego/jura dolna o 10,5 m ku górze.

Teresa ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA, Anna BECKER

WYNIKI BADAŃ PALINOLOGICZNYCH

Do badań mikroflorystycznych wytypowano próbki pobrane na głęb. 2851,0–3688,0 m.

W wyniku przeprowadzonej analizy wyróżniono opisane poniżej zespoły mikroflory o znaczeniu stratygraficznym.

Na odcinku profilu z głęb. 2942,5–2949,0 m stwierdzono występowanie zespołu mikroflory złożonego z następujących gatunków miospor:

- *Aulisporites astigosus* (Leschik) Klaus
- *Apiculatasporites lativerrucosus* Leschik
- *Apiculatisporis parvispinosus* (Leschik) Schulz
- *Aratrisporites* sp.
- *Calamospora* sp.
- *Kraeuselisporites* sp.
- *Leschikisporis aduncus* (Leschik) Potonié
- *Nevesisporites limatulus* Playford
- *Verrucosisporites* sp.
- *Todisporites minor* Couper.

Przedstawiony zespół mikroflory reprezentuje osady piaskowca trzcinowego.

Na głęb. 3021,0 m stwierdzono odmiennie wykształcony zespół mikroflory. W jego skład wchodzi następujące gatunki:

- *Aratrisporites paraspinosus* Klaus
- *Aratrisporites coryliseminis* Klaus
- *Aratrisporites fimbriatus* (Klaus) Playford et Dettmann
- *Aratrisporites* sp.
- *Brachysaccus neomundanus* (Leschik) Klaus
- *Brachysaccus* sp.
- *Camerosporites secatus* Leschik
- *Conbaculatisporites longdonensis* Clarke
- *Falcisporites* sp.
- *Infernopollenites sulcatus* (Pautsch) Scheuring
- *Ovalipollis ovalis* Krutzsch – występujące masowo
- *Ovalipollis breviformis* Krutzsch
- *Ovalipollis minimus* Scheuring
- *Praecirculina granifer* (Leschik) Klaus
- *Triadispورا keuperiana* Orłowska-Zwolińska
- *Triadispورا verrucata* (Schulz) Scheuring – liczne
- *Triadispورا plicata* Klaus
- *Triadispورا falcata* Klaus
- *Triadispورا* sp.

Na podstawie ogólnego składu gatunkowego przedstawiono zespołu, a szczególnie występowania w danej próbce miospory wskaźnikowej *Camerosporites secatus* Leschik i liczne udziały procentowe gatunków z rodzajów *Triadispورا* i *Ovalipollis* można przyjąć, że osady z badanego odcinka profilu reprezentują wyższą część warstw gipsowych dolnych.

W próbkach z głęb. 3226,0–3231,4 m wyróżniono podobnie wykształcony zespół mikroflory, obejmujący gatunki:

- *Aratrisporites* sp.
- *Conbaculatisporites longdonensis* Clarke – liczne
- *Duplicisporites granulatus* Leschik
- *Eucommiidites microgranulatus* Scheuring – liczne
- *Echinisporites iliacooides* Krutzsch et Schulz – liczne
- *Ellipsovelatisporites plicatus* Klaus
- *Falcisporites* sp.
- *Infernopollenites sulcatus* (Pautsch) Scheuring
- *Klausipollenites* sp.
- *Ovalipollis ovalis* Krutzsch
- *Ovalipollis minimus* Scheuring
- *Minutosaccus potoniei* Mädler – pojedyncze
- *Minutosaccus gracilis* (Scheuring) Orłowska-Zwolińska – pojedyncze
- *Porillinites venus* Scheuring
- *Platysaccus* sp.
- *Triadispورا* sp.
- *Striatoabietites autugii* Scheuring.

Przedstawiony zespół stwarza podstawę palinologiczną do uznania osadów z badanego interwału za odpowiednik doloMITU granicznego, być może także wraz z najniższą częścią warstw gipsowych dolnych.

W próbkach z głęb. 3285,0 m opisano miospory:

- *Aratrisporites scabratus* Klaus – występujące masowo
- *Aratrisporites coryliseminis* Klaus – liczne
- *Aratrisporites fimbriatus* (Klaus) Playford et Dettmann
- *Calamospora tener* de Jersey
- *Leschikisporis aduncus* (Leschik) Potonié
- *Conbaculatisporites mesozoicus* Klaus
- *Minutosaccus gracilis* (Scheuring) Orłowska-Zwolińska
- *Retusotriletes mesozoicus* Klaus
- *Todisporites* sp.
- *Succinetisporites grandior* Leschik *sensu* Mädler.

Opisany zespół miospor pozwala przypisać badane osady do kajpru dolnego.

W osadach z głęb. 3350,5–3352,0 m stwierdzono występowanie tylko nielicznych okazów mikroplanktonicznych z grupy Acritarcha. Są to okazy z rodzajów *Veryhachium* i *Micrhystridium*. Obecność mikroplanktonu, a szczególnie *Veryhachium*, sugeruje, że osady wymienionych próbek reprezentują wapień muszlowy.

W najniższej części profilu, na głęb. 3353,0–3688,0 m znaleziono jedynie pojedyncze okazy ziaren pyłku *Microcachrydites fastidiosus* (Jansonius) Klaus. Gatunek ten występuje od retu do kajpru dolnego, ale najczęściej jest znajdowany w osadach wapienia muszlowego dolnego i środkowego.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Otwór wiertniczy Piotrków Trybunalski IG 1 został usytuowany na wschodnim skrzydle antykliny Bełchatowa. W jurze środkowej rejon ten znajdował się już poza zasięgiem maksymalnej subsydencji (bruzda kujawska). Jednocześnie był to obszar aktywności poduszki solnej w podłożu. Utwory jury środkowej występują tu bezpośrednio na osadach triasu (noryku). Luka stratygraficzna, obejmująca utwory najwyższego triasu (retyku), jury dolnej i starszej jury środkowej, jest wynikiem wznoszenia się poduszki solnej w tym okresie. Podobnie zredukowany profil geologiczny zaobserwowano w pobliskich otworach wiertniczych (Bełchatów 4 i 6, Radziątków 6, Siomki 2), odwierconych w obrębie występowania tej samej struktury solnej (Mrozek, 1975).

