WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PETROLOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Utwory ordowiku w otworze wiertniczym Lębork IG 1 rozpoznano jedynie częściowo, ich strop według próbek rdzeniowych osiągnięto na głęb. 3273,0 m, a wiercenie zakończono na głęb. 3310,0 m w utworach darriwilu, nie przebijając całości profilu utworów ordowiku.

W profilu tym wyróżniono utwory standardowych globalnych pięter – darriwilu, sandbu, katu i hirnantu, które według klasycznego, stosowanego do tej pory, podziału brytyjskiego odpowiadają sekwencji od lanwirnu po aszgil górny. Profil obejmuje utwory trzech jednostek litostratygraficznych – formacji wapieni z Kopalina, formacji z Sasina i formacji margli i iłowców z Prabut (Modliński, Szymański, 1997). Utwory te przewiercono z ciągłym poborem próbek rdzeniowych. Głębokości występowania i miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych ordowiku, tam gdzie było to możliwe, wyznaczono na podstawie pomiarów geofizyki otworowej i próbek rdzeniowych. Wartości tych pomiarów wykazują kilkumetrowe przesunięcie względem siebie.

Pierwsze opracowanie stratygrafii ordowiku w otworze Lębork IG 1 wykonała E. Tomczykowa (1964), która na podstawie makrofauny, głównie trylobitów i graptolitów, stwierdziła obecność jedynie brytyjskich oddziałów – karadoku i aszgilu. Zidentyfikowana przez autorkę makrofauna pochodziła z wyższej części rozpoznanego odcinka profilu ordowiku, natomiast w osadach wapiennych, stanowiących niższą część profilu, nie napotkano przewodniej makrofauny umożliwiającej sprecyzowanie wieku osadów. Wyjaśnienie tego zagadnienia stało się możliwe dopiero po wykonaniu innych otworów wiertniczych w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, a zwłaszcza pełnordzeniowanego w obrębie ordowiku i dobrze udokumentowanego paleontologicznie otworu Żarnowiec IG 1 (Modliński, 1976). Po wykonaniu korelacji litostratygraficznej (Modliński, 1971) i geofizycznej (Modliński, Topulos, 1974) z profilem Żarnowiec IG 1 ustalono, że w niższej części otworu Lębork IG 1 występują również utwory odpowiadające brytyjskiemu oddziałowi – lanwirnowi.

Darriwil (lanwirn)

Do piętra darriwil zaliczono utwory występujące według próbek rdzeniowych na głęb. 3303,0–3310,0 m. Obejmuje ono utwory formacji wapieni z Kopalina i najniższą część utworów formacji z Sasina.

Formacja wapieni z Kopalina (głęb. 3304,0–3310,0 m wg próbek rdzeniowych) jest reprezentowana przez szare wapienie z detrytusem pancerzy trylobitów. Zidentyfikowano tu jedynie przedstawicieli rodzajów *Asaphus* i *Stygina* (pionowy zasięg stratygraficzny tych rodzajów jest dość szeroki, co uniemożliwia wyciągniecie dokładnych wniosków o wieku utworów). Stropowa powierzchnia wapieni omawianej formacji jest wyraźnie rozmyta i spirytyzowana, jest to regionalna nieciągłość sedymentacyjna rejestrowana w prawie wszystkich profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński, 1973).

Najniższa część formacji z Sasina (głęb. 3303,0–3304,0 m wg próbek rdzeniowych) to iłowce ciemnoszare z wkładkami wapieni oraz wyraźnymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych.

Sandb (niższy karadok)

Sandb obejmuje utwory środkowej części formacji z Sasina (głęb. 3294,3–3303,0 m wg próbek rdzeniowych). Są to iłowce ciemnoszare i czarne z nielicznymi wkładkami wapieni marglistych oraz licznymi wkładkami (do 0,50 m miąższości) bentonitów. Dokumentacja paleontologiczna tych osadów jest słaba, gdyż stwierdzono tu jedynie niezbyt liczne bezzawiasowe ramienionogi oraz bliżej nie-

oznaczalne szczątki graptolitów. Przynależność stratygraficzna tych osadów nie budzi jednak wątpliwości, ponieważ korelacja litostratygraficzna i geofizyczna z wzorcowymi profilami ordowiku zachodniej części obniżenia bałtyckiego jest bardzo dobra, a na szczególną uwagę zasługuje obecność wkładek bentonitów o kilkudziesięciocentymetrowej miąższości. Wkładki bentonitowe, o podobnej miąższości, są znane z innych profili tego regionu i występują w stałej pozycji stratygraficznej, odpowiadającej poziomowi graptolitowemu *Diplograptus molestus* i niższej części poziomu *Climacograptus wilsoni* (Modliński, 1973, 1978).

Kat (wyższy karadok–niższy aszgil)

Do tego piętra zaliczono wyższą część utworów formacji z Sasina i niższą cześć formacji margli i iłowców z Prabut. Są to utwory dobrze udokumentowane paleontologicznie.

Wyższa część formacji z Sasina (głęb. 3281,0–3294,3 m wg próbek rdzeniowych) jest reprezentowana przez iłowce czarne zawierające następujący zespół fauny graptolitów: *Dicranograptus clingani* Carruthers, *D. brevicaulis* Elles et Wood, *Orthograptus quadrimucronatus* (Hall), *Climacograptus bicornis* (Hall), *Lasiograptus harknessi* (Nicholson) i in. Zespół ten dobrze dokumentuje obecność poziomu graptolitowego *Dicranograptus clingani*. Osady odpowiadające poziomowi *Climacograptus styloideus* są silnie zredukowane i nie udało się ich wyodrębnić na podstawie makrofauny. Odpowiada im zapewne najwyższa część czarnych iłowców, charakteryzująca się wyraźnie podwyższonym natężeniem naturalnego promieniowania gamma (PG) w stosunku do obserwowanego w poziomie *Dicranograptus clingani* (Modliński, Topulos, 1974).

Niższa część formacji margli i iłowców z Prabut (głęb. 3276,4–3281,0 wg próbek rdzeniowych) jest wykształcona w postaci mułowców ilastych, miejscami piaszczystych ze żwirkami kwarcu oraz z wkładkami margli i wapieni mułowcowych. Wiek tych utworów dokumentuje przewodnia dla niższego aszgilu (wg podziału brytyjskiego) fauna trylobitów *Nankinolithus* cf. *granulata* (Wahlenberg).

Hirnant (wyższy aszgil)

Piętro to jest reprezentowane przez wyższą część formacji margli i iłowców z Prabut (głęb. 3273,0–3276,4 m wg próbek rdzeniowych). Są to ciemnoszare margle ilasto-mułowcowe przechodzące w górze w wapienie margliste. Z fauny zidentyfikowano tu: *Mucronaspis mucronata* (Brongniart), *Phillipsinella parabola* (Barrande), *Cyclopyge qudrangularis* Kielan, *Eostropheodonta* sp. Zespół ten jednoznacznie dokumentuje obecność piętra hirnant. Utwory ordowiku (hirnantu) i syluru (landoweru) bardzo dobrze można również rozgraniczyć na podstawie wykresów pomiarów geofizyki otworowej, ponieważ utwory formacji margli i iłowców z Prabut charakteryzują się znacznie niższym natężeniem naturalnego promieniowania gamma (PG) niż utwory syluru – formacji z Pasłęka (Modliński i in., 2006).

Uwagi paleogeograficzne

Profil ordowiku otworu wiertniczego Lębork IG 1 odznacza się niewielką miąższością i wyraźną przewagą osadów ilastych (łupków graptolitowych) nad węglanowymi. Jest to wykształcenie charakterystyczne dla konfacji skańskiej paleobasenu bałtyckiego (Jaanusson, 1976). Konfacja ta zajmowała brzeżny obszar platformy wschodnioeuropejskiej, który podlegał silnym ruchom obniżającym. Były to najbardziej wewnętrzne partie basenu bałtyckiego, do którego dostawa materiału osadowego, pochodzącego z dość odległych obszarów, była utrudniona.

Niewielka miąższość osadów ordowiku napotkanych w otworze Lębork IG 1 nie świadczy o tym, że profil był usytuowany w obrębie wyniesienia paleotektonicznego, lecz o tym, że znajdował się w obszarze, w którym subsydencja nie była kompensowana przez sedymentację. Zjawisko to można rejestrować w strefie biegnącej wzdłuż zachodniego brzegu platformy od rejonu Kościerzyny poprzez Bornholm i zachodnią Skanię.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA UTWORÓW ORDOWIKU GÓRNEGO ORAZ LANDOWERU I WENLOKU (SYLUR)

W otworze wiertniczym Lębork IG 1 utwory ordowiku górnego oraz landoweru i wenloku prawie w całości przerdzeniowano, w związku z czym możliwe było wykonanie ich analizy sedymentologicznej. Profil chronostratygraficzny przyjęto za T. Podhalańską (ten tom), zastosowano nowy podział litostratygraficzny ordowiku wg Modlińskiego i Szymańskiego (1997) oraz syluru wg Modlińskiego i in. (2006).

W tabeli 1 na tle podziału lito- i chronostratygraficznego zestawiono zaobserwowane cechy osadu: struktury sedymentacyjne, skamieniałości śladowe, faunę, konkrecje węglanowe i pirytowe oraz barwę, charakterystyczne dla poszczególnych interwałów głębokościowych rdzenia. W tabeli nie uwzględniono fauny syluru zestawionej przez H. Tomczyka (mat. arch., 1977) w dokumentacji geologicznej, gdyż nie podaje on precyzyjnych głębokości lecz całe przedziały jej występowania. Przy określaniu barwy zastosowano skalę wg Geological rock-color chart (2009).

Najstarszą analizowaną formacją była **formacja z Sasina** (ordowik, sandb + dolny kat), występująca wg rdzenia na głęb. 3281,0–3304,0 m (wg pomiarów geofizycznych – 3276,0–3302,5 m). Są to iłowce bezwapniste, masywne, o poziomej łupliwości, w dolnym odcinku barwy ciemnoszaroczarnej (N2), w górnym czarnej (N1). Nie stwierdzo-

no w nich obecności żadnych struktur sedymentacyjnych. Jedynie na głęb. 3293,97–3294,07 m zaobserwowano bioturbacje *Chondrites* isp. (fig. 4a). Tuż powyżej zbioturbowanego odcinka, na głęb. 3294,0 m, jest obecna również konkrecja pirytowa. Analizowane utwory należy wiązać ze środowiskiem bardzo spokojnej, pelagicznej sedymentacji z zawiesiny w obrębie głębokiego basenu morskiego. Prawie czarna barwa, duża zawartość węgla organicznego dochodząca do 3% TOC, a miejscami nawet do 3,5% TOC (zob. Janas, ten tom) oraz brak bioturbacji, wskazują na niedotlenione warunki depozycji. Wyjątkiem jest tu wspomniany poziom z *Chondrites* isp. dokumentujący krótkotrwały epizod nieznacznie lepszego natlenienia wód dennych. Organizmy tworzące te ślady uważane są za chemosymbiotyczne, dobrze przystosowane do warunków niskotlenowych (Pemberton i in., 1992).

Wyżej leżącą **formację margli i iłowców z Prabut** (ordowik, górny kat + hirnant) wydzielono wg rdzenia na głęb. 3273,0–3281,0 m. Tworzą ją iłowce bezwapniste, masywne, o barwie ciemnoszaroczarnej (N2). Nie zaobserwowano w niej żadnych struktur sedymentacyjnych. Jedyną widoczną różnicą w obrębie opisywanych iłowców jest barwa, która na głęb. 3278,4–3278,7 m zmienia się na czarną (N1), a w odcinku przystropowym (głęb. 3273,6–3276,0 m)

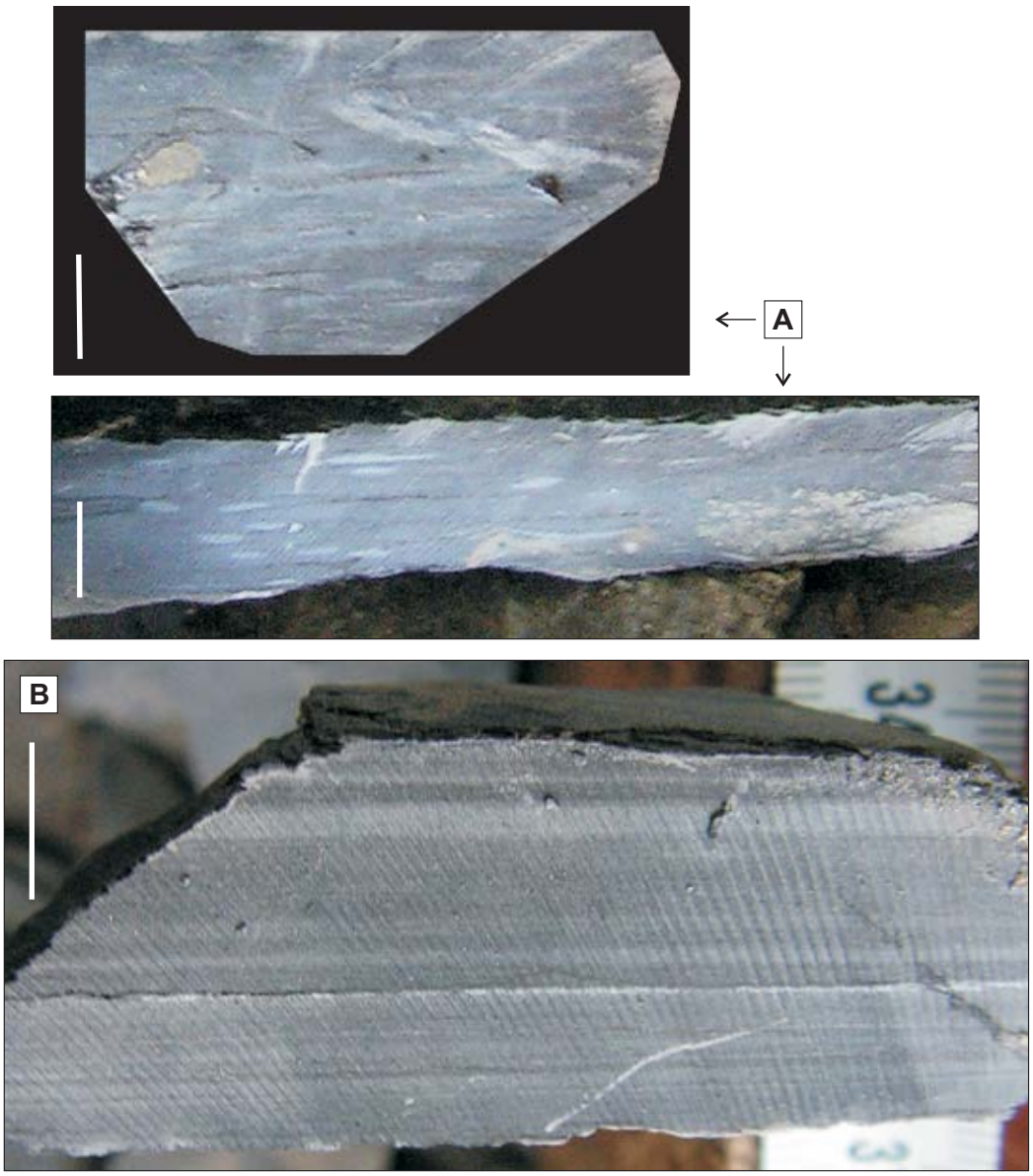


Fig. 4. A. Poziomy bioturbacji z *Planolites* isp. i *Chondrites* isp., głęb. 3293,97–3295,08 m, formacja z Sasina. **B.** Iłowiec z laminą pyłowca oraz warstewką iłowca pylastego o warstwowaniu gradacyjnym odwróconym, głęb. 3270,84–3271,86 m, formacja z Pasłęka. Skala 1 cm

A. Bioturbated levels with Planolites isp. and Chondrites isp., depth. 3293.97–3295.08 m, Sasino Formation. **B.** Claystone with silt lamina and intercalation of the silty claystone with reverse grading bedding, depth. 3270.84–3271.86 m, Pasłęk Formation. Scale 1 cm

Tabela 1

Profil sedymentologiczny utworów ordowiku górnego oraz landoweru, wenloku i dolnego ludlowu (sylur) w otworze wiertniczym Lębork IG 1

Sedymentological succesion of the Upper Ordovician and Llandovery, Wenlock and lower Ludlow (Silurian) deposits in the Lębork IG 1 borehole

Głębokość rdzeniowa Drillcore depth [m]		Chronostratygrafia Chronostratigraphy				Litostratygrafia wg Modlińskiego i Szymańskiego (1997) oraz Modlińskiego i in. (2006) Lithostratigraphy after Modliński, Szymański (1997) and Modliński *et al.* (2006)	Struktury sedymentacyjne Sedimentary structures
od from	do to						
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**
3060,2	3062,0	sylur	ludlow		gorst	fm. z Kociewia	iłowiec masywny, bezwapnisty, ciemnoszary (N3), z pojedynczymi laminami pyłowca wapnistego
3062,0	3080,0		wenlok				iłowiec bezwapnisty, szarociemnoszary (N4) oraz: – na głęb. 3062,0–3062,5 m z pojedynczymi soczewkami i laminami jasnoszarego pyłowca wapnistego – na głęb. 3062,5–3065,0 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych, ponadto na przemian 30–50-centymetrowe pakiety o laminacji poziomej równoległej (zazwyczaj nieciągłej, miejscami ciągłej) oraz laminacji soczewkowej; laminy i soczewki zbudowane z jasnoszarego wapienia/ pyłowca wapnistego – na głęb. 3065,0–3067,7 m pojedyncze soczewki wapniste lub pyłowca wapnistego, wydłużone, o grubości 1–2 mm; na głęb. 3065,0; 3067,46–3067,49 i 3067,59–3067,67 m kilka dużych, nieregularnych konkrecji węglanowych – na głęb. 3067,7–3068,0 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych, laminacja soczewkowa, soczewki jasnoszarego pyłowca wapnistego drobne o grubości 1–2 mm – na głęb. 3068,1–3069,1 m pojedyncze laminy i co kilka centymetrów pojedyncze soczewki jasnoszarego pyłowca wapnistego; od głęb. 3068,7 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. – na głęb. 3069,10–3069,12 m laminacja równoległa nieciągła, wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. – na głęb. 3069,12–3069,30 m pojedyncze bardzo wydłużone soczewki/ nieciągle laminy jasnoszarego pyłowca wapnistego; wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. – na głęb 3069,30–3069,53 m pojedyncze poziome laminy 1–2-milimetrowej grubości jasnoszarego pyłowca wapnistego, wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. – na głęb. 3069,53–3069,80 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych; od połowy na granicy poszczególnych warstewek pojawiają się niekiedy jasnoszare soczewki wapienia milimetrowej grubości – na głęb. 3070,10–3070,82 m na przemian pakiety o przewadze laminacji soczewkowej oraz laminacji równoległej nieciągłej; od głęb. 3070,4 m pojawiają się ponadto wkładki iłowca wapnistego jw.; laminy jasnoszarego wapienia występują zazwyczaj powyżej nieco jaśniejszej (N6) warstewki ilastej; na głęb. 3070,82 m konkrecja węglanowa – na głęb. 3071,10–3071,42 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych oraz laminacja równoległa ciągła jasnoszarym pyłowcem wapnistym (laminy co 1–2 cm) oraz mniej liczne laminy nieciągłe, soczewkowe; w spągu ciąg drobnych soczewek z pogrązami na dolnej powierzchni – na głęb. 3071,42–3071,54 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. oraz laminacja soczewkowa pyłowcem – na głęb. 3071,54–3071,84 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. oraz laminacja równoległa ciągła (do głęb. 3071,73 m) i laminacja soczewkowa (do głęb. 3071,84 m); na głęb. 3071,75 m pojedyncze bardzo drobne ślady *Planolites* isp. – na głęb. 3072,1–3072,4 m laminacja równoległa ciągła; laminy jasnoszarego wapienia co kilka milimetrów do 2 cm – na głęb. 3072,4–3072,7 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. oraz laminacja równoległa ciągła – na głęb. 3072,70–3072,95 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. oraz laminacja soczewkowa z wydłużonymi soczewkami jasnoszarego wapienia 1–2-milimetrowej grubości; w spągu konkrecja węglanowa kilkucentymetrowej wielkości

Tabela 1 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
3062,0 cd.	3080,0 cd.	sylur cd.	wenlok cd.			fm. z Kociewia cd.	– na głęb. 3072,50–3075,75 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych granicach; do głęb. 3072,9 m z soczewkami wapienia jasnoszarego, a na głęb. 3072,64 m – *Planolites* isp; na głęb. 3072,9–3073,2 m z pojedynczymi laminami wapieni, a na głęb. 3073,2–3073,3 m również warstewki wapieni o grubości 2–3 mm; na głęb. 3073,50–3074,33 m z soczewkami do 3 mm grubości i laminkami wapienia jasnoszarego o grubości 1–2 mm; na głęb. 3074,50–3075,75 m poziome laminy wapienne, miejscami soczewki do 5 mm grubości; na głęb. 3074,62 m lamina pirytowa; na głęb. 3074,86 i 3075,26 m konkrecje węglanowe wczesnodiagenetyczne (niższej jest widoczna pierwotna laminacja oraz ugięcie warstw nad i pod konkrecją w wyniku kompakcji osadu) – na głęb. 3075,75–3076,12 m iłowiec bezwapnisty, szary (N5), o laminacji równoległej poziomej ciągłej ku dołowi przechodzącej w nieciągłą (laminy jasnoszarego pyłowca wapnistego/wapienia); wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych granicach jw. – na głęb. 3076,12–3076,29 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. z soczewkami wapienia jasnoszarego – na głęb. 3076,29–3076,50 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. z pojedynczymi poziomymi laminami wapienia jasnoszarego – na głęb. 3076,50–3076,87 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. z nieciągłymi laminami wapienia jasnoszarego – na głęb. 3076,87–3077,38 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. – na głęb. 3077,50–3077,95 m iłowiec bezwapnisty, szary (N5), z pojedynczymi soczewkami jasnoszarego wapienia milimetrowej grubości – na głęb. 3077,95–3078,10 m iłowiec bezwapnisty, szary (N5), o laminacji poziomej ciągłej (laminy jasnoszarego wapienia 1 mm grubości); na głęb. 3078,05 i 3078,1 m konkrecje węglanowe – na głęb. 3078,10–3078,29 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego jw. z pojedynczymi laminami węglanowymi – na głęb. 3078,50–3079,22 m iłowiec bezwapnisty, szary (N5), z pojedynczymi cienkimi wkładkami jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych oraz z kilkoma bardzo drobnymi soczewkami i laminami węglanowymi; na głęb. 3079,12–3079,22 m płaskie, wydłużone soczewki pylaste/ wapniste 2–4-milimetrowej grubości – na głęb. 3079,22–3079,50 m wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych jw.
3080,0	3248,0					fm. z Pelplina	– na głęb. 3080,00–3080,63 m iłowiec bezwapnisty, szary (N5); nieliczne poziome wkładki ilaste o barwie SYR 4/1 (pierwsze bardzo cienkie); pojedyncze wkładki jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych, nieliczne o spągowych granicach nieostrych – na głęb. 3080,63–3080,83 m iłowiec bezwapnisty, szary (N5), z wkładkami jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych co 1–2 cm, niżej do głęb. 3081,24 m pojedyncze wkładki – na głęb. 3081,24–3081,83 m iłowiec bezwapnisty, szarociemnoszary (N4); na głęb. 3081,5 m soczewka pyłowca wapnistego jasnoszarego – na głęb. 3081,83–3082,46 m iłowiec bezwapnisty, o poziomej łupliwości, szarociemnoszary (N4) z wkładkami jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych – na głęb. 3081,46–3083,18 m iłowiec bezwapnisty, o poziomej łupliwości, szarociemnoszary (N4); na głęb. 3082,63 m lamina jasnoszarego pyłowca wapnistego o grubości 2 mm – na głęb. 3083,18–3084,90 m iłowiec bezwapnisty, szarociemnoszary (N4) z wkładkami jasnoszarego (N6) iłowca wapnistego o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych na głęb. 3083,21; 3083,23–3083,31; 3083,34–3083,36; 3083,48; 3083,66; 3083,70; 3083,73; 3083,81; 3084,56; 3084,60; 3084,67; 3084,77; 3084,82 m – na głęb. 3084,9–3087,0 m iłowiec bezwapnisty, masywny, szarociemnoszary (N4) – na głęb. 3087,0–3108,7 m brak rdzenia – na głęb. 3108,7–3115,2 m iłowiec bezwapnisty, masywny, szarociemnoszary (N4); pojedyncze konkrecje węglanowe na głęb. 3108,75; 3113,30; 3115,35 m; na głęb. 3108,75–3108,82 m trzy warstewki o warstwowaniu gradacyjnym normalnym, w środkowej na głęb. 3108,77–3108,80 m od dołu warstewka pyłowca, wyżej iłowiec, w górnej części o laminacji soczewkowej, wyżej masywny iłowiec o ciemniejszej barwie (sekwencja Boumy); na głęb. 3115,26 m lamina pirytowa

Tabela 1 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
3080,0 cd.	3248,0 cd.	sylur cd.	wenlok cd.			fm. z Pelplina cd.	– na głęb. 3115,2–3138,2 m brak rdzenia – na głęb. 3138,2–3154,08 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszary (N3); na głęb. 3139,96 m 3-centymetrowa wkładka warstwowania przekątnego niskokątnego; na głęb. 3152,02 m konkrecja węglanowa; na głęb. 3152,7 m graptolit – na głęb. 3154,08–3156,47 m na przemian warstwy iłowców jw. oraz wapieni marglistych szarych (N5), masywnych, o ostrych granicach spągowych i stropowych (głęb. 3154,80–3154,24; 3154,38–3154,40; 3154,52–3154,67; 3154,69–3154,85; 3154,92–3155,00; 3155,22–3155,24; 3155,40–3155,65 i 3156,40–3156,47 m) – na głęb. 3156,47–3170,94 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszary (N3); graptolity na głęb. 3156,66–3156,75; 3157,83; 3161,00; 3162,03–3162,23; 3162,35; 3162,40–3162,50; 3162,60–3163,16; 3163,60; 3164,03 m; laminy pirytowe na głęb. 3161,08; 3163,16; 3163,18 m; na głęb. 3167,17 m lamina szarego wapienia; na głęb. 3169,14 m pojedyncza soczewka szarego pyłowca; na głęb. 3169,2 m pojedyncza lamina szarego pyłowca – na głęb. 3170,94–3171,40 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, szarociemnoszary (N4); na głęb. 3170,97 m graptolity – na głęb. 3171,4–3183,5 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszary (N3); na głęb. 3176,4 m graptolity; na głęb. 3180,03–3180,3 m wkładka wapienia ilastego/ iłowca silnie wapnista, jasnoszara (N7) – na głęb. 3184,8–3212,0 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszary (N3); na głęb. 3204,30–3205,35 m pod kątem ok. 70° przebiega szczelina zabliźniona kalcytem – na głęb. 3212,0–3214,0 m brak rdzenia – na głęb. 3214,0–3224,1 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszary (N3); na głęb. 3219,05 i 3219,2 m graptolity; na głęb. 3219,7–3219,72 m kilka poziomych lamin pyłowca milimetrowej grubości – na głęb. 3224,1–3228,3 m brak rdzenia – na głęb. 3228,3–3231,3 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszary (N3); na głęb. 3228,57–3228,60 m i 3229,86–3229,87 m kilka poziomych soczewek pyłowca; na głęb. 3230,3–3230,5 m jaśniejsza wkładka wapnista (dolomityczna? – dolomityzacja łatami), szara (N5/N4); na głęb. 3231,2–3231,3 m liczne poziome laminy pyłowca – na głęb. 3231,3–3235,3 m brak rdzenia – na głęb. 3235,3–3236,3 m iłowiec zdolomityzowany, szary (N5/N4), miejscami dolomityzacja nie występuje – na głęb. 3236,33–3238,3 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszary (N3); na głęb. 3237,5 m lamina pyłowca wapnistego o grubości 2 mm; na głęb. 3237,88 m jest cieńsza – na głęb. 3240,5–3241,9 m iłowiec bezwapnisty, ciemnoszaroczarny (N2); zestawy warstewek iłowcowych i lekko pylastych, jaśniejszych, szarych (N5); warstewki jaśniejsze cienkie, zazwyczaj kilkumilimetrowej grubości, o nieostrych granicach, pojedyncze warstewki bardziej pylaste wykazują warstwowanie gradacyjne odwrócone; na głęb. 3241,02 m; 3241,75 i 3241,77 m konkrecje pirytowe; na głęb. 3241,31–3241,35 m upłynnienia konwolutne – na głęb. 3241,90–3243,26 m iłowiec bezwapnisty, ciemnoszaroczarny (N2); na głęb. 3242,2 m konkrecja pirytowa, na głęb. 3243,84–3243,90 m przypuszczalnie bioturbacje (spłaszczone i zdeformowane *Planolites* isp.) – na głęb. 3243,26–3243,29 m wkładka dolomitu szarego – na głęb. 3243,29–3243,5 m zestawy warstewek iłowcowych i lekko pylastych, jaśniejszych, szarych (N5), o grubości 1–1,5 cm o nieostrych granicach – na głęb. 3243,5–3244,35 m iłowiec bezwapnisty, ciemnoszaroczarny (N2) – na głęb. 3244,35–3245,4 m zestawy warstewek iłowcowych i lekko pylastych, jaśniejszych, szarych (N5); warstewki jaśniejsze cienkie, zazwyczaj kilkumilimetrowej grubości, o nieostrych granicach; na głęb. 3245,33 m lamina pirytowa – na głęb. 3245,8–3247,8 m iłowiec bezwapnisty, ciemnoszaroczarny (N2); na głęb. 3247,4–3247,44 m przypuszczalnie bioturbacje (spłaszczone i zdeformowane *Planolites* isp.); na głęb. 3247,44–3247,54 m warstewki iłowców lekko pylastych, jaśniejszych, szarych (N5), cienkie, zazwyczaj kilkumilimetrowej grubości, o nieostrych granicach

Tabela 1 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
3248,0	3273,0	sylur cd.	landower			fm. z Pasłęka	do głęb. 3253,0 brak rdzenia – na głęb. 3253,0–3256,5 m iłowiec bezwapnisty, masywny, ciemnoszaroczarny (N2); na głęb. 3255,0–3255,05 m warstwowanie gradacyjne normalne, w górnym odcinku zbioturbowane (?*Chondrites* isp.); na głęb. 3255,47–3255,5 m również bioturbacje (*Planolites* isp. i *Chondrites* isp.) – na głęb. 3256,5–3260,4 m brak rdzenia – na głęb. 3260,4–3266,4 m iłowiec bezwapnisty, masywny, ciemnoszaroczarny (N2), na głęb. 3260,4–3260,5; 3261,48–3261,5; 3262,87–3262,9; 3263,47; 3264,82–3264,9; 3265,47–3265,5 m wkładki o warstwowaniu gradacyjnym normalnym i odwróconym; na głęb. 3261,8 m soczewkowa lamina pyłowca; na głęb. 3263,36 m pojedyncza lamina pyłowca; na głęb. 3264,16–3264,18 m laminacja pozioma – na głęb. 3266,4–3267,5 m brak rdzenia – na głęb. 3267,5–3271,5 m iłowiec bezwapnisty, masywny, ciemnoszaroczarny (N2); na głęb. 3267,7 i 3268,0 m konkrecje pirytowe; na głęb. 3269,3 m centymetrowej grubości wkładka o warstwowaniu gradacyjnym odwróconym; na głęb. ok. 3270,7 m wkładka o grubości 2 cm zawierająca poziomą laminę pyłowca oraz warstewkę o warstwowaniu gradacyjnym odwróconym – na głęb. 3271,5–3272,5 m iłowiec bezwapnisty, masywny, ciemnoszary (N3) – na głęb. 3272,5–3273,0 m brak rdzenia
3273,0	3281,0	ordowik	hirnant + górny kat	aszgil		fm. margli i iłowców z Prabut	– na głęb. 3273,0–3276,6 m okruchy iłowca bezwapnistego, masywnego, ciemnoszaroczarego (N2) – na głęb. 3276,6–3277,7 m brak rdzenia – na głęb. 3277,7–3281,0 m okruchy iłowca bezwapnistego, masywnego, ciemnoszaroczarego (N2); na głęb. 3278,4–3278,7 m – czarny (N1)
3281,0	3303,2		dolny kat + sandb + darriwil	karadok		fm. iłowców z Sasina	– na głęb. 3281,0–3282,8 m brak rdzenia – na głęb. 3282,8–3284,8 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, czarny (N1) – na głęb. 3284,8–3290,5 m brak rdzenia – na głęb. 3290,5–3292,9 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, czarny (N1) – na głęb. 3292,9–3294,5 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszaroczarny (N2); na głęb. 3293,97–3294,07 m bioturbacje *Chondrites* isp.; na głęb. 3294,0 konkrecja pirytowa – na głęb. 3294,5–3298,7 m brak rdzenia – na głęb. 3298,7–3300,2 m iłowiec bezwapnisty, masywny, o poziomej łupliwości, ciemnoszaroczarny (N2) – na głęb. 3300,2–3303,2 m brak rdzenia

na ciemnoszarą (N3). Zmiana zabarwienia osadu koreluje się ze zmianą zawartości materii organicznej, która w iłowcach ciemnoszaroczarnych osiąga wartości do 1,58% TOC (zob. Janas, ten tom), natomiast w utworach barwy ciemnoszarej nie przekracza 0,5% TOC. Warunki sedymentacji formacji margli i iłowców z Prabut z otworu Lębork IG 1, podobnie jak w poprzedniej formacji, należy wiązać ze środowiskiem bardzo spokojnej, pelagicznej sedymentacji z zawiesiny w obrębie głębokiego niedotlenionego basenu morskiego.

Sylur rozpoczyna **formacja z Pasłęka** (landower), wydzielona wg rdzenia na głęb. 3248,0–3273,0 m. Materiał rdzeniowy pochodzący z tej formacji jest najmniej kompletny spośród wszystkich analizowanych formacji, co przedstawiono w tabeli 1. W najniższym odcinku jest to iłowiec bezwapnisty, masywny, o barwie ciemnoszarej (N3). W wyższym odcinku barwa osadu jest nieco ciemniejsza (N2). Struktury sedymentacyjne są tu bardzo ubogie – na głęb. 3270,85 m występuje 2-centymetrowej grubości wkładka zawierająca poziomą laminę pyłowca oraz warstewkę o warstwowaniu gradacyjnym odwróconym (fig. 4B). Podobną wkładkę iłowcowo-pyłowcową o warstwowaniu gradacyjnym odwróconym centymetrowej grubości stwierdzono również na głęb. 3269,3 m. Poza tym na głęb. 3268,0 i 3267,7 m są obecne konkrecje pirytowe. Podobne utwory iłowcowe zaobserwowano również w wyższym rdzeniowanym odcinku. W większej liczbie występują tu wkładki iłowcowo-pyłowcowe o warstwowaniu gradacyjnym 1–2-centymetrowej grubości (głęb. 3260,40–3260,50; 3261,48–3261,50; 3262,87–3262,90; 3263,47; 3264,82–3264,90; 3265,47–3265,50 m), przy czym spotyka się warstwowanie zarówno odwrócone, jak i normalne (fig. 5). W pojedynczych przypadkach zaobserwowano też laminację poziomą jasnoszarego pyłowca (głęb. 3264,16–3264,18 m) oraz pojedynczą soczewkę (głęb. 3261,8 m) i ciągłą laminę pyłowca (głęb. 3263,36 m). Działalność bioturbacyjną organizmów stwierdzono jedynie w najwyższym rdzeniowanym odcinku. Na głęb. 3255,47–3255,5 m są obecne ok. 2-centymetrowej grubości warstewki mułowców pylastych o warstwowaniu gradacyjnym normalnym z *Planolites* isp. i *Chondrites* isp., a na głęb. 3255,00–3255,05 m – ?*Chondrites* isp.

Występowanie wkładek o warstwowaniu gradacyjnym odwróconym oraz pojedynczych lamin i soczewek pyłowca o grubości 1 mm wskazuje na działalność prądów morskich w basenie (Shanmugam, 2008). Natomiast wkładki o warstwowaniu gradacyjnym normalnym, szczególnie te zawierające bioturbacje, przypuszczalnie stanowią osad dystalnych partii niskogęstościowych prądów turbidytowych (Shanmugam, 1997). Analiza sedymentologiczna utworów formacji z Pasłęka wskazuje więc, że do tej pory w bardzo spokojnym, niedotlenionym basenie głębokomorskim okresowo pojawiały się, początkowo nieliczne później z większą częstotliwością, przydenne prądy morskie oraz dystalne prądy turbidytowe. Spowodowało to niewielki wzrost ruchliwości i natlenienia wód dennych, co ma swoje odzwierciedlenie także w ilości zachowanej materii organicznej w osadzie. W dolnym odcinku formacji zawartość TOC wynosi ok. 2,5%, natomiast w wyższych interwałach głębokości wartości nie przekraczają 1,3%, a w wielu przypadkach spadają poniżej 1% (zob. Janas, ten tom).

Największą miąższość ma **formacja z Pelplina** wydzielona na głęb. 3080,0–3248,0 m (wenlok bez wyższej części). W dolnym odcinku (głęb. 3240,5–3247,8 m) formację budują iłowce bezwapniste, o barwie ciemnoszaroczarnej (N2). Miejscami występują warstewki i laminy iłowców lekko pylastych, jaśniejszych, barwy szarej (N5), zazwyczaj kilkumilimetrowej grubości, o nieostrych granicach (tab. 1). W wyższej części tego odcinka pojedyncze warstewki wykazują warstwowanie gradacyjne odwrócone. Obecne są nieliczne konkrecje pirytowe (głęb. 3242,2; 3241,77; 3241,75; 3241,02 m), a na głęb. 3245,33 m – lamina pirytowa. W dwóch przypadkach (na głęb. 3243,84–3243,9 i 3247,4–3247,44 m) we wkładkach lekko pylastych stwierdzono ślady będące przypuszczalnie bioturbacjami (spłaszczone i zdeformowane *Planolites* isp.), a na głęb. 3241,31–3241,35 m – upłynnienia konwolutne i ?zdeformowane ślady *Planolites* isp. Na głęb. 3243,26–3243,29 m jest obecna wkładka dolomitu szarego o ostrych granicach.

Środkowy odcinek formacji (głęb. 3138,0–3238,3 m) jest wykształcony w postaci iłowców bezwapnistych, masywnych, o poziomej łupliwości i barwie ciemnoszarej (N3). W nielicznych przypadkach w iłowcu występują pojedyncze, cienkie, 1–2-milimetrowej grubości, poziome laminy pyłowca wapnistego (głęb. 3237,88; 3237,5; 3231,2–3231,3; 3219,7–3219,72; 3169,2 m) oraz pojedyncze soczewki pyłowca (głęb. 3229,86–3229,87; 3228,57–3228,6; 3169,14 m). W jednym przypadku (głęb. 3139,96 m) odnotowano wkładkę warstwowania przekątnego niskokątnego 3-centymetrowej grubości (fig. 6A). Zaobserwowano również pojedyncze laminy pirytowe na głęb. 3161,08; 3163,16 i 3163,18 m. W obrębie tego odcinka formacji pojawiają się wkładki węglanowe (fig. 6B). Na głęb. 3235,3–3236,33 i 3230,3–3230,5 m jest to iłowiec zdolomityzowany o barwie szarej (N5/N4), w którego obrębie niektóre partie nie wykazują dolomityzacji. Na głęb. 3180,03–3180,30 m występuje wkładka wapienia ilastego/ iłowca silnie wapnistego o barwie jasnoszarej (N7), a na głęb. 3167,17 m – lamina szarego wapienia. Najliczniej wkładki wapienia są obecne w przedziale 3154,08–3156,47 m (tab. 1). Są to wapienie margliste barwy szarej (N5), masywne, o ostrych granicach spągowych i stropowych. Zaobserwowano również konkrecję węglanową (głęb. 3152,02 m), a na głęb. 3204,30–3205,35 m pod kątem ok. 70° przebiega szczelina zabliźniona kalcytem. W tej części profilu zaobserwowano również nagromadzenia graptolitów na powierzchniach uławicenia (tab. 1).

Dominująca część utworów dolnego i środkowego odcinka formacji z Pelplina została osadzona w spokojnym środowisku pelagicznym niedotlenionego basenu morskiego. Pojawiające się sporadycznie w obrębie iłowców laminy pyłowca, wkładki o warstwowaniu frakcjonalnym odwróconym oraz jednostkowe przypadki obecności warstwowania przekątnego niskokątnego i działalności organizmów, rejestrują bardzo rzadką działalność prądów dennych. Przedział, w którym stwierdzono obecność wkładek wę-

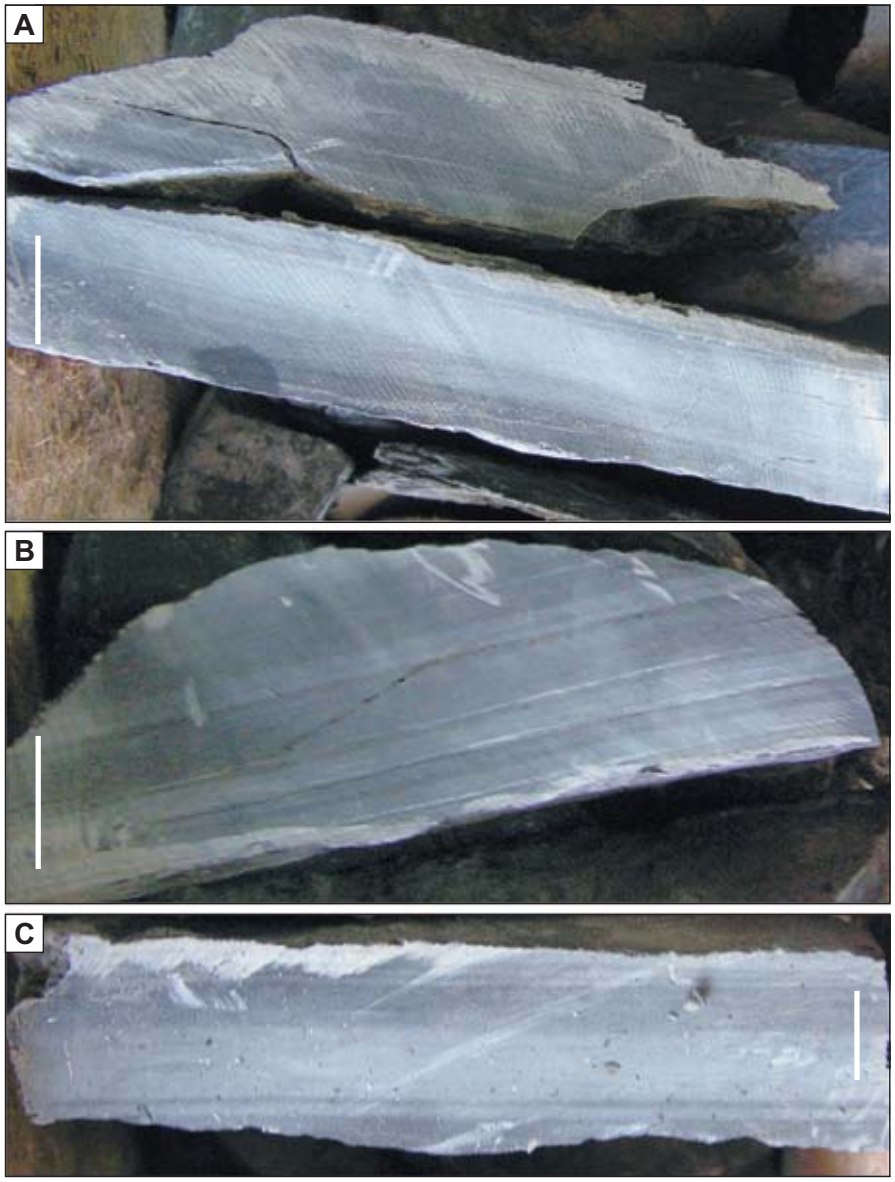


Fig. 5. A. Warstewka o warstwowaniu gradacyjnym odwróconym, głęb. 3264,61–3265,65 m, formacja z Pasłęka. **B.** Warstewka o warstwowaniu gradacyjnym normalnym z laminką pyłowca w spągu, głęb. 3260,48–3261,50 m, formacja z Pasłęka. **C.** Warstewka o warstwowaniu gradacyjnym normalnym, głęb. 3261,46–3262,50 m, formacja z Pasłęka. Skala 1 cm

A. Silty claystone bed with reverse grading bedding, depth 3264.61–3265.65 m, Pasłęk Formation. **B.** Silty claystone bed with normal grading bedding and silty lamine in the bottom, depth 3260.48–3261.50 m, Pasłęk Formation. **C.** Silty claystone bed with normal grading bedding, depth 3261.46–3262.50 m, Pasłęk Formation. Scale 1 cm

glanowych rejestruje okresowy zanik lub znaczne zmniejszenie dostawy materiału terygenicznego do basenu (maksymalne przegłębienie?), którego głębokość nie osiągnęła jednak granicy CCD.

Górny odcinek formacji (głęb. 3080,0–3115,2 m) charakteryzuje obecność iłowców bezwapnistych, o barwie szarociemnoszarej (N4). W górnym odcinku często o poziomej łupliwości (powierzchnie wzbogacone w materię organiczną). Cechą charakterystyczną tych utworów jest obecność mniej lub bardziej licznych wkładek iłowca wapnistego, masywnego, jasnoszarego (N6), zazwyczaj o grubości 3–6 mm, o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych. Występują one co ok. 1–2 cm na głęb. 3083,18–3084,90; 3081,83–3082,46 i 3080,00–3081,24 m (tab. 1). W najwyższym przedziale pojedyncze wkładki wydają się mieć granice spągowe nieostre, jednocześnie iłowiec występujący pomiędzy nimi wykazuje poziomą laminację substancją wzbogaconą w materię organiczną. Analiza płytki cienkiej z głęb. 3080,7 m wskazała, że w jaśniejszych warstewkach dominuje materiał ilasty (domieszka pylastej frakcji kwarcowej nie przekracza 1%) oraz są obecne kryształy węglanów. W obrębie ciemniejszych warstewek również dominuje materiał ilasty, przy czym zawartość pylastej frakcji kwarcowej jest nieco większa.

Poza tym są obecne pojedyncze skalenie i łyszczyki. Charakterystyczną cechą jest też obecność materii organicznej ułożonej w postaci lamin (inf. ustna – dr M. Kuberska). Na głęb. 3108,75–3108,82 m stwierdzono trzy warstewki o warstwowaniu gradacyjnym normalnym, w środkowej na głęb. 3108,77–3108,8 m zaobserwowano sekwencję Boumy (od dołu warstewka pyłowca, wyżej iłowiec, w górze o laminacji soczewkowej, a powyżej masywny iłowiec o ciemniejszej barwie) (fig. 6C). Ponadto w kilku przypadkach zaobserwowano pojedyncze laminy i soczewki jasnoszarego pyłowca wapnistego o grubości 1–2 mm (głęb. 3082,63 i 3081,5 m) oraz pojedyncze konkrecje węglanowe (głęb. 3108,75; 3113,3 i 3115,35 m), a na głęb. 3115,26 m – laminę pirytową.

Brak struktur wewnętrznych w obrębie wspomnianych jaśniejszych wkładek iłowcowych, odmienny nieco skład mineralogiczny iłowców oraz ostre granice spągowe i stropowe sugerują okresowy dopływ obcego materiału do spokojnego basenu o pelagicznej sedymentacji. Zaobserwowana w jednym przypadku sekwencja Boumy wskazuje na prądy turbidytowe jako czynnik transportujący. Wydaje się, że również wspomniane wkładki iłowcowe mogą reprezentować najbardziej dystalne człony niskogęstościowych prądów turbidytowych.

Okresowa działalność prądów – początkowo prądów dennych, a w końcowym etapie niskogęstościowych prądów turbidytowych, spowodowała okresowe, lepsze natlenienie wód dennych. Skutkuje to obecnością coraz mniej-

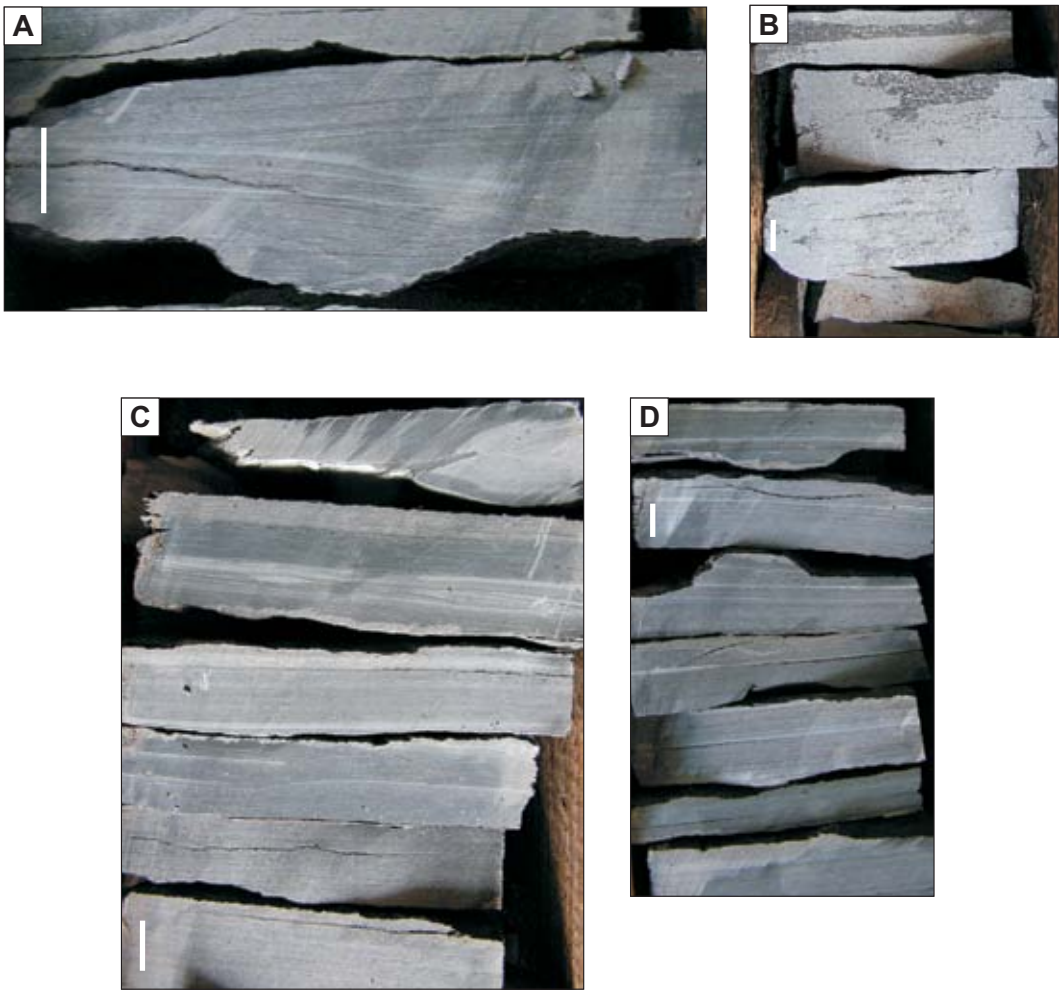


Fig. 6. A. Warstewka o warstwowaniu przekątnym niskokątnym, głęb. 3139,96–3140,99 m, formacja z Pelplina. **B.** Wkładki wapieni w iłowcu, głęb. 3235,78–3236,88 m, formacja z Pelplina. **C.** Wkładka z sekwencją Boumy (od dołu warstewka pyłowca, wyżej iłowiec, w górze o laminacji soczewkowej, powyżej masywny iłowiec o ciemniejszej barwie), głęb. 3108,75–3109,87 m, formacja z Pelplina. **D.** Pojedyncze laminy pyłowca wapnistego w iłowcu, głęb. 3077,78–3077,92 m, formacja z Kociewia. Skala 1 cm

A. Intercalation with low-angle cross bedding, depth 3139.96–3140.99 m, Pelplin Formation. **B.** Limestone beds, depth 3235.78–3236.88 m, Pelplin Formation. **C.** Bouma sequence (from lower part to upper: silstone bed, claystone with lenticular lamination, massive claystone with darker color), depth 3108.75–3109.87 m, Pelplin Formation. **D.** Claystone with individual calcareous silt lamina, depth 3077.78–3077.92 m, Kociewie Formation. Scale 1 cm

szej ilości zachowanej materii organicznej w osadzie. W dolnym odcinku formacji z Pelplina jej zawartość nie przekracza 1,6% TOC, w części środkowej jest bardzo zróżnicowana (<0,5–2,5%), natomiast w górnym odcinku najczęściej nie przekracza 0,5% TOC (zob. Janas, ten tom; Klimuszko, ten tom).

Górny odcinek profilu wenloku (głęb. 3062,0–3080,0 m) wydzielono jako najniższą część **formacji z Kociewia**. W dolnym odcinku (głęb. 3077,5–3280,0 m) jest to iłowiec bezwapnisty, o szarej barwie (N5), wyżej o barwie szarociemnoszarej (N4). Częstym elementem, podobnie jak w najwyższej części formacji z Pelplina, są tu wkładki iłowca wapnistego, barwy jasnoszarej (N6), głównie o grubości 3–5 mm, rzadko grubsze, maksymalnie do 1 cm, zazwyczaj o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych (fig. 7A). Często towarzyszą im laminy lub soczewki

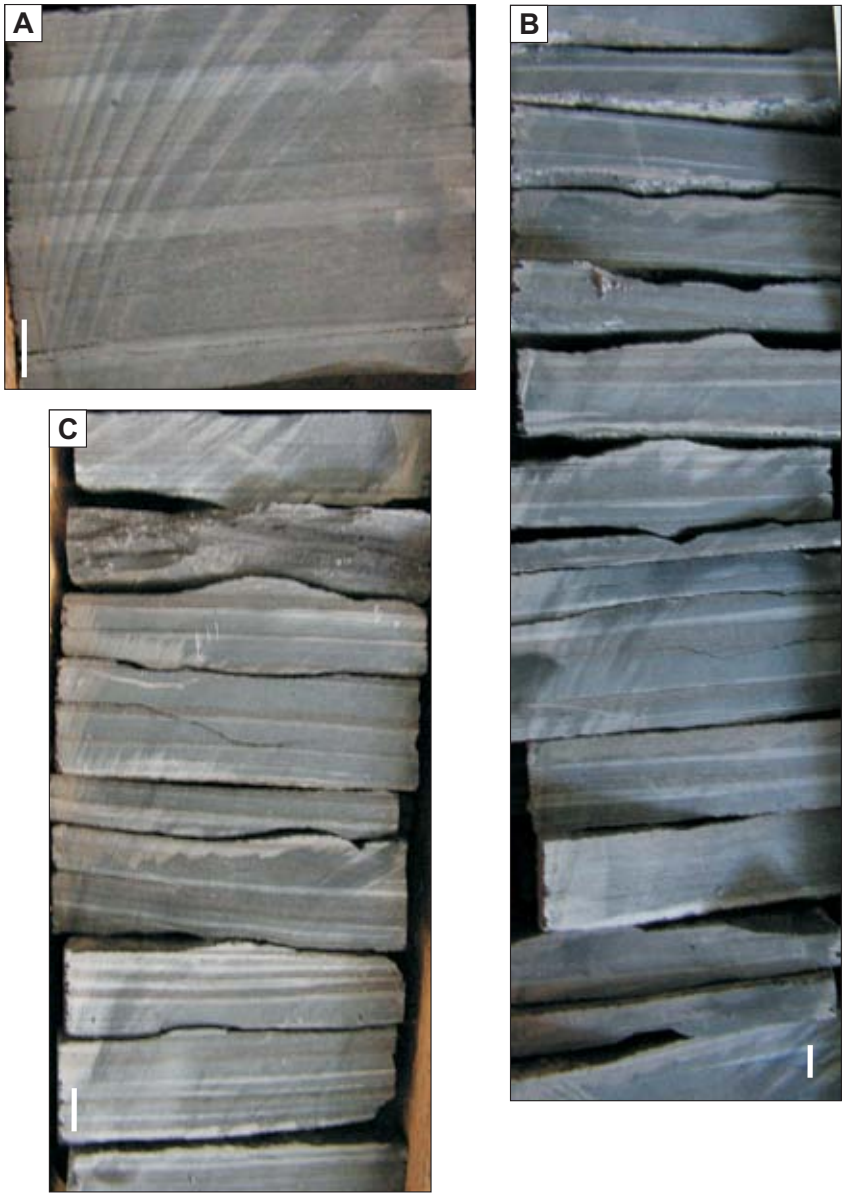


Fig. 7. A. Wkładki iłowca wapnistego, masywnego, jasnoszarego (N6), zazwyczaj 3–6 mm grubości, o ostrych płaskich granicach spągowych i stropowych w obrębie iłowców o barwie szarociemnoszarej (N4), głęb. 3080,76–3080,83 m, formacja z Pelplina. **B.** Wkładki iłowca wapnistego jw. z laminami pyłowca wapnistego/ wapienia w spągu lub w stropie, głęb. 3073,66–3073,93 m, formacja z Kociewia. **C.** Wkładki iłowca wapnistego z laminami pyłowca wapnistego/ wapienia w spągu lub w stropie, głęb. 3073,03–3073,26 m, formacja z Kociewia. Skala 1 cm

A. Intercalations of the massive calcareous medium light grey (N6) claystones, 3–6 mm thick, with sharp lower and upper boundaries within medium dark grey claystones, depth 3080.76–3080.83 m, Pelplin Formation. **B.** Intercalations of the massive calcareous claystones as on Fig. 6A with calcareous silt lamina in the lower or upper part, depth 3073.66–3073.93 m, Kociewie Formation. **C.** Intercalations of the massive calcareous claystones with calcareous silt lamina in the lower or upper part, depth 3073.03–3073.26 m, Kociewie Formation. Scale 1 cm

jasnoszarego wapienia/ pyłowca wapnistego o grubości 1–2 mm (fig. 7B, C). Gdy warstewki te występują samodzielnie, nie obserwuje się zmienności w ich obrębie, lecz kiedy towarzyszą im laminy pyłowca często można zaobserwować warstwowanie gradacyjne odwrócone, zakończone laminą pyłowca. Wydaje się, że jest to dominujący typ warstwowania, chociaż czasem widać sytuację odwrotną. Niestety w przypadku rdzeni archiwalnych nie mamy pewności, czy przez lata przechowywania dany (zazwyczaj kilkucentymetrowy fragment rdzenia) nie został odwrócony. Niekiedy wewnątrz warstewki jasnoszarego iłowca są obecne soczewki pyłowca. Wydaje się, że w takim przypadku nastąpiła amalgamacja dwóch warstewek. W niektórych interwałach głębokości (tab. 1) wkładki jasnoszarych iłowców nie występują, obecne są jedynie pojedyncze soczewki lub laminy jasnoszarego wapienia/ pyłowca wapnistego milimetrowej grubości (głęb. 3078,10–3078,29 i 3077,50–3077,95 m; na głęb. 3079,12–3079,22 m o grubości 2–4 mm) (fig. 6D) lub laminacja pozioma ciągła (laminy jasnoszarego wapienia/ pyłowca wapnistego milimetrowej grubości; głęb. 3077,95–3078,10 m). Na głęb. 3075,26 i 3074,86 m są obecne konkrecje węglanowe wczesnodiagenetyczne (na co wskazuje podgięcie lamin pyłowca wokół konkrecji), a na głęb. 3074,62 m stwierdzono laminę pirytową.

Formacja z Kociewia jest formacją, w której najczęściej obserwuje się struktury sedymentacyjne wskazujące na dynamikę basenu. Często występują tu interwały głębokości zawierające zarówno wkładki iłowców jasnoszarych, masywnych, jak i laminy oraz soczewki jasnoszarego wapienia/ pyłowca wapnistego. Podobnie jak w utworach starszych wkładki te są interpretowane jako osad dystalnych niskogęstościowych prądów turbidytowych. Obecność lamin i soczewek pyłowca, często powiązanych z górnymi partiami wkładek iłowcowych oraz występowanie warstwowania gradacyjnego odwróconego w takich wkładkach iłowcowych wskazuje, że osady prądów turbidytowych (turbidyty) były po osadzeniu przerabiane przez częste w tym czasie prądy denne. Taka interpretacja, wskazująca na większą niż w starszych formacjach aktywność prądów turbidytowych i dennych jest zgodna z tezą wysuniętą przez Jaworowskiego (1971, 2000a) o turbidytowym pochodzeniu wyżej leżącej iłowcowo-pyłowcowej sukcesji ludlowu w omawianym otworze. Wskazuje, że pierwsze oznaki takiej aktywności pojawiły się w basenie wcześniej, już w wenloku. Dobrze wpasowuje się również w schemat rozwoju basenu zaproponowany przez Jaworowskiego (2000a).

Działalność prądów turbidytowych oraz prądów dennych powodowała wzrost natlenienia wód dennych basenu, w którym osadzały się utwory formacji z Kociewia. Odzwierciedla się to w zmniejszonej ilości materii organicznej zachowanej w osadzie, której ilość nie przekracza 0,5% TOC (wg tworzonej przez PIG-PIB bazy danych TOC).

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA UTWORÓW ORDOWIKU I SYLURU

Wstęp

Utwory syluru w otworze Lębork IG 1 nawiercono na głęb. 1027,6–3273,0 m (2245,4 m miąższości), a ordowiku od 3273,0 m. Wiercenie przerwano na głęb. 3310,0 m, uzyskując 37 m profilu i osiągając łączną miąższość 2282,4 m. Otwór ten nie przebił utworów ordowiku. Według uaktualnionej stratygrafii (Modliński, ten tom) nawiercone utwory ordowickie w otworze Lębork IG 1 należą do formacji z Kopalina, formacji z Sasina oraz formacji z Prabut. Utwory sylurskie o dużej miąższości, reprezentujące landower, wenlok, ludlow i przydol, należą do formacji z Pasłęka, formacji z Pelplina, formacji z Kociewia i formacji z Pucka. Powyżej syluru występują osady cechsztynu.

Wykształcenie litologiczne utworów ordowickich i sylurskich w profilu Lębork IG 1 jest na ogół bardzo monotonne. Jeśli pominąć stosunkowo cienkie poziomy ordowickich skał węglanowych, to prawie cały profil o długości ponad 2250 m składa się ze skał ilastych – szarych i ciemnych iłołupków graptolitowych, zawierających jedynie (głównie w ludlowie) mułowce margliste zazwyczaj o laminacji przekątnej i teksturze skorupowej. Skały te występują wśród autochtonicznych poziomo lub prawie poziomo leżących kompleksów iłołupków graptolitowych i należy je rozpatrywać niezależnie, jako produkt działalności prądów zawiesinowych, przynoszących materiał z odległych obszarów. Poza tym występują tu pojedyncze soczewki lub warstewki węglanowe oraz nieliczne wkładki pochodzenia piroklastycznego.

Skały ilaste występują w dwóch mikrolitofacjach – jasnej i ciemnej. Skały ilaste facji jasnej składają się z blaszkowatej substancji ilastej, w której skład wchodzą hydromiki grupy illitu i chloryty oraz zawierają pył kwarcowy i węglanowy (kalcyt i dolomit w zmiennych ilościach), pigment pirytowy, drobne ilości minerałów ciężkich (cyrkon i turmalin) oraz lokalnie wodorotlenki żelaza. Skały ilaste mikrolitofacji ciemnej mają charakterystyczną teksturę mikrolaminową, w której występują afanitowe soczewki nieoznaczalnych mikroskopowo składników, a oprócz minerałów wymienionych dla mikrolitofacji jasnej charakterystyczna jest tu obecność pirytu i substancji bitumicznej w postaci skupień równolegle ułożonych w laminach.

Iłołupki mułowcowe odznaczają się srebrzystą barwą, obfitością muskowitu i teksturą spływową. Skład analogicznych skał został opisany w opracowaniu syluru z otworu Pasłęk IG 1 (Langier-Kuźniar, 1973) na podstawie analiz mikroskopowych i rentgenowskich, w wyniku których skały te określono jako iłołupki mułowcowe o spoiwie węgla-

nowym lub marglistym. Łupki te w otworze Lębork IG 1 nie odbiegają charakterystyką optyczną od łupków opisanych w profilu otworu Pasłęk IG 1. Są to mułowce o spoiwie marglistym lub węglanowym, często laminowane substancją ilastą, przepełnione muskowitem lub hydromuskowitem, niekiedy z biotytem i chlorytem oraz lokalnie z rozsianymi skupieniami wodorotlenków żelaza. Przeciętna średnica ziaren kwarcu w tych łupkach wynosi 0,015–0,025 mm, niekiedy dochodzi do 0,04 mm, rzadziej do 0,08 mm, przy czym pojedyncze ziarna dochodzą do 0,1 mm, wyjątkowo stwierdzono występowanie wydłużonych ziaren o wymiarach 0,16 × 0,006 mm.

Skały węglanowe występują w ordowiku jako główny, oprócz łupków ilastych, typ osadu, w sylurze natomiast podrzędnie w postaci soczewek, konkrecji i wkładek wapienia pelitycznego. Skały tufitowe stwierdzono w nielicznych cienkich wkładkach grubości rzędu kilku milimetrów, wyłącznie w sylurze, w trzech poziomach reprezentowanych przez próbki nr 31, 154III i 156 (ludford).

Do analiz pobrano ogółem 216 próbek, wszystkie poddano analizie mikroskopowej. Inne badania, takie jak: termiczne, rentgenowskie i chemiczne, wykonano na wybranych próbkach (tab. 2).

W związku z małą zmiennością makroskopową profilu pobrano znaczną liczbę próbek (216) do badań optycznych, lecz nie przyczyniło się to jednak do wykrycia zmienności w składzie mineralnym i mikrostrukturze. Charakter litologiczny profilu syluru spowodował, że analiza mikroskopowa poza wyjaśnieniem zagadnienia iłołupków mułowcowych i skał piroklastycznych niewiele wniosła danych do znajomości omawianych osadów. Duża miąższość i jednolity w całym profilu typ osadów oraz jego charakter pelityczny, sprawiły, że opis profilu zestawiony głównie na podstawie badań mikroskopowych musi być potraktowany syntetycznie, ponieważ opis poszczególnych próbek lub warstw nie wniósłby nic nowego. Wobec tego nacisk położono na badania metodami termiczną i rentgenowską, którym poddano 15 próbek łupków ilastych obu mikrolitofacji.

Opis mikroskopowy profilu

Ordowik

Osady ordowiku nie zostały całkowicie przerdzeniowane. Profil osadów ordowickich obejmuje 37-metrową sukcesję reprezentowaną przez 9 próbek. Schematycznie przedstawić go można jako profil składający się z trzech kompleksów skalnych: 1 – węglanowy dolny, 2 – ilasty, 3 – węglanowy górny.

W części spągowej nawierconego profilu (kompleks węglanowo-marglisty dolny) występują kolejno:

- wapienie szare z gniazdami kalcytu, pelityczno-organodetrytyczne z bioklastami oraz tzw. przemazami marglisto-ilastymi, zawierające znaczną domieszkę pirytu, szczególnie dużą w przemazach (głęb. 3310,0 m);
- wapienie bitumiczne, prawie czarne, organodetrytyczne, o fragmentach fauny niekiedy wypełnionych pirytem (głęb. 3308,0 i 3307,6 m);
- margle cętkowane (najprawdopodobniej zbioturbowane) barwy ciemnostalowej zawierające w swym składzie znaczną ilość mikroskopowej wielkości romboedrów, niekiedy o budowie pasowej, prawdopodobnie dolomitycznych. Widoczne makroskopowo cętki i plamiste zabarwienie skały pochodzą od nierównomiernego rozmieszczenia substancji organicznej (głęb. 3297,6 m).

Ze środkowego kompleksu ilastego pochodzą iłowce lub łupki barwy brunatnoczarnej, często kruche i sypkie, przepełnione substancją bitumiczną prawie całkowicie przysłaniającą minerały ilaste. Substancja bitumiczna barwy brunatnoczarnej, nieprzezroczysta, bywa rozmieszczona dość równomiernie lub nierównomiernie w postaci mikrosoczewek (fig. 8A). Metodą mikroskopową udało się w tych skałach zidentyfikować następujące składniki: kwarc w ziarnach o średnicy do 0,02 mm, pelit węglanowy, blaszki hydromik.

Górny kompleks węglanowo-marglisty składa się z ciemnych margli wapnistych barwy brunatnoczarnej z pirytem, kwarcem detrytycznym w ziarnach o średnicy 0,15–0,40 mm i domieszką ilastą.

Wyniki częściowych analiz chemicznych próbek skał ordowickich przedstawiono w tabeli 3.

Sylur

W spągu formacji z Pasłęka (landower) występują łupki ilaste i iłowce ciemne, barwy brunatnoczarnej, przepełnione substancją bitumiczną, rozmieszczoną niezbyt równomiernie w poszczególnych laminach.

Powyżej dolnej granicy ludlowu wstępuje kompleks osadów, miąższości ok. 2000 m, składający się z łupków, iłołupków i mułowców mikrolitofacji jasnej i ciemnej, przekładany warstwami mułowców. Pojawiają się one po raz pierwszy na głęb. ok. 3027 m (fig. 8B). Jest to skała węglanowo-marglista zawierająca blaszki biotytu i muskowitu, ziarna kwarcu mają średnicę do 0,04 mm, obecne są również cyrkon i piryt.

Piryt występuje w większych ziarnach oraz jako pigment. Spoiwo jest węglanowe lub margliste. Skała jest laminowana substancją ilastą ze znaczną zawartością bituminów (mikrolitofacja ciemna). W próbce z głęb. 2880,5 m (fig. 8C), pochodzącej również ze skały opisywanego rodzaju, zaobserwowano ponadto pojedyncze ziarna listewkowato zbliźniaczonych plagioklazów kwaśnych. Tekstura mułowców jest charakterystyczna, spływowa, skorupowa, przekątnie laminowana. W obrazie mikroskopowym laminacja jest widoczna jako naprzemianległe występowanie warstewek bardzo drobnych, miąższości często ułamka milimetra, węglanowo-detrytycznych i wzbogaconych w substancję ilastą. Obraz mikroskopowy tych łupków jest bardzo monotonny.

Tabela 2

Zestawienie wykonanych analiz

List of realized analyses

Lp. No	Głębokość Depth [m]	Nr próbki Sample No	Rodzaj próbki Sample type	Analizy/ Analysis		
				chemiczna chemical	termiczna thermal	rentgenowska X-ray
1	3310,0	1	wapień marglisty	częściowa	–	–
2	3308,0	2	wapień	częściowa	–	–
3	3297,6	3a	margiel	częściowa	–	–
4	2394,5	4	łupek ilasty	–	+	+
5	3274,1	7	margiel	częściowa	–	–
6	3167,5	11	łupek ilasty	–	+	+
7	3026,9	14	margiel	częściowa	–	–
8	2849,6	30	łupek ilasty	–	+	+
9	2840,8	31	tufit	–	+	+
10	2772,3	39	łupek ilasty	–	+	+
11	2761,2	42	łupek marglisty	częściowa	–	–
12	2727,5	46	łupek ilasty	–	+	+
13	2517,2	74	łupek ilasty	–	+	+
14	2276,9	95	margiel	częściowa	–	–
15	2250,3	100	margiel	częściowa	–	–
16	2233,7	102	łupek ilasty	–	+	+
17	2163,0	108	łupek ilasty	–	+	–
18	2158,2	109	łupek ilasty	–	+	–
19	2151,5	110	margiel	częściowa	–	–
20	2131,7	111	łupek ilasty	–	+	+
21	2087,0	116	łupek marglisty	częściowa	–	–
22	2000,1	123	łupek ilasty	–	+	+
23	1977,4	128	łupek marglisty	częściowa	–	–
24	1970,5	133	wapień marglisty	częściowa	–	–
25	1962,5	135	margiel	częściowa	–	–
26	1941,5	144	łupek ilasty	częściowa	–	–
27	1920,5	150	łupek ilasty	pełna	+	+
28	1885,1	154	tufit	–	+	+
29	1874,6	156	tufit	–	+	+
30	1866,7	160	iłołupek ilasty	–	+	+
31	1734,1	176	margiel	częściowa	–	–
32	1668,9	183	iłołupek ilasty	pełna	+	+
33	1485,9	196	iłołupek ilasty	–	+	+
34	1228,5	208	mineralizacja siarczanowa	–	–	+
34	1110,3	212	mineralizacja siarczanowa	–	–	+

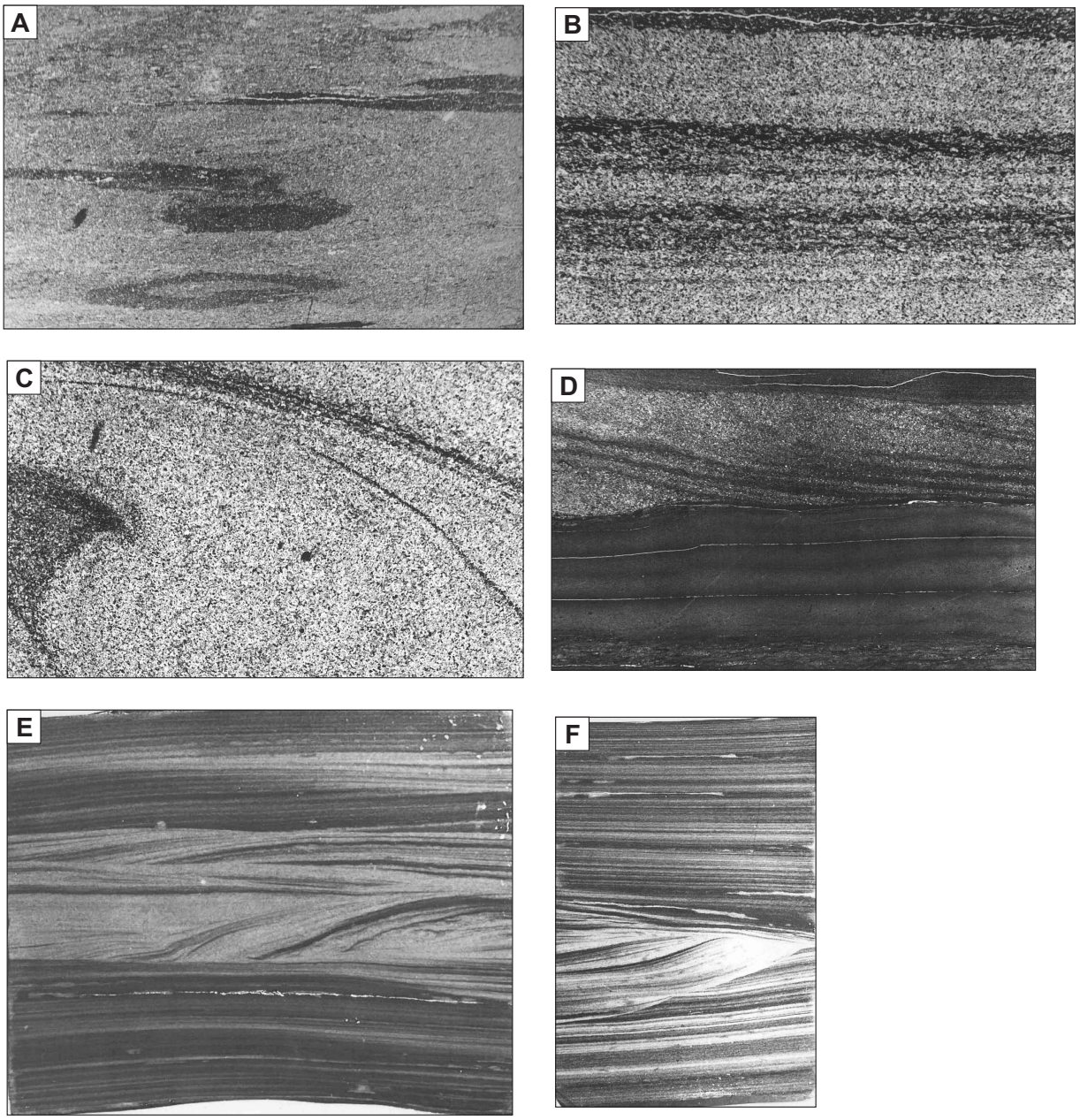


Fig. 8. A. „Łupek cętkowany" – pyłowiec z ciemnymi klastami ilastymi, głęb. 3287,8 m (pow. ×10, bez analizatora). **B.** Laminacja z uziarnieniem frakcjonalnym, głęb. 3026,9 m (pow. ×7, bez analizatora). **C.** Deformacje synsedymentacyjne, głęb. 2880,5 m (pow. ×6, bez analizatora). **D.** Warstwowanie przekątne w laminie pylastej, głęb. 2757,6 m (pow. ×5, bez analizatora). **E, F.** Laminacja pozioma i warstwowanie przekątne, polery fragmentu rdzenia, odpowiednio głęb. 2358,8 i 2323,0 m

A. "Mottled shale" – siltstone with dark clay clasts, depth 3287.8 m (magnification ×10, without analyser). **B.** Graded lamination, depth 3026.9 m (magnification ×7, without analyser). **C.** Synsedimentary deformation, depth 2880.5 m (magnification ×6, without analyser). **D.** Cross bedding in a silty laminae, depth 2757.6 m (magnification ×5, without analyser). **E, F.** Horizontal lamination and cross bedding, polished surfaces from drill core from depths 2358.8 and 2323.0 m, respectively

Na opisanych wcześniej czarnych iłołupkach bitumicznych występuje seria iłołupków należących do mikrolitofacji ciemnej, przecinanych jedynie żyłkami kalcytowymi i zawierającymi sporadycznie soczewki węglanowe. Od głęb. 3027 m, początkowo rzadko i o małej miąższości, pojawiają się wkładki mułowców o opisanym składzie i charakterystycznej teksturze. Stopniowo ku wyższym partiom profilu pojawia się coraz więcej wkładek mułowców, zwłaszcza od głęb. ok. 2265 m, a od głęb. ok. 2654 m występują obficie. Ze skał ilastych w profilu występują łupki ilaste mikrolitofacji ciemnej w dwóch odmianach – zwięzłej i o płytkowatej oddzielności. Niemal jednocześnie z występowaniem mułowców (od głęb. ok. 3000 m zaczyna się pojawiać wśród łupków ilastych mikrolitofacja jasna,

Tabela 3

Wyniki przeliczeń częściowych analiz chemicznych skał węglanowych ordowiku [% wag.]

Results of partial chemical determinations of Ordovician carbonate rocks [wt.%]

Lp. No	Głębokość Depth [m]	Nr próbki Sample No	Kalcyt Calcite	Dolomit Dolomite	Fe_2O_3	Części nierozpuszczalne w HCL Insolubles in HCl
1	3310,0	1	58,4	5,5	2,7	30,9
2	3308,0	2	80,0	3,5	1,3	13,8
3	3297,6	3a	38,4	12,2	4,0	41,1
4	3274,1	7	28,1	16,8	3,1	47,3

przewarstwiająca się z łupkami mikrolitofacji ciemnej i łupkami marglistymi.

W wyższych poziomach mułowce w dalszym ciągu przeławicają się ze skałami ilastymi obu mikrolitofacji, zanikając ostatecznie na głęb. ok. 1720 m.

Na głęb. ok. 2840 m pojawia się pierwsza wkładka materiału piroklastycznego, miąższości paru milimetrów skały twardej o barwie ciemnoszarej z widocznymi makroskopowo licznymi drobnymi blaszkami biotytu.

Tabela 4

Wyniki analiz chemicznych skał ilastych syluru [% wag.]