W omawianym otworze wiertniczym profil utworów jury środkowej rozpoczyna się na głęb. 2080,5 m. Całkowita miąższość tych osadów, reprezentujących przedział czasowy od późnego bajosu po kelowej, wynosi 82,0 m. Niższy odcinek profilu (bajos górny, baton dolny i środkowy) został przewiercony bezrdzeniowo, natomiast z utworów batonu górnego i kelowej został pobrany pełny rdzeń.

Bajos. Sedymentacja utworów jury środkowej rozpoczęła się prawdopodobnie w późnym bajosie osadzeniem utworów iłowcowo-mułowcowych poziomu *parkinsoni*. Ich wiek został oszacowany jedynie na podstawie korelacji z profilami pobliskich otworów niecki uniejowskiej (Dayczak-Calikowska, 1977) oraz południowej części wału kujawskiego (Znosko, 1957; Ryll, 1970, 1971; Styk, 1973). Z próbek okruchowych z tego odcinka oznaczono jedynie długowieczną otwornicę *Lenticulina muensteri* (Roemer), natomiast w otworze Bełchatów 4, bezpośrednio nad utworami retyku, stwierdzono obecność zespołu mikrofauny bajosu górnego (Mrozek, 1975).

Miąższość serii iłowcowo-mułowcowej (głęb. 2069,5–2080,5 m) wynosi 11,0 m, co jest wartością mniejszą niż w okolicznych otworach wiertniczych: Gidle 5 (24,0 m), Gomunice 7 (45,0 m) i Gomunice 8 (29,0 m). Jest to prawdopodobnie wynik późniejszego wkroczenia morza na dotychczas podniesiony obszar.

Najmłodsze osady bajosu są wykształcone jako piaskowce, miejscami mułowcowe, z podrzędnymi wkładkami mułowców. Miąższość serii piaskowcowej wynosi 14,5 m, co jest wartością zdecydowanie mniejszą niż obserwowane na obszarze kujawskim, w osiowej strefie basenu sedymentacyjnego.

Według stosowanego do niedawna polskiego podziału stratygraficznego, opartego na badaniach Znoski (1957), utwory te reprezentują poziom *schloenbachi* kujawu środkowego. Wprowadzone w ostatnich latach dostosowanie polskiego podziału stratygraficznego jury środkowej do podziału europejskiego powoduje konieczność rezygnacji z terminu „kujaw”, jako jednostki chronostratygraficznej (Kopik, 1998).

W obecnym światowym podziale stratygraficznym nie występuje również poziom *schloenbachi*. Według Kopika (*op. cit.*) odpowiada mu poziom *bomfordi*, najstarszy poziom batonu. Badania biostratygraficzne przeprowadzone na podstawie obecności cyst Dinoflagellata w kilku otworach wiertniczych na obszarze kujawskim wskazują, że część poziomu *schloenbachi* wiekowo reprezentuje jeszcze bajos (Barski, 2000; Feldman-Olszewska, 2005).

Granica pomiędzy bajosem i batonem została postawiona na głęb. 2055,0 m, w stropie kompleksu piaskowcowego. Jest jednak możliwe, że najwyższa część utworów piaskowcowych reprezentuje już baton.

Baton dolny. Najstarsze osady batonu są wykształcone w postaci kompleksu iłowcowo-mułowcowego o miąższości 19,5 m. Dolną część tych utworów, reprezentowaną przez osady iłowcowe z poziomami sydereytowymi i muszłowcami sydereytowymi, tradycyjnie wydzielano jako kujaw górny. Obecnie utwory te należy włączyć do batonu dolnego (Kopik, 1998), razem z pozostałą, górną częścią omawianego kompleksu iłowcowego. Kompleks ten datuje mikrofauna otwornicowa stwierdzona w otworach wiertniczych Bełchatów 4 oraz Tuszyń 2 (Mrozek, 1975). W otworze Piotrków Trybunalski IG 1 z próbek okruchowych oznaczono długowieczną otwornicę *Lenticulina muensteri* (Roemer). Ogólna miąższość całego kompleksu iłowcowego w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 jest zgodna z miąższościami tego kompleksu na całym obszarze niecki uniejowskiej (Dayczak-Calikowska, 1977).

Baton środkowy. Profil nadległych osadów batonu środkowego rozpoczynają utwory piaskowcowe o miąższości 3,0 m, które ku górze przechodzą w 9,5-metrowy kompleks ilasto-mułowcowy. Granicę pomiędzy batonem dolnym i środkowym postawiono na podstawie korelacji z rejonami Tuszyńna i Bełchatowa, gdzie wyznacza ją spąg kilkumetrowej wkładki mułowcowo-piaskowcowej (Mrozek, 1975). Na tych piaskowcach leżą łupki ilaste, z których w otworze Tuszyń 2 oznaczono faunę amonitową *Oxycerites* sp., *Choffatia* sp., *Siemiradzka* sp. oraz mikrofaunę otwornicową wieku batonńskiego. W otworze Piotrków Trybunalski IG 1 z próbek okruchowych opisano otwornicę *Epistomina nuda* Terquem oraz *Lenticulina muensteri* (Roemer).

Miąższość utworów środkowego batonu w omawianym otworze wiertniczym wynosi 12,5 m. Jest to wartość mniejsza, niż obserwowana na obszarze bełchatowskim i w rejonie Tuszyńna (Siomki 2 – 20,0 m, Bełchatów 9 – 27,5 m, Bełchatów 8 – 32,0 m, Tuszyń 9 – 33,5 m, Tuszyń 2 – 20,0 m, Buków 1 – 23,0 m, Buków 2 – 16,0 m). Prawdopodobnie wynika to z nieznacznego ruchu wznoszącego poduszki solnej w podłożu, w stosunku do obszarów otaczających.

Baton górny i kelowej. Utwory batonu górnego oraz kelowej zostały w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 w pełni przerzeniowane. W dolnym odcinku są to dolomity mułowcowe o miąższości 2,4 m. Ku górze kolejno przechodzą w 3,0 m kompleks dolomitów piaszczystych, następnie w mułowce dolomitowe z muszłowcami i w spągu w piaskowce wapniste z oolitami żelazistymi. W serii mułowcowej, na głęb. 2020,3 m, oznaczono amonita *Oppelia* sp. Wyżej pojawia się 14,7 m seria dolomitów piaszczystych. W górnej połowie tej serii występują liczne przerosty zwietrzałych krzemieni. W stropie pojawia się 0,1 m warstwa piaskowca dolomitycznego, a następnie 0,1 m warstwa bulasta, z której nie opisano jednak żadnej fauny.

Dolna granica batonu górnego została wyznaczona na podstawie korelacji z obszarem południowej części niecki uniejowskiej na głęb. 2023,0 m, w spągu pierwszej warstwy dolomitowej. Podobny profil zaobserwowano w otworze

Bełchatów 8, w którym w spągu batonu górnego stwierdzono obecność 0,5 m wkładki piaskowcowej. Występuje ona tuż poniżej utworów mułowcowych, z których oznaczono amonita *Oecotraustes (Paroecotraustes) formosus* Arkel (Mrozek, 1975).

Utwory batonu górnego i kelowej dolnego w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 nie zostały rozdzielone ze względu na brak podstaw biostratygraficznych. Według Mrozka (1975) na obszarze południowej części niecki uniejowskiej utwory batonu górnego są wykształcone w postaci grubego kompleksu piaskowców o spoiwie wapnistym lub dolomitycznym, z wkładkami mułowców oraz przerostami krzemieni. Kelowej tworzą natomiast piaskowce wapniste i dolomityczne. Jednak i na tym obszarze nie mają one żadnej dokumentacji paleontologicznej.

Łączna miąższość utworów batonu górnego i kelowej wynosi 24,5 m.

Jadwiga DEMBOWSKA

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ

W otworze wiertniczym Piotrków Trybunalski IG 1, usytuowanym na wschodnim skrzydle mezozoicznej struktury Bełchatowa, profil jury górnej obejmuje osady oksfordu, kimerydu i tytonu dolnego, przykrytego piaszczystymi osadami barremu–albu środkowego. Brakuje więc tytonu górnego i całego neokomu.

Makrofaunę z utworów oksfordu opracowała L. Malinowska, a mikrofaunę z całego profilu jury górnourajskiego – W. Bielecka.

Oksford

Grupa wapienna A. Utwory oksfordu są wykształcone w facji wapiennej. Dolna granica oksfordu przebiega między warstwą bulastą kelowej górnego a wapieniami gruzłowymi ze skupieniami glaukonitu i chlorytu oraz fragmentami amonitów z rodzaju *Quenstedtoceras* sp. Wyżej leży wapień organodetrytyczny z krzemieniami, śladami rozmyć, skupieniami glaukonitu, szczątkami amonitów *Peltoceratoides* sp., belemnitów *Hibolites* sp., ramienionogów *Terebratula* sp., małży *Astarte* sp. i członami łodyg liliowców.

Z opisanych warstw najniższego oksfordu uzyskano zaledwie 4,0 m rdzenia. Zespół fauny z tych utworów charakteryzuje oksford dolny. Na nich leży gruby (o miąższości 566,0 m) kompleks różnorodnych wapieni. W dolnej części są to głównie wapień organodetrytyczne, szare, z krzemieniami i ciemnymi onkolitami. Z tej części profilu wydobyto dwa marsze rdzeniowe, uzyskując łącznie 8,7 m rdzenia. W górnej, prawie nierdzeniowanej części profilu, występują początkowo wapień zwięzłe, szare, miejscami porowate, wyżej wapień kredowate jasnokremowe, być może nieco margliste, ze szczątkami małży, a następnie podobne wapień z domieszką oolitów. Z wapieni kredowatych uzyskano 0,8 m rdzenia.

Kimeryd

Kimeryd dolny – formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa (V). Utwory kimerydu dolnego są wykształcone jako wapień margliste i margle, wyraźnie odcinające się od wapieni oksfordu w obrazie profilowania geofizycznego. Na tej podstawie przyjęto granicę między oksfordem a kimerydem na głęb. 1406,0 m. W odcinku rdzeniowanym, na głęb. 1243,0–1255,0 m, stwierdzono obecność licznych członów łodyg liliowców, małży (*Pecten* sp., *Gervillia* sp.), koleców jeżowców oraz mikrofauny charakterystycznej dla kimerydu. Ten typ wykształcenia występuje na znacznym obszarze – od monokliny przedsudeckiej po wał kujawski i zachodnią część niecki warszawskiej. Miąższość utworów kimerydu dolnego wynosi 182,0 m.