Results of chemical analyses of Silurian claystones [wt. %]

Głębokość/ Depth 1668,9 m			Głębokość/ Depth 1920,5 m		
Lp. No	Oznaczenie Indication	% wag. wt. %	Lp. No	Oznaczenie Indication	% wag. wt. %
1	SiO_2	50,07	1	SiO_2	51,69
2	Al_2O_3	15,68	2	Al_2O_3	15,49
3	TiO_2	0,70	3	TiO_2	0,61
4	Fe_2O_3	2,22	4	Fe_2O_3	3,68
5	FeO	4,46	5	FeO	2,59
6	CaO	5,31	6	CaO	5,67
7	MgO	4,57	7	MgO	3,45
8	MnO	0,12	8	MnO	0,09
9	H_2O	3,52	9	H_2O	3,28
10	Na_2O	2,02	10	Na_2O	1,62
11	CO_2	4,95	11	CO_2	5,70
12	SO_3	0,27	12	SO_3	1,40
13	P_2O_5	0,12	13	P_2O_5	0,09
14	H_2O hygr.	0,88	14	H2O hygr.	0,86
15	strata prażenia	5,31	15	strata prażenia	2,66
16	S_c	0,11	16	S_c	1,73
17	S_s	0,00	17	S_s	1,17

Na głęb. ok. 1885,1 m występuje drugi poziom piroklastyczny, leżący na skale ilasto-tufitowej i mający w nadkładzie podobną skałę ilastą z domieszką materiału piroklastycznego. Skały ilaste w spągu i nadkładzie warstewki tufitowej zawierają, jako domieszkę, ziarna skaleni potasowych, automorficzne ziarna skalcytyzowanych nieoznaczalnych plagioklazów, kwarc o zarysach automorficznych (słup z piramidą) o długości do 0,25 mm, znaczne ilości biotytu w blaszkach do 0,4 mm i nieco pojedynczych blaszek muskowitu. W nadkładzie występują również ziarna apatytu, a blaszki bywają rozsunięte i przedzielone nieoznaczalnym mikroskopowo minerałem o niskiej dwójłomności (rzędu 0,005). Występująca wśród tych skał warstewka tufitu kilkumilimetrowej grubości jest skałą całkowicie zsylifikowaną, barwy żółtawej, łuszcząca się w postaci lśniących, nieregularnie oddzielających się blaszek. W płytce cienkiej, wyciętej równolegle do płaszczyzny warstwowania, jest widoczna pozornie izotropowa pelityczna substancja ilasta.

W tle ilastym są rozsiane liczne blaszki biotytu, porozsuwane i przedzielone bezbarwnym minerałem nieoznaczalnym mikroskopowo, o bardzo niskiej dwójłomności (rzędu 0,005). Skupienia podobnego minerału zwykle występującego w agregatach, często robaczkowatych, niekiedy z radialnie ułożonych krystalitów występują również rozsiane w tle ilastym. Wyróżnić można poza tym pigment pirytowy oraz liczne idiomorficzne słupkowate kryształy apatytu z licznymi wrostkami, osiągające długość przeciętnie ok. 0,04 mm, wyjątkowo 0,06 mm, bardzo drobne ziarna cyrkonu oraz sporadycznie niewielkie skupienia węglanowe. Wokół większych ziaren obserwuje się wzrost dwójłomności minerałów ilastych, co świadczy o ich odmiennej orientacji i o pierwotnie witrofirowej strukturze osadu piroklastycznego.

Na głęb. 1874,6 m występuje warstewka barwy ciemnoszarej z widocznymi mikroskopowo drobnymi blaszkami biotytu. W płytce cienkiej jest widoczna skała ziarnisto-blaszkowata przepełniona blaszkami biotytu o długości do 0,3 mm i pirytem.

Wśród blaszek biotytu występują przerosty minerału o niskiej dwójłomności (rzędu 0,005), prawdopodobnie produkt bauerytyzacji biotytu. Ponadto w opisywanej

płytce cienkiej częściowo zamaskowane blaszkami biotytu i pirytem występują nisko dwójłomne ziarna należące prawdopodobnie do kwarcu lub skaleni. Sporadycznie występują drobne skupienia węglanowe.

Wyżej, aż do stropu osadów syluru, występują skały ilaste: iłowce, łupki ilaste, początkowo obu mikrolitofacji, a ku stropowi ze zdecydowaną przewagą mikrolitofacji jasnej. Najwyższy poziom z laminą ilastą mikrolitofacji ciemnej stwierdzono na głęb. ok. 1629,3 m. Wyniki analiz chemicznych dwóch próbek skał ilastych z głęb. 1668,9 m (mikrolitofacja jasna) i 1920,5 m (mikrolitofacja ciemna) zamieszczono w tabeli 4.

Skały te w wielu poziomach są poprzecinane siecią żyłek węglanowych i siarczanowych (analiza rentgenowska mineralizacji siarczanowej próbek z głęb. 1228,5 i 1110,3 m).

Analiza termiczna

Analizę termiczną przeprowadzono metodą derywatograficzną. Derywatograf pozwala na jednoczesne otrzymywanie z tej samej próbki i na jednym wykresie krzywych DTA (termicznej różnicowej), DTG (termograwimetrycznej różnicowej) i TG (termograwimetrycznej ilościowej).

W celu interpretacji wyników badań termicznych w przypadku niektórych próbek stosowano atmosferę azotu, co jednak tylko częściowo zwiększyło czytelność krzywych. Jednocześnie stwierdzono zjawisko częściowego utleniania próbek tlenem zaadsorbowanym na powierzchni ziarn sproszkowanej próbki uwięzionym mechanicznie między ziarnami lub domieszanym do azotu. Niewykluczone jest również pochodzenie tlenu z dysocjacji termicznej węglanów.

Analizą termiczną zostały objęte dwie grupy próbek:
- próbki typowych skał ilastych (13 próbek),
- próbki skał piroklastycznych (3 próbki).

Wyniki analizy termicznej próbek ilastych nie pozwoliły na bezpośrednią identyfikację minerałów ilastych. Cechami charakterystycznymi wszystkich analizowanych próbek ilastych z syluru otworu Lębork IG 1 są efekt endotermiczny w temperaturze ok. 550–580°C i nieznaczna ilość wody zaadsorbowanej. Wspomniany efekt endotermiczny pochodzi od illitu, który stanowi jeden z podstawowych składników skały i jest typowy dla wszystkich analizowanych próbek skał ilastych. Mała zawartość wody zaadsorbowanej wynika natomiast z jednej strony ze składu mineralnego frakcji ilastej, a z drugiej – z warunków występowania (znaczne głębokości) i wysokiego stopnia diagenezy skał.

Większość próbek wykazuje również dalsze endotermiczne efekty wysokotemperaturowe w temp. ok. 700–800°C. Pierwszy z niech należy przypisać chlorytom, drugi natomiast, w niektórych próbkach bardzo duży i związany ze znaczną stratą wagową, pochodzi od kalcytu. W przypadku próbek wykazujących bardzo duży efekt endotermiczny ok. 800°C (poprzedzający efekt chlorytów) bywa wzmocniony przez dysocjację termiczną dolomitu, współwystępującego z kalcytem, we wszystkich próbkach, jednak w zmiennych ilościach i nie zawsze możliwych do ujawnienia w analizie termicznej.

Wskutek znacznej zawartości pirytu i bituminów analiza termiczna była przeprowadzana w azocie. Jedynie dla wybranych próbek (np. nr 39) w celu porównania wykonano analizy również w powietrzu, co uwidoczniono na figurze 9 liniami przerywanymi (krzywe otrzymane w azocie) i liniami ciągłymi (krzywe otrzymane w atmosferze powietrza). W badanych próbkach występują znaczne ilości bituminów, co przejawia się w analizie termicznej przeprowadzonej w atmosferze powietrza rozległymi efektami egzotermicznymi w zakresie temp. 200–500°C. Egzotermiczny efekt ok. 430°C na tych samych krzywych pochodzi od utlenienia pirytu. Efekty te, zarówno wywołane spalaniem bituminów, jak i utlenianiem pirytu, są zredukowane na pozostałych krzywych przez stosowanie w analizie atmosfery azotu. Bituminy i piryt są istotnymi składnikami wszystkich próbek, a obecność ich w analizie termicznej przejawia się ciągłością straty wagowej w zakresie 200–500°C na krzywych TG wskutek suchej destylacji bituminów. Obecność pirytu ujawnia się natomiast w próbkach wzbogaconych w węglany przez przyrost wagi próbki w temp. powyżej 900°C wskutek utleniania żelaza dwuwartościowego tlenem pochodzącym z dysocjacji najpierw węglanów, a następnie CO_2 na tlenek węgla i wolny tlen. Oprócz przyrostu wagi zjawisko to jest rejestrowane również jako efekt egzotermiczny na krzywych DTA.

Przesunięcie efektów endotermicznych wysokotemperaturowych w próbkach analizowanych w powietrzu (np. nr 39) w stosunku do analogicznych efektów otrzymanych w atmosferze azotu należy przypisać znacznym ilościom ciepła zawartego w próbkach wskutek spalania bituminów i utleniania pirytu.

Z interpretacji derywatogramów (fig. 9) próbek piroklastycznych (nr 31, 154 III i 156) wynika, że wszystkie te skały wykazują efekty endotermiczne w temp. 100–200°, ok. 600°, ok. 700° i powyżej 900°C i dwa efekty egzotermiczne w temp. 400–500° i ok. 1000°C (tego ostatniego brak na krzywej DTA próbki nr 31). Ustalenie pochodzenia tych efektów sprawia trudności. Efekty endotermiczne – pierwszy, trzeci i czwarty, zasadniczo wskazują na obecność smektytu, jednak zdaje się temu przeczyć bardzo mała ilość wody zaadsorbowanej, uchodzącej w temp. poniżej 200°C. Ilość ta wynosi ok. 2% dla próbek nr 31 i 156 i ok. 4% dla próbki nr 154 III. Biorąc jednak pod uwagę znaczną głębokość występowania oraz bardzo wysoki stopień zdiagenezowania i sprasowania osadów sylurskich w otworze Lębork IG 1 można przypuszczać, że wskutek tych warunków wystąpiła mechaniczna, lub nawet mechaniczno-termiczna częściowa dehydratacja smektytu, co uzasadniałoby tak niską zawartość wody niskotemperaturowej.

Drugi (ok. 600°C) efekt endotermiczny w próbkach nr 154 III i 136 być może należy przypisać kaolinitowi. W próbkach tych bowiem występuje również egzotermiczny ostry efekt ok. 1000°C niezwiązany ze stratą wagową, a charakterystyczny przede wszystkim dla tego minerału.

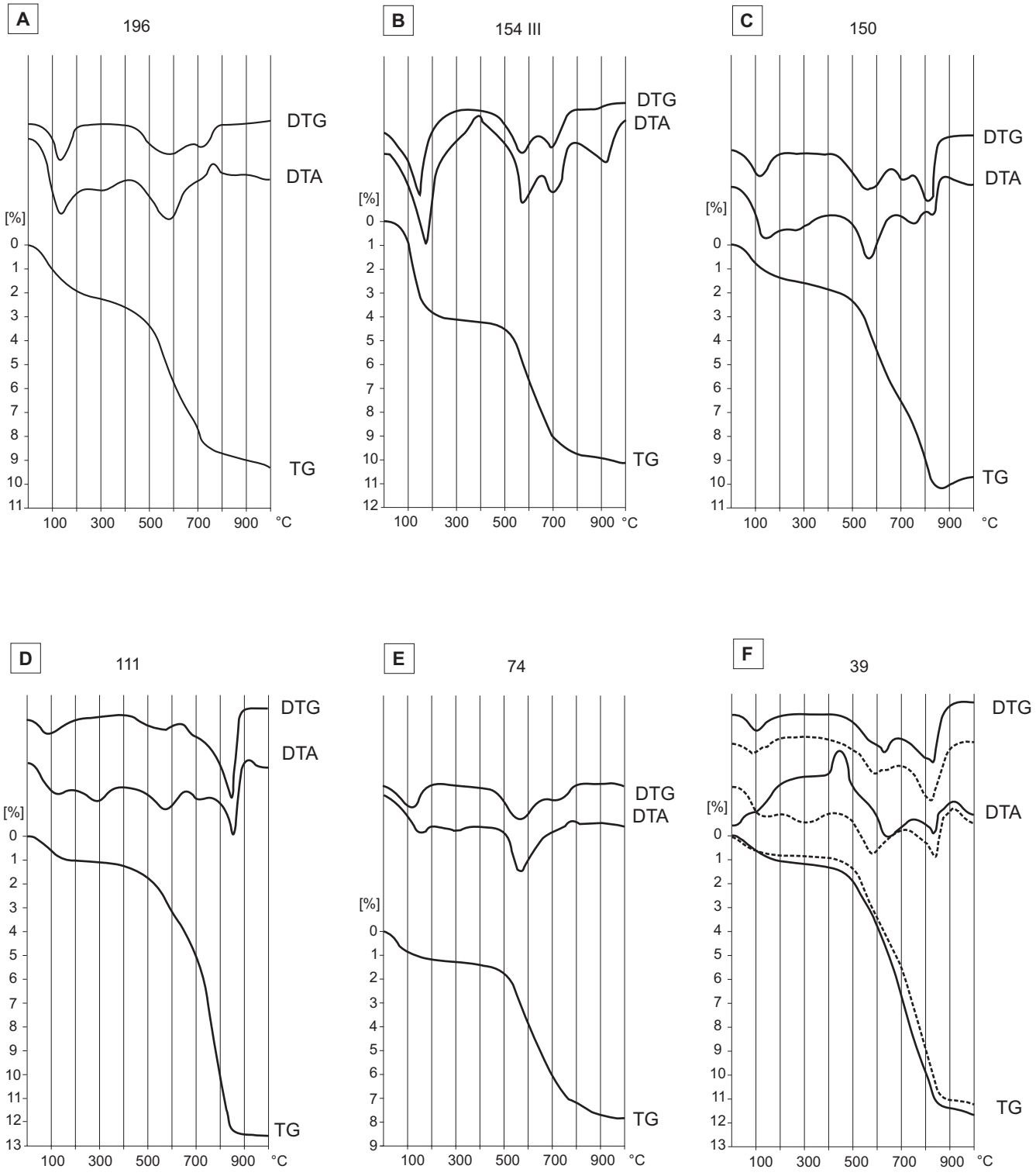


Fig. 9. Dyfraktogramy skał ilastych (A, C–F) i skały piroklastycznej (B)

A – próbka 196, głęb. 1485,9 m. **B** – próbka 154 III, głęb. 1885,1 m. **C**– próbka 150, głęb. 1920,5 m. **D** – próbka 111, głęb. 2131,7 m. **E** – próbka 74, głęb. 2517,2 m. **F** – próbka 39, głęb. 2772,3 m. Linia ciągła – analiza wykonana w atmosferze powietrza; linia przerywana – analiza wykonana w atmosferze azotu

XRD patterns clay rocks (A, C–F) and pyroclastic rock (B)

A – sample 196, depth 1485.9 m. **B** – sample 154 III, depth 1885.1 m. **C** – sample 150, depth 1920.5 m. **D** – sample 111, depth 2131.7 m. **E** – sample 74, depth 2517.2 m. **F** – sample 39, depth 2772.3 m. Solid line – analysis performed in air; dashed line – analysis performed in nitrogen

Prawdopodobne jest również występowania illitu. Nie jest także wykluczone, że wspomniany efekt egzotermiczny pochodzi od illitu i innego dotychczas niezidentyfikowanego minerału. Natomiast w próbce nr 31 nie ma podstaw do wnioskowania o obecności kaolinitu, a efekt ok. 600°C jest prawdopodobnie wynikiem obecności jedynie illitu. W próbce tej występuje ponadto efekt endotermiczny powyżej 800°C, wskazujący na dysocjację termiczną kalcytu. Obecność kalcytu w tej próbce potwierdziła analiza rentgenowska.

Analiza rentgenowska

Skały piroklastyczne. We wszystkich próbkach występuje illit, poza tym prawdopodobna jest obecność smektytu w próbce nr 154 III. W próbce nr 31 są widoczne refleksy należące do substancji ilastej, kwarcu i skaleni, a w próbce nr 156 – substancji ilastej i pirytu. Do pełnej identyfikacji jest konieczna szczegółowa analiza rentgenowska, wymagająca preparowania próbek.

Skały ilaste. Ogólnie można stwierdzić na podstawie analiz 13 próbek z różnych głębokości, że według wyników rentgenowskich i zgodnie z pozostałymi obserwacjami substancja ilasta w całym profilu syluru ma skład nie ulegający zasadniczym zmianom i składa się z chlorytu – klinochloru i illitu z serycytem. Oprócz tego występują stałe składniki, takie jak: kwarc, kalcyt, dolomit, piryt, skalenie.

Mineralizacja siarczanowa. Refleksy otrzymane dla próbki nr 208 zidentyfikowano jako należące do kalcytu i celestynu, a rentgenogram próbki nr 212 wskazuje na występowanie celestynu.

Wnioski

1. Nawiercone utwory ordowiku nie różnią się zasadniczo od obserwowanych w innych profilach ordowiku na Niżu. Są również wykształcone w litofacji węglanowej i marglistej. Zawierają nieregularne smugi ilaste oraz poziomy margli cętkowanych (zbioturbowanych) o charakterystycznym plamistym rozmieszczeniu substancji bitumicznej, a wapienie organodetrytyczne wskazują na sedymentację płytkowodną. Różnica natomiast polega na obfitości substancji bitumicznej i pirytu, nie obserwowanej w znanych profilach ordowiku na Niżu. Wprawdzie na pozostałym obszarze pod koniec ordowiku również obserwuje się zanik pstrego zabarwienia i pewien powrót do warunków środowiska utleniająco-redukujących (glaukonit w zielonych wapieniach i marglach w otworach: Żebrak IG 1, Tłuszcz IG 1, Bartoszyce IG 1 i Gołdap IG 1), w profilu Lębork IG 1 są widoczne jednak przejawy warunków zdecydowanie redukcyjnych, wskazujących na sedymentację w źle przewietrzanej strefie przydennej, o dużej ilości szczątków organicznych.

2. Utwory syluru występują tu przede wszystkim w litofacji ilastej, w dwóch wyróżnionych przez autorkę mikrolitofacjach – jasnej i ciemnej, przy czym widoczną w dolnych poziomach syluru przewagę osadów należących do mikrolitofacji ciemnej, obfitującej w substancję bitumiczną i piryt, można rozpatrywać jako zanikającą kontynuację warunków fizykochemicznych ordowiku w związku z prawdopodobną ciągłością sedymentacyjną stwierdzoną w omawianym otworze.

3. Osady syluru pod względem petrograficznym można podzielić na 3 grupy:
- łupki ilaste,
- łupki mułowcowe,
- skały piroklastyczne.

Łupki ilaste wykazują w całym ok. 2250 m miąższości profilu syluru stały skład mineralny. Składają się z illitu, chlorytu, serycytu, ponadto zawierają kwarc, kalcyt, dolomit, skalenie, piryt i substancję bitumiczną. Na szczególną uwagę zasługuje zasadniczo stały w całym profilu skład mineralny substancji ilastej (drobne wahania dotyczą jedynie składników akcesorycznych), analogiczny do stwierdzonego we wszystkich pozostałych dotychczas znanych profilach syluru na Niżu (Bytów IG 1, Pasłęk IG 1, Żebrak IG 1, Tłuszcz IG 1, Mielnik IG 1, Kaplonosy IG 1, Bartoszyce IG 1, Gołdap IG 1) (Langier-Kuźniar, 1967, 1971, 1974 a,b,c, 1975).

Łupki mułowcowe należy interpretować jako element obcy w stosunku do osadów ilastych pod względem pochodzenia materiału, składu mineralnego, struktury, tekstury i warunków sedymentacji, jako że jest to produkt działalności prądów zawiesinowych. Ten charakterystyczny typ osadu został stwierdzony dotychczas jedynie w zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Lębork IG 1, Bytów IG 1, Pasłęk IG 1) i świadczy o żywej działalności prądów zawiesinowych w tej części zbiornika sylurskiego. Na figurze 8 przedstawiono charakterystyczne tekstury dla tego typu skał.

Skały piroklastyczne, trzykrotnie stwierdzone w profilu, mają skład mineralny bardzo złożony, znacznie odbiegający od typowych bentonitów.

4. Substancja bitumiczna pochodząca z ordowiku i syluru otworu Lębork IG 1 nie różni się od obserwowanej w pozostałych nawierconych na Niżu otworach. Jest ona rozproszona w postaci drobnych płaskich soczewkowatych skupień, ułożonych zgodnie z laminacją skały, ostro ograniczonych w kierunku pionowym, a nieostro w poziomym. Skupia się ona – wraz z pirytem – głównie w łupkach graptolitowych mikrolitofacji ciemnej, która w otworze Lębork IG 1, podobnie jak w innych zbliżonych facjalnie profilach, występuje jako mikrolitofacja przeważająca w niższych partiach profilu, następnie przewarstwia się z mikrolitofacją jasną i stopniowo ku stropowi zanika, ustępując miejscami mikrolitofacji jasnej.

5. Występującą w stropowej części profilu syluru Lębork IG 1 mineralizację szczelinową zidentyfikowano metodą rentgenowską jako celestyn.

6. Występowanie konkrecji i soczewek węglanowych wśród osadów ilastych wskazuje na lokalne, okresowe spłycenie zbiornika na tym obszarze.

7. Obecny świeży biotyt w niektórych poziomach ilastych był już przedmiotem badań w utworach ludlowu

Anglii (Tucker, 1960), jako składnik detrytyczny osadu. Należałoby jednak rozważyć możliwości pochodzenia tego biotytu jako przejawu działalności wulkanicznej, uwzględniając zastanawiające występowanie świeżych, nieraz stosukowo dużych blaszek biotytu w pelitycznym osadzie głębokomorskim o minimalnej zawartości materiału detrytycznego, znaczne natężenie działalności wulkanicznej w sylurze oraz charakterystyczne występowanie biotytu w prawie wszystkich poziomach piroklastycznych na Niżu.

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

STRATYGRAFIA, UWAGI O LITOLOGII, ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI

Utwory syluru nawiercone w otworze Lębork IG 1 stanowią znaczną część paleozoicznej pokrywy osadowej występującej w zachodniej części obniżenia bałtyckiego na wyniesieniu Łeby. Miąższość przewierconych tu skał, od czwartorzędu do ordowiku, wynosi 3310,0 m, z czego największą miąższość mają utwory syluru – 2245,4 m. Stanowi to 68% całego profilu. Sylur był rdzeniowany w ok. 90% przy dość wysokim uzysku rdzenia. Fragmenty profilu wybrano jako litostratotypy dwóch formacji – „formacji iłowców z Pelplina" i „formacji iłowców i mułowców z Kociewia" oraz za hipolitostratotyp – „ogniwa mułowców wapnistych Redy" (Modliński i in., 2006).

Miąższość utworów syluru znacznie wzrasta ku górze profilu – od zaledwie 25 m dla landoweru do ponad 2200 m dla pozostałych oddziałów syluru. Szczególnie drastyczny wzrost miąższości nastąpił w górnym piętrze ludlowu – ludfordzie. Sylur kończą bardzo silnie zerodowane utwory przydolu.

Upad warstw w profilu wynosi 0°, nie zaobserwowano większych luk sedymentacyjnych czy erozyjnych. Cytowany w profilu na niektórych głębokościach upad warstw wynoszący do kilkunastu stopni jest upadem pozornym spowodowanym krzywizną otworu. Utwory syluru leżą na ordowiku (hirnancie). W stropie sylur kontaktuje z przerwą erozyjną z utworami permu – czerwonego spągowca.

Źródłem archiwalnych informacji dotyczących syluru w otworze jest wstępny profil litologiczno-stratygraficzny sporządzony przez Tomczyka (mat. arch., 1977). Litologia i stratygrafia syluru zostały opracowane przez tego autora na podstawie opisu fragmentów rdzeni wiertniczych, próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych.

Po późniejszej weryfikacji stratygrafii przeprowadzonej przez Szymańskiego i Modlińskiego (2003) oraz kolejnej Weryfikacji profili stratygraficznych (2008) zmianie uległy głębokości niektórych granic stratygraficznych oraz nazwy wydzieleń. W niniejszym opracowaniu przedstawiono częściowo uaktualnioną stratygrafię, szczególnie landoweru i wenloku, poprzedzoną profilowaniem biostratygraficznym tej części profilu, opierając się na bogatym zespole graptolitów. Należy jednak zaznaczyć, że granice jednostek chronostratygraficznych w profilu, w tym te zweryfikowane, są w niektórych przypadkach przybliżone i umowne, ponieważ przyjęto je na podstawie innych kryteriów niż biostratygraficzne, np. w odcinkach pozbawionych skamieniałości lub w odcinkach nierdzeniowanych.

W profilu dominują skały drobnoziarniste, zawierające minerały ilaste przeważnie ze zmienną domieszką ziaren detrytycznych, głównie kwarcu; w przeważającej części są to mułowce i iłowce, w ludlowie obok mułowców występują pyłowce i pyłowce wapniste, w niższej części landoweru występują czarne iłowce bitumiczne. Mniejszy udział mają skały nieterygeniczne – wapienie, wkładki utworów piroklastycznych w tym bentonitów i tufitów. Skały wapniste (węglanowe lub dolomityczne) występują jako domieszki w osadzie, a w ludlowie jako laminy węglanowo-silikoklastyczne (kalcisilikoklastyki) lub konkrecje wczesnodiagenetyczne o gładkich i ostrych krawędziach.

Skały syluru opisywane przez Tomczyka (mat. arch., 1977) na etapie wiercenia oraz w profilu zamieszczonym w CBDG (Weryfikacja profili stratygraficznych, 2008), także autorstwa Tomczyka (*op. cit*.), są opisane w ogromnej większości jako „iłowce i łupki". Przy opisie profilu litologicznego omawianego otworu Tomczyk (*op. cit*.), podobnie jak w wielu innych profilach syluru na platformie wschodnioeuropejskiej, stosuje wydzielenie litologiczne „iłowiec" dla przeważającej części utworów syluru. Utwory te z zachodniej części obniżenia bałtyckiego, w tym w profilu Lębork IG 1, były przedmiotem badań sedymentologicznych Jaworowskiego (m.in. 1971, 2000a, 2007). Autor ten wydzielił wiele litofacji w sukcesji pyłowców i łupków syluru. Aktualnie prowadzone badania w otworach na platformie wschodnioeuropejskiej wskazują, że wydzielenie „iłowiec" dla utworów platformy wschodnioeuropejskiej nie jest ścisłe. Skały te są w rzeczywistości mieszaniną iłu i pyłu w zmiennych proporcjach i odpowiadają swoim składem i teksturą iłowcom, iłowcom pylastym, pyłowcom ilastym i pyłowcom, miejscami wapnistym lub dolomitycznym.

W opracowaniu podano częściowo zweryfikowaną litologię syluru dla profilu. Iłowce *s.s*. występują w formie przeławiceń, głównie w niższej oraz w najwyższej części profilu. Makroskopowo trudno określić stosunek iłu do pyłu w osadzie, na podstawie koloru rysy można uznać, że w przeważającej części należy skały te określić jako iłowce pylaste lub pyłowce ilaste (mułowce). Badania mikroskopowe z kolei wskazują często, że udział minerałów ilastych jest znaczny i odpowiada składem petrograficznym iłowcom.

Kolejnym typem litologicznym w profilu Lębork IG 1, jak i w całej polskiej części platformy wschodnioeuropej-

skiej, są pyłowce (ang. *siltstones*), w tym pyłowce wapniste. Początek ich sedymentacji miał charakter heterochroniczny; przy czym najwcześniej, bo już od początku wenloku, pojawiają się one w profilu Słupsk IG 1 w najbardziej zachodniej, proksymalnej w odniesieniu do obszaru źródłowego części basenu (Jaworowski, 2000a, 2007). W profilu Lębork IG 1 pyłowce występują od spągu ludlowu. Obszarem źródłowym materiału klastycznego, w tym pyłowców, była erodowana pryzma akrecyjna powstała w wyniku kolizji Baltiki i Awalonii w późnym ordowiku i wczesnym sylurze (m.in. Jaworowski, 2000a; Poprawa 2006b), bądź też wynoszone bloki tektoniczne na przedpolu brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej (Jaworowski, 2007).

Część lamin lub warstewek pyłowcowych w sylurze jest silnie wzbogacona w węglany i ma charakter kalciklastyków.

Zespoły skamieniałości w profilu są mało zróżnicowane, jednak często są liczne i dobrze zachowane. Graptolity dominujące w rdzeniowanych odcinkach profilu stanowią podstawę biostratygrafii systemu. Jako wzorzec dla biostratygrafii polskich sekwencji systemu sylurskiego wykorzystuje się tradycyjnie schemat podziału wypracowany w klasycznych odsłonięciach obszarów Anglii i Walii. Jego ramy zostały stworzone na początku poprzedniego stulecia. Schemat ten, podlegając modyfikacjom, jest stosowany pod nazwą Zgeneralizowana Zonacja Graptolitowa (*Generalized Graptolite Zonation* (GGZ)), ustalona przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koreń i in., 1996). Obecnie jest stosowany schemat podziału chronostratygraficznego syluru wg Melchina i in. (2012), oparty na podziale biostratygraficznym Koreń (*op. cit.*). Podział graptolitowy Urbanka i Tellera (1997), uzupełniony wydzieleniami Tellera (1969) oraz Porębskiej i in. (2004), dla obszaru platformy wschodnioeuropejskiej jest w znacznym stopniu korelatywny z podziałem standardowym. W profilu Lębork IG 1 można udokumentować większość z wydzielonych poziomów standardowych (tab. 5).

Szczególnie licznie graptolity występują w utworach landoweru i wenloku. Ich obecność pozwoliła na dość szczegółowe rozpoziomowanie utworów syluru oraz przedstawienie zasięgów poszczególnych poziomów (patrz Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny, ten tom). Graptolity wyższego ludlowu były analizowane przez A. Pilitowską (1998) oraz J. Machurę (1998). Opracowano zespoły graptolitów z rodzajów *Monograptus* i *Pristiograptus* górnego ludfordu. Wydzielono poziomy *Monograptus balticus*, *Monograptus protospineus* i *Monograptus formosus* późnego ludfordu (Pilitowska, *op. cit.*) oraz opisano szereg taksonów z rodzaju *Pristiograptus*, charakteryzując ich ewolucję i frekwencję w utworach ludfordu profilu Lębork IG 1 (Machura, *op. cit.*).

Wyniki badań biostratygraficznych w tym przedziale stratygraficznym wskazują na potrzebę rewizji granicy przydol/ ludlow w profilu Lębork IG 1.

Oprócz graptolitów spotyka się skorupki ramienionogów bezzawiasowych, małży i liczne muszle łodzików, czasem tentakulitów, w najwyższej części syluru – trylobity i ramienionogi oraz mikrofaunę.

W profilu otworu Lębork IG 1 wydzielono wszystkie oddziały syluru (landower, wenlok, ludlow i przydol). Podział syluru, przedstawiony w niniejszym opracowaniu, odbiega od podziału stosowanego przez kilkadziesiąt lat i przedstawionego przez Tomczyka (mat. arch., 1977). Profil litologiczny przedstawiono w ramach częściowo znowelizowanej stratygrafii, obejmującej zrewidowane położenie niektórych granic oddziałów (Szymański, Modliński, 2003). Skład fauny, nazwy rodzajowe i gatunkowe graptolitów i ich występowanie w profilu podano częściowo według opisu Tomczyka (*op. cit.*). W wielu przypadkach uzupełniono je i zweryfikowano.

Landower

Landower występuje na głęb. rdzeniowej 3248,0–3273,0 m, a jego miąższość wynosi 25 m. Na podstawie graptolitów udokumentowano obecność wszystkich pięter landoweru – rhuddanu, aeronu i telychu. W strefie granicznej między ordowikiem a sylurem występują ślady rozmyć oraz iłowce szarozielone i szare, lekko wapniste z nielicznymi graptolitami charakterystycznymi dla pogranicza ordowiku i syluru. Wśród nich Tomczyk (mat. arch., 1977) wymienia *Glyptograptus persculptus* Salter, przewodni dla poziomu *persculptus* górnego hirnantu, występujący także w najniższym sylurze. Szarozielone barwy osadu wskazują na oksyczne lub suboksyczne warunki sedymentacji na pograniczu ordowiku i syluru, szybko, w miarę postępowania transgresji morskiej zmieniające się na anoksyczne, czego dowodem są czarne bitumiczne łupki graptolitowe rhuddanu z licznymi graptolitami poziomów od *Akidograptus ascensus* po *Coronograptus cyphus*.

Aeron i telych są wykształcone jako iłowce i mułowce szare z wkładkami czarnych łupków z licznymi graptolitami oraz iłowców lub mułowców szarych i zielonych wapnistych lub dolomitycznych. Najmłodszymi udokumentowanymi paleontologicznie utworami landoweru są iłowce i mułowce szare poziomu *Spirograptus spiralis*.

Czarne i szare iłowce i mułowce landoweru, w wyższej części miejscami wapniste, występujące na głęb. rdzeniowej 3248,0– 3273,0 m stanowią formację z Pasłęka (Modliński i in., 2006).

Wenlok

Utwory wenloku udokumentowano biostratygraficznie na głęb. rdzeniowej 3062,0–3248,0 m (miąższość 186,0 m). W wenloku, podobnie jak w landowerze, dominuje sedymentacja drobnoklastyczna mułowców i iłowców szarych i ciemnoszarych przeważnie lekko wapnistych. Występuje liczna fauna dokumentująca obecność obu pięter – sheinwoodu i homeru.

Sheinwood występuje na głęb. 3166,0–3248,0 m (miąższość 82,0 m). Wyróżnione tu zostały następujące poziomy graptolitowe: *Cyrtograptus centrifugus*, *C. murchisoni*,

Tabela 5

Podział chronostratygraficzny syluru i poziomy graptolitowe standardowe oraz na platformie wschodnioeuropejskiej (EEC)

Silurian chronostratigraphic chart and graptolite zonation (standard scheme and for the East European Platform)

Oddział Series	Piętro Stage	Poziomy graptolitowe Graptolite biozones (Melchin i in., 2012)	Poziomy graptolitowe (EEC) Graptolite biozones (Teller, 1969, Urbanek, Teller, 1997, zmienione; Porębska i in., 2004)
Przydol		*Monograptus transgrediens*	*Monograptus transgrediens*
		M. bouceki	*M. perneri*
			M. bouceki
		Neocolonograptus lochkovensis *N. branikensis*	*M. samsonowiczi*
			M. chelmensis
			Neocolonograptus. lochkovensis
		N. ultimus	*N. ultimus*
		N. parultimus	*N. parultimus*
Ludlow	ludford	*Formosograptus formosus*	*M. spineus*
			Monograptus protospineus
			M. acer
			Pseudomonocl. latilobus
		Neocucullograptus kozlowskii	*Neocucullograptus kozlowskii*
		Polonograptus podoliensis	*N. inexpectatus*
			Neolobograptus auriculatus
		Bohemograptus	*Bohemograptus cornutus*
			B. praecornutus
		Saetograptus leintwardinensis	*Saetograptus leintwardinensis*
	gorst	*Lobograptus scanicus*	*Cucullograptus hemiaversus*
			Lobograptus invertus
			L. scanicus
		Neodiversograptus nilssoni	*L. progenitor*
			Neodiversograptus nilssoni
Wenlok	homer	*Colonograptus ludensis*	*Colonograptus ludensis*
		C. deubeli	*C. deubeli*
		C. praedeubeli	*C. praedeubeli*
		Gothograptus nassa	*Gothograptus nassa*
		Pristiograptus parvus	*Pristiograptus parvus*
		Cyrtograptus lundgreni	*Cyrtograptus lundgreni*
	sheinwood	*C. perneri*	*C. perneri*
		C. rigidus	*C. rigidus*
		Monograptus belophorus	*Monograptus belophorus* *(= M. flexilis)*
		M. riccartonensis	*M. antennularius*
			M. riccartonensis
		Cyrtograptus murchisoni	*Cyrtograptus murchisoni*
		C. centrifugus	*C. centrifugus*
Landower	telych	*C. insectus*	*? Cyrtograptus lapworthi*
		C. lapworthi	
		Oktavites spiralis	*Oktavites spiralis*
		Monoclimacis crenulata– *M. griestoniensis*	*Monoclimacis crenulata–* *M. griestoniensis*
		Monograptus crispus	*Monograptus crispus*
		Spirograptus turriculatus	*Spirograptus turriculatus*
		Spirograptus guerichi	
	aeron	*Stimulograptus sedgwickii*	*Stimulograptus sedgwickii*
		Lituigraptus convolutus	*Lituigraptus convolutus*
		Monograptus argenteus	*Monograptus argenteus*
		Demirastrites pectinatus– *D. triangulatus*	*Monograptus gregarius*: *Diplograptus magnus*, *Demirastrites triangulatus*
	rhudan	*Coronograptus cyphus*	*Coronograptus cyphus*
		Orthograptus vesiculosus	*Orthograptus vesiculosus*
		Parakidograptus acuminatus	*Parakidograptus acuminatus*
		Akidograptus ascensus	*Akidograptus ascensus*

Monograptus riccartonensis, *M. antennularius*, *M. flexilis* oraz *C. perneri.*

Homer udokumentowano na głęb. rdzeniowej 3062,0–3166,0 m (miąższość 104 m). Litologicznie nie różni się od sheinwoodu. Dominują tu drobne silikoklastyki (mułowce i iłowce) szare i ciemnoszare, miejscami wapniste z nielicznymi konkrecjami i soczewkami wapieni. Miejscami występują zaburzenia tektoniczne w postaci luster i ślizgów tektonicznych (m.in. w interwale głęb. 3062,0–3073,0 m). Udokumentowano tu poziom *Cyrtograptus lundgreni*, którego spąg określono na 3166,0 m z gatunkiem wskaźnikowym i innymi towarzyszącymi gatunkami *Cyrtograptus* oraz gatunkiem *Testograptus testis*. W interwale głęb. 3088,0– 3100,0 m w odcinku bezrdzeniowym Tomczyk (mat. arch., 1977) sugeruje obecność silnie wapnistych silikoklastyków odpowiadających tzw. anomalii *nassa*. Do stropu homeru i wenloku występują mułowce i iłowce szare i ciemnoszare z nielicznymi konkrecjami i soczewkami wapieni z graptolitami rodzajów *Spinograptus*, *Pristiograptus*, *Colonograptus* – typowymi dla wyższej części wenloku, powyżej wydarzenia *lundgreni*. Utwory wenloku z głęb. 3080,0–3248,0 m (miąższość 168,0 m) stanowią litostratotyp formacji z Pelplina (Modliński i in., 2006).

Ludlow

W ludlowie następuje drastyczna zmiana miąższości osadów, spowodowana zwiększonym dopływem materiału do basenu sedymentacyjnego. Procesowi temu towarzyszy wzrost przestrzeni akomodacyjnej, spowodowany nasilonym uginaniem zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, związanym z kolizją paleokontynentu Baltiki i Awalonii (m.in. Lazauskiene, 2003; Jaworowski, 2000a; Poprawa, 2006b). Miąższość ludlowu wynosi ok. 2000 m. Zgodnie z danymi CBDG ludlow występuje na głęb. 1068,0–3062,0 m. Obejmuje dwie formacje – formację z Pucka oraz formację z Kociewia. Utwory z głębokości rdzeniowej i geofizycznej ok. 1650,0–3080,0 m stanową litostratotyp formacji z Kociewia (Modliński i in., 2006). Jednostka ta jest zbudowana z szarych i ciemnoszarych pyłowców i pyłowców wapnistych, z licznymi blaszkami muskowitu, rzadziej biotytu, przewarstwianych iłowcami i mułowcami. W obrębie pyłowcowo-łupkowej formacji z Kociewia występują liczne struktury sedymentacyjne będące wynikiem wzrostu dynamiki w basenie sedymentacyjnym – laminacja pozioma, soczewkowa, ripplemarkowa, a wkładki pyłowców są interpretowane jako osad prądów zawiesinowych (turbidyty) oraz prądów dennych (Jaworowski, 2000a). Utwory te tworzyły miąższe i rozległe nagromadzenia materiału terygenicznego, ciągnące się wzdłuż prawdopodobnie słabo nachylonego skłonu, jego podnóża i równi głębokowodnej (Jaworowski, 2007).

W obrębie formacji z Kociewia Modliński i in. (2006) wyróżnili ogniwo mułowców wapnistych Redy. Utwory na głęb. 1941,5–1967,0 m (wg pomiarów geofizycznych) stanowią hipolitostratotyp tej jednostki. Ogniwo to charakteryzuje podwyższenie oporności oraz wychylenie na krzywej profilowania neutron-gamma.

Sedymentacja sukcesji pyłowcowo-łupkowej kończy się w późnym ludlowie – ludfordzie. Wyższą część ludlowu (wyższy ludford) tworzą mułowce wapniste i iłowce wapniste formacji z Pucka, której osady, na głęb. geofizycznej 1027,6– 1650,0 m, pozbawione grubszej frakcji, dowodzą zaniku silnej erozji obszarów źródłowych i ograniczenia procesów tektonicznych.

W ludlowie na podstawie graptolitów wyróżniono oba piętra – gorst i ludford. Gorst występuje na głęb. rdzeniowej ?2849,5–3062,0 m, ludford natomiast na głęb. ?1068,0–?2849,5 m.

Prowadzone obecnie badania syluru w otworach na platformie wschodnioeuropejskiej oraz korelacja między otworami sugerują niewielkie odchylenia w położeniu ogniwa mułowców wapnistych Redy, jak również niektórych granic stratygraficznych w ludlowie.

Przydol

Przydol w omawianym profilu jest silnie zerodowany, występuje tylko niższa jego część. Kontaktuje on erozyjnie z permem – czerwonym spągowcem. Luka erozyjna obejmuje więc dużą część przydolu, dewon i karbon. Przydol jest wykształcony jako iłowce i mułowce szarozielonkawe wapniste, miejscami drobnolaminowane z fauną ramienionogów, małży, niezbyt licznymi graptolitami oraz mikrofauną m.in. małżoraczków. Utwory te stanowią górną część formacji z Pucka.

Określenie głębokości spągu przydolu wymaga dalszych badań; w źródłach opublikowanych jest podawany na głęb. 1068,0 m (Szymański, Modliński, 2003; Weryfikacja profili stratygraficznych, 2008). Według obu źródeł przydol występuje na głęb. 1027,6–1068,0 m, osiągając małą miąższość – 40,4 m. Cytowany zasięg przydolu jest analogiczny z zasięgiem „dolnego podlasia" wyróżnianym w profilu Lębork IG 1 przez Tomczyka (mat. arch., 1977).

Nieliczne badania stratygraficzne prowadzone w późniejszych latach, jak również badania aktualnie prowadzone m.in. przez autorkę, sugerują większy zasięg przydolu. W niepublikowanej pracy A. Pilitowskiej (1998) dotyczącej biostratygrafii graptolitowej górnego ludfordu granica przydol/ ludlow jest wyznaczona na głęb. 1193,0 m. Prowadzone ostatnio badania profili dolnego paleozoiku na platformie wschodnioeuropejskiej oraz ich wzajemna korelacja także sugerują położenie dolnej granicy przydolu niżej, niż jest podawane w opublikowanych starszych źródłach. Na większy zasięg przydolu i położenie jego dolnej granicy niżej w profilu wskazują także badania mikrofaunistyczne np. małżoraczków (Nehring-Lefeld, ten tom).

Ze względu na brak pewności na dzień dzisiejszy co do głębokości spągu przydolu, w niniejszym opracowaniu zdecydowano się na pozostawienie danych głębokościowych wynikających ze źródeł wcześniej opublikowanych, wskazując na konieczność prowadzenia dalszych badań w tym zakresie.

Podsumowując należy podkreślić, że dominującym typem litofacjalnym w sylurze są drobnoziarniste osady stanowiące mieszaninę iłu i pyłu w różnej i co więcej zmien-

nej proporcji, często trudne makroskopowo do identyfikacji. W przeważającej części, podobnie jak to jest w innych profilach syluru na Niżu Polskim, są to iłowce, mułowce i pyłowce. Iłowce i mułowce występują w landowerze, wenloku i przydolu, pyłowce – w ludlowie. Na uwagę zasługują duży udział materiału węglanowego, który występuje w całym profilu syluru oraz wkładki materiału piroklastycznego, w tym tufity. Dopływ materiału detrytycznego następował z zachodu, a materiału węglanowego prawdopodobnie z niszczenia płytkonerytycznych i litoralnych stref na wschodzie i południowym wschodzie basenu. Nieznane jest pochodzenie materiału węglanowego w warstewkach i laminach pyłowców formacji z Kociewia w ludlowie. Dużą rolę w procesie sedymentacyjnym miał rozwój fleksuralny zbiornika w ciągu syluru i wzrost przestrzeni akomodacyjnej oraz zwiększony dopływ materiału detrytycznego do zbiornika, związany z erozją pryzmy akrecyjnej powstałej na skutek kolizji dwóch paleokontynentów Baltiki i Awalonii.

Monika JACHOWICZ-ZDANOWSKA

BADANIA PALINOLOGICZNE UTWORÓW SYLURU

W utworach morskich syluru mikroskamieniałości organiczne grupy *Acritarcha* występują bardzo często i są zróżnicowane. Po raz pierwszy zostały opisane przez M.C. White'a w 1862 r. z wapieni stanu Nowy Jork Ameryki Północnej. W 1931 r. ich obecność w obszarze bałtyckim odnotowuje A. Eisenack. Od tego czasu znaleziono je na wielu obszarach Europy, Afryki, Ameryki Północnej i Południowej (Martin, 1989).

Sylurskie zespoły akritarch z obszaru Polski nie zostały dotychczas szczegółowo rozpoznane. W latach 30., a następnie 70. XX w. mikroskamieniałościami tymi z obszaru bałtyckiego zajmował się A. Eisenack, część opracowanego przez tego autora materiału pochodziła z otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze Polski. W latach 90. ubiegłego stulecia opublikowano wstępne wyniki badań sylurskich zespołów akritarchowych bloku małopolskiego (Jachowicz, 1994; Jachowicz i in., 1988) i Gór Świętokrzyskich (Masiak, 1996, 1999; Stempień, 1990). W pracy Jachowicz (2000) przedstawiono wyniki badań palinologicznych utworów syluru Pomorza prowadzonych w ramach badań kaledonidów pomorskich i ich przedpola. Badania wykonano dla trzech otworów wiertniczych (Lębork IG 1, Gdańsk IG 1, Kościerzyna IG 1) zlokalizowanych na północny wschód od strefy Teisseyre'a–Törnquista (TTZ), którymi udostępniono płasko leżące osady brzeżnej, zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Pozostałe próbki pochodziły z otworów wiertniczych (Bydgoszcz IG 1, Klosnowo IG 1, Stobno 1) udostępniających sfałdowane utwory dolnopaleozoiczne na południowy wschód od TTZ. Przeprowadzone badania pozwoliły na wyznaczenie w utworach syluru Pomorza siedmiu zespołów akritarchowych, które występują także w profilu otworu Lębork IG 1.

W omawianym otworze badaniami palinologicznymi objęto pełny profil syluru – od landoweru do przydolu (tab. 6). Analizom poddano w sumie 104 próbki, które przemacerowano przy zastosowaniu standardowych metod maceracji dla skał niewęglowych (Wood i in., 1996). Rozdrobnione do ziarna ok. 5–10 mm próbki przemacerowano za pomocą roztworów 36% kwasu solnego i 40% kwasu fluorowodorowego na zimno. Uzyskany macerat przesiano przez nylonowe sita o oczkach o średnicy 10 mikronów. Zagęszczony w ten sposób materiał organiczny stanowił podstawę do sporządzenia standardowych, kroplowych preparatów mikroskopowych. Preparaty poddano mikroskopowej analizie planimetrycznej w świetle przechodzącym.

Wyniki analiz palinologicznych

Celem pracy była przede wszystkim charakterystyka uzyskanych w poszczególnych ogniwach syluru zespołów *Acritarcha* – określenie składu rodzajowego i gatunkowego analizowanych zespołów, obserwacje zróżnicowania ilościowego i jakościowego oraz następstwa uzyskanych asocjacji.

W wyniku przeprowadzonych analiz w badanych próbkach stwierdzono występowanie bogatych zróżnicowanych ilościowo i jakościowo zespołów mikroskamieniałości organicznych należących do świata roślinnego i zwierzęcego (fig. 10, 11). Udokumentowane asocjacje mikroflory składają się z dwóch zasadniczych grup mikroskamieniałości roślinnych, takich jak:

- mikroskamieniałości grupy *Acritarcha*, interpretowanych jako cysty jednokomórkowych glonów morskich i stanowiących w osadach element autochtoniczny,
- mikrospory roślin lądowych (*Sporites*), przetransportowanych do zbiornika morskiego i stanowiących w jego osadach element allochtoniczny.

W uzyskanym materiale oprócz mikroskamieniałości roślinnych stwierdzono również występowanie licznych okazów *Chitinozoa* oraz pojedynczych skolekodontów, tradycyjnie zaliczanych do świata zwierzęcego i będących w osadach zbiornika morskiego elementem autochtonicznym.

W większości poddanych analizom próbek stwierdzono występowanie mikroskamieniałości grupy *Acritarcha*, wyjątek stanowią utwory dolnego ludlowu – gorstu, w których pomimo drobiazgowych poszukiwań nie znaleziono oznaczalnych okazów tej grupy. W badanych próbkach z tego odcinka profilu znaleziono jedynie liczne fragmenty bezpostaciowej substancji organicznej, fragmenty *Chitinozoa* oraz fragmenty graptolitów.

Frekwencja wszystkich ważniejszych rodzajów *Acritarcha* oraz zróżnicowane występowanie bogatego zespołu gatunków pozwalają na wydzielenie w analizowanych

Tabela 6

Wykaz badanych próbek w profilu Lębork IG 1

List of analysed samples in the Lębork IG 1 section

Chronostratygrafia Chronostratigraphy	Głębokość pobrania próbki Depth of sample [m]
Przydol	1046,3
Ludlow – wyższy ludford	1102,9; 1121; 1125,5; 1135; 1166,8; 1183,8; 1207,7
	1242,3; 1257,1; 1283,6; 1338,3; 1419,9; 1472,6
	1531,3; 1578; 1584,3; 1612,3; 1653; 1679,8; 1730,1
	1768,3; 1810,1; 1812
Ludlow – niższy ludford	1882,4; 1934; 1963,3; 2044; 2095; 2125; 2200; 2270
	2315; 2320; 2400; 2410; 2510; 2570; 2625; 2645;
	2675; 2705; 2725; 2755; 2775; 2825
Ludlow – gorst	2920; 2095; 2930; 2935; 2940; 2955; 2960; 2965;
	2970; 2976; 2985; 2990; 2993; 3005; 3010; 3015;
	3020; 3026,5; 3032,5; 3035; 3040; 3050; 3055
Wenlok – homer	3065; 3070; 3075; 3080; 3085; 3110; 3115; 3138,5
	3150; 3155; 3160; 3165
Wenlok – scheinwood	3170; 3175; 3180; 3185; 3190; 3195; 3201,5; 3205; 3209; 3215;
	3220, 3221, 3228; 3238; 3240,5; 3245; 3247,5
Landower	3253; 3255; 3261; 3263,5; 3267,5; 3270,5

utworach sylurskich siedmiu zasadniczych zespołów akritarchowych.

Zespół I: landower – rhuddan, aeron

W dwóch próbkach reprezentujących najstarsze osady landoweru z głęb. 3267,5 i 3270,5 m znaleziono bardzo ubogie zespoły mikroskamieniałości organicznych. Charakteryzują się one dominacją prostych sferycznych form rodzaju *Leiosphaeridia*. W uzyskanym materiale znaleziono jedynie fragmenty okazów reprezentujących typowo sylurskie rodzaje, takie jak *Diexallophasis* i *Oppilatalla*. Pomimo drobiazgowych poszukiwań w badanych próbkach nie stwierdzono występowania żadnych przewodnich rodzajów *Acritarcha* znanych z innych obszarów występowania utworów ruddanu czy aeronu. Słabe zróżnicowanie asocjacji w badanych osadach jest zgodne z linią ewolucyjną całej grupy *Acritarcha*. Zespoły akritarch uzyskiwane z osadów syluru innych obszarów w tym odcinku profilu charakteryzują się najsłabszym zróżnicowaniem rodzajowym i gatunkowym (Kaljo i in., 1995).

Uzyskany materiał odznacza się bardzo złym stanem zachowania. Znalezione okazy wykazują liczne uszkodzenia ścianek w postaci licznych perforacji i pęknięć różnych rozmiarów, a także wyraźne zmiany budującej je substancji organicznej, objawiające się ciemną lub bardzo ciemnobrązową barwą. Uzyskane zespoły odznaczają się także niską frekwencją okazów – najczęściej zaledwie kilka okazów w jednym standardowym preparacie mikroskopowym o powierzchni 22 × 22 mm.

Zespół II: landower – telych

W czterech próbkach z interwału głęb. 3253,0–3263,5 m uzyskano pierwsze liczne, zróżnicowane rodzajowo i gatunkowo zespoły *Acritarcha*. Różnią się one wyraźnie od zespołów znalezionych w starszych ogniwach landoweru, jak również występujących w utworach wenloku, ludlowu czy przydolu. W badanych próbkach znaleziono dość liczne zespoły *Acritarcha* – ponad 100 oznaczalnych okazów w standardowym preparacie mikroskopowym o powierzchni 22 × 22 mm.

Do ważniejszych znalezionych tu rodzajów i gatunków należą: *Domasia trispinosa* Downie, *D. limaciforme* (Stocmans et Williére) Cramer, *D. amphora* Martin, *Salopidium granuliferum* (Downie) Dorning, *Tylotopalla aniae* Cramer, *T. celloniensis* Priewalder, *T. caelamenicutis* Loeblich Jr., *Ammonidium listeri* Smelror, *A. microcladum* (Downie) Lister, *Visbysphaera meson* (Eisenack) Lister, *V. oligofurcata* (Eisenack) Lister. Oprócz wymienionych gatunków

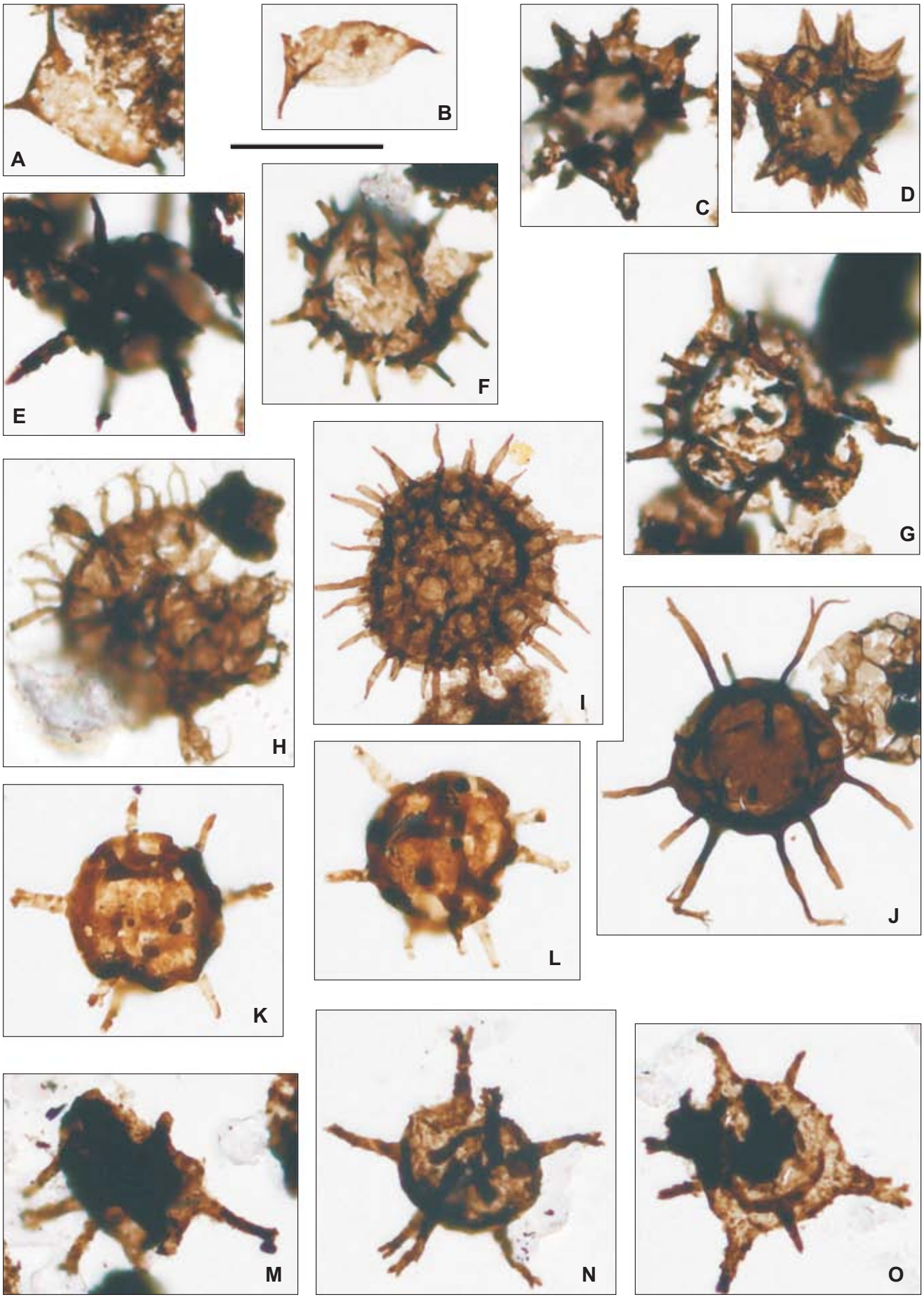

A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L
M
N
O

Fig. 10. Sylurskie akritarchy z otworu wiertniczego Lębork IG 1

A – *Domasia trispinosa* Downie, 1960, głęb. 3263,5 m. **B** – *Domasia trispinosa* Downie, 1960, głęb. 3263,5 m. **C** – *Tylotopalla caelamenicutis* Loeblich Jr., 1970, głęb. 3263,5 m. **D** – *Tylotopalla caelamenicutis* Loeblich Jr., 1970, głęb. 3255,2 m. **E** – *Evittia sanprtrensis* (Kramer) Lister, 1970, głęb. 3263,5 m. **F** – *Ammonidium listeri* Smelror, 1987, głęb. 3261,3 m. **G** – *Ammonidium listeri* Smelror, 1987, głęb. 3263,5 m. **H** – *Visbysphaera oligofurcata* (Eisenack) Lister, 1970, głęb. 3255,2 m. **I** – *Salopidium granuliferum* (Downie) Dorning, 1981, głęb. 3255,2 m. **J** – *Oppilatala frondis* (Cramer et Diaz) Dorning, 1981, głęb. 3263,5 m. **K** – *Cymbosphaeridium* sp. 1, głęb. 2320 m. **L** – *Cymbosphaeridium* sp. 1, głęb. 2320 m. **M** – *Cymbosphaeridium* sp., głęb. 3170 m. **N** – *Cymbosphaeridium* sp., głęb. 3170 m. **O** – *Cymbosphaeridium* sp., głęb. 3170 m. Skala liniowa – 20µm

Silurian acritarchs from the Lębork IG 1 borehole

A – *Domasia trispinosa* Downie, 1960, depth 3263.5 m. **B** – *Domasia trispinosa* Downie, 1960, depth 3263.5 m. **C** – *Tylotopalla caelamenicutis* Loeblich Jr., 1970, depth 3263.5 m. **D** – *Tylotopalla caelamenicutis* Loeblich Jr., 1970, depth 3255.2 m. **E** – *Evittia sanprtrensis* (Kramer) Lister, 1970, depth 3263.5 m. **F** – *Ammonidium listeri* Smelror, 1987, depth 3261.3 m. **G** – *Ammonidium listeri* Smelror, 1987, depth 3263.5 m. **H** – *Visbysphaera oligofurcata* (Eisenack) Lister, 1970, depth 3255.2 m. **I** – *Salopidium granuliferum* (Downie) Dorning, 1981, depth 3255.2 m. **J** – *Oppilatala frondis* (Cramer et Diaz) Dorning, 1981, depth 3263.5 m. **K** – *Cymbosphaeridium* sp. 1, depth 2320 m. **L** – *Cymbosphaeridium* sp. 1, depth 2320 m. **M** – *Cymbosphaeridium* sp., depth 3170 m. **N** – *Cymbosphaeridium* sp., depth 3170 m. **O** – *Cymbosphaeridium* sp., depth 3170 m. Scale bar – 20µm

←

w uzyskanym materiale stwierdzono licznych przedstawicieli rodzajów charakteryzujących się długimi zasięgami, a mianowicie: *Leiosphaeridia*, *Diexallophasis*, *Veryhachium*, *Leiofusa*, *Micrhystridium*, *Multiplicisphaeridium*, *Onondagella* czy *Oppilatala*. Poza tym występują tu także nieliczne okazy takich form jak: *Geron*, *Lophodiacrodium pepino* oraz *Moyeria*. Ponadto zanotowano obecność pojedynczych egzemplarzy *Neoveryhachium carmine* (Cramer) Cramer.

Zespoły *Acritarcha* o podobnym składzie rodzajowym i gatunkowym są znane z utworów dolnego syluru – telychu z innych obszarów. Telych to okres pojawienia się wielu gatunków o stosunkowo krótkich zasięgach, ograniczających swoje występowanie do utworów pogranicza landoweru i wenloku. W rozwoju akritarch sylurskich jest to okres ich największego zróżnicowania rodzajowego i gatunkowego. Zepoły *Acritarcha* uzyskane z osadów telychu Pomorza są bardzo podobne do opisanych z utworów tego wieku z obszarów Wielkiej Brytanii (Hill, 1974), Norwegii (Smelror, 1987), obszaru bałtyckiego (Eisenach, 1965, 1968; Cramer i in., 1979; Le Hérissé, 1989), Rosji (Sheshegova, 1971, 1984; Umnova, 1975; Kirjanov, 1978), Belgii (Martin, 1969), Czech (Dufka, Pacltova, 1988; Dufka, 1990) i Ameryki Północnej (Cramer, Diez, 1972). Większość z udokumentowanych w badanym profilach form jest także znana z obszaru Afryki (Le Hérissé, 1992; Keegan i in., 1990) i Ameryki Południowej (Rubinstein, 1996).

Stan zachowania uzyskanych okazów nie jest najlepszy, w badanym materiale występuje wiele uszkodzonych form, co utrudnia ich oznaczenia taksonomiczne. Znalezione okazy wykazują uszkodzenia w postaci nieregularnych perforacji i pęknięć różnych rozmiarów lub uszkodzeń elementów rzeźby. Mikroskamieniałości charakteryzuje brązowy i ciemnobrązowy, a niekiedy prawie czarny kolor.

Zespół III: sheinwood

W próbkach z interwału głęb. 3175,0–3247,5 m pomimo drobiazgowych poszukiwań w badanym odcinku profilu nie udało się znaleźć bogatych taksonomicznie asocjacji. Ten odcinek profilu obejmuje utwory niższego wenloku. W osadach tego wieku stwierdzono słabo zróżnicowane rodzajowo i gatunkowo zespoły mikroskamieniałości. Uzyskane okazy są bardzo źle zachowane, a ich frekwencja w badanym materiale bardzo niska – od kilku do kilkunastu oznaczalnych okazów w standardowym preparacie mikroskopowym o powierzchni 22 × 22 mm. Znalezione asocjacje charakteryzują się występowaniem rodzajów o długich zasięgach, takich jak: *Leiosphaeridia*, *Diexallophasis*, *Micrhystridium*, *Veryhachium* czy *Leiofusa*. Zły stan zachowania nie pozwala na oznaczenia gatunkowe. Dominujący w uzyskanym materiale jest rodzaj *Leiosphaeridia*, stanowiący ponad 90%. Rozmiary znalezionych egzemplarzy tego rodzaju wahają się od 10 do ponad 200 mikronów. Urzeźbione, bardziej diagnostyczne formy innych rodzajów występują bardzo rzadko. Mikroskamieniałości wykazują wyraźne zmiany substancji organicznej, odznaczające się ciemnobrązową barwą.

Zespół IV: homer

W próbkach z interwału głęb. 3065,0–3166,0 m stwierdzono występowanie bardzo interesujących zespołów mikroflory. Udokumentowane asocjacje są dość liczne – 100–150 okazów w standardowym preparacie mikroskopowym o powierzchni 22 × 22 mm. Oprócz częstych okazów *Leiosphaeridia* występują tu przedstawiciele rodzaju *Moyeria*, stanowiąc niekiedy do 50% uzyskanego zespołu. Towarzyszą im pojedyncze formy zaliczone do rodzajów *Diexallophasis*, *Tylotopalla* i ?*Cymbosphaeridium*.

Pomimo słabego zróżnicowania rodzajowego i gatunkowego znaleziony zespół zasługuje na wyróżnienie. Szczególnie interesujący jest wysoki udział w znalezionych asocjacjach rodzaju *Moyeria*. Formy te zaliczane tradycyjnie do grupy *Acritarcha* są uważane przez niektórych autorów za przedstawicieli najstarszych słodkowodnych Protozoa, ze względu na znaczne podbieństwo do współczesnych euglenoidów (Gray, Boucot, 1989).

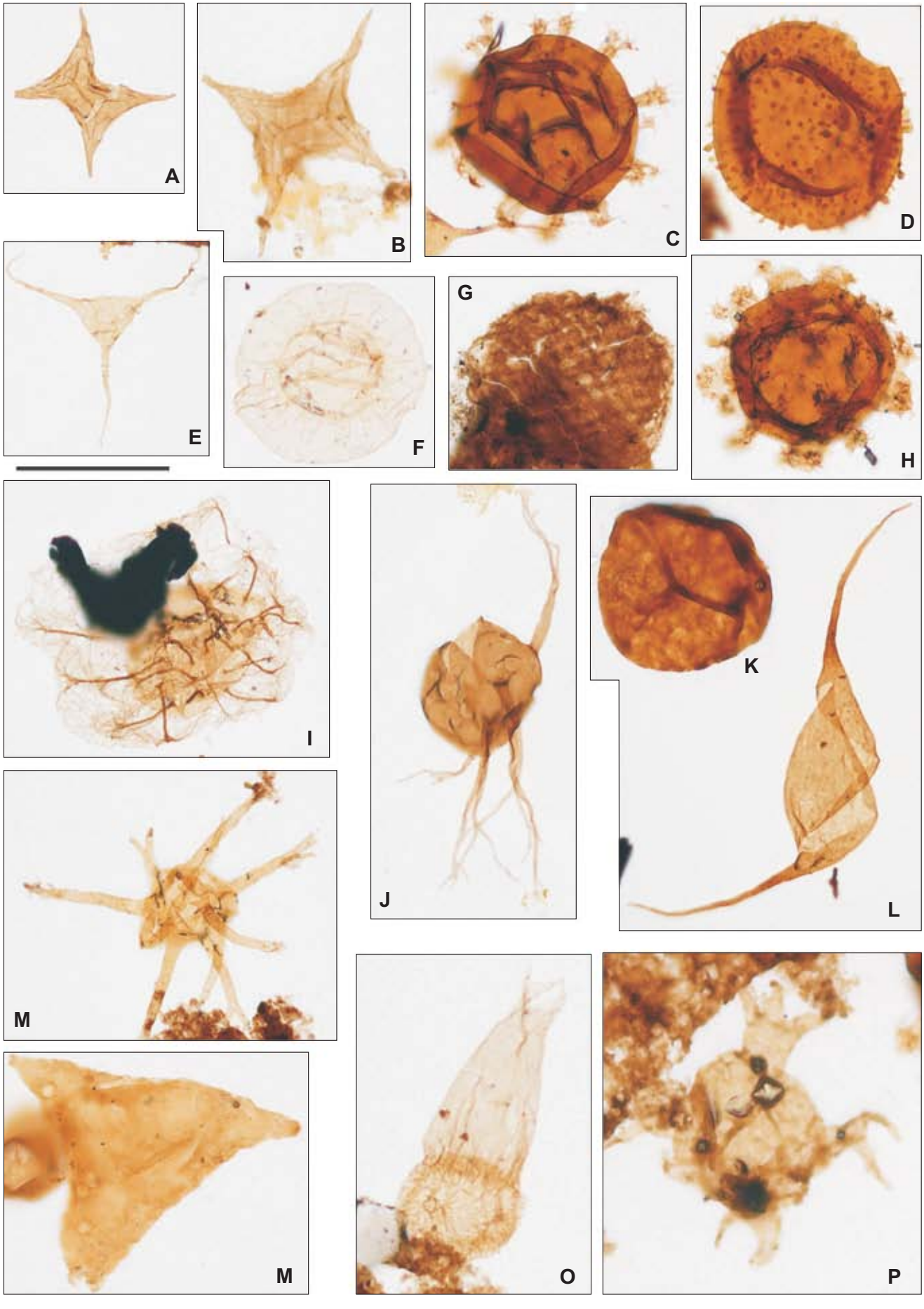

A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L
M
M
O
P

Fig. 11. Sylurskie akritarchy z otworu wiertniczego Lębork IG 1

A – *Neoveryhachium carminae* (Cramer) Cramer, 1970, głęb. 1679,8 m. **B** – *Neoveryhachium carminae* (Cramer) Cramer, 1970, głęb. 1679,8 m. **C** – *Multiplicisphaeridium bonitum* Cramer, 1970, głęb. 1283,6 m. **D** – *Visbysphaera microspinosa* (Eisenack) Lister, 1970, głęb. 1584,3 m. **E** – *Veryhachium trispinosum* (Eisenack) Stockmans et Williere, 1962, głęb. 1531,3 m. **F** – *Pterospermopsis* sp., głęb. 1283,6 m. **G** – *Moyeria cabotti* (Cramer) Miller et Eames, 1982, głęb. 1531,3 m. **H** – *Visbysphaera pirifera* (Eisenack) Le Hérissé, 1989, głęb. 1283,6 m. **I** – *Tunisphaeridium tentaculiferum* (Martin) Cramer, 1970, głęb. 1612,3 m. **J** – *Hemibaltisphaerosum dedosmuertosi* (Cramer) Cramer, 1970, głęb. 1612,3 m. **K** – *Ambitisporites* sp., głęb. 2095 m. **L** – *Eupoikilofusa cantabrica* (Cramer) Cramer, 1970, głęb. 1584,3 m. **M** – *Diexallophasis denticulata* (Stockmans et Williere) Loeblich Jr., 1970, głęb. 1531,3 m. **N** – *Onondagella asymmetrica*, głęb. 1166,8 m. **O** – *Geron guerillerus* Cramer, 1976, głęb. 1531,3 m. **P** – *Leoniella carminae* Cramer, 1964, głęb. 1768 m. Skala liniowa – 20µm

Silurian acritarchs from the Lębork IG 1 borehole

A – *Neoveryhachium carminae* (Cramer) Cramer, 1970, depth 1679.8 m. **B** – *Neoveryhachium carminae (*Cramer) Cramer, 1970, depth 1679.8 m. **C** – *Multiplicisphaeridium bonitum* Cramer, 1970, depth 1283.6 m. **D** – *Visbysphaera microspinosa* (Eisenack) Lister, 1970, depth 1584.3 m. **E** – *Veryhachium trispinosum* (Eisenack) Stockmans et Williere, 1962, depth 1531.3 m. **F** – *Pterospermopsis* sp., depth 1283.6 m. **G** – *Moyeria cabotti* (Cramer) Miller et Eames, 1982, depth 1531.3 m. **H** – *Visbysphaera pirifera* (Eisenack) Le Hérissé, 1989, depth 1283.6 m. **I** – *Tunisphaeridium tentaculiferum* (Martin) Cramer, 1970, depth 1612.3 m. **J** – *Hemibaltisphaerosum dedosmuertosi* (Cramer) Cramer, 1970, depth 1612.3 m. **K** – *Ambitisporites* sp., depth 2095 m. **L** – *Eupoikilofusa cantabrica* (Cramer) Cramer, 1970, depth 1584.3 m. **M** – *Diexallophasis denticulata* (Stockmans et Williere) Loeblich Jr., 1970, depth 1531.3 m. **N** – *Onondagella asymmetrica*, depth 1166.8 m. **O** – *Geron guerillerus* Cramer, 1976, depth 1531.3 m. **P** – *Leoniella carminae* Cramer, 1964, depth 1768 m. Scale bar – 20µm

←

Stan zachowania mikroskamieniałości jest bardzo zły, w przypadku rodzajów *Diexallophasis* i *Cymbosphaeridium* zachowały się tylko ich fragmenty, dlatego mogły zostać oznaczone tylko w przybliżeniu. Znalezione okazy są koloru brązowego lub ciemnobrązowego.

Zespół V: ludlow – niższy ludford

W próbkach z interwału głęb. 1882,4–2825,0 m stwierdzono bardzo liczne zespoły *Acritarcha*, ponad 300 oznaczalnych okazów w standardowym preparacie mikroskopowym o powierzchni 22 × 22 mm. Do najliczniej występujących egzemplarzy należą: *Dilatisphaera*, *Cymbosphaeridium*, *Tylotopalla*, *Diexallophasis denticulata* (Stockmans et Williére) Loeblich Jr., *Leiofusa*, *Eupoikilofusa*, *Electroriscos*, *Leiosphaeridia*. Ponadto stwierdzono tu rodzaje takie jak: *Micrhystridium*, *Geron* czy *Tunisphaeridium*. Najliczniej jest reprezentowany rodzaj *Cymbosphaeridium*, stanowiący w niektórych prókach 60–70% uzyskanego spektrum. Formy zaliczone do tego rodzaju, oznaczone jako *Cymbosphaeridium* sp. 1, odznaczają się krótkim zasięgiem. Pojawiają się w badanym profilu syluru po raz pierwszy i nie występują w utworach młodszych.

Udokumentowane asocjacje są dość dobrze zachowane, większość delikatnych elementów rzeźby akritarch pozostała w całości. Znalezione okazy są koloru brązowego lub ciemnobrązowego.

Zespół VI: ludlow – wyższy ludford

W próbkach z interwału głęb. 1102,9–1812,0 m stwierdzono występowanie bardzo bogatych, doskonale zachowanych zespołów *Acritarcha*. Frekwencja wynosi ponad 1000 oznaczalnych okazów w standardowym preparacie mikroskopowym o powierzchni 22 × 22 mm. Liczne asocjacje oprócz szeregu długowiecznych rodzajów i gatunków, takich jak: *Veryhachium lairdi* Downie, *V. trispinosum* (Eisenack) Stockmans et Williére, *V. reductum* (Downie) Downie et Sarjeant czy *Leiofusa*, zawierają także pojawiające się po raz pierwszy w badanym profilu taksony. Do ważniejszych z nich należą: *Leoniella carmine* Cramer, *Visbysphaera gotlandica* (Eisenack) Kirjanov, *V. erratica* (Eisenack) Lister, *V. brevifurcata* (Eisenack) Lister, *V. jardinae* (Cramer) Le Hérissé, *Geron guerillerus* Cramer, *G. gracilis* Cramer, *Deflandrastrum millepiedii* Combaz, *Tunisphaeridium tentaculiferum* (Martin) Cramer, *Leiofusa banderillae* Cramer. Na podkreślenia zasługuje fakt występowania w szeregu badanych próbek bardzo charakterystycznych zespołów z dominującym gatunkiem *Neoveryhachium carmine* (Cramer) Cramer (ponad 200 okazów w jednym preparacie mikroskopowym). Są to pierwsze wystąpienia tego gatunku na obszarze Polski. Dotychczas związane z nim palinofacje opisywano przede wszystkim z obszarów wystąpień syluru północno-zachodniej i centralnej Afryki, północnej Francji czy Półwyspu Iberyjskiego i wiązane z kontynentem Gondwany (Cramer, Diez, 1972). Odnotowanie występowania tego gatunku w sylurze Gotlandii (Le Hérissé, 1989) oraz na analizowanym obszarze Pomorza wskazuje na konieczność rewizji wcześniejszych poglądów dotyczących jego rozprzestrzenienia.

Zespół VII: przydol

W próbce z utworów przydolu z głęb. 1046, 3 m znaleziono liczne, doskonale zachowane zespoły mikroskamieniałości organicznych. Liczba okazów na powierzchni jednego standardowego preparatu o wymiarach 22 × 22 mm wynosiła ponad 1000 okazów. W dokumentowanych

zespołach dominują (tworząc niekiedy do 80% uzyskanego spektrum) egzemplarze rodzajów *Tasmanites*, *Pterospermella* i *Cymatiosphaera*, oprócz nich występuje również bardzo licznie rodzaj *Leiosphaeridia*. Wymienione rodzaje reprezentują klasę glonów Prasinophyceae. Ponadto w uzyskanym spektrum zanotowano występowanie akritarch oznaczonych jako: *Veryhachium trispinosum* (Eisenack) Stockmans et Williere, *Leoniella carmine* Cramer, *Onondagella* sp., *Leiofusa*, *Visbysphaera microspinosa* (Eisenack) Lister, *Deflandrastrum*, *Micrhystridium* sp. *Geron gracilis*, *Tunisphaeridium parvum* Deunff et Evitt i *Moyeria cabotti* (Cramer) Miller et Eames. Znaczna część znalezionych tu akritach występowała już w utworach ludfordu. Stwierdzone w osadach przydolu asocjacje różnią się od udokumentowanych wcześniej przede wszystkim wysokim udziałem egzemplarzy rodzajów *Tasmanites* i *Cymatiosphaera*, przy jednoczesnym zaniku wielu gatunków rodzaju *Visbysphaera* oraz form oznaczonych jako *Hemibaltisphaeridium*. Podobnie jak w utworach ludfordu na podkreślenie zasługuje bardzo dobry stan zachowania mikroskamieniałości. Uzyskane okazy nie wykazują uszkodzeń, niekiedy nawet bardzo delikatnych elementów skulptury. Znalezione formy nie wykazują żadnych śladów uwęglenia, ich kolor jest jasnożółty lub pomarańczowy.

Inne zespoły mikroflory

W badanych utworach syluru znaleziono także dobrze zachowane egzyny miospor roślin terestrycznych. Mikroflorę lądową reprezentuje w uzyskanym spektrum przede wszystkim rodzaj *Ambitisporites*. Jego obecność odnotowano w utworach landoweru, wenloku i ludfordu. Rodzaj ten reprezentuje proste formy grupy *Triletes–Azonales*, pod względem stratygraficznym najwcześniej pojawiającej się grupy mikrospor. W ludfordzie stwierdzono również pojedyncze okazy należące do *Zonotriletes* z zaznaczonymi równikowymi organami lotnymi wykształconymi w postaci zony. Udział mikrospor w średnim składzie mikropaleontologicznym badanych próbek jest znacznie mniejszy niż udział innych grup i wynosi niewiele ponad 5%. Mikrospory roślin lądowych zostały przetransportowane do zbiornika morskiego (wiatrem, wodą – rzekami) i stanowią w jego osadach elememt allochtoniczny. Znalezione w utworach syluru egzyny mikrospor są najczęściej dobrze zachowane i nie wykazują większych uszkodzeń mechanicznych spowodowanych długim transportem. Krótka droga transportu mogłaby świadczyć o bliskości linii brzegowej na badanym obszarze.

Stan zachowania i stopień przeobrażeń termicznych mikroflory

Uzyskane zespoły różnią się nie tylko składem rodzajowym i gatunkowym. W badanym profilu syluru są obserwowane także wyraźne różnice w stanie zachownia uzyskanych mikroskamieniałości oraz stopniu termicznego przeobrażenia budującej je substancji organicznej. Wiadomo, że budująca mikroflorę substancja organiczna wyraźnie zmienia barwę na skutek przeobrażeń termicznych – od jasnożółtej przez pomarańczową do brązowej i czarnej. Na podstawie koloru palinomorf można określić jakim warunkom termicznym została poddana skała w jej historii geologicznej.

W badanych utworach syluru obserwowano wyraźne różnice stopnia uwęglenia materii organicznej w poszczególnych odcinkach profilu.

Najwyższy stopień przeobrażeń termicznych wykazują zespoły mikroskamieniałosci stwierdzone w najstarszych osadach landoweru. Ich ciemnobrązowy niekiedy prawie czarny kolor wskazuje na temperaturę rzędu 200°C. Podobny stopień zaangażowania termicznego wykazują zespoły mikroskamieniałości stwierdzone w utworach młodszych landoweru, wenloku oraz niższego ludfordu (ludlow). Brązowy i ciemnobrązowy kolor okazów przemawia za ogrzaniem tych utworów do temperatury rzędu 150–180°C.

Wyraźna zmiana stanu zachowania okazów zachodzi w utworach wyższego ludfordu. Stwierdzone tu okazy są bardzo dobrze zachowane i nie wykazują dużych zmian budującej je substancji organicznej. Ich jasnobrązowy i pomarańczowy kolor przemawia za maksymalnymi temperaturami wahającymi się od 100 do 150°C. Taki stopień przeobrażeń termicznych utrzymuje się do stropu analizowanych fragmentów profilu syluru.