Kimeryd górny – formacja pałucka, pars. Wapienno-margliste utwory kimerydu dolnego przykrywają łupki margliste i margle z podrzędnymi wkładkami wapienia marglistego. W odcinku rdzeniowanym, na głęb. 1195,0–1203,0 m, stwierdzono liczną faunę dobrze dokumentującą wiek tych utworów. Występują tu liczne amonity przewodnie: *Aulacostephanus* cf. *eudoxus* (d'Orbigny), *A. pseudomutabilis pseudomutabilis* (Loriol), *A. volgensis* (Vischniakoff), *A. (Aulacostephanoceras)* aff. *kirghiseusis* (d'Orbigny), *Virgataxioceras* cf. *fallax* (Ilovayski et Florencki). Poza tym wśród licznych szczątków małży dominuje *Ostrea* sp. Mikrofauna, oprócz gatunków o szerszym zasięgu stratygraficznym, zawiera gatunki charakteryzujące kimeryd górny.

Ku górze, w osadach zaliczonych jeszcze do kimerydu górnego, zanika udział łupków, a w próbkach okrucowych dominują wapień margliste i margle. Według pomiarów geofizyki wiertniczej granicę z tytonem dolnym przyjęto na głęb. 1176,5 m. Miąższość kimerydu górnego wynosi 47,5 m.

Tyton

Tyton dolny ? – formacja pałucka, pars. Około 10,0 m odcinek nierdeniowany, zawierający w próbkach okrucowych mułowce margliste, zaliczono na podstawie wyników

Olga STYK

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Z 58 próbek z otworu wiertniczego Piotrków Trybunalski IG 1 przebadanych pod względem mikropaleontologicznym tylko 14 pobrano z rdzeniowanych partii osadów, natomiast pozostałe to próbki okrucowe. Znaną w próbkach mikrofaunę oznaczyła W. Bielecka.

W próbce okrucowej z głęb. 2080,0–2085,0 m nie stwierdzono mikrofauny, natomiast w próbce okrucowej z głęb. 2070,0–2075,0 m znaleziono pojedynczy okaz *Lenticulina muensteri* (Roemer), gatunek znany z całego profilu jury.

Próbki pobrane na głęb. 2050,0–2060,0 m pochodzą z osadów jury środkowej, bez jej dokładniejszego rozpozniowania. Znalaziono tu *Lenticulina mamillaris* (Terquem), *L. helios* (Terquem) i *Epistomina nuda* Terquem oraz małżoraczki *Glyptocythere tuberosa angularis* Błaszyk i *Cytherella limpida* Błaszyk. Są to gatunki otwornic i małżoraczek nienotowane w utworach jury górnej (Bielecka i in., 1980; Błaszyk, 1967).

W próbkach z głęb. 1470,0–2023,5 m mikrofauny nie zanotowano, jedynie w próbce z głęb. 1520,0 m znaleziono pojedynczy, ale zachowany okaz *Cytherelleidea* sp., niedokumentujący wieku badanej próbki. Wyżej, na głęb. 1450,0 m,

badań geofizycznych do tytonu dolnego. W omawianym profilu na mułowcach bezpośrednio leżą piaszczyste utwory najmłodszej kredy dolnej, reprezentowane przez ogniwo kruszwickie uznawane za niższy alb.

stwierdzono występowanie *Anomalina problematica* Bogdanovich et Makarjeva – gatunku charakteryzującego osady niższej części oksfordu górnego (Bielecka, 1980). W próbce tej stwierdzono również dość liczne radiolarie. Wiek próbek osadów z głęb. 1265,0–1450,0 m nie da się określić ze względu na brak w nich otwornic i małżoraczek. W próbce pobranej z rdzenia na głęb. 1254,5 m występuje *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova), gatunek o zasięgu górny kimeryd–tyton oraz *Lenticulina sublenticularis* (Schwager), charakteryzujący osady kimerydu. Osady kimerydu kontynuują się prawdopodobnie do gł. 1180,0 m, bowiem w próbce z głęb. 1170,0 m obok gatunków znanych z osadów kimerydu i tytonu, takich jak *Lenticulina infravolgaensis* (Furssenko et Polenova) i *Vaginulinopsis embaensis* (Furssenko et Polenova), występują *Saracenaria pravoslavlevi* (Furssenko et Polenova), *Lenticulina dogieli* Furssenko i *Planularia polienovae* Kusnetzova oraz małżoraczki *Cytherella nota* Lubimova, *Monoceratina aliena* Lubimova i *Galliaecytheridea subhexangulata* (Sharapova), charakteryzujące osady tytonu (Lubimova, 1957).

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI, Sylwester MAREK

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH UTWORÓW KREDY DOLNEJ

W otworze Piotrków Trybunalski IG 1 utwory kredy dolnej nawiercono na głęb. 1104,0–1165,5 m. Są one reprezentowane przez kompleks osadów albu górnego o miąższości 11,5 m oraz litologiczną formację mogileńską o miąższości 50,0 m, której przypisuje się wiek barrem–środkowy alb. Przypuszcza się, że może występować tu tylko najmłodsze ogniwo formacji mogileńskiej – ogniwo kruszwickie, odnoszone do albu dolnego i środkowego (Raczyńska, 1979; Marek, Raczyńska, 1979).

Osady piaszczyste ogniwa kruszwickiego w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 spoczywają niezgodnie na mułowcach marglistych niższego tytonu (wołgu). Są one wykształcone jako piaszczowce różnoziarniste, niekiedy zwirowate. W innych otworach wiertniczych niecki łódzkiej w skałach tego ogniwa często obserwowano warstwowania przekątne. Liczny jest glaukonit i detrytus zwęglonych i spirytyzowanych szczątków roślinnych (Marek, 1977).

W otworze Piotrków Trybunalski IG 1 z odcinka profilu reprezentującego środkową część ogniwa kruszwickiego uzyskano jedynie 3,0 m rdzenia. Występują tu bezwapienne, ciemnoszare piaszczowce, w dolnej części bardzo drobnoziarniste i mułowcowe, ze sporadycznym żwirkiem kwarcowym, muskowitem i glaukonitem oraz smugowaniem ilastym.