Omówione wyżej zmiany stopnia przeobrażenia termicznego substancji organicznej obserwowane w profilu utworu syluru w otworze wiertniczym Lębork IG 1 można wiązać ze zmianami tempa subsydencji w trakcie depozycji tych utworów lub z wieloetapowym ich podgrzewaniem.

Uwagi o paleogeografii

Dane uzyskane w trakcie badań syluru Pomorza wnoszą nowe informacje na temat rozprzestrzenienia niektórych sylurskich taksonów *Acritarcha*. Przeważająca część znalezionych tu form ma charakter kosmopolityczny. Stwierdzone w ciągłym profilu utworów syluru rodzaje i gatunki są znane zarówno z obszaru bałtyckiego, jak i Afryki Północnej czy Ameryki Południowej. Oprócz nich występują taksony o ograniczonym dotychczas obszarze występowania. Stwierdzono tu na przykład gatunki takie jak: *Domasia amphora*, *Tylotopalla pyramidalis* (Lister) Dorning i *Dilatisphaera willereae* (Martin) Lister, znane z wysokich szerokości geograficznych. Udokumentowano również bardzo liczne egzemplarze należące do *Geron gracilis*, *Deflandrastrum millepiedii* Combaz czy *Neoverychachium carmine* (Cramer) Cramer, których wystąpienia odnotowywano przede wszystkim w niskich szerokościach geograficznych. Uzyskane dane wskazują na charakter mieszany udokumentowanych zespołów *Acritarcha*, określone tu rodzaje i gatunki są znane zarówno z obszaru Baltiki, jak i Gondwany. Interesujące jest, że w analizowanych dotychczas próbkach nie stwierdzono typowo bałtyckich rodzajów, takich jak: *Hoegklintia* czy *Pulvinosphaeridium*,

co może być związane z zrozumiałymi lukami w opróbowaniu tak miąższego profilu syluru.

Należy podkreślić, że w badanych utworach syluru występują na wtórnym złożu typowo ordowickie taksony, takie jak: *Acanthodiacrodium*, *Frankea*, *Striatotheca*, *Baltisphaerosum* i *Coryphidium*. Znane są one z utworów ordowiku dolnego i stanowią główny składnik zespołów występujących w proponowanej przez Vavrdovą (1974) prowincji śródziemnomorskiej. Na podkreślenie zasługuje bardzo dobry stan zachowania okazów ordowickich akritarch, co przemawia za ich krótką drogą transportu.

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA I KORELACJA UTWORÓW WYŻSZEGO SYLURU NA PODSTAWIE MAŁŻORACZKÓW

Uwagi wstępne

Otwór wiertniczy Lębork IG 1 jest jednym z otworów zachowanych na obszarze lądowym obniżenia bałtyckiego, w których pod utworami permu leżą utwory górnego syluru (fig. 12). Pod względem litologicznym stanowią one kompleks marglisto-ilasty z wkładkami i soczewkami wapieni. Wiekowo odpowiadają częściowo przydolowi. Do określenia ich wieku stosowano również termin „postludlow" (Teller, 1969), jak również „Podlasie" lub „warstwy podlaskie" (Tomczyk, 1960). W tabeli 7 przedstawiono rozmieszczenie małżoraczków w osadach nawierconych w profilu Lębork IG 1. Z interwału głęb. 1026,0–1240,4 m pobrano 63 próbki litologiczne. Po poddaniu ich maceracji pozytywne wyniki uzyskano 55 próbek, w pozostałych nie znaleziono żadnych szczątków organicznych.

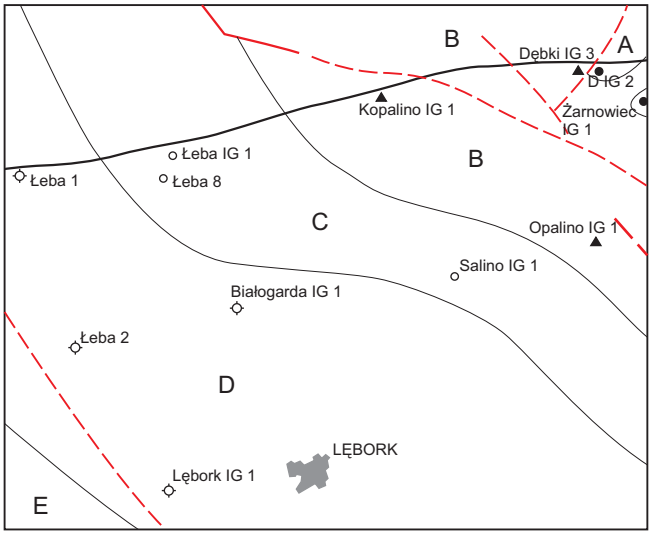
W przedstawionym zestawieniu (tab. 7) obok małżoraczków stwierdzono ponadto obecność trylobitów: *Acastella prima* Tomczykowa (głęb. 1059,0–1062,0 m), *Acastella spinosa* (Salter) (głęb. 1052,0–1059,0 m), a także ramienionogów *Chonetes striatellus* (Dalman) (głęb. 1032,0–1062,0 m i *Camarotoechia nucula* (Sowerby) (głęb. 1032,0–1062,0 m). Stwierdzono tu również graptolity (głęb. 1062,0–1214,2 m w tym *Monograptus* ex gr. *formosus* (głęb. 1206,3–1214,2 m). Małżoraczki są tu nieliczne, zazwyczaj dobrze zachowane – ich skład gatunkowy pozwala skorelować zawierające je osady do poziomu *Neobeyrichia incerta–Acastella prima.*

Biostratygrafia i korelacja osadów w basenie bałtyckim na podstawie małżoraczków

Biostratygrafię osadów najwyższego syluru opracowano na podstawie analizy zasięgów stratygraficznych małżoraczków w otworach wiertniczych zlokalizowanych na wyniesieniu Łeby w strefie Słupsk–Władysławowo (fig. 12). Osady przydolu zachowane pod utworami permu zawierają niezwykle bogaty zespół szczątków organicznych, głównie bentonicznych – ramienionogów, małżoraczków, ślimaków, tentakulitów, trylobitów i liliowców. Graptolity występują w nich tylko sporadycznie, co niemal zupełnie wyklucza możliwość wykorzystania ich w celach stratygraficznych.

Na podstawie precyzyjnej analizy zasięgów stratygraficznych małżoraczków i częściowo trylobitów, które występują w osadach przydolu ustalono podział biostratygraficzny, obejmujący sześć poziomów małżoraczkowo-trylobitowych (Żbikowska, 1973; Tomczykowa, Witwicka, 1974). Udokumentowanie tych poziomów umożliwiło przeprowadzenie bardzo precyzyjnej korelacji z ich stratygraficznymi odpowiednikami, zachowanymi na obszarach, na których dominowała facja płytkonerytyczna z fauną bentoniczną. Dotyczy to utworów górnego syluru występujących w krajach nadbałtyckich i na wyspach brytyjskich, a także zachowanych pod dnem Bałtyku (Nehring-Lefeld, 1988).

Korelację tę ułatwia ponadto znaczna liczebność zespołów małżoraczkowych, które w osadach przydolu są reprezentowane przez ponad 20 rodzajów należących do rodzin:



Poziomy/ *Zones:*

- ● A *Kloedenia wickeniana*
- ▲ B *Nodibeyrichia tuberculata*
- ○ C *Frostiella pliculata*
- ◇ D *Nodibeyrichia incerata*
- ■ E *Hemsiella hemsiensis*

Fig. 12. Odkryta mapa geologiczna stropu syluru w rejonie otworu wiertniczego Lębork IG 1 (Nehring-Lefeld, 1988)

Uskoki pewne i prawdopodobne – czerwone linie

Geological map of the top–Silurian surface without younger formations in the vicinity of the Lębork IG 1 borehole (Nehring-Lefeld, 1988)

Controlled and presumed faults – red lines

Tabela 7

Rozprzestrzenienie małżoraczków w utworach wyższego syluru w otworze wiertniczym Lębork IG 1

Distribution of the ostracods in the Upper Silurian deposits from the Lębork IG 1 borehole

Głębokość Depth [m]	Fauna Faunal evidence
1032,0	*Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Kuressaria circulata* (Neckaja), *Amygdalella nasuta* Martinsson
1033,0	*Kuresaaria circulata* (Neckaja)
1045,9	*Amygdalella subclusa* Martinsson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja)
1059,0	*Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Kuresaria circulata* (Neckaja), *Amygdalella subclusa* Martinsson, *Laccoprimitia* sp., *Amygdalella nasuta* Martinsson
1062,0	*Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Kuresaaria circulata* (Neckaja), *Laccoprimitia* sp., *Amygdalella nasuta* Martinsson
1075,0	*Neobeyrichia incerta* Gailite, *Kuresaaria circulata* (Neckaja), *Amygdalella nasuta* Martinsson, *Neobeyrichia regnans* Martinsson, *Healdianella magna* Neckaja, *Macrypsilon salterianum* (Jones)
1088,5	*Kuresaaria circulata* (Neckaja), *Cavellina angulata* Neckaja, *Amygdalella nasuta* Martinsson
1099,5	Gastropoda sp., *Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Neobeyrichia buchiana* (Jones), *N. regnans* Martinsson, *N. incerta* Gailite, *Kuresaria circulata* (Neckaja), *Laccoprimitia* sp., *Amygdalella subclusa* Martinsson, *A. nasuta* Martinsson
1109,6	*Neobeyrichia buchiana* (Jones), *N. regnans* Martinsson, *Hemsiella margaritae* Gailite, *H. loensis* Martinsson, *Neobeyrichia alia* Gailite, *Kuresaaria circulata* (Neckaja), *Amygdalella subclusa* Martinsson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja), *Macrypsilon salterianum* (Jones)
1126,0	*Neobeyrichia buchiana* (Jones), *N. regnans* Martinson, *N. alia* Gailite, *Hemsiella margaritae* Gailite, *Amygdalella nasuta* Martinsson, *A. subclusa* Martinsson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja), *K. circulata* (Neckaja), *Healdianella magna* Neckaja
1134,0	*Neobeyrichia regnans* Martinsson, *Hemsiella margaritae* Gailite, *Amygdalella nasuta* Martinsson, *A. subclusa* Martinsson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja), *K. circulata* (Neckaja), *Healdianella magna* Neckaja
1138,0	*Hemsiella maccoyiana*, *Neobeyrichia buchiana* (Jones), *Kuresaaria circulata* (Neckaja), *Amygdalella subclusa* (Jons), *Borussulus reticulifer* Martinson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja), *Laccoprimitia* sp., *Amygdalella nasuta* Martinson
1164,3	*Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Neobeyrichia buchiana* (Jones), *Kuresaaria circulate* (Neckaja), *Amygdalella subclusa* Martinsson, *Borussulus reticulifer* Martinsson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja)
1206,3	Gastropoda sp., *Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Neobeyrichia buchiana* (Jones), *Kuresaaria circulata* (Neckaja), *Healianela magna* Neckaja
1214,2	Gastropoda, *Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *H. margaritae* Gailite, *Neobeyrichia alia* Gailite

Aechminidae Swartz (*Aechmina* Jones et Holl, *Delosia* Gailite), Primitiopsidae Swartz (*Clavoflabella* Martinsson, *Undulirete* Martinsson, *Borussulus* Martinsson, *Scipionis* Gailite), Craspedobolbinidae Martinsson (*Sleia* Martinsson, *Hemsiella* Martinsson, *Macrypsilon* Martinsson), Beyrichiidae Matthew (*Neobeyrichia* Henningsmoen, *Frostiella* Martinsson, *Kloedenia* Jones et Holl), Hollinidae Swartz (*Parabolbina* Swartz), Drepanellidae Ulrich et Basssler (*Ulrichia* Jones), Thlipsuridae Jones (*Scaldianella* Gailite, *Hebellum* Gailite, *Octonaria* Jones), Healdiidae Harlton (*Healdianella* Posner, *Kuresaaria* Adamczak. Znaleziono tu również nieliczne okazy z rodziny Kloedenellidae Ulrich et Bassler (*Dizygopleura* Ulrich et Bassler) i Leperditellidae Ulrich et Basler (*Opisthoplax* Kummerow).

W zespole tym obserwuje się nagromadzenie beyrichidów i kraspedobolbinidów, które dominują w osadach najwyższego syluru zachowanych na obszarze bałtycko-skandynawskim, a także w lądowej części obniżenia bałtyckiego północnej Polski i pod dnem Bałtyku. Są one również charakterystycznymi komponentami asocjacji małżoraczkowych opisanych z głazów narzutowych.

W otworach Jastarnia IG 1, Hel IG 1, Chałupy IG 1, Cetniewo IG 1, Chłapowo IG 3, Tupadła IG 1, Jastrzębia Góra IG 1, Czarny Młyn IG 1, Łebcz IG 1, Swarzewo IG 1 i Władysławowo IG 1 pod utworami permu spoczywają osady, które należy korelować z poziomem *Nodibeyrichia gedanensis*. Jest to najmłodszy spośród sześciu wydzielonych w osadach przydolu poziomów małżoraczkowych. Osady tego wieku napotkano również w otworach wykonanych na strukturze B-8 w polskiej strefie akwenu południowego Bałtyku. Podstawą korelacji było znalezienie w badanych próbkach okazów *Nodibeyrichia gedanensis* (Kiesow). W wymienionym otworze utwory przydolu spoczywają bezpośrednio pod utworami dewonu.

Poziom *Nodibeyrichia gedanensis* przy korelacji z podziałem standardowym odpowiada górnej części przydolu (dolna część górnych warstw podlaskich *sensu* Tomczyk, 1990). Przy korelacji z zonacją graptolitową poziom *N. ge-*

danensis jest korelowany z poziomem *Pristiograptus admirabilis* (*sensu* Tomczyk, 1990)

Takson wskaźnikowy *Nodibeyrichia gedanensis* (Kiesow) opisano po raz pierwszy z wapieni beyrichiowych. Wśród gatunków towarzyszących stwierdzono obecność *Amygdalella nasuta* Martinsson, *A. subclusa* Martinssson, *Dizygopleura opportunata* Gailite, *Kloedenia wilckensiana* (Jones), *Neobeyrichia buchiana* (Jones), *Sleia inermis* Martinsson, *Healdianella magna* Neckaja, *Kuresaaria angulata* (Neckaja) i *K. circulata* (Neckaja). Występują tu zatem gatunki znane również ze starszych poziomów małżoraczkowych wydzielonych w osadach przydolu, jednak pojawienie się w zespole bardzo rzadkiego gatunku *Nodibeyrichia gedanensis* wskazuje na poziom *Nodibeyrichia gedanensis*.

W otworach wiertniczych Swarzewo IG 8, Gnieżdżewo IG 1, Dębki IG 2, Karwia IG 1, Ostrowo IG 1, Żarnowiec IG 1, Mieroszyno IG 6 i Żelistrzewo IG 1 bezpośrednio pod utworami permu spoczywają utwory przydolu, odpowiadające poziomowi *Kloedenia wilckensiana*. Poziom ten odpowiada dolnej części górnego przydolu. Przy posłużeniu się zonacją graptolitową poziom ten można korelować z poziomem *Monograptus bouceki–Monograptus perneri* (*sensu* Tomczyk, 1990).

Osady omawianego poziomu napotkano również w otworach B-2 i B-8 zlokalizowanych na obszarze południowego Bałtyku. Miąższość zachowanych tu osadów wynosi odpowiednio ok. 70 i 160 m.

Wskaźnikowy dla omawianego poziomu gatunek *Kloedenia wilckensiana* (Jones) poza północną Polską (Tomczykowa, Witwicka, 1974; Nehring-Lefeld, 1988) opisano tylko z głazów narzutowych. Wśród towarzyszących mu gatunków zidentyfikowano *Kloedenia leptosoma* Martinsson, *Sleia kochii* (Boll), *S. equestris* Martinsson, *Macrypsilon salterianum* (Jones), *Neobeyrichia buchiana* (Jones), *Amygdalella nasuta* Martinsson, *A. subclusa* Martinsson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja), *K. circulata* (Neckaja) i *Healdianella magna* Neckaja. Pojedynczo w zespole pojawiają się *Nodibeyrichia tuberculata* (Klöden) i *Frostiella pliculata* Martinsson.

Na obszarze lądowym obniżenia bałtyckiego miąższość osadów przydolu korelowanych z poziomami *Kloedenia wilckensiana* i *Nodibeyrichia gedanensis* osiąga maksymalnie 150 m.

Miąższość poziomu *Nodibeyrichia gedanensis* jest niemożliwa do ustalenia ponieważ górna jego część jest wszędzie zerodowana.

Odpowiedników poziomów *Kloedenia wilckensiana* i *Nodibeyrichia gedanensis* nie ma zarówno na Łotwie, jak i w Estonii, ponieważ tam sedymentacja morska skończyła się znacznie wcześniej niż w Polsce. Stosunkowo najdłużej morska sedymentacja górnego syluru utrzymała się na Litwie, jednak i tutaj osady górnej części poziomu tylżańskiego (w zonacji graptolitowej odpowiadające poziomowi *Monograptus bouceki–M. perneri*) są zerodowane.

Osady skorelowane z poziomem *Nodibeyrichia tuberculata* w strefie Słupsk–Władysławowo nawiercono bezpośrednio pod permem. Jest on korelowany z graptolitowym poziomem *Istrograptus samsonowiczi* (Tomczykowa, Witwicka, 1974) (górna część dolnego przydolu). Zespół małżoraczków omawianego poziomu cechuje masowe występowanie okazów *Nodibeyrichia tuberculata* (Klöden). Jest to również gatunek bardzo pospolity w asocjacji małżoraczkowej typowej dla omawianych już uprzednio wapieni beyrichiowych.

Na Łotwie *Nodibeyrichia tuberculata* występuje w osadach poziomu *Nodibeyrichia tuberculata* korelowanych z dolną częścią warstw juraskich. W Estonii jest ona znana z osadów poziomów *Kaugatuma* i *Ohesaare*.

Na obszarze lądowym obniżenia bałtyckiego miąższość osadów omawianego poziomu wynosi ok. 100 m. (Tomczykowa, Witwicka, 1974). Osady tego poziomu częściowo zachowały się pod dnem Bałtyku. W otworach wiertniczych B-2 i B-8 osady poziomu *Kloedenia wilckensiana* napotkano na głębokościach odpowiednio 260 i 110 m.

W otworach wiertniczych usytuowanych w północnej i skrajnie południowej polskiej części akwenu południowego Bałtyku osady poziomu *Nodibeyrichia tuberculata* zostały całkowicie zerodowane (Nehring-Lefeld, 1988).

Występowanie bezpośrednio pod utworami permu osadów poziomu *Frostiella pliculata–Acaste dayiana* udokumentowano w otworach Łeba IG 1, Łeba 8, Salino IG 1, Miłoszewo IG 1. Zespół małżoraczków występujący w wymienionym poziomie cechuje masowe występowanie taksonu wskaźnikowgo *Frostiella pliculata* Martinsson, której licznie towarzyszą: *Hemsiella dalmaniana* (Jones), *Neobeyrichia alia* Gailite, *Macrypsilon salterianum* (Jones), *Neobeyrichia buchiana* (Jones), *Hemsiella margaritae* Gailite, *Cytherellina magna* Neckaja, *Amygdalella nasuta* Martinsson, *A. subclusa* Martinsson, *Kuresaaria angulata* (Neckaja) i *K. circulata* (Neckaja).

Osady poziomu *Frostiella pliculata–Acaste dayiana* zachowały się w centralnej, wschodniej i zachodniej części basenu, natomiast w jego północnej części uległy całkowitej erozji. Miąższość osadów poziomu *Frostiella pliculata–Acaste dayiana* na obszarze lądowym obniżenia bałtyckiego wynosi ok. 100 m (Tomczykowa, Witwicka, 1974)

Zespół poziomu *Frostiella pliculata–Acaste dayiana* jest trudny do skorelowania z górnosylurskimi zespołami małżoraczkowymi krajów nadbałtyckich. Takson wskaźnikowy na Łotwie jest znany z osadów miniaskich i juraskich. Na Litwie przedstawicieli tego gatunku nie znaleziono, natomiast w Estonii jego obecność jest związana z osadami poziomów *Kaugatuma* i *Kuresaare*. *Frostiella pliculata* jest znana również z sylurskich głazów narzutowych, a także z osadów formacji Stonehause.

Osady poziomu *Neobeyrichia incerta–Acastella prima* zidentyfikowano pod utworami permu w otworze Lębork IG 1, a także w otworach Łeba 1, Łeba 2, Białogarda IG 1 i Miłoszewo IG 1. Wśród gatunków, których obecność w zespole pozwala udokumentować paleontologicznie ten poziom należy wymienić *Neobeyrichia incerta* Gailite, *N. regnans* Martinsson, *Aechmina molengraaffi* Botke, *Hemsiella loensis* Martinsson, *Neobeyrichia alia* Gailite, *Hemsiella dalmaniana* (Jones), *H. margaritae* Gailite, *Scaldianella simplex* (Krause), *Hebellum trivialis* Gailite, *H. tetragona* (Krause). Towarzyszą im gatunki z rodzajów

Kuresaaria, *Amygdalella* i *Healdianella*. Są to formy długowieczne, znane z przydolu całego obszaru nadbałtyckiego.

Osady poziomu *Neobeyrichia incerta–Acastella prima* z reguły na omawianym obszarze są przykryte utworami stanowiącymi odpowiedniki młodszych poziomów biostratygraficznych dolnego przydolu. W wymienionych powyżej otworach występują bezpośrednio pod utworami permu. Miąższość ich waha się w granicach 75–160 m. Poziom *Neobeyrichia incerta–Acastella prima* odpowiada w skali graptolitowej poziomowi *Neocolonograptus ultimus*.

Najstarszym poziomem małżoraczkowym wydzielonym w utworach górnego syluru jest poziom *Hemsiella hemsiensis*. Stanowi on ekwiwalent graptolitowego poziomu *Monograptus formosus* (Żbikowska, 1973). Na obszarze nadbałtyckim poziom *Hemsiella hemsiensis* można korelować z dolną częścią warstw miniaskich Litwy, z padłaskim i kuresaarskim poziomem Estonii, warstwami Hemse i Eke wyspy Gotland oraz warstwami Öved–Ramsasa Skanii.

W strefie Słupsk–Władysławowo osady poziomu *Hemsiella hemsiensis* spoczywające bezpośrednio pod utworami permu napotkano w otworze Ustka IG 1. W zespole charakteryzujących go małżoraczków, poza taksonem wskaźnikowym i innymi beyrichidami znanymi z młodszych poziomów, zidentyfikowano charakterystyczne dlań primitiopsidy: *Clavoflabella Pomerania* (Martinsson), *Undulirete balticum* Martinsson, *Borussulus reticulifer* Martinsson, *Scipionis profundigenus* (Martinsson), a także echminidy, hollinidy i thlipsuridy.

Osady tego poziomu stwierdzono we wszystkich otworach wiertniczych zlokalizowanych w polskiej strefie akwenu południowego Bałtyku. Z reguły są one przykryte osadami poziomu *Neobeyrichia incerta–Acastella prima*. Miąższość ich waha się w granicach 120–200 m, wyraźnie wzrastając we wschodniej części obszaru.

PERM

Jędrzej POKORSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC

Czerwony spągowiec na wyniesieniu Łeby występuje na obszarze basenu słupskiego, gdzie rozpoznano go nielicznymi otworami wiertniczymi, z których głównie otwór Lębork IG 1 wnosi wiele informacji litologicznych – wyższa część tego profilu zbudowana jest ze słabo zwięzłych szarych piaskowców, lokalnie o warstwowaniu przekątnym dużej skali lub poziomym, dolna część profilu zbudowana jest z zlepieńców drobnootoczakowych lub piaskowców zlepieńcowatych. Osady wyższej części reprezentują aluwia i eolianity zazębiające się z utworami fluwialnymi. W dole profilu występują osady fluwialne (Pokorski, 1976).

Na całym obszarze basenu słupskiego utwory czerwonego spągowca występują pod skałami poziomu łupka miedzionośnego (PZ1 – T1) i leżą na skałach ilasto-mułowcowego syluru. Granica z cechsztynem w materiale rdzeniowym jest czytelna i podkreślona powierzchnią erozyjną. Dolną granicę na podstawie pomiarów geofizycznych i materiału rdzeniowego przyjęto na głęb. 1027, 6 m. Granica ta jest podkreślona występowaniem powierzchni erozyjnej i silnym oraz głębokim rozmyciem ilasto-mułowcowych skał podłoża sylurskiego (Pokorski, 1976).

Profil otworu Lębork IG 1 reprezentuje formację Łupawy (wydzielenie nieformalne). Formacja Łupawy zajmuje taką samą pozycję stratygraficzną jak formacja Pasłęki, której osady występują na północnym i południowym skłonie wyniesienia mazurskiego (Pokorski, 1988).

Osady formacji Łupawy na zachodnich krańcach wyniesienia Łeby zazębiają się z piaskowcami formacji darłowskiej.

RYSZARD WAGNER

CECHSZTYN

Uwagi wstępne

Otwór wiertniczy Lębork IG 1 wykonano w 1961 r. w celu rozpoznania budowy geologicznej na Pomorzu Gdańskim. Uzyskano wówczas jeden z pierwszych, nielicznych wtedy profili cechsztynu w Polsce. W utworach cechsztynu wiercono z pełnym rdzeniowaniem. Stan obecny rdzeni wiertniczych jest dobry, są w nowych skrzynkach. Istniejące rdzenie ponownie sprofilowano w latach 90. ubiegłego wieku i uaktualniono ich opisy. Wykonano płytki cienkie z poziomów dolomitu płytowego i wapienia cechsztyńskiego, co umożliwiło dokładniejsze ich zbadanie i opis.

Przy opracowaniu litostratygrafii wykorzystano także wykresy profilowań geofizyki otworowej. Jakość tych pomiarów jest bardzo słaba, odpowiadająca niestety ówczesnej technice pomiarowej. Pomiary oporności elektrycznej właściwie nie nadają się do interpretacji, ponieważ były wykonywane bez koniecznych dziś zabezpieczeń, w zasolonej płuczce. Pozostałe pomiary też są słabej jakości, do interpretacji litologicznej można było jednak wykorzystać pomiary gamma, n-gamma i średnicogram.

Pomiędzy głębokościami granic litologicznych według miary wiertniczej i pomiarów geofizyki otworowej istnieje nieregularne, znaczne przesunięcie. W górnej części profilu cechsztynu pomiary geofizyki otworowej są przesunięte o ok. 9 m w dół w stosunku do rdzeni wiertniczych, a w spągu cechsztynu przesunięcie to maleje do 3,5 m. Strop permu wg rdzenia znajduje się na głęb. 756,4 m (765,0 m wg pomiarów geofizycznych). Występują także (nie zawsze) niewielkie różnice w miąższościach kompleksów litologicznych. Różnice te wynikają z niedokładności interpretacji głębokości granic litologicznych na rdzeniach w przypadkach strat w uzysku rdzeni, a na karotażu – przy trudnościach interpretacyjnych przy słabej ich jakości.

W zbiorczym profilu stratygraficznym podano głębokości według wersji karotażowej, zgodnie z przyjętą powszechnie regułą we wszystkich bazach stratygraficznych.

Litostratygrafia

Profil cechsztynu jest zlokalizowany w zachodniej części Pomorza Gdańskiego, paleogeograficznie – w szeroko pojętej brzeżnej, północnej części basenu cechsztyńskiego, na platformie prekambryjskiej, charakteryzującym się słabą subsydencją, kompensowaną przez sedymentację.

Z takiego położenia wynika nieduża miąższość utworów cechsztynu i zredukowany w górnej części profil stratygraficzny.

Redukcja stratygraficzna górnej części profilu miała swoje implikacje w różnych, zmieniających się poglądach na stratygrafię cechsztynu, ponieważ był to jeden z pierwszych profili w tym rejonie. Pierwszą wersję stratygrafii opracował J. Poborski (1961a, b; Poborski, Cimaszewski, 1961). Była to oryginalna i kontrowersyjna wersja interpretacji stratygrafii. Granicę pomiędzy cyklotemami PZ1 i PZ2 autorzy ustanowili w obrębie kompleksu soli kamiennych na głęb. 880,8 m, zaliczając do cyklotemu PZ2 górną część soli kamiennych silnie zanieczyszczonych iłowcami. Poziom węglanowy z głęb. 781,5–785,5 m słusznie zaliczyli do cyklotemu PZ3. W 1961 r. J. Orska przedstawiła inną interpretację stratygrafii. Cały komplek soli kamiennych zaliczyła do soli najstarszych (Na1), natomiast anhydryt górny (A1g) uznała jako odpowiednik cyklotemu PZ2. Podobnie do koncepcji Poborskiego i Cimaszewskiego (1961), wyższy poziom węglanowy zaliczyła do cyklotemu PZ3. W obu koncepcjach stratygraficznych nie widziano w tym profilu dolomitu głównego (Ca2).

Zmiana koncepcji stratygraficznej nastąpiła w 1965 r. przez Szaniawskiego. Autor ten do cyklotemu PZ1 zaliczył cały kompleks solny, z wyżej występującym poziomem anhydrytowym, który zaliczył do anhydrytu górnego (A1g). Wyższy poziom skał węglanowych zaliczył do dolomitu głównego (Ca2), wbrew dotychczasowym koncepcjom, nie widząc w profilu cyklotemu PZ3. Pogląd ten utrzymywał się przez dłuższy czas (Wagner i in., 1978a; Wagner i in., 1978b), do czasu opracowania szczegółowej analizy mikrofacjalnej dolomitu głównego i dolomitu płytowego z wielu profili odwierconych w pobliżu otworu Lębork IG 1 (Gąsiewicz, Peryt, 1989). Na podstawie analogii do zbadanych profili skał węglanowych można było zaliczyć górny poziom skał węglanowych z otworu Lębork IG 1 do dolomitu płytowego (Ca3) i tak zaklasyfikowano ten poziom w rekonstrukcjach paleogeograficznych (Wagner i in., 2000; Wagner, 2012) i w tym tomie.

Profil cechsztynu z otworu Lębork IG 1 nie jest zaburzony tektonicznie i jest zbudowany z dwóch cyklotemów węglanowo-ewaporatowych – PZ1, PZ3, ewaporatowego cyklotemu PZ2 oraz stropowej serii terygenicznej PZt, odpowiadającej cyklotemowi PZ4. Nazewnictwo litostratygraficzne stosowane jest według schematu z pracy Wagnera (1994).

Najstarsze utwory cechsztynu są reprezentowane przez cyklotem PZ1, o miąższości wg pomiarów geofizycznych 197,0 m, kompletny stratygraficznie. Utwory cechsztynu leżą bezpośrednio na skałach górnego czerwonego spągowca. Dobrze przerdzeniowana granica cechsztynu z górnym czerwonym spągowcem nie ujawniła obecności transgresywnych utworów najstarszego cechsztynu. Bezpośrednio pod wapieniem podstawowym (Ca1p) występują jasnoszare piaskowce kwarcowe, tworzące poziom białego spągowca. Nie znaleziono w nich żadnych struktur sedymentacyjnych ani fauny, świadczących o morskiej genezie tych utworów, dlatego zaliczono je w całości do czerwonego spągowca.

Najstarszym poziomem cechsztynu leżącym bezpośrednio na piaskowcach czerwonego spągowca jest bardzo rzadki w tej części basenu wapień podstawowy (Ca1p) o miąższości 0,7 m, przykryty łupkiem miedzionośnym (T1) o miąższości 0,5 m. Wyżej występuje wapień cechsztyński (Ca1) mający 10,3 m miąższości.

W profilu ewaporatów PZ1 zdecydowanie dominuje najstarsza sól kamienna (Na1) o miąższości 149,0 m, tworząca basen solny. Anhydryt dolny (A1d) ma wielokrotnie mniejszą miąższość, zaledwie 19,5 m, zgodnie z zasadą obowiązującą w tym cyklotemie – im więcej soli, tym mniej anhydrytu dolnego. Profil ewaporatów zamyka poziom anhydrytu górnego (A1g) o również mniejszej miąższości – 17,0 m.

Wyżej w profilu występuje cyklotem PZ2 zredukowany stratygraficznie i miąższościowo, mający zaledwie 11,5 m. Są to wyłącznie anhydryty, wzbogacone w rozproszony dolomit, tworzące anhydryt brzeżny (A2b), występujący lokalnie w przybrzeżnej części basenu dolomitu głównego.

Ponad cyklotemem PZ2 występują utwory cyklotemu PZ3, o minimalnej miąższości – zaledwie 5,5 m, z czego 4,0 m przypadają na dolomit płytowy (Ca3). Brak jest charakterystycznego szarego iłu solnego (T3), ale w tym rejonie nie występuje on w wielu profilach. Profil PZ3 kończy anhydryt główny (A3) o miąższości 1,5 m. Jest to zapewne miąższość erozyjna.

Profil cechsztynu zamyka seria czerwonych skał terygenicznych o miąższości 15 m, tworzących stropową serię terygeniczną (PZt), która stanowi wiekowy odpowiednik formacji rewalskiej na Pomorzu Zachodnim.

Biostratygrafia

Utwory cechsztynu objęto badaniami mikrofaunistycznymi i palinologicznymi.

Mikrofaunę znaleziono w skałach węglanowych wapienia cechsztyńskiego i dolomitu płytowego (Woszczyńska, 1968; Woszczyńska 1987). W wapieniu cechsztyńskim występuje niezbyt bogaty zespół otwornic: *Glomospira spiralis* Scherp, *G. regularis* Scherp, *Spandelinoides geinitzi* (Reuss), *Ammodiscus bradynus* Paalzow. Zespół ten jest charakterystyczny dla poziomu wapienia cechsztyńskiego w basenie polskim. W dolomicie płytowym znaleziono wyłącznie *Ammodiscus* sp., co nie pozwala na identyfikację biostratygraficzną.

Badania palinologiczne wykonano z próbek pobranych z najstarszych soli kamiennych (Na1). Były to pionierskie, pierwsze badania w utworach polskiego cechsztynu (Kłosowska, Dowgiałło, 1964). Pozytywne wyniki uzyskano z trzech próbek z głęb. 804,2; 820,2 i 844,5 m o podobnym spektrum palinologicznym. Najliczniej występowała forma *Lueckisporites virkkiae* Potonié et Klaus i *Pityosporites zapfei* Potonié et Klaus, następnie *Platyssacus* sp. Rzadziej występowały formy *Illinites* cf. *unicus* Kosance, *Taeniaesporites richteri* Leschik, *T. noviaulensis* Leschik, *Jugasporites* sp, *Favisporites lucidus* Leschik, *Simplicesporites pendes* Leschik, *Vittatina vittifer* Luber i *Cordaitina uralensis* Luber.

Próbki pochodziły z górnej części soli kamiennych, które Poborski (1961a) zaliczył do cyklotemu PZ2. Zespół górnopermskiej mikroflory z powyższych próbek można zaliczyć według późniejszych wyników badań (Wagner 1994, Pajchlowa, Wagner, 2001) do II zespołu miosporowego, który obejmuje cały poziom najstarszych soli kamiennych (Na1) należących do cyklotemu PZ1.

Środowiska sedymentacji i paleogeografia

Profil utworów cechsztynu rozpoznany otworem wiertniczym Lębork IG 1 był usytuowany na północnej flance basenu cechsztyńskiego, w zachodniej części rozległej zatoki nadbałtyckiej. Na północy rozpościerał się pustynny ląd południowobałtycki, od którego dzieliła ten profil odległość ok. 50 km. Ta część basenu cechsztyńskiego była położona w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej i był to obszar o najsłabszej subsydencji w cechsztynie, całkowicie kompensowanej przez sedymentację.

W czasie sedymentacji górnego czerwonego spągowca dominowały tu procesy erozyjne. Utwory górnego czerwonego spągowca nie tworzą tu ciągłej pokrywy, lecz występują w izolowanych większych i mniejszych płatach. W okresie osadzania się górnego czerwonego spągowca dominował klimat pustynny, gorący i suchy z okresowymi gwałtownymi opadami deszczu. W takich warunkach relief podłoża permu zbudowany z podatnych na erozję łupków sylurskich ulegał szybkiej degradacji. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego relief tego obszaru był już w znacznym stopniu wyrównany, stanowił płaską peneplenę pochyloną ku południowemu wschodowi. Po transgresji morza cechsztyńskiego klimat pozostał ogólnie suchy i gorący z krótkimi okresami bardziej wilgotnymi, szczególnie w najwyższym cechsztynie, kiedy fluktuacje klimatu wpływały decydująco na cykliczność sedymentacji osadów (Wagner, 1994).

Cyklotem PZ1

Najstarsze osady cechsztynu utworzyły się w cyklotemie węglanowo-ewaporatowym PZ1. Transgresja morza cechsztyńskiego przykryła płat utworów górnego czerwonego spągowca. Pod najstarszym utworami cechsztynu, wapieniem podstawowym (Ca1p), nie stwierdzono żadnych śladów transgresji – prawdopodobnie nie zachowały się w słabo zwięzłych piaskowcach białego spągowca. Wapień podstawowy z obfitą, lecz drobną fauną małżowo-otwornicową zwłaszcza w dolnej części, jest regularnie laminowany ciemnoszarą substancją ilasto-organiczną i reprezentuje bardziej dojrzałe stadium trasgresji.

Równa granica z wyżej leżącymi łupkami ilasto-organicznymi może świadczyć o szybkiej zmianie reżimu sedymentacyjnego z warunków o niedużej aktywności hydrodynamicznej wód do spokojnego, stagnującego środowiska. W takim środowisku, w dojrzałym stadium transgresji, powstały osady łupka miedzionośnego (T1) o miąższości 0,5 m, o falistej i płaskiej laminacji równoległej, pochodzenia mikrobialnego, słabo okruszcowane chalkopirytem, pirytem, sfalerytem i galeną (Rydzewski, Ważny, 1962), reprezentujące spokojne warunki sedymentacji w środowisku redukcyjnym. Miąższość łupka miedzionośnego przekracza nieco średnią miąższość tego poziomu w basenie cechsztyńskim.