Osady ogniwa kruszwickiego reprezentują system depozycyjny płytkiego szelfu silikoklastycznego. Były deponowane w płytkim zbiorniku morskim, ale o charakterze ekspansywnym i normalnym zasoleniu. Morze to było połączone z Atlantykiem i zapewne z Tetydą (Marek, 1988; Marek, Pajchłowa, 1997).

Utwory albu górnego powstały w pogłębiającym się zbiorniku morskim z przejściem od płytkiego szelfu z sedymentacją piaszczowców o spoiwie marglistym, poprzez stadium pogłębienia zbiornika (powstanie horyzontu fosforyto-

wego, związanego z krótkotrwałym spłyconiem poprzedzonym fosfatacją osadu przy zahamowanej sedymentacji, pogłębieniu zbiornika i oddaleniu obszaru źródłowego materiału klastycznego – Marcinowski i in., 1996) do szelfu głębszego z rozwijającym się systemem depozycyjnym szelfu

węglanowo-krzemionkowego. System ten w omawianym profilu jest reprezentowany przez gezy, w dolnej części ilasto-piaszczyste, które stanowią większą część albu górnego (w nawiązaniu do otworu Bełchatów 8, gdzie alb górny był w pełni rdzeniowany).

Maria JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA, Krzysztof LESZCZYŃSKI

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH UTWORÓW KREDY GÓRNEJ

W otworze Piotrków Trybunalski IG 1 odcinek profilu obejmujący kredę górną nie był rdzeniowany. Profil litologiczny i stratygrafię opracowała M. Jaskowiak-Schoeneichowa na podstawie próbek okruchowych i interpretacji wyników pomiarów geofizyki wiertniczej w korelacji z częściowo rdzeniowanym profilem otworu Bełchatów 8 (tab. 2). W związku z tym granice stratygraficzne w kredzie górnej są wyznaczone z pewnym przybliżeniem, ze względu na brak pełnych danych paleontologicznych.

W celu odróżnienia skał krzemionkowych od wapiennych okruchy skał trawiono w 10% kwasie solnym oraz zbadano zawartość CaCO₃ w polowym laboratorium „Geoservis” (tab. 3). Próbki okruchowe poddano analizie mikrofaunistycznej. Opracowana przez E. Gawor-Biedową mikrofauna zasygnalizowała obecność pięter od cenomanu po kampan, jednak bez możliwości przeprowadzenia na tej podstawie granic między nimi.

Profile otworów Piotrków Trybunalski IG 1 i Bełchatów 8 wykazują duże podobieństwa litologiczne, przy równoczesnej znacznej różnicy miąższości tych samych pięter (tab. 2). W otworze Piotrków Trybunalski IG 1, położonym na skrzydle antykliny Bełchatowa, miąższości poszczególnych pięter i kompleksów litologicznych są znacznie większe niż w otworze Bełchatów 8, usytuowanym w kulminacyjnej partii antykliny, gdzie profil kredy górnej charakteryzuje się dużą syndymentacyjną redukcją miąższości osadów.

Cenoman jest wykształcony typowo dla znacznej części zbiornika niżowego (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981; Krasowska, 1997). Dominują tu wapienie zwięzłe, podrzędnie wapienie margliste i margle systemu depozycyjnego węglanów otwartego zbiornika morskiego, związanego z eustatycznym podniesieniem się poziomu morza na początku późnej kredy, co spowodowało pogłębienie i poszerzenie zbiornika (Krasowska, 1997). Obecność tego piętra dokumentuje charakterystyczny zespół otwornic (por. rozdz.: Stratygrafia osadów górnokredowych na podstawie otwornic, Gawor-Biedowa, w tym tomie). W otworze Bełchatów 8 poza mikrofauną występują też w tych osadach przewodnie inoceramidy: *Inoceramus etheridgei* Woods i *I. crippi* Mantell. Miąższość utworów cenomanu wynosi 83,5 m.

Turon. Osady tego piętra (łącznie z poziomem *Inoceramus schloenbachi*) wykazują trójdzielność litologiczną.

Część dolną (głęb. 911,5–1020,5 m), o miąższości 109,0 m, tworzą głównie margle z cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych. W dolnej części tego kompleksu występuje

charakterystyczna dla turonu 2,5 m warstwa iłowców, która może być odpowiednikiem globalnego zdarzenia anoksyzyjnego rejestrowanego w wielu profilach świata (Jenkyns, 1980). Zestaw mikrofauny tego odcinka profilu wskazuje na tzw. turon alfa.

Część środkowa (głęb. 853,5–911,5 m), o miąższości 58,0 m, składa się z wapieni zwięzłych o wysokiej zawartości CaCO₃, podrzędnie z cienkimi przewarstwieniami margli. Skład mikrofauny wskazuje na tzw. turon beta.

W części górnej turonu (głęb. 723,5–853,5 m), o miąższości 130,0 m, następuje zmiana litofacji z wapiennej na opokową i przejście od systemu depozycyjnego węglanów otwartego zbiornika do systemu węglanowo-krzemionkowego, rozwijającego się w warunkach zwiększonej zawartości krzemionki w środowisku morskim (zwiększona dostawa krzemionki z łądów, rozwój gąbek).

Całkowita miąższość utworów turonu wynosi 297,0 m.

Tabela 2

Miąższość utworów kredy (w m) w otworach wiertniczych Piotrków Trybunalski IG 1 i Bełchatów 8

Thickness (in metres) of the Cretaceous deposits in the Piotrków Trybunalski IG 1 and Bełchatów 8 boreholes

Stratygrafia	Miąższość [m]	
	Piotrków Trybunalski IG 1	Bełchatów 8
Kampan dolny	118,5	13,0
Santon	424,0	373,0
Koniak ¹	140,5	54,0
Turon ²	297,0	207,0
Cenoman	83,0	57,0
Alb górny	11,5	12,0
Alb środkowy-dolny (fm. mogileńska, og. kruszwickie)	50,0	29,0
Ogółem	1024,5	748,0

¹ poziom *Inoceramus involutus*, ² z poziomem *Inoceramus schloenbachi*

¹ *Inoceramus involutus* Zone; ² including *Inoceramus schloenbachi* Zone

Tabela 3

Zestawienie analiz chemicznych próbek okrucowych z utworów kredy górnej (z albem górnym)

Results of chemical analyses of Upper Cretaceous (including Upper Albian) drill cutting samples

Lp.	Stratygrafia	Głębokość [m]	Zawartość CaCO ₃ [%]	Lp.	Stratygrafia	Głębokość [m]	Zawartość CaCO ₃ [%]
2	1	3	4	1	2	3	4
1	kampan	60,0	49,0	33	santon	225,0	70,0
2		65,0	47,0	34		230,0	72,0
3		70,0	64,0	35		235,0	63,0
4		75,0	69,0	36		240,0	59,5
5		85,0	70,0	37		245,0	57,0
6		90,0	62,5	38		250,0	54,0
7		95,0	61,0	39		255,0	68,5
8		100,0	38,0	40		260,0	67,0
9		105,0	49,5	41		265,0	61,0
10		110,0	44,5	42		270,0	60,0
11		115,0	49,5	43		275,0	63,0
12		120,0	59,0	44		280,0	66,0
13		125,0	58,0	45		285,0	60,0
14		130,0	64,5	46		290,0	53,5
15		135,0	63,0	47		295,0	56,0
16		140,0	73,0	48		300,0	64,0
17		145,0	65,0	49		305,0	70,5
18		150,0	75,0	50		310,0	60,0
19		155,0	60,0	51		315,0	58,0
20	santon	160,0	50,0	52		320,0	50,5
21		165,0	53,0	53		325,0	55,0
22		170,0	65,0	54		330,0	54,5
23		175,0	63,0	55		335,0	54,0
24		180,0	65,0	56		340,0	56,0
25		185,0	67,0	57		345,0	51,0
26		190,0	71,0	58		350,0	56,0
27		195,0	64,0	59		355,0	62,5
28		200,0	67,5	60		360,0	63,0
29		205,0	58,5	61		365,0	59,0
30		210,0	70,0	62		370,0	59,0
31		215,0	63,0	63		375,0	59,0
32		220,0	72,0	64		380,0	67,0

Tabela 3 cd.

1	2	3	4
65	santon	385,0	54,5
66		390,0	56,0
67		395,0	55,0
68		400,0	62,0
69		405,0	58,0
70		410,0	62,5
71		415,0	60,0
72		420,0	59,0
73		425,0	56,0
74		430,0	56,5
75		435,0	54,0
76		440,0	63,0
77		445,0	48,5
78		450,0	55,0
79		455,0	54,5
80		460,0	55,0
81		465,0	60,0
82		470,0	52,5
83		475,0	55,0
84		480,0	56,5
85		485,0	53,5
86		490,0	48,0
87		495,0	58,0
88		500,0	58,0
89		505,0	52,0
90		510,0	46,0
91		515,0	48,5
92		520,0	34,5
93		525,0	42,0
94		530,0	52,0
95		535,0	32,0
96		540,0	52,0
97	545,0	41,0	
98	550,0	48,5	
99	555,0	52,0	
100	560,0	47,0	
101	565,0	41,0	

1	2	3	4
102	santon	570,0	41,0
103		575,0	42,5
104		580,0	41,5
105	koniak	585,0	41,0
106		590,0	46,0
107		595,0	43,5
108		600,0	45,0
109		605,0	55,5
110		610,0	58,0
111		615,0	42,0
112		620,0	48,0
113		625,0	49,0
114		630,0	44,5
115		635,0	44,5
116		640,0	43,0
117		645,0	42,5
118		650,0	48,0
119		655,0	44,0
120		660,0	56,0
121		665,0	41,5
122		670,0	40,5
123		675,0	44,5
124		680,0	41,0
125		685,0	38,5
126		690,0	35,5
127		695,0	35,5
128		700,0	42,0
129	705,0	40,0	
130	710,0	41,5	
131	715,0	39,0	
132	720,0	37,0	
133	turon	725,0	37,5
134		730,0	36,0
135		735,0	37,5
136		740,0	47,0
137		745,0	40,0
138		750,0	34,5

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	1	2	3	4
139	turon	755,0	35,0	176	turon	940,0	67,0
140		760,0	54,5	177		945,0	58,0
141		765,0	40,5	178		950,0	55,0
142		770,0	45,5	179		955,0	70,0
143		775,0	51,0	180		960,0	61,0
144		780,0	58,5	181		965,0	63,0
145		785,0	37,0	182		970,0	69,5
146		790,0	46,5	183		975,0	70,0
147		795,0	43,5	184		980,0	70,0
148		800,0	45,0	185		985,0	72,0
149		805,0	42,5	186		990,0	68,5
150		810,0	41,0	187		995,0	66,0
151		815,0	48,0	188		1000,0	64,0
152		820,0	37,0	189		1005,0	60,5
153		825,0	37,0	190		1010,0	61,5
154		830,0	36,5	191		1015,0	54,5
155		835,0	35,5	192		1020,0	50,0
156		840,0	34,5	193		1025,0	60,5
157		845,0	41,5	194	1030,0	65,5	
158		850,0	36,5	195	1035,0	66,0	
159		855,0	52,0	196	1040,0	67,0	
160		860,0	46,5	197	1045,0	84,0	
161		865,0	54,0	198	1050,0	82,0	
162		870,0	58,0	199	1055,0	66,0	
163		875,0	42,0	200	1060,0	65,5	
164		880,0	46,0	201	1065,0	81,0	
165		885,0	57,0	202	1070,0	49,0	
166		890,0	62,0	203	1075,0	84,5	
167		895,0	100,0	204	1080,0	85,5	
168		900,0	81,0	205	1085,0	54,0	
169		905,0	84,0	206	1090,0	58,0	
170		910,0	91,0	207	1095,0	64,0	
171		915,0	97,0	208	1100,0	69,5	
172		920,0	82,0	209	1105,0	59,5	
173	925,0	74,0	210	1110,0	62,0		
174	930,0	86,0	211	1115,0	28,5		
175	935,0	71,0					