Wyżej występuje 10,3 m dolomitów, tworzących poziom wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Granica z łupkiem miedzionośnym ma charakter stopniowego przejścia. W dolnej części profilu o miąższości 0,5 m dominują mikryty, margliste z falistą laminacją mikrobialną, tworzące strefę przejściową do bardziej otwartego zbiornika morskiego. Ten proces w połączeniu ze stopniowym spłycaniem się basenu postępował w kierunku wyższych części profilu. Są to nadal mikryty o miąższości 6 m, ale nielaminowane, z cienkoskorupową fauną małżową i otwornicami. Kontynuację tych zjawisk obserwuje się także w wyższej części profilu. W mikrytach pojawiają się przewarstwienia do 30 cm miąższości wakstonów organodetrytycznych i pakstonów ziarnistych z onkolitami, często wielokrotnymi. Występuje tu liczna makro- i mikrofauna z detrytem mszywiołów włącznie. Ponieważ ziarna szkieletowe i obleczone tkwią w masie mikrytów, należy przypuszczać, że są one redeponowane z pobliskiej płycizny o wyższej aktywności hydrodynamicznej środowiska. Najwyższe 2 m profilu zbudowane z mikrytów bez ziaren obleczonych i fauny mogą świadczyć o zahamowaniu tego trendu. Środowisko sedymentacji prawdopodobnie pozostało dość płytkie, ale mniej aktywne hydrodynamicznie. Nie doszło w tym rejonie do

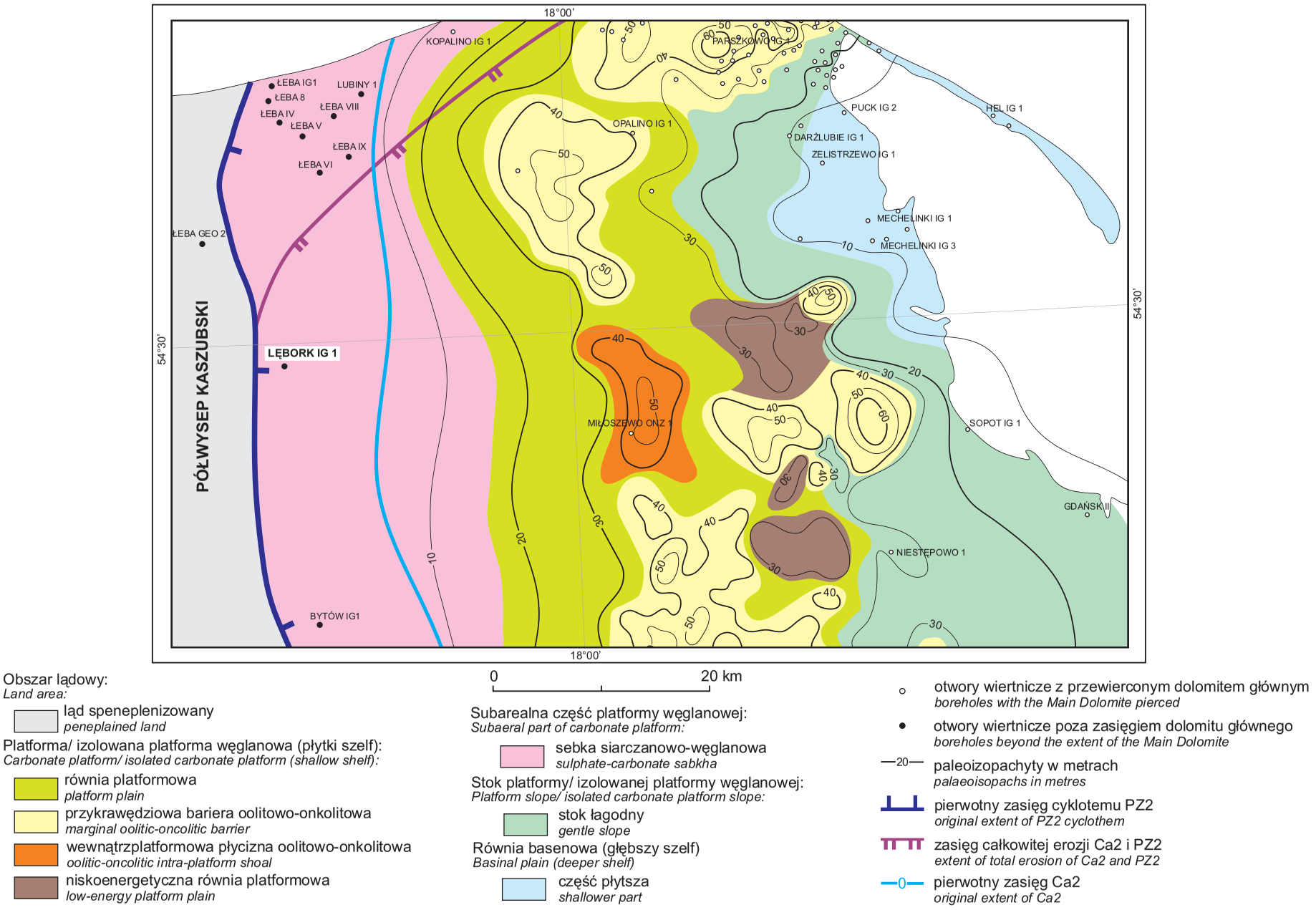


Fig. 13. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w Polsce (Wagner, 2012) – fragment

Palaeogeographic map of the Main Dolomite (Ca2) in Poland (Wagner, 2012) – a part

powszechnego spłycenia wód basenu w stropowej części wapienia cechsztyńskiego, zaznaczone stromatolitami z pokrywami wadycznymi (Wagner, 1994).

Ogólnie osady Ca1 z otworu Lębork IG 1 osadzały się początkowo w środowisku o niskiej aktywności hydrodynamicznej wód, względnie głębokowodnym, które ulegało stopniowemu spłyceniu, przy niedużym wzroście tej aktywności.

Spłycenie morza cechsztyńskiego pod koniec sedymentacji wapienia cechsztyńskiego kontynuowało się w czasie osadzania najniższych warstw ewaporatów cyklotemu PZ1, czyli w anhydrycie dolnym (A1d), które osiągnęły w tym profilu zaledwie 19,5 m miąższości. Dolna część A1d o miąższości 16 m jest zbudowana z płytkowodnych anhydrytów o strukturze mozaikowej. W najwyższej części A1d o miąższości 3,5 m pojawiają się regularne laminy substancji ilasto-dolomitycznej, świadczące o spokojnej sedymentacji w pogłębiającym się basenie ewaporacyjnym. Środowisko takie utrzymało się do końca sedymentacji anhydrytu. Wzrastające zasolenie wód morskich doprowadziło do sedymentacji najstarszej soli kamiennej Na1, która osiągnęła tu znaczną miąższość 149,0 m. Podobnie jak w sąsiednim otworze Bytów IG 1 (Wagner, 1977), profil najstarszych soli kamiennych jest dwudzielny. Dolna część soli kamiennych osadziła się w głębokowodnym, otwartym basenie solnym, górna natomiast w płytkowodnej panwi solnej z udziałem materiału terygenicznego (Czapowski, ten tom). Przerwanie tego procesu nastąpiło z początkiem sedymentacji anhydrytu górnego (A1g), co było związane z postępującą, stopniową ingresją świeżych wód morskich. Sedymentacja soli kamiennych spowodowała silny efekt obniżenia salinarnego wód w basenie ewaporacyjnym tak, że powrót do sedymentacji anhydrytów odbywał się w płytkim środowisku sedymentacji o znacznej aktywności hydrodynamicznej wód. Anhydryt górny ma małą miąższość 17,0 m. W dolnej części A1g jest wykształcony w postaci gruzłowatych, zlepieńcowatych anhydrytów ze znacznym udziałem brunatno-szarych iłowców i mułowców. Jest to poziom brekcji anhydrytowej (BrA1), występującej powszechnie w szeroko pojętej strefie brzeżnej basenu anhydrytu górnego, znaczącej początek ingresji morskiej (Wagner, 1994). Występujące w wyższej części profilu struktury mozaikowe i nieregularne, rzadkie laminy dolomitowe powstawały także w środowisku płytkowodnym.

Podsumowując, osady cyklotemu PZ1 tworzyły się początkowo w środowisku płytkowodnym, które zmieniało się stopniowo w relatywnie głębokowodne w czasie sedymentacji łupka miedzionośnego, ponownie w płytkowodne na pograniczu wapienia cechsztyńskiego i anhydrytu dolnego. W czasie sedymentacji A1d stopniowo rosła głębokość basenu, aż pod koniec sedymentacji tego poziomu ustaliły się warunki względnie głębokowodne. Świadczy o tym również stosunkowo mała miąższość A1d (19,5 m) w stosunku do znacznej miąższości Na1 (149,0 m). Najstarsza sól kamienna wypełniła osadami utworzone zagłębienie i górna jej część tworzyła się już w płytkiej panwi solnej. Ingresja świeżych wód morskich powodująca nawrót sedymentacji siarczanów z poziomu anhydrytu górnego przebiegała także w warunkach płytkowodnych.

Cyklotem PZ2

Postępująca ingresja świeżych wód morskich nie doprowadziła w tym rejonie do przerwania sedymentacji ewaporatów i nie spowodowała nawrotu sedymentacji węglanowej, jak w przeważajacej części basenu PZ2 (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Profil utworów PZ2 z otworu Lębork IG 1 był usytuowany w brzeżnej części basenu dolomitu głównego (Ca2), na pograniczu z obszarem lądowym – półwyspem kaszubskim (fig. 13). W tej specyficznej strefie, w płytkim o płaskim dnie basenie utworzyła się skrajnie płytkowodna litofacja anhydrytowa anhydrytu brzeżnego (A2b), ze znaczną zawartością dolomitu, o niewielkiej miąższości (11,5 m), stanowiąca odpowiednik facjalny dolomitu głównego (Wagner, 1977; Wagner, 1994; Dadlez i in., 1998; Wagner, 2012). Należy pamiętać, że w wodach morza dolomitu głównego istniało podwyższone zasolenie, przekraczające średnie zasolenie w oceanach, co uniemożliwiło rozwój makrofauny poza euryhalinowymi małżami. Podobny obraz facjalnywystępuje w dolomicie głównym na południowo-zachodnim brzegu basenu, na monoklinie przedsudeckiej (Depowski, 1978; Dadlez i in., 1998, Wagner, 2012).

Zasięg basenu dolomitu głównego był znacznie mniejszy niż cyklotemu PZ1, wynosił 15–30 km (Dadlez i in., 1998). Lądy otaczające basen dolomitu głównego były już w znacznym stopniu speneplenizowane, klimat był ekstremalnie suchy, a szata roślinna bardzo uboga (Wagner 1994).

Cyklotem PZ3

Nowa transgresja morska zapoczątkowała sedymentację cyklotemu PZ3. Nastąpiło znaczne zwiększenie zasięgu morza w stosunku do cyklotemu PZ2, w prawie całym basenie morza cechsztyńskiego, świadczące o jego przebudowie. Nowy cykl sedymentacyjny w rejonie omawianego profilu rozpoczął się serią osadów dolomitu płytowego (Ca3) niewielkiej miąższości (4,0 m). Nie występuje tu charakterystyczny poziom szarego iłu solnego (T3).

Mała miąższość poziomu Ca3 oraz występowanie fauny i glonów są charakterystyczne dla dość płytkiego, otwartego basenu. Na takie środowisko wskazują zachowane miejscami dość regularne, liczne struktury mikrobialne, obfita fauna małżowa i struktury glonowe typu Calcinema sp. Ewaporatowy etap rozwoju cyklotemu PZ3 rozpoczyna sedymentacja anhydrytów z poziomu anhydrytu głównego (A3), o skrajnie małej miąższości (1,5 m). Tak mała miąższość A3, przy równocześnie występującej facji otwartego basenu dolomitu płytowego, wskazują na istnienie procesów erozyjnych, które prawdopodobnie zniszczyły górną część ewaporatów PZ3, być może nawet włącznie z najmłodszą solą kamienną.

Profil cyklotemu PZ3 wskazuje na pogłębienie basenu i przekraczający zasięg w stosunku do cyklotemu PZ2. Półwysep kaszubski został w większości zalany wodami transgredującego morza.

Cyklotem PZ4

Rozpoczęcie nowego etapu sedymentacji cechsztynu wyznaczają zmiany klimatyczne (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Następujące po sobie naprzemianległe, cykliczne zmiany klimatu z suchego na wilgotny z wyraźną tendencją w kierunku wzrostu wilgotności, powodowały osadzanie się ewaporatów lub przerwy w sedymentacji w okresach suchych i uruchomienie ich erozji oraz sedymentacji osadów terygenicznych w okresach wilgotnych.

Stropowa seria terygeniczna (PZt), też o niedużej miąższości (15 m), zbudowana z iłowców i mułowców czerwonych z konkrecjami anhydrytu, charakterystyczna dla środowiska sebki przybrzeżnej lub plaji, wyznaczyła zakończenie sedymentacji ewaporatów na tym obszarze i przejście do sedymentacji terygenicznej obrzeżającej basen centralny z dalej trwającą sedymentacją terygeniczno-ewaporatową, ewoluującej w kierunku ograniczenia wpływu morza i przechodzenia w środowisko jeziora solnego (Wagner, 1994). Po okresach erozji i sedymentacji nie wiadomo jakiemu subcyklotemowi lub subcyklotemom PZ4 odpowiadają osady terygeniczne utworzone w tym rejonie. Można jedynie przypuszczać, że są to osady najmłodszych subcyklów.

Maria WICHROWSKA

MIKROLITOFACJE I DIAGENEZA OSADÓW WĘGLANOWYCH CECHSZTYNU

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej i diagenetycznej osadów węglanowych wapienia cechsztyńskiego (Ca1) i dolomitu płytowego (Ca3) w otworze Lębork IG 1 stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich (63 szt.) w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym oraz makroskopowe obserwacje (podstawowe cechy warstwowania i struktury) i opisy rdzeni wiertniczych (Wagner, ten tom).

Korzystano z danych z literatury, zarówno z prac opublikowanych (Gąsiewicz, 1986; Gąsiewicz, Peryt, 1989), jak i opracowań archiwalnych (Gąsiewicz,1990; Piątkowski, 1980; Piątkowski, Gąsiewicz (mat. robocze, niepubl.)). Weryfikacji i uzupełnienia materiałów starszych dokonała autorka na podstawie obserwacji mikroskopowych płytek cienkich. Wszystkie głębokości podano wg rdzenia.

Odmiany mikrofacjalne sklasyfikowano wg Dunhama z propozycją polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych zamieszczonego w pracy Narkiewicza i Śnieżka (1981), z rozszerzeniem o klasyfikację skał węglanowych Wrighta (1992, *w*: Matyszkiewicz, 1996), która podkreśla rolę diagenezy w tworzeniu określonej struktury skał. Struktury skał węglanowych wyróżnione w klasyfikacji Wrighta są wynikiem połączenia trzech czynników – warunków depozycji, procesów biogenicznych i diagenezy.

Wapień cechsztyński (Ca1)

Utwory wapienia cechsztyńskiego mają miąższość 10,7 m, występują wg rdzenia na głęb. 979,0–989,7 m (982,5–992,8 m wg pomiarów geofizycznych) i są wykształcone w facji dolomitowej, miejscami dolomitowo-marglistej (fig. 14). Kontakt utworów wapienia cechsztyńskiego z łupkiem miedzionośnym jest przejściowy. Utwory ilasto-węglanowo-margliste, podścielające wapień cechsztyński występują w dwóch litofacjach – szaro-czarne łupki iłowcowe i szaro-beżowe laminowane wapienno-dolomityczne mułowce margliste. Warstwowanie jest gęste i bardzo wyraźne. Laminy mułowcowe są zbudowane z dobrze obtoczonego kwarcu i materiału węglanowego. Ciemne warstewki dolomitowe zawierają pasemka substancji mikrobialnej (cyjanobakteryjnej) i skupienia drobnoziarnistego pirytu oraz drobne bioklasty mikrofauny otwornicowej, liczne skorupki drobnych małży, wewnętrznie roztrawione i zabudowane cementem anhydrytowym.

Mikrofacje

W najniższej partii analizowanych utworów Ca1, na głęb. 986,5–989,7 m, występują biolaminoidy i madstony zawierające znaczne ilości materiału terygenicznego, głównie kwarcu frakcji pyłowej oraz laminy i pasemka substancji ilasto-organicznej. W tle skalnym pojawiają się inkrustacje tlenkami żelaza i pigment pirytowy. Materia organiczna występuje w formie żyłek alginitowych (alginit, macerał z grupy egzynitu utworzony z planktonicznych glonów morskich, niedojrzały do generowania węglowodorów, R = 0,43%, nisko przeobrażony) i cienkich przemazów bitumicznych, obserwowanych w płytkach cienkich w świetle przechodzącym w barwach pomarańczowo-brunatno-żółtych (fig. 15). W obrębie omawianego kompleksu osadów wapienia cechsztyńskiego (986,5–989,7 m) biolaminoidy przechodzą stopniowo w madstony dolomitowe, zawierające pojedyncze pasemka i smugi cyjanobakteryjne oraz grudki i strzępki mikrobialne (prawdopodobnie poglonowe), miejscami powleczone materiałem bitumicznym (fig. 14). Cyjanobakteryjne filamenty impregnują mikrosparytowe tło skalne, tworzą obrosty wokół roztrawionych fragmentów skały (pustych lub wypełnionych cementem anhydrytowym), są widoczne w obrębie segmentów otwornic spiralnych z rodzaju *Glomospira*. Oprócz otwornic spiralnych, których segmenty są częściowo zbituminizowane lub spirytyzowane, występują zrekrystalizowane skorupki małży cienkoskorupowych i małżoraczków. W górnych partiach analizowanych madstonów (na pograniczu z wakstonem ziarnisto-organodetrytycznym) pojawiają się zrekrystalizowane gruzełkowe skupienia mikrosparytu dolomitowego, o nieregularnych kształtach i ciemniejszej barwie niż

otaczające tło skalne oraz drobne formy ooidowo-peloidowe o zatartej mikrostrukturze wewnętrznej. Miejscami osad jest wyraźnie wzbogacony w materiał terygeniczny.

W środkowej części profilu (981,0–986,5 m) występują madstony (981,0–982,0 m), przechodzące ku górze w kompleks organodetrytycznych i ziarnistych wakstonów i pakstonów, rozdzielonych 1,5-metrową wkładką osadów (?madstonów) o problematycznej genezie (982,0–983,5 m). Osady te (982,0–983,5 m) mają niejednolitą mikrostrukturę: (1) masywny mikrosparytowy dolomit cienkosmugowany substancją ilasto-organiczną (węglistą) przechodzi w osad porowaty, (2) pustki obserwowane w tle skalnym mają nieregularne kształty, są widoczne źle zachowane obrysy ziaren, (3) pojedyncze, ciemniejsze skupienia, zachowane na obrzeżach próżni mogą sugerować obecność grudek pochodzenia mikrobialnego, które uległy rozpuszczaniu w obrębie tła skalnego.

Leżące poniżej tych osadów wakstony ziarnisto-organodetrytyczne (983,5–984,3 m) mają liczne pseudomorfozy po grudkach różnej proweniencji (chemogenicznych i prawdopodobnie biogenicznnych). Grudki są roztrawione, wewnątrz puste lub wypełnione cementem anhydrytowym. W tle skalnym obserwuje się słabo widoczne ziarna obleczone (ooidy lub onkoidy), w znacznym stopniu zrekrystalizowane.

Wydaje się, że mikrofacje wakstonów ziarnistych (983,5–984,3 m) i madstonów o problematycznej genezie (982,0–983,5 m) można połączyć z wyżej leżącymi pakstonami ziarnisto-organodetrytycznymi (981,0–982,0 m) w jeden poziom wakstonów/ pakstonów bioklastyczno-ziarnistych (fig. 14). Różnice w mikroskopowym odbiorze, opisach tła skalnego i występujących w nim składników na podstawie fragmentów badanych osadów (wakston–?madston–pakston) mogą wynikać z różnego stopnia zaawansowania procesów diagenetycznych, a nie sedymentacyjnej (pierwotnej) zmienności facjalnej. Dlatego wyróżnione na profilu rozgraniczenie głębokościowe (983,5 m), w środkowej części profilu mikrofacjalnego zaznaczono linia przerywaną (fig. 14).

Na głęb. 981,0–982,0 m występują pakstony ziarnisto-organodetrytyczne. Ziarna obleczone (ooidy/ ?onkoidy) mają różne kształty i rozmiary. Ich wielkość jest zmienna – 0,05–4,00 mm. Obserwowane są makroooidy rzeczywiste, wielopowłokowe, kuliste, z zachowaną reliktową koncentryczną laminacją. Dość dobrze wykształcone powłoki mają cyjanobakteryjne, wewnętrzne obrosty (fig. 15B). Wnętrza tego typu ziaren stanowi mikrospar dolomitowy. Fragmenty roztrawione wokół ooidów/ onkoidów oraz ich centra są puste lub zabudowane przez cement anhydrytowy. Najczęściej w analizowanym kompleksie ziarnistym są obecne ziarna mniejsze (0,05–1,00 mm średnicy), które mają zatartą mikrostrukturę wewnętrzną i są zbudowane z mikrosparu dolomitowego i cementu kalcytowego (fig. 15C). Obrzeża tych ziaren są powleczone materiałem mikrobialnym (cyjanobakteryjnym) i obrośnięte przez otwornice płożące, widoczne w formie rurkowatych obiektów na elementach ziarnistych i bioklastach mszywiołowych (fig. 15C). W obrębie tła skalnego pakstonów obserwuje się czasami drobne siatkowe mikrostruktury mikrobialne, zbudowane z filamentów cyjanobakteryjnych (fig. 15B). Materiału terygenicznego jest niewiele, pustki w tle skalnym wypełnia anhydryt. Elementy szkieletowe należą do jednoseryjnych i spiralnych otwornic (*Ammodiscus* i *Glomospira*), obecne są muszle małży cienkoskorupowych i mszywioły (zachowane we fragmentach) z rodzaju krzaczkowatych (*Thamniscus*, *Acanthocladia*), które tworzą łatwo kruszące gałązkowe kolonie (fig. 15C).

Kompleks bioklastyczno-ziarnisty (981,0–982,0 m) przechodzi ku górze w nielaminowany madston/ wakston (we fragmentach porowaty), zawierający drobne granule peloidalne (o charakterze grudek mułowo-węglistych) i nieliczny biodetryt otwornicowo-małżowy (fig. 15D). Mikrosparytowe tło dolomitowe jest porowate, inkrustowane przez nitkowate i ziarniste cyjanobakterie i zawiera znaczne ilości rozproszonego kwarcu frakcji pyłowej (fig. 15D). Miejscami obserwuje się grudki mułowe impregnowane mikrobialnie brązową i czarną substancją węglistą, powstałą z odpornych na fosylizację komponentów materii organicznej.

Procesy diagenetyczne

Zmiany diagenetyczne w wakstonach/ pakstonach organogenicznych w otworze Lębork IG 1 wiążą się głównie z etapem powierzchniowym i wczesnego pogrzebania. Do najbardziej zaawansowanych procesów diagenetycznych (oprócz dolomityzacji) w badanych osadach należą rekrystalizacja, rozpuszczanie i cementacja. Podstawowy zespół procesów diagenetycznych, który zachodził w warunkach synsedymentacyjnych i kontynuował się podczas płytkiego i pośredniego pogrzebywania osadów przedstawiono poniżej.

Neomorfizm agradacyjny (rekrystalizacja) przejawia się w badanych skałach zatarciem pierwotnej struktury osadu. Rekrystalizacja i homogenizacja objęła w znacznym stopniu tło skalne (spoiwo jest zbudowane z bardzo drobnego sparu o rozmiarach kryształów dolomitu 10–20 μm). Procesy te wyraźnie zaznaczyły się w obrębie ziaren obleczonych, powodując zacieranie pierwotnej mikrostruktury powłokowej (fig. 15B).Koncentryczne, niewyraźnie zarysowane laminy korteksu ulegały stopniowej homogenizacji, pozostało mikrytosparytowe dolomitowe wypełnienie, a laminacja została delikatnie zaznaczona przez obrosty cyjanobakteryjne (cementy mikrytowe), pojawiające się na kolejnych, wewnętrznych powłokach ziarna (fig. 15B). Rekrystalizacja sprawia, że pierwotne elementy (bioklasty, ziarna obleczone, wczesne cementy) stają się częściowo lub całkowicie nierozpoznawalne. Madstony występujące w przedziale głęb. 982,0–983,5 m (fig. 14) mogą stanowić przykład zaawansowanego procesu rekrystalizacji, co powoduje, że problematyczna staje się ich przynależność mikrofacjalna.

Wczesna kompakcja fizyczna (mechaniczna) zaznaczyła się w badanych skałach w niewielkim stopniu. W górnej części profilu w osadach mułowo-mikrobialnych na głęb. 980,5–981,0 m postępująca sukcesywnie kompakcja mechaniczna spowodowała przemieszczanie się mate-

Objaśnienia do figur 14 i 16
Explanations to Figures 14 and 16

ooidy, onkoidy, peloidy, relikty ziaren
ooids, onkoids, peloids, grains relicts

fragmenty mszywiołów
bryozoan fragments

bioklasty szkieletowe, glonowe
skeletal bioclasts, algae

Bi fragmenty mikrobialne, impregnacje bitumiczne
microbial fragments, bitumen impregnations

Q laminy i smugi ilasto-organiczne, ziarna kwarcu
illite-organic streaks and laminae, quartz grains

fragmenty zrekrystalizowane, cement anhydrytowy
recrystalized fragments, anhydrite cement

M madston *mudstone*
B bandston *boundstone*
W wakston *wackestone*
P pakston *packestone*

M/W przewarstwienia madstonu z wakstonem *mudstone and wackestone intercalations*
W/B przewarstwienia wakstonu z bandstonem *wackestone and boundstone intercalations*
P/B przewarstwienia pakstonu z bandstonem *packestone and boundstone intercalations*
M/BL przewarstwienia madstonu z bandstonem (laminoid) *mudstone and boundstone intercalations (laminoide)*
M/BL madston przechodzący w bandston (laminoid) *mudstone passing into boundstone (laminoide)*

A1d anhydryt dolny *lower Anhydrite*
A2b anhydryt brzeżny *Coastal Anhydrite*
A3 anhydryt główny *Main Anhydrite*
T1 łupek miedzionośny *Copper Shale*

riału terygenicznego (cement ilasty, kwarcowy) i niewielkie deformacje plastyczne grudek mułowo-mikrobialnych. Grudki tego typu zaobserwowane na głęb. 980,5–981,0 m są to skupienia ciemnego mikrosparytowego materiału węglanowego, wzbogaconego w komponenty organiczne, najczęściej węgliste. Trudno je odróżnić od peloidów, które tworzyły się w wyniku mikrytyzacji biologicznej różnych genetycznie obiektów (organicznych, chemogenicznych). W wakstonach/ pakstonach biodetrytycznych (muszlowo-mszywiołowych) w środkowej części profilu (981,0–984,3 m) kompakcja mechaniczna dotyczyła głównie rozkruszania mało odpornych elementów biogenicznych (mszywiołów gałązkowych i prawdopodobnie towarzyszących im zwykle glonów, kalcyfikujących swoje plechy). Zdezintegrowany, mikrytowy materiał organodetrytyczny mieszając się z wapiennym mułem chemogenicznym mógł współtworzyć podstawowe tło skalne (matriks). Wpływ na stosunkowo wczesne usztywnienie więźby i odporność na kompakcje fizyczną osadów ziarnisto-biogenicznych miały zapewne liczne obrosty otwornic płożących wokół elementów szkieletowych i wczesne cementy obwódkowe (zob. mikrytyzacja). W dolnej części profilu (988,0–989,7 m) nieznaczne przejawy procesu kompakcji fizycznej (sprasowanie i pofalowanie) zaobserwowano w obrębie lamin i smug mikrobialnych.

Zastępowanie (głównie dolomityzacja) kalcytu przez dolomit mogło nastąpić stosunkowo wcześnie, obejmując wapienny słabo skonsolidowany matriks i wczesne cementy węglanowe, mikrostruktury ziarniste, mikrobialne oraz niektóre elementy szkieletowe (otwornice, małże, małżoraczki). Fragmenty szkieletowe mszywiołów w większości pozostały kalcytowe (fig. 15C). Dolomityzacja mogła być rozłożona w czasie, od etapu wczesnego (płytkiego pogrzebania) przez stadium pośrednie i późne pogrzebania osadu.

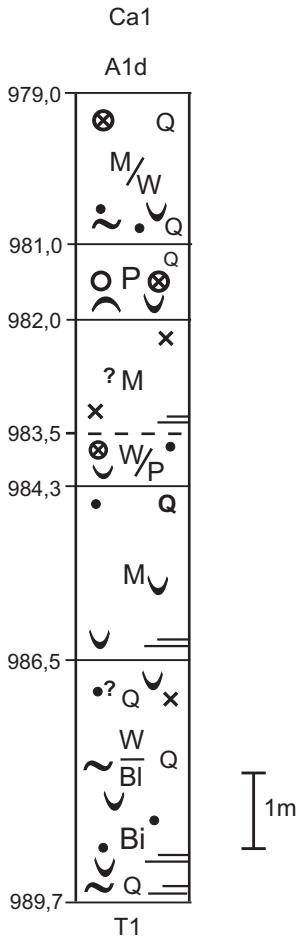
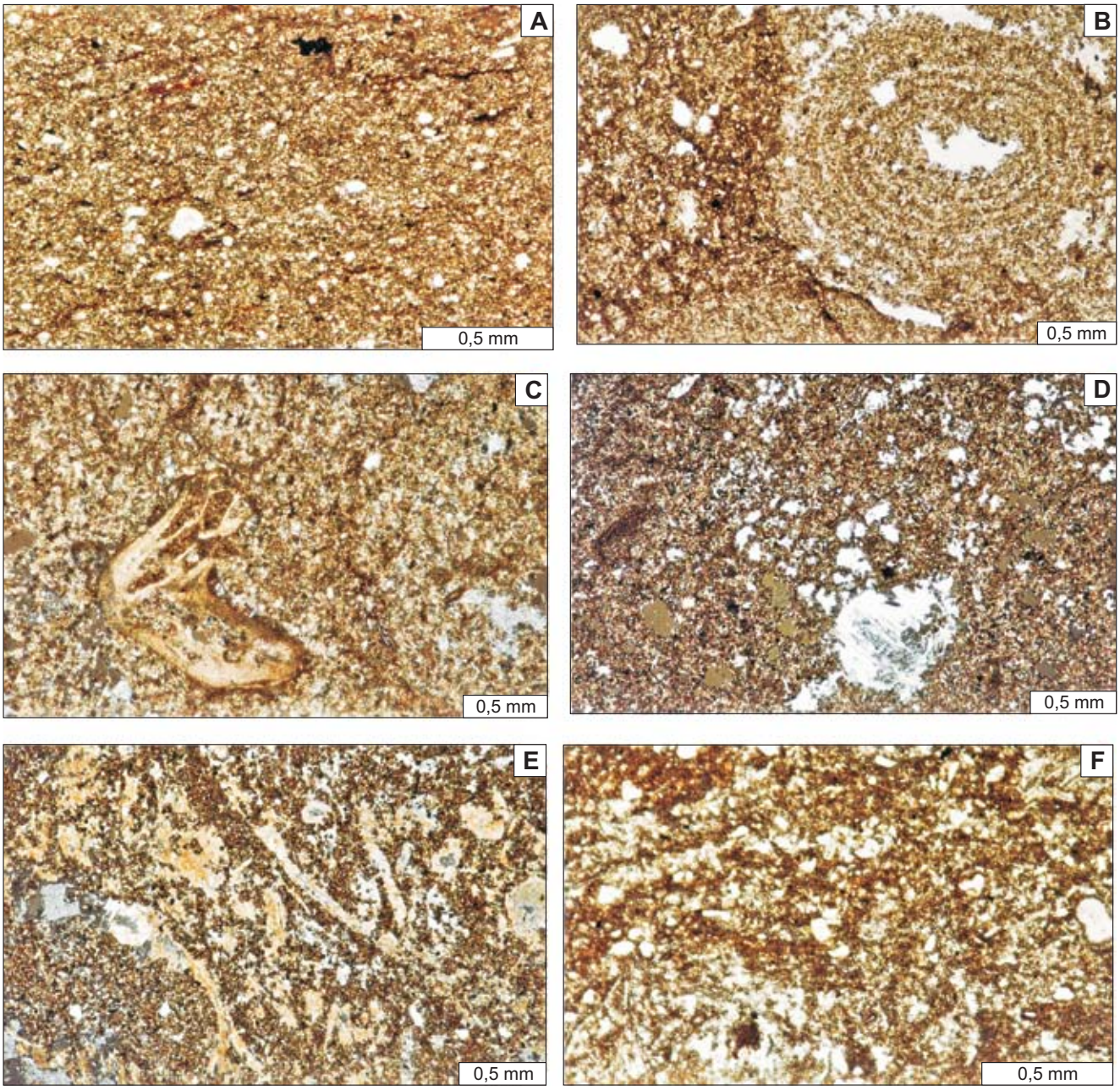


Fig. 14. Profil Ca1 w otworze wiertniczym Lębork IG 1

Ca1 profile in the Lębork IG 1 borehole



Zmiany zasolenia zbiornika związane z krążeniem w osadzie wód meteorycznych w powiązaniu z destrukcją materii organicznej (etap wczesny) oraz aktywność wód porowych (stadium pośrednie lub późne) sprzyjały zastępowaniu kalcytu przez dolomit.

Mikrytyzacja biologiczna jest spowodowana endolityczną działalnością glonów i cyjanobakterii, w wyniku której pojawiły się wczesne cementy obwódkowe (mikrytowe). Cementy mikrytowe powstałe na drodze degradacji węglanów w wyniku działalności życiowej mikroorganizmów są obecne w badanych skałach, ale nie rozwinęły się na szeroką skalę i na ogół są słabo wykształcone (fig. 15B–D). Najczęściej były obrastane elementy biogeniczne, szkieletowe – skorupy małży, małżoraczków, fragmenty mszywiołów gałązkowych, elementy ziarniste (ooidowe/onkoidowe, grudki mułowe i peloidalne). W nielicznych wypadkach cementy mikrytowe pojawiały się na kolejnych powłokach wzrostowych ziaren (fig. 15B), częściej tworzyły się wokół drobnych ooidów powierzchniowych, grudek mułowo-mikrobialnych (fig. 15C, D).

Rozpuszczanie i cementacja dotyczą spoiwa sparytowego i elementów organogenicznych (szkieletowych) i ziarnowych. Roztrawianie mniej stabilnego mineralogicznie spoiwa, zawierającego impregnacje materiałem organicznym obserwuje się w facjach mułowo-mikrobialnych (dolna część profilu mikrofacjalnego – 986,5–989,7 m). Jest to typ porowatości międzykrystalicznej, związanej z procesem dolomityzacji i rozkładem materii organicznej. Próżnie mają charakter mikroporowy i są wypełnione ciemnym materiałem węglistym i substancją bitumiczną.

Fig. 15. Zdjęcia szlifów skał cechsztynu w otworze wiertniczym Lębork IG 1

Głębokości podano wg rdzenia. **A.** Madston nieregularnie smugowany substancją organiczno-bitumiczną. Agregaty nitkowatych cyjanobakterii, pomarańczowo-czerwone zabarwienie słabo dojrzałej materii organicznej (?alginit), brunatne impregnacje bitumiczne w obrębie pasemek węglistych-cyjanobakteryjnych. Rozproszone ziarna kwarcu frakcji pyłowej (białe plamy). Czarne drobne kuleczki rozsiane w tle skalnym – drobnodetrytyczny, wczesnodiagenetyczny piryt. Wapień cechsztyński, głęb. 989,6 m, bez analizatora. **B.** Pakston ziarnisto-organodetrytyczny. Makroooid, częściowo zrekrystalizowany. Laminacja korteksu podkreślona przez cyjanobakteryjne obrosty. Siateczkowa mikrostruktura mikrobialna (ciemnobrązowa). Próżnie – białe plamy. Cementy obwódkowe (mikrytowe) wokół porów i druzowe, narastające na ścianach próżni. Wapień cechsztyński, głęb. 981,7 m, bez analizatora. **C.** Pakston ziarnisto-organodetrytyczny. Fragment mszywioła z rodzaju krzaczkowatych. Mikrytowy cement (ciemne otoczki) i węgliste agregaty (?otwornice płożące) obrastające bioklast. Komórki zoecjalne zabudowane cementem węglanowym. Zrekrystalizowane ooidy małych rozmiarów z cementem obwódkowym (ciemne otoczki). Spoiwo mikrosparytowe. Próżnie puste (szarooliwkowe) lub zabudowane przez anhydryt. Wapień cechsztyński, głęb. 981,7 m, nikole skrzyżowane. **D.** Madston/ ?wakston, kawernisty. W mikrosparytowy tle skalnym obserwuje się drobne dolomitowo-węgliste skupienia peloidalne i impregnacje nitkowatych cyjanobakterii. Nodularne formy (koliste lub owalne) rozpuszczone. Wnętrza próżni są puste (?pohalitowe) lub wypełnione cementem anhydrytowym. Wapień cechsztyński, głęb. 980,4 m, nikole skrzyżowane. **E.** Wakston/ ?bandston biodetrytyczny. Pokruszone i roztrawione fragmenty małży i glonów (?*Calcinema*). Niewyraźne zarysy bioklastów, wnętrza wypełnione anhydrytem i polihalitem. Cyjanobakteryjne (ziarniste i włóniste) impregnacje w obrębie mikrosparytowego tła skalnego. Dolomit płytowy, głęb. 775,3 m, nikole skrzyżowane. **F.** Madston/ biolaminoid. Nieregularna alternacja materiału mułowego, wapiennego, ?dedolomitowego (jaśniejsza) i mikrobialnego (ciemniejsza). Pasemka nitkowatych cyjanobakterii, drobne agregaty peloidalne, brązowo-żółta substancja bitumiczna, nieliczne, małe bioklasty (małże, otwornica). Ziarna kwarcu frakcji pyłowej (białe). Dolomit płytowy, głęb. 773,8 m, bez analizatora

Photographs of thin section of the Zechstein deposits in the Lębork IG 1 borehole

Depths are after core. **A.** Mudstone irregularly streaky by the organic-bitumen material. Aggregates of cyanobacterian filaments. Orange-red colouration of weakly mature organic matter (?alginite), brown bitumen impregnation within carbonaceous laminae. Dispersed silt-size quartz grains (white spots). Small black balls distributed in groundmass – finely detrital, early diagenetic pyrite. Zechstein Limestone, depth 989.6 m, plane-polarized light. **B.** Grainy-organogenic packestone. Macroooid, partly recrystallized. Cortex lamination marked with cyanobacterian filaments. Reticular microbial microstructure (dark brown). Voids – white spots. Micritic cement (dark rims) around pores, drusy cement on pore walls. Zechstein Limestone, depth 981.7 m, plane-polarized light. **C.** Grainy-organogenic packestone. Bushy Bryozoan genera fragment. Dark micritic cement and carbonaceous aggregates (sessile forams) ?overgrow bioclasts. Zoecia cells are filling in carbonate cement. Small-size recrystallized ooid grains with mikritic rim cement are visible. Microsparitic matrix. Voids are empty (grey-olive) or filled with anhydrite. Zechstein Limestone, depth 981.7 m, crossed nicols. **D.** Cavernous mudstone/ ?wackestone. Within the microsparitic matrix, dark, tiny peloidal concentrations consisting of dolomitic and carbonaceous material, cyanobacterian filament impregnations are visible. Nodular forms of round or elliptic shape are dissolved inside. Voids are emty (?post-halite), or filled with anhydrite. Zechstein Limestone, depth 980.4 m, crossed nicols. **E.** Biodetritic wackestone/ ?boundstone. Crushed and dissolved bivalve shells and algae (?Calcinema) fragments. Undistinctly visible outlines of bioclast with anhydrite and polyhalite cement inside. Cyanobacterial (filamentous and coccoidal) impregnations within microsparitic groundmass are observed. Platy Dolomite, depth 775.3 m, crossed nicols. **F.** Mudstone/ biolaminoide. Bright mud carbonate (?dedolomitic) and microbial vawy arranged (dark) irregular alternations. Cyanobacterial filament units, tiny peloidal aggregates, brown- yellow coloured bitumen, a few, small bioclasts (bivalve shells, forminifera). Silt-size quartz grains (white). Platy Dolomite, depth 773.8 m, plane-polarized light

Pory moldyczne (po bioklastach) i formowe (po ziarnach) występują w obrębie wakstonów i pakstonów ziarnisto-organodetrytycznych (981,0–982,0 i 983,5–984,3 m).

Ubytki środków komórek zoecjów są zabudowane cementem węglanowym przemieszanym z węglistą materią organiczną (fig. 15C), roztrawione centra ooidów lub onkoidów pozostają często puste (fig. 15B–D), albo wypełnia je anhydryt. Na etapie pogrzebania osadu nastąpiła zabudowa dostępnych w osadzie próżni cementem gipsowym i anhydrytowym oraz nastąpiło utworzenie porowatości formowej (po usunięciu cementu halitowego) i niewielkie nasycanie osadu bituminami (988,5–986,5 m).

Środowisko sedymentacji Ca1

Depozycja osadów Ca1 w otworze wiertniczym Lębork IG 1 odbywała się w strefie basenowej. Miąższość analizowanych osadów wynosi 10,7 m.

Sedymentacje wapienia cechsztyńskiego rozpoczynają mało zróżnicowane facjalnie madstony i biolaminoidy. W obrębie biolaminoidów ciemniejsza materia organiczna zawiera relikty sfosylizowanych cyjanobakterii, a laminacja ma charakter nieciągły. Częsta jest alternacja z materiałem mułowym, który zawiera nieliczne peloidy, drobne bioklasty i ziarna kwarcu, co wskazuje na okresowe turbulencje, zwłaszcza, że składniki ziarniste i bioklastyczne są źle wysortowane i bezładnie rozmieszczone.

Madstony nielaminowane uformowane na płytkim, płaskim szelfie są zubożone w bioklasty, zawierają niewielką ilość składników terygenicznych (głównie kwarc frakcji pyłowej), piryt i smugi lub pasemka ilasto-organiczne.