Koniak. Osady koniaku (poziom *Inoceramus involutus*) mają w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 miąższość 140,5 m. Jest to monotony, niskooporowy kompleks skał węglanowo-krzemionkowych – prawdopodobnie opok ilastych. Zespół otwornic stwierdzony w próbkach okrucowych ma szeroki zasięg stratygraficzny i nie precyzuje ściśle wieku skał.

Santon. Według interpretacji profilowania geofizyki wiertniczej osady santonu mają miąższość 424,0 m. Pod względem litologicznym santon jest bardziej urozmaicony niż koniak. W dolnej części profilu występują opoki margliste, podrzędnie opoki ilaste i margle, w wyższej części – opoki zwięzłe.

Kampan, prawdopodobnie tylko dolny, stanowi najwyższe piętro kredy górnej w otworze Piotrków Trybunalski IG 1.

Utwory kampanu są wykształcone głównie jako wapienie margliste; opoki pojawiają się tylko podrzędnie. Świadczy to o zmniejszeniu się zawartości krzemionki w środowisku zbiornika morskiego. Dolnokampański wiek tych utworów dokumentuje obecność zespołu mikrofauny otwornicowej. Zachowana od erozji pokredowej część utworów dolnokampańskich osiąga miąższość 118,5 m.

Osady wyższej części kampanu oraz mastrychtu, deponowane zapewne na tym obszarze, zostały usunięte wskutek erozji związanej z pokredową inwersją tektoniczną. W rezultacie, w osi antykliny Bełchatowa najmłodszymi osadami są utwory koniaku-santonu, natomiast w strefie synklinalnej rozciągającej się na wschód od otworu Piotrków Trybunalski IG 1 najprawdopodobniej występuje mastrycht.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

STRATYGRAFIA UTWORÓW KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC

Z osadów górnokredowych otworu wiertniczego Piotrków Trybunalski IG 1 zbadano 47 próbek okrucowych. W każdej z nich stwierdzono obecność wymieszanych ze sobą gatunków otwornic pochodzących z różnych pięter. Wynika to zapewne z pewnej niedokładności pobierania próbek i wymieszania materiału skalnego z różnych głębokości. W związku z tym oznaczenia mikrofauny otwornicowej wskazują jedynie, które piętra kredy górnej są obecne w omawianym profilu. Nie można natomiast wyznaczyć granic między piętrami, ani miąższości pięter.

Cenomański zespół otwornic stwierdzono w próbkach okrucowych z głęb. 1030,0–1125,0 m. W próbce z największej głębokości (1125,0 m) znaleziono *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) i *Arenobulimina advena* (Cushman). Obok nich odnotowano obecność *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny) i *Stensioeina praeexculpta* (Keller), znane dopiero z turonu górnego, oraz *S. pommerana* Brotzen, rozpoczynającą zasięg występowania w santonie górnym (Gawor-Biedowa i in., 1984). W próbce tej znajdują się też koprolity związane zwykle z osadami powstałymi w warunkach niesprzyjających rozwojowi otwornic. Bogatszy zespół otwornic cenomańskich, zanieczyszczony jednak otwornicami turonu dolnego, opisano w próbkach z głęb. 1120,0–1130,0 m. Na głęb. 1120,0 m znaleziono gatunek *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa, opisany pierwszy raz z albu górnego i cenomanu Niżu Polskiego (Gawor-Biedowa, 1972). Istnienie tego gatunku, podobnie jak innych nowych gatunków opisanych z niecek szczecińskiej, mogileńskiej, łódzkiej i z monokliny przedsudeckiej w 1972, potwierdził Revets (2001). Kolejnymi gatunkami opisanymi pierwszy raz z tego obszaru Polski, a znalezionymi w badanych próbkach, są *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa (1115,0 m) i *G. lodziensis* Gawor-Biedowa (1075,0; 1050,0 i 1030,0 m). Należy zaznaczyć, że pierwszy z nich zanika u schyłku cenomanu dolnego. Może to być dowodem na obecność w profilu osadów tego wieku. Na osady cenomanu górnego wskazuje występowanie gatunku *Rotali-*

pora cushmani (Morrow). We wszystkich wymienionych wyżej próbkach liczne są otwornice turonu dolnego.

W turonie ewolucja otwornic przebiegała w bardzo szybkim tempie. W turonie dolnym Niżu Polskiego przeważają otwornice planktoniczne. Pojawia się rodzaj *Dicarinella* z gatunkami przewodnimi: *D. imbricata* (Mornod) i *D. renzi* (Gandolfi), stwierdzonymi na głęb. 920,0–1025,0 m. Towarzyszą im *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) (głęb. 1000,0 m – w tej próbce niemal 100% stanowią otwornice planktoniczne). Na głęb. 970,0 m odnotowano obecność *Praeglobotruncana oraviensis* (Scheibnerova), gatunku przewodniego dla turonu dolnego. Innym gatunkiem bardzo charakterystycznym dla planktonicznego zespołu dolnoturońskiego jest *Praeglobotruncana gibba* Klaus. Gatunek ten powstał w cenomanie, a optimum rozwoju osiągnął we wczesnym turonie. Dolnoturońskim gatunkiem jest *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), towarzyszący gatunkom *D. renzi* (Gandolfi) i *Praeglobotruncana oraviensis* (Scheibnerova). W każdej z próbek uznanych za dolnoturońskie znajdują się otwornice, zwłaszcza planktoniczne, których rozwój rozpoczyna się dopiero w turonie górnym. Są to: *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi), *M. coronata* (Bolli) oraz bentoniczna *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny).

Zmianę zespołu otwornic i bardzo znaczne zmniejszenie ich liczebności obserwuje się w próbkach z głęb. 880,0; 840,0; 810,0 i 790,0 m. Stwierdzono w nich także nieliczne radiolarie. Wspólnym gatunkiem dla tych próbek jest *Gavelinella berthelini* (Keller), występująca wprawdzie również w turonie dolnym, ale ginąca z końcem turonu górnego. Na podstawie obecności tego gatunku w wymienionych próbkach i braku w nich otwornic dolnoturońskich można przyjąć, że pochodzą one z osadów turonu górnego. Wydaje się to potwierdzać *Stensioeina praeexculpta* (Keller), znaleziona na głęb. 840,0 m, znana z turonu górnego i koniaku. Trudno jednak jednoznacznie rozstrzygnąć, czy znajduje się ona *in situ*, podobnie zresztą jak gatunki *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny),

M. coronata (Bolli) i *M. angusticarinata* (Gandolfi). Niewątpliwym zanieczyszczeniem próbki z głęb. 790,0 m jest *Stensioeina exculpta* (Reuss), pojawiająca się dopiero w koniaku.

Próbki z głęb. 505,0–760,0 m zawierają nieliczne otwornice i radiolarie. Koniak jest wydzielany na podstawie zespołu otwornic, gdyż nie powstały w tym czasie gatunki o wąskich zasięgach występowania. Wydzielenie tego piętra na podstawie obecności otwornic z próbek okruchowych jest niemal niemożliwe, zwłaszcza przy małej frekwencji otwornic. Za pochodzącą z osadów koniaku można uznać próbkę z głęb. 640,0 m zawierającą *Stensioeina praeexculpta* (Keller) i *Stensioeina exculpta* (Reuss) oraz próbki z głęb. 620,0; 590,0 i 580,0 m, w których opisano *Stensioeina praeexculpta* (Keller). Oba gatunki *Stensioeina* w koniaku występowały jednocześnie. W próbkach z głęb. 550,0; 530,0 i 505,0 m stwierdzono obecność nielicznych, długowiecznych otwornic planktonicznych *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. linneiana* (d'Orbigny) oraz *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen).

Liczne zespoły otwornic występują dopiero w próbkach z głęb. 80,0–485,0 m. Pierwsze przewodnie dla santonu osobniki *Bolivinooides strigillata* (Chapman) stwierdzono w próbce z głęb. 485,0 m. Gatunkowi temu w próbkach z głęb. 455,0; 430,0; 410,0; 390,0; 360,0; 330,0; 305,0; 290,0; 260,0; 235,0 i 210,0 m towarzyszą otwornice planktoniczne: *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. bulloides* (Vögler), *M. marginata* (Reuss), *M. tricarinata* (Quereau), *Heterohelix striata* (Ehrenberg), *H. moremani* (Cushman) oraz otwornice bentoniczne: *Gavelinella stelligera* (Marie), *G. costulata* (Marie), *Cibici-*

doides eriksdalensis (Brotzen), *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny) i *Stensioeina exculpta* (Reuss). Na osady santonu dolnego wskazuje w tym zespole *Marginotruncana coronata* (Bolli), zanikająca u schyłku santonu dolnego.

O obecności santonu w omawianym profilu świadczą też gatunki rozpoczynające zasięgi występowania w górnym santonie, a towarzyszące *Bolivinooides strigillata* (Chapman). Należą do nich *Stensioeina clementiana* (d'Orbigny), *S. pommerana* Brotzen, *Rosita fornicata* (Plummer) i *Globotruncana arca* (Cushman). Razem z nimi spotyka się otwornice uwzględnione przy omawianiu utworów santonu dolnego, za wyjątkiem *Marginotruncana coronata* (Bolli).

Zespół otwornic wskazujący na kampański wiek osadów opisano w próbce z głęb. 65,0 m. Można przyjąć, że są to osady kampanu dolnego. Na kampan wskazuje występowanie obok siebie gatunków *Cibicidoides involutus* (Reuss) i *Stensioeina clementiana* (d'Orbigny), a na jego dolną część – *Gavelinella stelligera* (Marie). Pierwszy z wymienionych gatunków pojawia się z początkiem kampanu i ginie u schyłku mastrychtu, drugi występuje w górnym santonie i nie przekracza górnej granicy omawianego piętra. *Gavelinella stelligera* (Marie), znaleziona w próbce razem z wyznaczającymi kampan gatunkami, ma długi zasięg występowania – od turonu górnego do kampanu dolnego włącznie. Z gatunków o szerokim zasięgu występowania stwierdzono: *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana arca* (Cushman), *Heterohelix striata* (Ehrenberg), *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny) oraz *Stensioeina gracilis* Brotzen i *Gavelinella umbilicatus* (Mjatliuk), których nie znaleziono w niższej części profilu.

Maria JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA

CZWARTORZĘD

W otworze wiertniczym Piotrków Trybunalski IG 1 osady czwartorzędowe, o miąższości 40,5 m, przewiercono bezrdzeniowo. Na podstawie profilowań geofizyki wiertniczej i próbek okruchowych przypuszcza się, że w profilu przeważają

skały piaszczyste. Są to głównie piaski kwarcowe różnoziarniste, w stropie drobnoziarniste, ze żwirkami granitowymi i gnejsowymi. W dolnej części prawdopodobnie występuje przerost glin lodowcowych, o niesprecyzowanym wieku.