Następstwo mikrofacjalne analizowanych osadów (biolaminoidy–madstony nielaminowane) wskazuje na względnie spokojną sedymentację w warunkach normalno-morskich, przerywaną okresowo przez prądy morskie o różnym nasileniu, co ujawniło się obecnością lamin i warstewek z materiałem terygenicznym (kwarcowym i ilastym) oraz lokalnym wzbogaceniem w bioklasty fauny muszlowej. Miejsca chronione od depozycji prądowej okresowo zasiedlały organizmy cyjanobakteryjne i glonowe.

Wzrastający ku górze profilu reżim hydrodynamiczny zapoczątkował sukcesję pakstonów i wakstonów ziarnistych (ooidowych/ onkoidowych) i bioklastycznych ze zróżnicowanym inwentarzem fauny muszlowej, której towarzyszą mszywioły. W warunkach normalnomorskich, stenohalinowych, przy dobrym natlenieniu i naświetleniu wód muszle małży mogły stanowić siedlisko dla rozwoju mszywiołów. Łatwość kruszenia części szkieletowych mszywiołów gałązkowych powoduje, że zdezintegrowany materiał wokół zoecjów stanowił zapewne budulec zasilający muły wapienne podczas ich wczesnej przebudowy. Obecność ziaren z obrostami cyjanobakteryjnymi, lokalne wzbogacenie w elementy mikrobialne (peloidy) może świadczyć o okresowych, niewielkich zmianach zasolenia, umożliwiając rozwój glonów i cyjanobakterii.

Dolomit płytowy (Ca3)

Utwory dolomitu płytowego (Ca3) w otworze Lębork IG 1 mają miąższość 3,5 m, występują wg rdzenia na głęb. 773,0–776,5 m (781,5–785,5 wg pomiarów geofizycznych) i znajdują się poza zasięgiem występowania szarego iłu solnego (Wagner, ten tom) (fig. 16). Leżą one bezpośrednio na utworach siarczanowych (?A2b). Granica dolomitu płytowego z osadami siarczanowymi jest ostra o nierównej powierzchni. Stropowe partie dolomitu płytowego powleka cienka warstewka szarego iłowca o miąższości 5 cm z żyłkami gipsu, a powyżej występują osady anhydrytowe (A3).

Osady dolomitu płytowego (Ca3) w omawianym otworze są wykształcone w facji wapiennej, dolomitowo-wapiennej, wapienno-dolomitowej, miejscami węglanowo-marglistej. Kwarc, minerały ilaste, substancja organiczna, tlenki oraz siarczki żelaza i minerały siarczanowe (gips, anhydryt, polihalit) pojawiają się w zmiennych ilościach.

Mikrofacje

Spągową część profilu mikrofacjalnego dolomitu płytowego (776,3–776,5 m) stanowi cienka warstewka pakstonu organodetrytycznego (fig. 16). Miejscami osad ma charakter muszlowca małżowego przemieszanego z materiałem glonowym, ale rzadko obserwuje się dobrze zachowane elementy organogeniczne. Najczęściej są to pokruszone i roztrawione bioklasty, w różnym stopniu upakowane i na ogół źle wysortowane. Głównymi składnikami są muszle małży, małżoraczków, którym prawdopodobnie towarzyszą rurkowate glony z rodzaju *Calcinema*. Elementy biogeniczne są rozpoznawalne jedynie po wydłużonych, prostych lub łukowatych zarysach, dobrze widocznych w mikroskopie optycznym (przekroje poprzeczne lub skośne). Wnętrza tych fragmentów są roztrawione, wypełnione anhydrytem lub polihalitem.

W obrębie tła skalnego występują ciemne agregacyjne skupienia mikrobialne o charakterze peloidalnym. Stanowią je owalne skupienia ciemnego mikrosparytu węglanowo-mikrobialnego, wśród których obserwuje się ziarniste (kokkoidalne) cyjanobakterie, niewielkie ilości substancji bitumicznej, rozsiany pył węglisty i nieliczne inkrustacje pirytowe.

Powyżej, na głęb. 775,4–776,3 m, leżą madstony z pasemkami substancji mikrobialnej (cyjanobakteryjnej) i materiałem terygenicznym – ziarna kwarcu (0,050–0,002 mm średnicy), ostrokrawędziste, rzadziej obtoczone, skalenie potasowe, łyszczyki (muskowit). Tło skalne zbudowane z mikrosparu i sparu dolomitowego (0,02 mm) jest w znacznym stopniu rozpuszczone, tworząc miejscami mikrostrukturę kawernistą. Pory są tylko częściowo wypełnione przez anhydryt.

W środkowej części profilu mikrofacjalnego (775,1–775,4 m) pojawia się wkładka osadów ziarnistych (wakstonów albo pakstonów organodetrytycznych), o niewielkiej miąższości (30 cm), zbudowana z pokruszonych i roztrawionych skorup małży, małżoraczków i otwornic (*Ammodiscusy*). Elementom szkieletowym, towarzyszą znaczne ilości glonów, prawdopodobnie z rodzaju *Calcinema*, które tworzą nieregularnie rozmieszczone w tle skalnym, wydłużone rurki o zmiennej grubości (proste lub łukowate), okrągłe w przekroju poprzecznym (Gąsiewicz, Peryt, 1989). Materiał organodetrytyczny jest nieuporządkowany i na ogół źle wysortowany (fig. 15E). Z uwagi na znaczne rozkruszenie i roztrawienie materiału organodetrytycznego większość form jest nierozpoznawalna. Próżnie w obrębie bioklastów są zabudowane przez cement anhydrytowy i prawdopodobnie polihalitowy.

W górnej części profilu mikrofacjalnego (773,0–775,1 m) występują wapienne, prawdopodobnie dedolomitowe madstony (773,0–774,0 m) i osady wapienno-dolomityczne (774,0–775,1 m), przewarstwiane utworami biogenicznymi o charakterze biolaminoidów. Biolaminoidy mają słabo rozwiniętą mikrolaminację, która stanowi alternację węglanowego materiału mułowego i mikrobialnego (fig. 15F). Brunatnej barwy substancja węglista z delikatnymi przemazami bituminów (brązowa pigmentacja), jest zbudowana ze sfosylizowanych komórek cyjanobakterii i grudek glonowych (fig. 15F). W laminach organicznych występują cyjanobakteryjne formy kokkoidalne (ziarniste) i włókniste, tworzące smużyste siatkowate agregaty o nieregularnych kształtach i mikrobialne grudki zawierające produkty dekompozycji materii organicznej (pigment pirytowy). W obrębie frakcji mułowych (wapiennych) pojawiają się nielicznie rozkruszone elementy fauny szkieletowej – mszywioły inkrustacyjne, masywne z rodzaju *Stenopora*, lub pokruszone kolonie krzaczkowate z rodzaju *Acanthocladia* lub *Thamniscus*, małże cienkoskorupowe i małżoraczki oraz mikrofauna otwornicowa – ammodiscusy i agathaminy (Piątkowski, mat. robocze, niepubl.). Miejscami obserwuje się uwęglone włókniste formy (proste lub faliste) ułożone równolegle względem siebie, czasami mające boczne rozgałęzienia, mogą to być glony z rodzaju *Algites* (Gąsiewicz, 1990). W madstonach, w górnej części profilu mikrofacjalnego (774,0–775,1 m) obserwuje się obecność niewielkich rozmiarowo próżni, które powstały z rozpuszczenia mikrosparytowego i sparytowego tła skalnego, tworząc miejscami mikrostrukturę kawernistą. Zwiększa się ilość minerałów siarczanowych (gipsu, anhydrytu), które

częściowo wypełniają ubytki. W tle skalnym są obecne ziarna kwarcu frakcji pyłowej o różnym stopniu obtoczenia, pojedyncze listewki łyszczyków (muskowit), rozsiane tlenki i wodorotlenki żelaza.

Procesy diagenetyczne

Zmiany diagenetyczne obserwowane w kompleksie mikrobialno-bioklastycznym (775,1–776,5 m) i mułowo-mikrobialnym (773,0–775,1 m) zachodziły na różnych etapachdiagenetycznych. Najważniejsze przeobrażenia miały miejsce już w trakcie depozycji i wczesnego pogrzebania.

Wczesna stabilizacja mineralna mułów węglanowych, polegająca na przemianach polimorficznych, neomorfiźmie agradacyjnym (wzrost kryształów) i formowaniu zwięzłej mozaiki sparytowej dolomitowo-kalcytowej, wydaje się być powiązana z mikrytyzacją mechaniczną kruchych fragmenty organizmów nieszkieletowych (makroflory glonowej). Następuje sukcesywne zastępowanie i obrastanie elementów biogenicznych przez sparytową mozaikę dolomitowo-kalcytową, pochodzenia mikrobialnego i chemogenicznego. Procesom tym towarzyszy dolomityzacja wczesna, powiązana z destrukcją materii organicznej, a później kontynuowana w trakcie sukcesywnego pogrążania osadu.

Zmiany diagenetyczne objęły elementy organodetrytyczne, szkieletowe. Muszle małży mają niewyraźnie zarysowane kontury, wnętrza są rozpuszczone i zabudowane tabliczkowym cementem anhydrytowym i polihalitowym, które w obrębie bioklastów tworzą krystaliczną mozaikę (fig. 15E). Morfologia i sposób wykształcenia tego typu cementów może świadczyć o ich sukcesywnym narastaniu pod wpływem krążących w osadzie solanek.

Dekompozycja materii organicznej w przewarstwieniach mikrobialnych zachodząca już na etapie depozycji i w początkowym stadium lityfikacji, oraz krążące w osadzie wody porowe, sprzyjały formowaniu się porowatości międzykrystalicznej. Próżnie pozostały puste lub nastąpiło sukcesywne ich wypełnianie minerałami siarczanowymi albo halitem.

Spoiwo cementacyjne obserwowane w obrębie tła skalnego w osadach mułowo-mikrobialnych w górnej części badanego kompleksu (773,0–775,1 m) stanowią rozproszone ziarna kwarcu frakcji pyłowej oraz produkty dekompozycji materiału organicznego, obserwowane w formie impregnacji węglistych, bitumicznych i siarczkowych (piryt drobnodetrytyczny) oraz nieliczne minerały fosforanowe prześwitujące na brązowo w tle skalnym (fig. 15F).

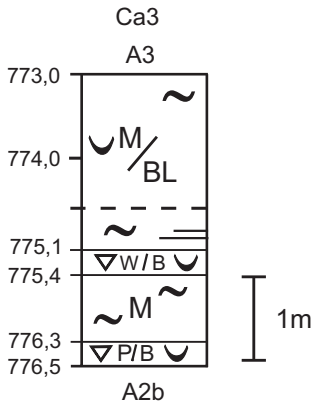


Fig. 16. Profil Ca3 w otworze wiertniczym Lębork IG 1

Objaśnienia do figury na stronie 95

Ca3 profile in the Lębork IG 1 borehole

For explanations to Figure see page 95

Środowisko sedymentacji Ca3

Otwór Lębork IG 1 znajduje się na południowo-zachodnim obrzeżeniu zbiornika dolomitu płytowego. Osady węglanowe Ca3 mają bardzo małą miąższość (3,5 m), ale reprezentują profil skondensowany, ze stosunkową pełną sekwencję osadów właściwych dla brzeżnej strefy basenowej. Początkowo tworzyły się wakstony/ pakstony z bioklastami (muszlowymi i glonowymi), powyżej powstawały madstony smugowane materiałem mikrobialnym, zawierające znaczne ilości substancji terygenicznej (775,4–776,3 m). Następnie pojawiła się alternacja madstonów jasnych, laminowanych materiałem marglistym i madstonów ciemnych, z materiałem organicznym o charakterze biolaminoidów (773,0–775,1 m), podścielona poziomem wakstonów/ pakstonów bioklastycznych (775,1–775,4 m) o niewielkiej miąższości.

Obie mikrolitofacje (organodetrytyczna i mułowo-mikrobialna) reprezentują sedymentację płytkowodną, rozwijającą się przy niewielkich zmianach hydrodynamicznych, nie całkowicie izolowaną od wpływów bardziej otwartego zbiornika. W tych warunkach mogły tworzyć się osady biogeniczne (mikrobialne typu laminoidów i organodetrytyczne wakstony/ pakstony), przy czym część materiału bioklastycznego przemieszanego z terygenicznym (głównie pyłem kwarcowym) była zapewne donoszona przez okresowo nasilające się prądy.

Grzegorz CZAPOWSKI, Hanna TOMASSI-MORAWIEC

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CYKLOTEMU PZ1 CECHSZTYNU

Badania utworów solnych w otworze wiertniczym Lębork IG 1 przeprowadzono na profilu cyklotemu PZ1 cechsztynu. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic wydzieleń litostratygraficznych zostały ustalone przez R. Wagnera (ten tom).

Makroskopowe obserwacje rdzenia solnego objęły określenie odmian litologicznych i strukturalnych skał solnych – wielkość i selekcja kryształów halitu, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, struktury sedymentacyjne, cechy optyczne (zob. Czapowski, 1983, 1987, 1995; Czapowski

i in., 1993) oraz ich charakterystykę teksturalną (tekstury kierunkowe pierwotne i wtórne). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu w 18 próbkach punktowych i składu mineralnego w jednej próbce. Oznaczenia zostały wykonane przez Centralne Laboratorium Chemiczne PIG-PIB, których wyniki zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 8). Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania soli przedstawiono na figurze 17.

W otworze wiertniczym Lębork IG 1, zlokalizowanym na południowym skłonie mezozoicznego wyniesienia Łeby, ok. 12 km na zachód od Lęborka, stwierdzono występowanie utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) cechsztynu, nachylonej w tym regionie monoklinalnie pod kątem 10–20° ku południowi (Wagner, 1977; Czapowski, 1998; Peryt i in., 1992). Pełne rdzeniowanie utworów solnych zapewniło dobry materiał do badań sedymentologicznych i geochemicznych.

Najstarszą sól kamienną (Na1) w otworze Lębork IG 1 przewiercono na głęb. 814,0–963,0 m (wg danych geofizycznych – Weryfikacja profili stratygraficznych, 2008).

Najstarsza sól kamienna (Na1) jest podścielona szaroniebieskimi, faliście laminowanymi utworami siarczanowymi anhydrytu dolnego (A1d), w stropie natomiast występują mułkowo-siarczanowe, o strukturze gruzłowej i poziomej laminacji, utwory anhydrytu górnego (A1g), odpowiadające wydzieleniu tzw. brekcji anhydrytowej (A1Br – Wagner, 1994).

Utwory najstarszej soli kamiennej w profilu otworu można rozdzielić na dwie części, różniące się wykształceniem i warunkami powstawania (fig. 17). Dolny odcinek, określany jako „sól kamienna czysta (Na1A)" (Czapowski 1987, 1998), obejmuje kompleks soli kamiennych od kontaktu z anhydrytem dolnym (A1d) do głęb. 879,0 m. Budują go szare, w dolnej części różowawe, półprzeźroczyste halityty, wykształcone głównie jako sole równo- i różnokrystaliczne (typy strukturalne A i B), o przeciętnej średnicy kryształów halitu 3–5 mm (maks. 20 mm). W górnej części tego kompleksu pojawiają się warstwy 2–10-centymetrowej grubości pierwotnej soli wielkokrystalicznej warstwowej (typ C – Czapowski, 1983, 1986, 1987, 1995), tworząc sekwencje strukturalne typu AB/C i B/C. Wśród soli różnokrystalicznej występują dość liczne kryształy halitu ze śladami budowy zonalnej, rzadziej zaobserwować nożna tzw. kryształy lejkowe (piramidalne, typ *hopper*). Anhydryt występuje w formie smug i lamin o grubości 1–5 mm, w górnej części kompleksu soli również jako rozproszone mikroagregaty i większe gruzły. Nachylenie lamin anhydrytowych i pakietów solnych wynosi przeciętnie 10–20°, jedynie w spągu kompleksu obserwuje się wzrost nachylenia do 50°. Zawartość bromu w soli zmienia się od 28 do 53 ppm (tab. 8), osiągając najwyższe wartości (50–53 ppm) w środkowej części kompleksu i obniżając się w jego stropie.

Górny odcinek profilu najstarszej soli kamiennej, określany jako kompleks „soli kamiennej zailonej (Na1B)" (Czapowski, 1987, 1998), tworzy seria szarych i brunatnych halitytów, od głęb. 879,0 m do kontaktu z utworami anhydrytu górnego (fig. 17). Są to przeważnie sole różnokrystaliczne, o średnicy kryształów halitu 2–20 mm, średnio – 6–10 mm. Występują wśród nich soczewy i przewarstwienia soli wielkokrystalicznych wtórnych (typ D – Czapowski, 1987, 1995), zaś w górnej części tego kompleksu soli – również wkładki soli równokrystalicznych (typ A). W niemal całym kompleksie, oprócz 4-metrowej grubości partii spągowej, sól zawiera w zmiennej ilości gruzły i mikroagregaty anhydrytu oraz substancję ilastą, co rzutuje na stopień jej przezroczystości. Często obserwowane różowawe zabarwienie wiąże się z obecnością skupień polihalitu, podobnych do opisywanych przez J. Orską w zbliżonych wykształceniem utworach najstarszej soli kamiennej w otworze Bytów IG 1 (Wagner, l977). Rzadko w dolnej części tego kompleksu stwierdzano występowanie kryształów o budowie zonalnej, co należy wiązać z częstymi etapami niszczenia złożonego osadu i wtórnej precypitacji chlorków w formie soli wielkokrystalicznej (typ D). Zawartość bromu w solach kompleksu Na1B jest nieco wyższa niż w kompleksie dolnym i zmienia się od 35 do 79 ppm. Najwyższą wartość osiąga w środkowej części omawianego odcinka profilu, natomiast w stropowej części (w przeciwieństwie do tendencji obserwowanych w kompleksie dolnym) maleje nieznacznie do wartości 71 ppm.

Występowanie w utworach solnych dolnego kompleksu przewarstwień pierwotnej soli wielkokrystalicznej warstwowej (typ C) wśród innych typów strukturalnych (typy A i B) oraz rytmiczne pojawianie się lamin i smug anhydrytyowych sugeruje znaczną głębokość basenu salinarnego (Czapowski, 1987, 1998). Głębokość rzędu kilkunastu metrów umożliwiała stopniową kondensację solanek i utrzymanie się ich rozwarstwienia przez dłuższy czas (Schmaltz, 1969; Sonnenfeld, 1984). W solankach o różnym stężeniu powstawały kryształy halitu, które podczas opadania na dno basenu rozrastały się stopniowo, uzyskując budowę zonalną (Kendall, 1978; Sonnenfeld, 1984).

Dla górnego kompleksu solnego (Na1B) charakterystyczne jest pojawienie się wkładek soli wielkokrystalicznej wtórnej (typ D), gruzłów i rozproszonych mikroagregatów anhydrytu oraz domieszki substancji ilastej. Cechy te są właściwe środowisku płytszego zbiornika ewaporatowego, w którym okresy ługowania złożonego osadu i szybkiego wzrostu wtórnych kryształów halitu sprzyjały zacieraniu wcześniejszych struktur (np. kryształów halitu o budowie zonalnej), natomiast szybkie strącanie chlorków – inkludowaniu przez halit pelitu ilastego i skupień siarczanów (Kendall, 1978; Lowenstein, Hardie, 1985).

Dolny kompleks solny (Na1A) reprezentuje fację stosunkowo płytkiego chlorkowego zbiornika salinarnego, o spokojnej rytmicznej sedymentacji, której apogeum (maksymalne przegłębienie) nastąpiło w górnej części kompleksu (pojawienie się przewarstwień pierwotnej soli wielkokrystalicznej warstwowej, typowej dla środowiska głębszego). Stosunkowo niska zawartość bromu w soli i mały zakres jego zmian wraz z regularnym wykształceniem chlorków wskazują na środowisko otwartego zbiornika salinarnego ze swobodną wymianą solanek i głębokością sięgającą do kilkunastu/ kilkudziesięciu metrów (Tucker, Cann, 1986).

Górny kompleks (Na1B) w obrębie profilu najstarszej soli kamiennej jest wykształcony w facji bardziej płytkowodnej. O morskim, pierwotnym pochodzeniu tych utworów świadczy zawartość bromu, w większości próbek właściwa dla chlorków powstałych na drodze ewaporacji wody morskiej (>40 ppm, np. Holser, 1966; Raup, Hite, 1978; Holser, Wilgus, 1981; Sonnenfeld, 1984). Nieco niższe lokalne zawartości bromu mogą wskazywać na występowanie w danym odcinku serii solnej mieszaniny soli pierwotnych i wtórnych (Tomassi-Morawiec, 2002).

Wyróżnionym dwu odcinkom w obrębie profilu najstarszej soli kamiennej odpowiadają dwa etapy sedymentacji chlorków, determinowane lokalizacją otworu Lębork IG 1 w obrębie basenu ewaporacyjnego cyklotemu PZ1. Położony dalej na południe otwór Bytów IG 1 (Wagner, 1977) jest ulokowany na północnym skłonie tzw. bariery pomorskiej, rozwiniętej wzdłuż tektonicznej strefy Koszalin–Chojnice (Szaniawski, 1966; Depowski, 1978; Dadlez i in., 1998). Bariera ta oddzielała strefę otwartego morza od rozległego zbiornika (laguny solnej) na północy, z którego centrum pochodzi profil otworu Lębork IG 1. Pod koniec sedymentacji utworów anhydrytu dolnego (Ald) bariera uległa znacznemu obiżeniu i stropowe partie anhydrytów cechują struktury bardziej głębokowodne (Wagner, 1977). W początkowym okresie sedymentacji najstarszej soli kamiennej (początek pierwszego etapu) w centrum tego zbiornika, o głębokości do kilkudziesięciu metrów, panowały warunki dość stabilne i dzięki swobodnej wymianie wód z otwartym morzem strącały się chlorki z solanek o stosunkowo niskich stężeniach. Z końcem pierwszego etapu sedymentacji soli zaznaczyło się niewielkie pogłębienie w centrum zbiornika, natomiast na skłonie bariery w okolicach Bytowa (otwór wiertniczy Bytów IG 1) (Wagner, 1977) nastąpiło spłycenie, związane zapewne z ruchami wynoszącymi wzdłuż strefy tektonicznej Koszalin–Chojnice. Ruchy te miały prawdopodobnie charakter kompensacyjny i wynikały ze znacznego obciążenia podłoża cechsztynu masami ewaporatów.

Tabela 8

Zawartość bromu w próbkach soli cechsztynu z otworu wiertniczego Lębork IG 1

Br contents in Zechstein salts samples from the Lębork IG 1 borehole

Cyklotem Cyclothem	Wydzielenie Symbol	Głębokość pobrania próbki Depth of sample [m]	Zawartość bromu Bromine content [ppm]	Skład mineralny Mineral composition
PZ1	Na1B	803,8	71	–
		808,0	71	halit, polihalit, kizeryt (ślad)
		826,0	63	–
		832,2	42	–
		838,5	79	–
		844,3	56	–
		848,9	36	–
		857,9	40	–
		862,8	51	–
		864,0	35	–
		870,2	39	–
	Na1A	879,3	28	–
		890,6	31	–
		892,0	50	–
		904,0	52	–
		915,3	50	–
		919,8	44	–
		925,8	53	–
		932,4	34	–
		938,2	35	–
		944,0	39	–
		954,0	44	–

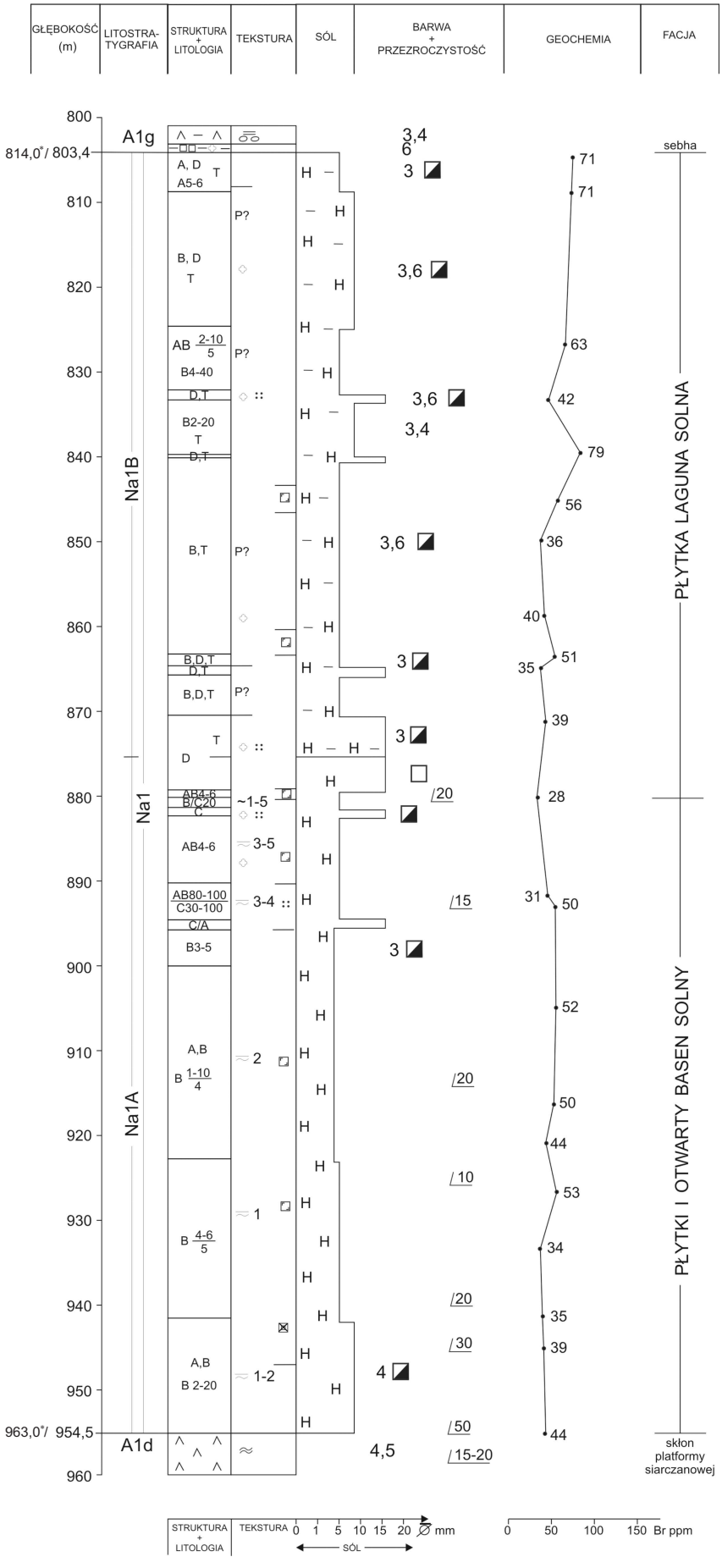

GŁĘBOKOŚĆ (m)
LITOSTRA-TYGRAFIA
STRUKTURA + LITOLOGIA
TEKSTURA
SÓL
BARWA + PRZEZROCZYSTOŚĆ
GEOCHEMIA
FACJA
A1g
814,0°/ 803,4
Na1B
Na1
Na1A
A1d
963,0°/ 954,5
sebha
PŁYTKA LAGUNA SOLNA
PŁYTKI I OTWARTY BASEN SOLNY
skłon platformy siarczanowej
STRUKTURA + LITOLOGIA
TEKSTURA
SÓL
0 1 5 10 15 20 ∅ mm
0 50 100 150 Br ppm

Fig. 17. Syntetyczny profil utworów solnych cechsztynu cyklotemu PZ1 w otworze wiertniczym Lębork IG 1

Oznaczenia liczbowo-literowe: A – sól równokrystaliczna, **B** – sól różnokrystaliczna/ liczbami oznaczono wielkość kryształów halitu w mm, **AB** – sól równo- do różnokrystalicznej, **C** – pierwotna sól wielkokrystaliczna warstwowa, **D** – wtórna sól wielkokrystaliczna, **T** – występowanie substancji ilastej, **A/C 20** – przewarstwienia typów strukturalnych soli/ grubość pakietów w mm, **An 200** – warstwy anhydrytu/ grubość w mm, **P?** – ewentualny polihalit. **Oznaczenia barw soli: 3** – szara, **4** – beżowa, **5** – niebieska, **6** – brunatna. **Wydzielenia litostratygraficzne: A1g** – anhydryt górny, **A1d** – anhydryt dolny, **Na1** – najstarsza sól kamienna, **Na1A** – kompleks najstarszej soli kamiennej „czystej", **Na1B** – kompleks najstarszej soli kamiennej „zailonej". Głębokości podano wg rdzenia. 814,0* – wg Weryfikacji profili stratygraficznych, 2008

Synthetic profile of salt deposits of PZ1 cycle in the Lębork IG 1 borehole

Halite structural types: A – monomorphic halite (crystal diameter: min.–max/ average in mm), **B** – heteromorphic halite (crystal diameter: min.–max/ average in mm), **C** – primary giant bedded halite, **D** – secondary giant halite, **T** – clay matter evidence, **A/C 20** – rhythmite of halite structural types (bed thickness in mm), **An 200** – anhydrite layer/thickness in mm, **P?** – suspected polyhalite. **Rock color: 3** – grey, **4** –beige, **5** –blue, **6** – brownish. **Lithostratigraphic units: A1g** – Upper Anhydrite, **A1d** – Lower Anhydrite, **Na1** – Oldest Halite, **Na1A** – complex of "pure" rock salt, **Na1B** – complex of "clayey" rock salt. Depths are after core. 814,0* – after Review of stratigraphic profiles, 2008

←

Drugi etap sedymentacji chlorków zapoczątkowało podniesienie się wspomnianej bariery, które spowodowało również ograniczenie wymiany solanek między zbiornikiem ewaporacyjnym (zmienionym w lagunę solną) a otwartym morzem, ogólny wzrost stężenia solanek i szybszą akumulację chlorków. Epizody przelania się wód z otwartego morza przez barierę do laguny powodowały ługowania osadzonych chlorków i powstanie wtórnej soli wielkokrystalicznej. Sedymentacji płytkowodnych halitytów towarzyszyła na tym etapie wzmożona akumulacja pelitu ilastego. Jego większy udział w osadzie można tłumaczyć zarówno obfitszą dostawą z lądu (drogą eoliczną), zahamowaniem wynoszenia pelitu na otwarte morze wobec znacznej izolacji laguny oraz jego wychwytywaniem z zawiesiny przez szybko powstające kryształy halitu. Obecność jonów potasowo-magnezowych w solankach (prawdopodobnie pochodzących z rozługowanych nagromadzeń soli potasowo-magnezowych, wytrącanych w panwiach solnych na obrzeżu laguny) sprzyjała syn- lub wczesnodiagenetycznej polihalityzacji skupień anhydrytu w solach, podobnie jak to miało miejsce w obrębie kompleksu „soli zailonych" cyklotemu PZ1 w rejonie Zatoki Puckiej (Peryt i in., 2005).

Podsumowując rozwój sedymentacji utworów najstarszej soli kamiennej w rejonie otworu Lębork IG 1 należy podkreślić jej dwuetapowy charakter. Wynika on z przemiany otwartego zbiornika salinarnego (etap I) w bardziej izolowaną lagunę solną, w brzeżnych partiach mającą zapewne charakter saliny (etap II). Zmiana warunków sedymentacji przy zachowaniu jej ciągłości spowodowała zastąpienie facji bardziej głębokowodnych (wyższa część dolnego kompleksu solnego) przez płytkowodne (górny kompleks solny), zawierające większe ilości materiału terygenicznego. Podobne zróżnicowanie facjalne- i dwuetapowość powstawania cechuje najstarszą sól kamienną w rejonie Zatoki Puckiej (Czapowski, 1983, 1987, 1998; Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985; Peryt i in., 1992).

Tadeusz PERYT

POZIOMY ANHYDRYTOWE W PROFILU CECHSZTYNU

Poziomy anhydrytu dolnego (A1d) i anhydrytu górnego (A1g) były w całości rdzeniowane, choć zwłaszcza w przypadku anhydrytu dolnego uzysk rdzenia nie był wysoki. Profile obu poziomów przedstawiono na figurze 18, przy czym podane głębokości oparto na materiale rdzeniowym. Z poziomu anhydrytu głównego (A3) uzyskano w sumie 1,7 m rdzenia anhydrytu przekrystalizowanego, pochodzącego z najniższej części profilu stratygraficznego.

Anhydryt dolny (A1d)

Większą część profilu anhydrytu dolnego tworzą anhydryty masywne z powszechnie występującymi pseudomorfozami po kryształach selenitu. Tylko w najniższej części profilu, nad wapieniem cechsztyńskim, oraz w jego górnej części (z najwyższej części anhydrytu dolnego brak rdzenia) występują anhydryty silnie zrekrystalizowane. Te z górnej części profilu leżą nad warstwą anhydrytów warstwowanych z pseudomorfozami po kryształach selenitowych.

Anhydryty masywne z powszechnie występującymi pseudomorfozami po kryształach selenitu są typowe dla profili anhydrytu dolnego o znacznej miąższości, ale rzadko są spotykane w profilach o małej miąższości (Peryt, 1994). Na ogół pseudomorfozy mają niewielkie rozmiary, co może świadczyć o szybkiej precypitacji w środowisku podwodnym lub bardzo zmiennych warunkach środowiskowych (zob. Schreiber i in., 1976: s. 745). Obecność rzędów małych kryształów jest często interpretowana (np. Schreiber, 1988: fig. 4.10) jako wynik rozpuszczenia halitu, który pierwotnie tworzył alternację z gipsem.

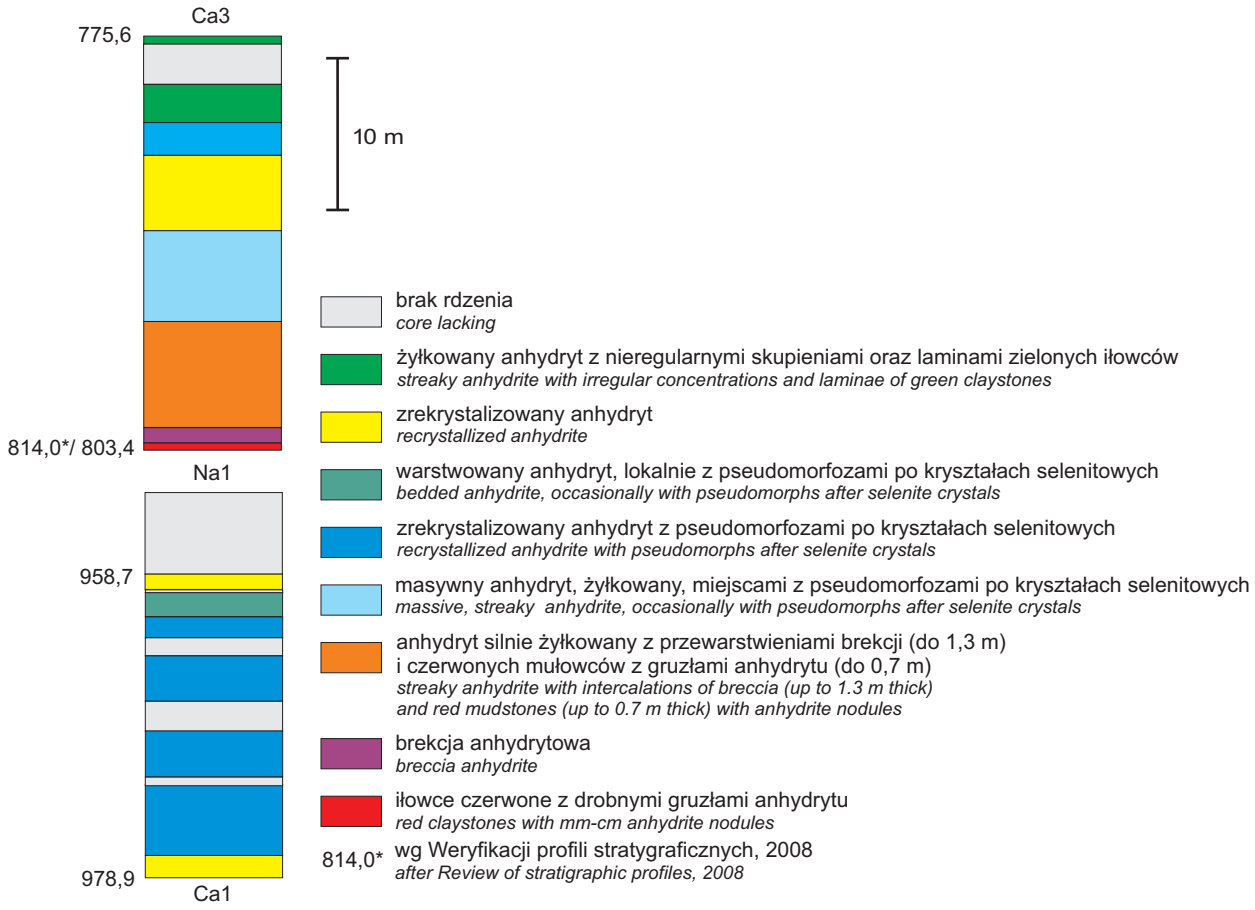


Fig. 18. Anhydryt dolny i anhydryt górny w profilu otworu Lębork IG 1

Lower Anhydrite and Upper Anhydrite of the Lębork IG 1 borehole section

W otworze Lębork IG 1 w najniższej części anhydrytu dolnego nie stwierdzono typowych anhydrytów gruzłowych – litofacji powszechnie występującej w takiej właśnie pozycji stratygraficznej w całym zbiorniku cechsztyńskim (np. Taylor, 1980; Pöhlig, 1986; Peryt, Antonowicz, 1990; Peryt i in., 2010). Bardzo rzadko w tym miejscu profilu występują anhydryty mocno zrekrystalizowane, najprawdopodobniej są to zrekrystalizowane anhydryty gruzłowe, co ma miejsce w przypadku omawianego profilu. W sekwencjach anhydrytu dolnego o niewielkiej miąższości anhydryt gruzłowy tworzy cienkie przewarstwienia w obrębie anhydrytu laminowanego (np. Peryt, 1994). W otworze Lębork IG 1 brak jest anhydrytów laminowanych, chociaż w pobliskim otworze Bytów IG 1 stwierdzono je w środkowej części profilu. W otworze Lębork IG 1 na głęb. 970,7 m stwierdzono natomiast cienkie, ok. 10 cm miąższości, przewarstwienie anhydrytu gruzłowego w obrębie anhydrytów masywnych z przewarstwieniami po kryształach selenitowych. Anhydryty gruzłowe występują także w najwyższej części rdzenia z anhydrytu dolnego.

Anhydryt gruzłowy jest osadem poligenicznym, powstałym w różnym czasie. W wielu wypadkach, zwłaszcza w spągowej części anhydrytu dolnego, najbardziej prawdopodobne jest powstanie tej odmiany w rezultacie wczesnodiagenetycznego wzrostu gipsu lub anhydrytu w środowisku sebhy lub podwodnej krystalizacji gipsu w płytkich stawkach (Taylor, 1980; Peryt, 1994). Otwór Lębork IG 1, podobnie jak otwór Bytów IG 1, na mapie paleogeograficznej schyłku sedymentacji anhydrytu dolnego jest położony w strefie głębokich basenów, będących częścią systemu peryferycznej platformy ewaporatowej PZ1 (fig. 19). W tych głębokich basenach osadziły się następnie miąższe osady chlorkowe (Czapowski, 1987; Czapowski i in., 1993). Układ lokalnych platform i przyległych basenów ewoluował w trakcie depozycji utworów anhydrytu dolnego (np. Peryt, 1994). W basenach sekwencja jest na ogół wyraźnie transgresywna. W otworze Lębork IG 1 jest ona słabo wyrażona, mogą na nią wskazywać anhydryty silnie zrekrystalizowane (interpretowane jako pierwotne anhydryty gruzłowe) w najniższej części profilu oraz anhydryty warstwowane w górnej części, powstałe najprawdopodobniej w środowisku głębszym niż anhydryty masywne z pseudomorfozami po kryształach selenitowych. Fakt odmiennego wykształcenia anhydrytu dolnego w otworze Lębork IG 1, jak również

Bytów IG 1, niż obserwuje się to na ogół w sekwencjach basenowych, wynika ze specyfiki rejonu, w którym głęboki basen sąsiadował z głębokimi salinami, a płytkie saliny (położone na północ od otworu Białogarda IG 1) nie były źródłem materiału ulegającego następnie redepozycji. Taką redepozycję stwierdzono w otworze Salino IG 1.

Anhydryt górny (A1g)

Profil anhydrytu górnego rozpoczyna brekcja anhydrytowa, powyżej której występują anhydryty gruzłowe z przewarstwieniami anhydrytów masywnych żyłkowanych. Wyżej występują anhydryty masywne, z reguły przekrystalizowane, miejscami – przede wszystkim w najwyższej części tej litofacji – zawierające wyraźne pseudomorfozy po kryształach selenitów. Charakterystyczny jest brak w tej części profilu anhydrytów gruzłowych. W najwyższej części anhydrytu górnego, w silnie przekrystalizowanych anhydrytach występują skupienia (często mające charakterze żyłek) zielonego materiału ilasto-dolomitowego, które w przekroju mają bardzo nieregularną formę.

Występowanie pseudomorfoz po kryształach selenitu świadczy o co najmniej okresowych warunkach subakwalnych w trakcie depozycji większej części utworów anhydrytu górnego, a brak (z wyjątkiem najniższej części profilu anhydrytu górnego) anhydrytów gruzłowych, które ewentualnie mogłyby świadczyć o powstaniu w środowisku sebhy, przemawia za trwale subakwalnym środowiskiem sedymentacji większej części profilu anhydrytu górnego.

Na obszarze syneklizy perybałtyckiej wydziela się cztery strefy (Peryt, 1990). Otwór Lębork IG 1 jest położony w strefie III (obszar o wyraźnej dominacji warunków lagunowych i stosunkowo małych wpływach kontynentalnych), najprawdopodobniej blisko granicy ze strefą II, która reprezentuje obszar zazębiających się wpływów kontynentalnych i bardzo płytkich lagun, na co wskazuje wykształcenie blisko położonego otworu Białogarda IG 1 (Peryt i in., 1992: ryc. 8).

Dominacja osadów przybrzeżnej sebhy w dolnej części anhydrytu górnego w peryferycznej części zbiornika i przewaga utworów powstałych w środowisku subakwalnym w części górnej jest odzwierciedleniem transgresywnego charakteru anhydrytu górnego. Skupienia zielonego materiału ilasto-dolomitowego w anhydrytach przekrystalizowanych w najwyższej części anhydrytu górnego są interpretowane jako wypełnienia porów powstałych w rezultacie skrasowienia, jakie nastąpiło w wynku znacznego obniżenia poziomu morza u schyłku depozycji cyklu PZ1. Podobnie wyrażone skrasowienie stropowej części anhydrytu górnego stwierdzono w rejonie Zatoki Puckiej (Peryt, 1986, 1990; Peryt i in., 1992). Powyżej tego skrasowiałego kompleksu występują utwory dolomitu płytowego.

Identycznie wykształcone utwory występują także w dwóch otworach (Bytów IG 1 i Białogarda IG 1) położonych w sąsiedztwie otworu Lębork IG 1. W otworze Bytów

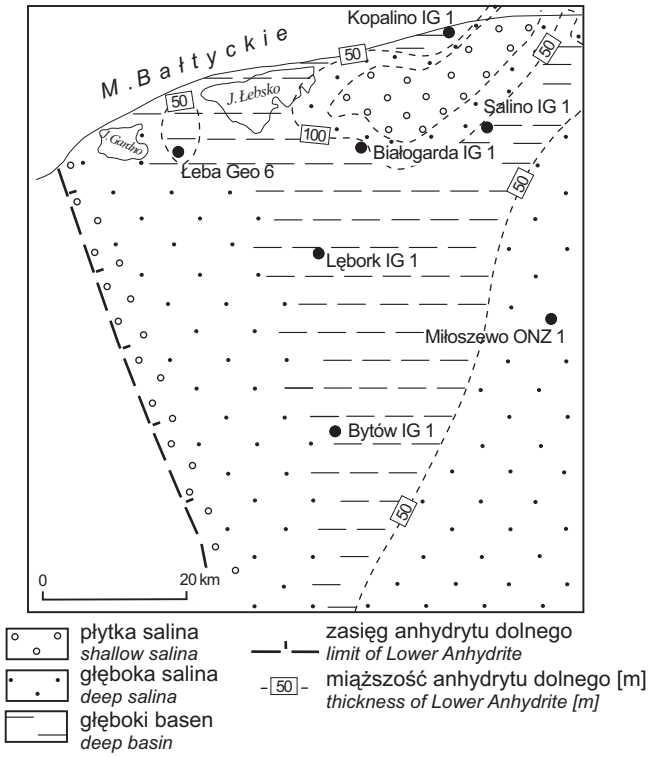


Fig. 19. Mapa paleogeograficzna anhydrytu dolnego zachodniej części syneklizy perybałtyckiej

Palaeogeographical map of the Lower Anhydrite of western part of the Peribaltic Syneclise

IG 1 są one przykryte anhydrytami przekrystalizowanymi (o miąższości 0,9 m), na których spoczywają anhydryty gruzłowe (o miąższości 1,1 m), a jeszcze wyżej występują utwory dolomitu płytowego. Z kolei w otworze Białogarda IG 1 utwory anhydrytu górnego są przykryte czerwonymi iłowcami (o miąższości 0,25 m), a te z kolei – anhydrytami gruzłowymi (Peryt i in., 1992: ryc. 8). Utwory te, zważywszy na dobre udokumentowanie facji sebhy dolomitu głównego, z dominującym udziałem osadów siarczanowych, w sąsiednich otworach (zob. Czapowski, Peryt, 1984; Peryt, 1986: fig. 4), reprezentujące tzw. anhydryt brzeżny (A2b) (Depowski, 1978; Wagner, 1994), to w istocie facja dolomitu głównego.

Implikacje stratygraficzne

Przedyskutowania wymaga problem przynależności stratygraficznej utworów siarczanowych występujących powyżej najstarszej soli kamiennej i poniżej utworów dolomitu płytowego w otworze Bytów IG 1. Zdaniem Wagnera (1977) w otworze tym granica pomiędzy cyklotemami PZ1 a PZ2 przebiega na głęb. 1212,7 m (1213,0 m wg pomiarów geofizycznych), a w najwyższej części utworów, zaliczonych do anhydrytu górnego, znajdowałyby się anhydryty

gruzłowe przepojone brunatnoczerwonym spoiwem ilastym (zob. Peryt, 1990: fig. 9). Do utworów PZ2 należałyby w takim ujęciu przekrystalizowane anhydryty, miejscami o teksturze brekcjowej, z licznymi, często poziomymi, żyłkami zielonoszarego materiału ilastego, przykryte anhydrytem przekrystalizowanym, a następnie – gruzłowym. Należy zaznaczyć, że Wagner (1977) zastrzegł, że wydzielenie utworów PZ2 w wypadku otworu Bytów IG 1 może być dyskusyjne. Do wyróżnienia cyklotemu PZ2 w otworze Bytów IG 1 skłonił Wagnera (1977, s. 64) brak wyraźnych śladów erozji w profilu anhydrytów (co zostało zinterpretowane jako dowód ciągłości sedymentacji między poziomami Alg i PZ2 – Wagner, 1977, s. 65) oraz sytuacja paleogeograficzna, podobna do opisanej ze strefy Koszalina–Chojnic (Wagner, 1976), gdzie zaobserwowano lateralne przejście osadów węglanowych dolomitu głównego w osady siarczanowe, aż do wyklinowania węglanów. Istnieje jednak inna możliwość korelacji, wynikająca z faktu znacznego podobieństwa anhydrytów występujących w otworze Bytów IG 1 na głęb. 1205,2–1212,7 m do anhydrytów silnie przekrystalizowanych z licznymi nieregularnymi żyłkami i pasemkami zielonego mułowca, które w rejonie Zatoki Puckiej występują nieodmiennie w najwyższej części anhydrytu górnego (zob. Peryt, 1990, s. 10). Biorąc to pod uwagę, należy uznać, że utwory te należą do anhydrytu górnego, a do cyklotemu PZ2 w otworze Bytów IG 1 należą wyłącznie anhydryty przekrystalizowane i gruzłowe, znajdujące się na głęb. 1203,2–1205,2 m (Peryt i in., 1992: ryc. 8).

Anhydryt główny (A3)

Szczątkowo zachowany profil anhydrytu głównego jest wyraźnie dwudzielny. W dolnej części anhydryt jest laminowany, natomiast w części górnej – przekrystalizowany.

Anna BECKER

TRIAS

STRATYGRAFIA, WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI

Trias w otworze Lębork IG 1 został zidentyfikowany przez A. Szyperko-Śliwczyńską na głęb. 427,0–763,0 m (archiwalny opis profilu otworu). W niniejszym opracowaniu spąg triasu przyjęto na głębokości 756,4 m, zgodnie z interpretacją Wagnera (2006). Triasowy wiek utworów zinterpretowano głównie na podstawie przesłanek litologicznych. Styk (1982) stwierdziła obecność triasowych zespołów małżoraczkowych w tym otworze.

Szyperko-Śliwczyńska rozpoziomowała litostratygraficznie utwory triasu, rozpoznając w ich obrębie cztery formacje, należące do grupy pstrego piaskowca. Wiek wszystkich wydzieleń zinterpretowano na podstawie korelacji regionalnych jako trias dolny (Szyperko-Teller i in., 1997), choć interpretacja ta w przypadku najwyższej części profilu jest dyskusyjna. Otwór Lębork IG 1 jest położony w północnym, skrajnym obrzeżeniu basenu sedymentacyjnego triasu w Polsce. Brak triasu środkowego i górnego jest spowodowany erozją utworów oraz niedepozycją (Gajewska i in., 1997a; Gajewska i in., 1997b; Deczkowski i in., 1997). Dokładne określenie luki stratygraficznej profilu nie jest pewne (zob. dyskusja dotycząca formacji lęborskiej).

Utwory triasu były rdzeniowane w sposób ciągły z nielicznymi niewielkimi przerwami w górnej części profilu. Różny stopień uzysku rdzenia pozwolił na pobranie próbek skalnych ok. 30% profilu triasu z głęb. 427,0–541,2 m oraz ok. 75% z głęb. 541,2–756,4 m.

Ze względu na brak danych chronostratygraficznych granice chronostratygraficzne należy traktować jako umowne, postawione na najbliższych im granicach litostratygraficznych wg Wagnera (2008). Zrezygnowano ponadto ze wykazywania w profilu podziału na piętra.

Profil utworów triasu rozpoczyna **formacja bałtycka**, położona wg rdzenia na głęb. 541,2–756,4 m, reprezentująca podgrupę dolnego pstrego piaskowca. Strop formacji według skali pomiarów geofizyki wiertniczej położony jest na głęb. 548,0 m. Wyznacza go bardzo ostra granica litologiczna między serią mułowcową leżącą poniżej i serią piaskowcową leżącą powyżej tej granicy. Zmiana litologii odzwierciedla się wyraźnie na krzywej naturalnego promieniowania gamma gwałtownym spadkiem zliczeń, rozpatrując profil od dołu do góry. Kryteria rozpoznania spągu formacji są niejasne. Zarówno poniżej, jak i powyżej głęb. 756,4 m występują ilasto-mułowcowe czerwono-brunatne osady z konkrecjami gipsu. Należy zatem przyjąć, że spąg formacji bałtyckiej wyznaczono na podstawie krzywej naturalnego promieniowania gamma w stropie odcinka charakteryzującego się stopniowym spadkiem ku górze natężenia tego promieniowania. Możliwe jest również, że rdzeń z głęb. 756,4–762,7 m odpowiada w skali geofizycznej osadom z głębokości powyżej 756,4 m. Osady formacji bałtyckiej są wykształcone w postaci kompleksu brunatno-czerwonych i czerwonych, miejscami odbarwionych na zielonkawo, osadów mułowcowo-ilastych z laminami lub cienkimi przewarstwieniami piaskowców. W kompleksie przeważają mułowce z wyjątkiem najniższej części profilu, gdzie przeważają iłowce. Na głęb. 591,3–660,0 m oraz

692,0–756,0 m charakterystyczną cechą osadów jest występowanie cienkich przewarstwień wapieni oolitowych lub rozproszonych w mułowcowo-iłowcowym osadzie ooidów wapiennych. Ooidy tworzą też często wypełnienia szczelin. W dolnym z wymienionych odcinków występują także soczewki wapienno-dolomitowe lub dolomitowe. Jedna warstwa zawierająca rozproszone w osadzie ooidy wapienne i prawdopodobnie wzbogacona w glaukonit występuje w stropie formacji na głęb. 541,2–545,5 m. W dolnej części formacji, od głęb. 600,0 m występują ponadto konkrecje anhydrytowe lub gipsowe. W obrazie geofizycznym formacji charakterystyczne są dodatnie anomalie na krzywej naturalnego promieniowania gamma szczególnie intensywne w wyższej części formacji na głęb. 565,0–615,0 m. Anomalie te prawdopodobnie są związane ze wzbogaceniem osadów w uran.

Wykształcenie formacji bałtyckiej oraz jej miąższość (ok. 215 m) odpowiadają w pełni definicji tej formacji (Szyperko-Śliwczyńska, 1979). Środowisko sedymentacji tego stosunkowo jednorodnego kompleksu skalnego jest interpretowane jako brzeżna strefa płytkiej śródlądowej laguny, obejmującej subśrodowiska od równi przybrzeżnej czy sebkhy, poprzez łachy piaszczysto-ooidowe po bliskie odbrzeże (Pieńkowski, 1991; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, 2014; Becker, Nawrocki, 2015). Profil otworu Lębork IG 1 reprezentuje strefę sedymentacji stosunkowo bliską lądu podobnie jak profil Kamień Pomorski IG 1 (Becker, Nawrocki, 2015).

Powyżej formacji bałtyckiej w profilu występuje **formacja pomorska**, rozpoczynająca podgrupę środkowego pstrego piaskowca. Formacja ta leży na głęb. 506,5–541,2 m, osiągając miąższość 34,7 m. Wykształcona jest jako kompleks czerwonych piaskowców drobnoziarnistych miejscami wapnistych lub dolomitycznych ze smugami i intraklastami ilastymi. Strop formacji tworzy 3-metrowa warstwa brunatnoczerwonego iłowca z soczewkami i smugami piaskowca. W piaskowcach tej formacji oprócz intraklastów ilastych występują również klasty piaskowców, kwarcu i dolomitów. Miąższość formacji jest tu bardzo zredukowana w stosunku do profili stratotypowych, gdzie osiąga ona ok. 200 m (Szyperko-Teller, 1982).

Piaskowce formacji były deponowane w środowisku fluwialnym lub brzegowym, zaś stropowa warstwa mułowcowa prawdopodobnie na równi przybrzeżnej płytkiej laguny, zajmującej centrum zbiornika (Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, 2005). Klasty dolomitów i dolomityzacje są związane z tworzeniem pokryw typu dolokretów i ich erozją. Depozycję w brzeżnej strefie zbiornika potwierdza również silnie zredukowana miąższość formacji.

Utwory z głęb. 470,0–506,5 m o miąższości 36,5 m, zaliczone do **formacji połczyńskiej** środkowego pstrego piaskowca, mają wykształcenie nietypowe dla tej formacji. Tworzą ją tu szare, miejscami wapniste piaskowce drobno- i różnoziarniste. W piaskowcach stwierdzono występowanie konkrecji pirytowych oraz klasty jasnozielonych iłowców ze skupieniami pirytu. Zgodnie z definicją formację połczyńską tworzy kompleks czerwonoceglastych i czerwonoróżowych piaskowców z przewarstwieniami mułowcowo-iłowcowymi (Szyperko-Teller, 1982). Konkrecje i skupienia pirytu również są nietypowe dla formacji połczyńskiej (Szyperko-Teller, 1982; Szyperko-Teller i in., 1997). Należy przyjąć zatem, że jasne barwy osadów oraz obecność pirytu są efektami postsedymentacyjnymi, związanymi być może z działaniem zmineralizowanych roztworów. Odrzucając taką interpretację należałoby rozważyć konieczność rewizji stratygraficznej tego odcinka profilu. Środowisko depozycji osadów formacji połczyńskiej w rejonie otworu Lębork IG 1 jest interpretowane jako środowisko rzeczne z przewagą osadów korytowych (Iwanow, Kiersnowski, 1998). Przewaga piaskowców w profilu oraz obecność warstwowań przekątnych wskazują na wysoką energię procesu depozycyjnego, charakterystyczną w środowisku fluwialnym dla koryt rzecznych.

Najwyższy fragment profilu triasu tworzy niezdefiniowana formalnie **formacja lęborska**, leżąca na głęb. 427,0–470,0 m, o miąższości 43,0 m. Tworzą ją jasnoszare lub prawie białe piaskowce wapniste z przewarstwieniami, smugami oraz intraklastami szarozielonych i brązowych mułowców lub iłowców. Podrzędnie występują soczewki i smugi wapieni piaszczystych oraz przewarstwienia zlepieńców zbudowanych z otoczaków wapieni piaszczystych, iłowców i piaskowców. Na głęb. 427,6 m stwierdzono prawdopodobnie ślady fauny skorupowej. Środowisko depozycji osadów charakteryzowało się wysoką energią, o czym świadczy niewielki udział osadów drobnoziarnistych w sukcesji oraz występowanie poziomów zlepieńców i licznych intraklastów ilastych. Na podstawie danych z opisu profilu nie jest możliwe rozstrzygnięcie, czy osady były deponowane w korycie fluwialnym, czy w brzeżnej strefie laguny. Z jednej strony obecność fauny skorupowej oraz przewarstwień węglanowych świadczyłaby raczej o depozycji w strefie brzegowej zbiornika morskiego. Z drugiej strony jednak laminy i klasty węglanowe mogą pochodzić z tworzenia naskorupień typu kalkrete i ich niszczenia. Chronostratygraficzna interpretacja tej części profilu jest szczególnie dyskusyjna i opiera się jedynie na przesłankach litologicznych i związanych z nimi interpretacjach rozprzestrzenienia facjalnego i rozwoju basenu sedymentacyjnego. Formacja lęborska (wcześniej seria lęborska lub warstwy lęborskie), występująca od Lęborka po Zatokę Pucką (Dadlez i in., 1976), interpretowana była jako osady środkowego lub górnego triasu (Dadlez i in., 1976; Szyperko-Teller, 1986; Pieńkowski, 2011). Szyperko-Teller i Moryc (1988) po przeprowadzeniu rewizji profili pstrego piaskowca Polski przedstawili wniosek, że warstwy lęborskie należy uznać za górną część formacji połczyńskiej, włączając je tym samym do podgrupy pstrego piaskowca środkowego, datowanej w basenie polskim na trias dolny (np. Wagner i in., 2008). Pogląd ten został podtrzymany przez Szyperko-Teller i in. (1997). Wagner (2006) zaliczył z kolei wszystkie utwory z głęb. 427,0–540,0 m w otworze Lębork IG 1

do formacji pomorskiej, plasując osady uznane w niniejszym tomie za formację lęborską jeszcze niżej w profilu stratygraficznym triasu. Należy podkreślić, że każda z przedstawionych powyżej interpretacji ma swoje litostratygraficzne uzasadnienie. Autorka niniejszego opracowania zastosowała standardowy podział litostratygraficzny triasu (Szyperko-Teller i in., 1997) przedstawiony w monografii Marka i Pajchlowej (1997), wskazując na dyskusyjność interpretacji stratygraficznej. Rozstrzygnięcie problemu wieku osadów formacji lęborskiej wymaga dalszych szczegółowych badań z zastosowaniem szerszego spektrum nowoczesnych metod stratygraficznych.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI, Maria JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA

KREDA GÓRNA

Utwory kredy górnej występują na głęb. 143,0–429,5 m (wg rdzenia 427,0 m), a ich miąższość wynosi 286,5 m (wg rdzenia 284,0 m). Leżą one niezgodnie na utworach triasu i są reprezentowane przez skały począwszy od cenomanu do kampanu górnego włącznie. Stropowe partie kampanu górnego są zerodowane i z przerwą sedymentacyjną leżą na nich osady oligocenu.

Skały kredy górnej w omawianym otworze nie były w pełni rdzeniowane. W górnej części profilu kredowego, na głęb. 143,0–295,3 m rdzeniowano je co 20–25 m. W dolnej części na głęb. 295,3–427,0 m pobrano ciągły rdzeń (fig. 2)

Profilowanie litologiczne oraz interpretacje krzywych geofizyki wiertniczej odcinka kredowego wykonała M. Jaskowiak-Schoeneichowa. Rdzeniowane odcinki profilu zostały zbadane petrograficznie przez M. Harapińską-Depciuch. Poddano je również badaniom chemicznym, oznaczając w nich głównie zawartość $CaCO_3$, podrzędnie SiO_2, Al_2O_3, Fe oraz P_2O_5. Badania chemiczne skał wykonane zostały przez Główne Laboratorium Państwowego Instytutu Geologicznego.

Oznaczeń makrofaunistycznych dostarczonych egzemplarzy fauny dokonali A. Błaszkiewicz i S. Cieśliński. Fauna górnokredowa w otworze Lębork IG 1 jest nieliczna, słabo zachowana i o szerokim zasięgu. Reprezentowana jest głównie przez małże i podrzędnie przez szczątki belemnitów.

Mikrofaunistyczne badania 81 próbek skalnych przeprowadziła E. Gawor-Biedowa. Wśród oznaczonych gatunków daje się wyraźniej wyodrębnić dwa zespoły – zespół charakterystyczny dla cenomanu oraz zespół charakterystyczny dla niższej części turonu, tzw. turonu alfa (Gawor-Biedowa, Witwicka, 1960).

Stratygrafię utworów wyższych pięter kredy górnej, ze względu na brak charakterystycznej makro- i mikrofauny, opracowano głównie na podstawie korelacji litologiczno-geofizycznej z uprzednio opracowanymi utworami górnokredowymi głównie z otworu Bytów IG 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977) oraz pomocniczo – Białogarda IG 1.

Wyniki analiz chemicznych skał kredy górnej wykonane na rdzeniach przedstawiono w tabeli 9.

Korelację litologiczno-stratygraficzną kredy górnej w otworach Bytów IG 1, Białogarda IG 1 i Lębork IG 1 przedstawiono na figurze 20. Na figurze 21 ukazano zasięgi wybranych pięter kredy górnej na wyniesieniu Łeby, na figurze 22 natomiast przedstawiono fotografie mikroskopowe wybranych płytek cienkich wykonane ze skał kredy górnej.

Cenoman

Sedymentację cenomanu rozpoczyna 5-centymetrowa warstewka zlepieńca podstawowego, złożonego z bardzo licznych konkrecji fosforytowych o średnicy 0,5–4,0 cm oraz żwirku kwarcowego dość dobrze obtoczonego o średnicy 0,2–1 cm, tkwiących w piaskowcu drobnoziarnistym. Nad warstwa transgresywną leży 2,15 m warstwy piaskowca kwarcowo-glaukonitowego drobnoziarnistego o spoiwie kalcytowo-ilastym, ze żwirkiem kwarcowym i konkrecjami fosforytów, których liczba maleje ku górze.

W opisanych osadach makrofauny przewodniej nie znaleziono. Występuje jedynie *Pecten (Syncydonema) orbicularis* Sowerby o szerokim zasięgu. Oznaczone stąd przez E. Gawor-Biedową otwornice dokumentują cenoman.

Nad piaskowcem z fosforytami występują piaski (360,4– 424,8 m) kwarcowo-glaukonitowe drobnoziarniste podrzędnie z cienkimi wkładkami (miąższości od 20 cm do ok. 2 m) piaskowców o spoiwie kalcytowo-ilastym lub kalcytowo-fosforanowym. W dolnej i górnej części piaski te zawierają konkrecje fosforytów. Ta gruba seria piaszczysta, licząca 54,4 m, nie jest jednorodna i składa się z dwu kompleksów różniących się uziarnieniem.

Dolna część serii piaszczystej (27,8 m miąższości) jest bardziej drobnoziarnista, mułkowata, o większej zawartości węglanu wapnia oraz mniejszej ilości glaukonitu. Barwa tych utworów jest szaro-zielonawa lub szara z odcieniem zielonkawym.

Górną część serii piaszczystej (26,6 m miąższości) tworzą piaski o nieco grubszym ziarnie, ale wciąż drobnoziarniste, o nieco niższej węglanowości, z bardzo licznym glaukonitem, nadającym piaskom barwę zieloną.

Opisana seria piaszczysta jest uboga w makroskamieniałości, napotkano tu tylko pojedyncze małże z rodzaju *Pecten (Syncyclonema) orbicularis* Sowerby.

Z mikrofauny oznaczono liczne otwornice o zasięgu alb górny–turon alfa.

Miąższość cenomanu w Lęborku IG 1 wynosi wg rdzenia 66,6 m (wg pomiarów karotażowych 62,5 m).

Turon–koniak (część niższa)

Odcinek przypisany turonowi–koniakowi (część niższa) występuje wg danych geofizyki wiertniczej na głęb. 280,0–367,0 m, natomiast wg próbek rdzeniowych spąg turonu znajduje się na głęb. 360,4 m.

Litologia tego odcinka, podobnie jak i w innych otworach na obszarze północnej Polski, jest trójdzielna. W dolnej części profilu (340,0–360,4 m) są to ciemnoszare iłowe margliste z laminami i soczewkami jasnoszarego mułowca, zawierające słabo zachowaną faunę *Inoceramus* sp. i *Ostrea* sp. Na ogół w podobnie wykształconej warstwie na Wyniesieniu Łeby i w niecce pomorskiej stwierdzono liczne dolnoturońskie inoceramy.

W środkowej części (310,0–340,0 m) występuje mułowiec ilasty, ciemnoszary, z glaukonitem, pozbawiony zupełnie makrofauny. Stwierdzono natomiast bogaty zespół otwornic, obserwowany zarówno w iłowcach, jak i w mułowcach, wskazujący na mikrofaunistyczny poziom alfa, który odpowiada niższemu turonowi (Gawor-Biedowa, Witwicka, 1960; Gawor-Biedowa, 1972; Gawor-Biedowa, ten tom). Liczne są również radiolarie, które szczególnie często są spotykane w północno-zachodniej części obszaru Niżu Polskiego.

Ku górze opisane mułowce przechodzą w mułki piaszczyste (294,0–310,0 m) ciemnoszare, laminowane jaśniejszym piaskowcem mulastym, z silną bioturbacją osadu. W stropowej partii spotyka się drobne czarne soczewki ilaste oraz występuje tu 1,4-metrowa wkładka piasków glaukonitowych. Mikrofauna począwszy od tej części profilu aż do stropu utworów górnokredowych jest nieliczna i bez znaczenia stratygraficznego, o długim zasięgu czasowym, przy czym jest ona przemieszana i pochodzi z różnych pięter kredy górnej, a nawet z paleogenu.

Górny odcinek profilu turonu–koniaku (część niższa) w otworze Lębork IG 1 przewiercono bezrdzeniowo. Charakter wykresów pomiarów geofizycznych pozwala jednak przypuszczać, że profil tego odcinka jest bardzo zbliżony do odpowiadającego mu profilu w otworze Bytów IG 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977), gdzie był on w pełni rdzeniowany. Profil ten stanowi 14-metrowa seria piaszczysta.

Koniak (część wyższa)

Utwory uznane za odpowiednik koniaku (część wyższa) mają w otworze Lębork IG 1 32,0 m miąższości. W rdzeniach pochodzących ze spągowej i stropowej części tego odcinka stwierdzono piaski kwarcowo-glaukonitowe bardzo drobnoziarniste, mułkowate, zielonawoszare i ciemnozielone, ze szczątkami belemnitów i małży *Ostrea semiplana* Sowerby, *Ostrea canaliculata* Sowerby i *Anomia* sp.

Podobnie jak w Bytowie IG 1, na krzywych profilowań geofizycznych odcinek ten charakteryzuje się zwiększonym promieniowaniem gamma (PG), niskimi oporami

Tabela 9

Wyniki analiz chemicznych skał kredy

Chemical analyses of Cretaceous rocks

Lp. No	Głębokość Depth [m]	$CaCO_3$ [%]	SiO_2 [%]	Al_2O_3 [%]	Fe [%]	P_2O_5 [%]
1	169,0	19,9	69,3	–	–	–
2	171,5	43,5	–	–	–	–
3	174,5	12,7	74,4	–	–	–
4	175,6	19,8	–	–	–	–
5	177,2	9,6	–	–	–	–
6	179,5	9,5	–	–	–	–
7	204,5	8,0	–	–	2,5	1,53
8	206,8	6,6	–	–	2,5	–
9	240,8	5,2	–	–	–	–
10	245,2	8,2	–	–	–	–
11	248,0	5,7	–	–	–	–
12	272,3	2,1	–	–	–	–
13	276,4	2,2	–	–	–	–
14	295,5	2,9	–	–	–	–
15	300,6	1,9	72,8	–	–	–
16	305,0	3,1	–	–	–	–
17	311,0	2,4	–	–	–	–
18	319,8	3,5	69,7	10,5	–	–
19	332,8	7,2	–	–	–	–
20	340,0	6,1	–	–	–	–
21	342,5	7,6	–	–	–	–
22	346,8	10,8	–	–	–	–
23	351,5	14,1	–	13,3	–	–
24	354,8	10,8	–	–	–	–
25	359,8	10,8	–	–	–	–
26	366,0	4,1	–	–	–	–
27	369,2	7,3	–	–	–	2,76
28	378,1	12,1	–	–	–	0,53
29	379,7	24,6	–	–	–	0,45
30	382,6	20,6	–	–	–	0,57
31	387,2	11,6	–	–	–	0,51
32	392,1	34,8	–	–	–	0,54
33	394,7	24,0	56,2	–	–	0,59
34	404,3	33,4	–	–	–	0,59
35	410,0	37,5	–	–	–	0,21
36	413,6	25,3	–	–	–	0,37
37	424,0	23,0	–	–	–	0,33
38	425,0	38,1	48,1	4,8	–	0,91
39	427,0	29,8	–	–	–	7,6

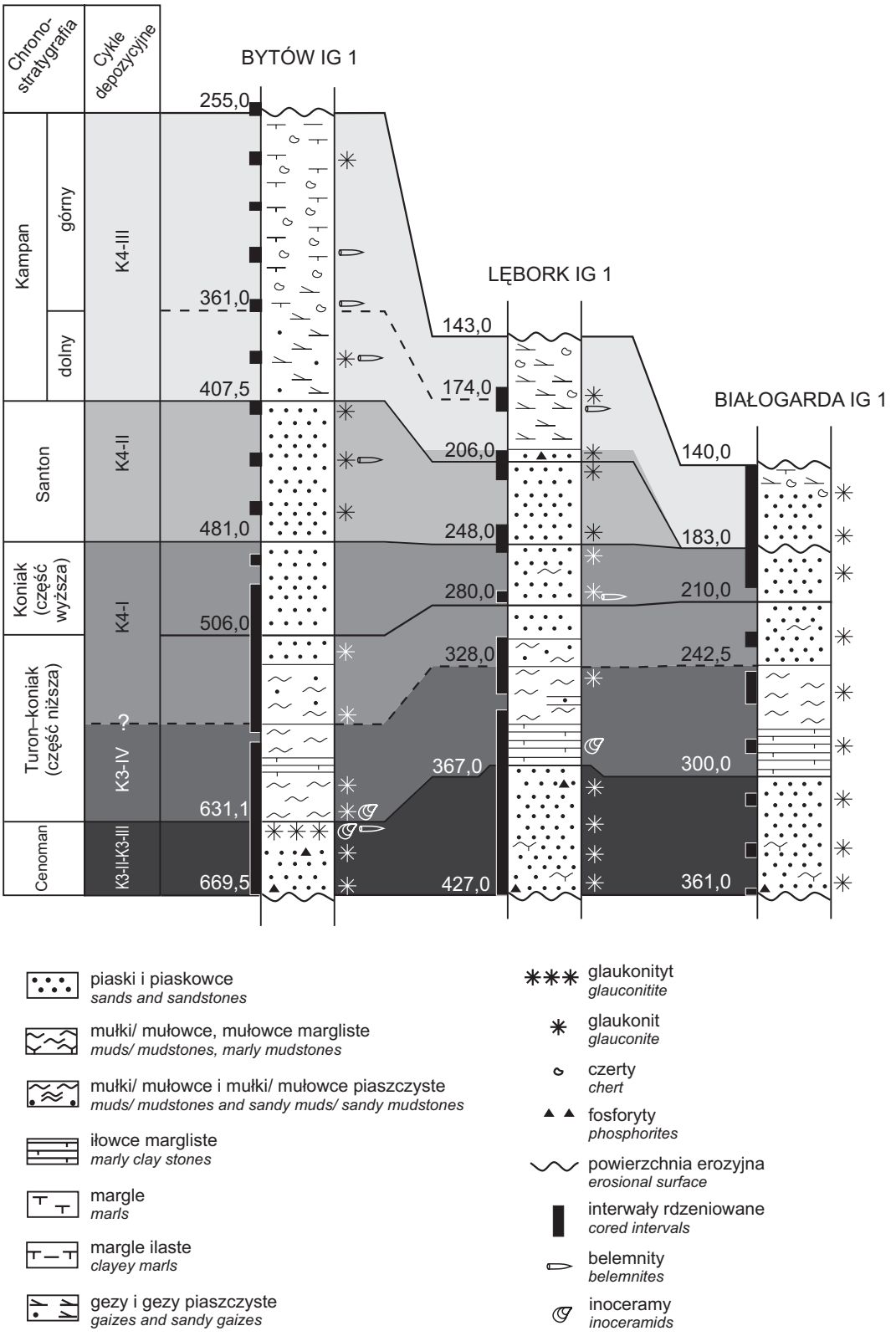


Fig. 20. Korelacja litologiczno-stratygraficzna kredy górnej otworów wiertniczych Lębork IG 1, Bytów IG 1 i Białogarda IG 1

Chronostratygrafia i litologia wg Jaskowiak-Schoeneichowej (rękopis; uaktualnione)

Lithologic-stratigraphic correlation of Upper Cretaceous sections in the Lębork IG 1, Bytów IG 1 and Białogarda IG 1 boreholes

Chronostratigraphy and lithology after Jaskowiak-Schoeneichowa (manuscript; update)

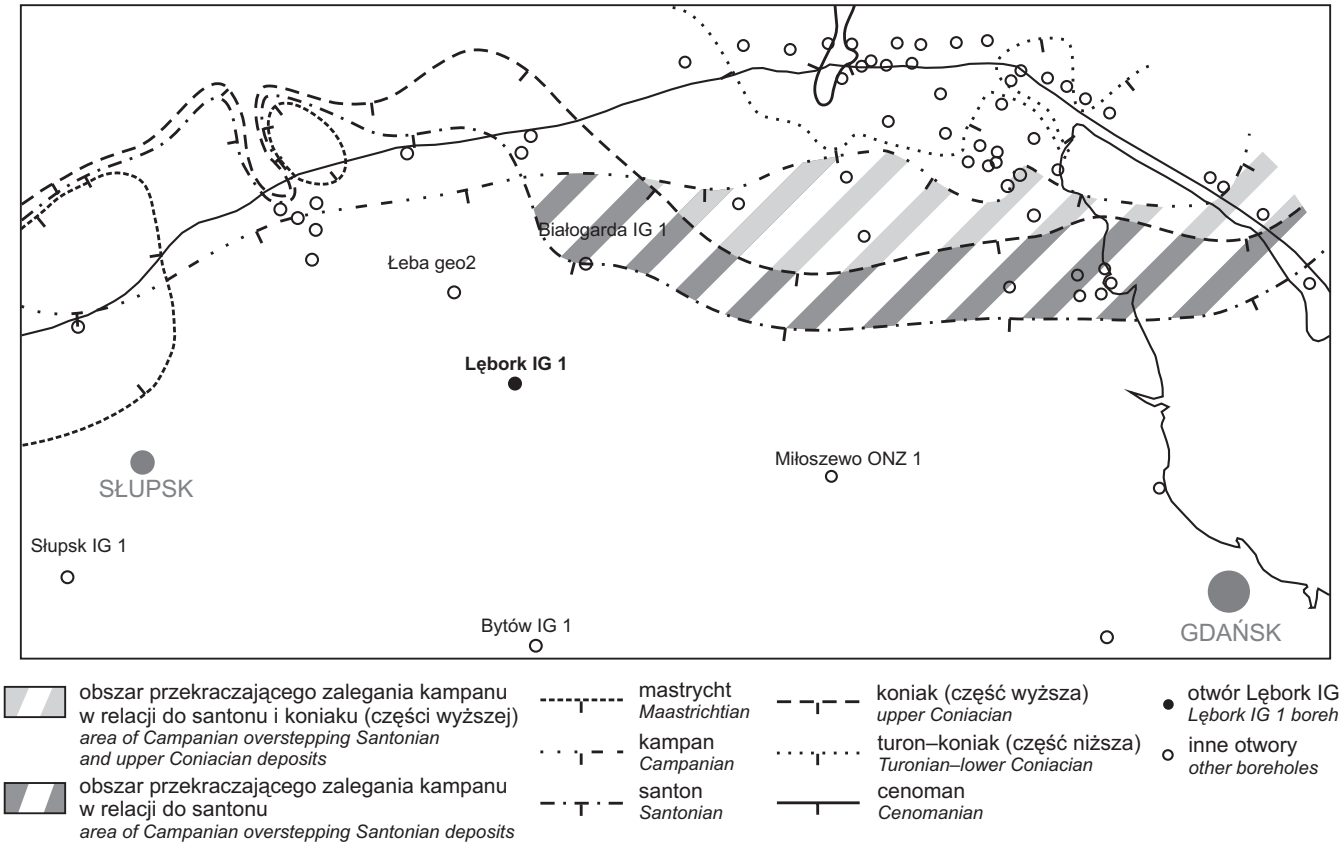


Fig. 21. Zasięgi wybranych pięter kredy górnej na wyniesieniu Łeby (wg Jaskowiak-Schoeneichowej, Krasowskiej, 1988; zmienione)

Extents of some of Upper Cretaceous stages in the Łeba Elevation (after Jaskowiak-Schoeneichowa, Krasowska, 1988; modified)

(PO) i dodatnią anomalią potencjałów własnych (PS), co pozwala stratygraficznie dość jednoznacznie przyporządkować ten fragment profilu górnokredowego (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977).

Santon

Profil santonu jest reprezentowany w dalszym ciągu przez utwory piaszczyste. Wskazują na to dwa rdzenie pochodzące ze spągowej i stropowej partii profilu, jak również analogiczny jak w otworze Bytów IG 1 charakter krzywych geofizycznych oraz ogólna znajomość utworów tego wieku w północnej części Niżu Polskiego.

Występują tu piaski kwarcowo-glaukonitowe drobnoziarniste, szarozielone, z nieznaczną zawartością węglanu wapnia (5,2–8,2%).

W otworze Bytów IG 1 w podobnie wykształconych piaskach znaleziono belemnita *Actinocamax verus* Miller, który dokumentuje santoński wiek tych utworów.

Granicę między santonem a kampanem wyznaczono umownie w stropie piasków, a pod piaskowcami zawierającymi żwirek kwarcowy i fosforyty świadczące o zmianie sedymentacji. Poziom ten odpowiada granicy pomiędzy cyklami depozycyjnymi K4-II i K4-III (Leszczyński, 1997, 2010, 2012).

Kampan

W otworze Lębork IG 1, podobnie jak w Bytowie IG 1, występują prawdopodobnie obydwa podpiętra kampanu. Wskazuje na to podobna charakterystyka geofizyczna w obydwu otworach oraz pewna dokumentacja makrofaunistyczna w otworze Bytów IG 1.

Kampan dolny

Utwory uznane za odpowiadające kampanowi dolnemu mają miąższość 32,0 m. Część najniższą (200,0–206,0 m) tego odcinka profilu, jak można sądzić na podstawie pobranego rdzenia, stanowią piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, w spągu gruboziarniste, wyżej drobno- lub różnoziarniste, o spoiwie ilasto-węglanowym lub marglisto-fosforanowym, zawierające drobny żwirek kwarcowy i fosforyty. Ich miąższość wynosi 2,5 m. Ku górze piaskowce przechodzą w piaski bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste, kwarcowo-glaukonitowe.

Pozostałą część profilu (174,0–200,0 m) stanowi geza wapnista z pojedynczymi cienkimi wkładkami marglu o miąższości ok. 0,5 m, ze szczątkami belemnitów z rodzaju *Belemnitella* sp. i *Actinocamax* sp. oraz pokruszonymi

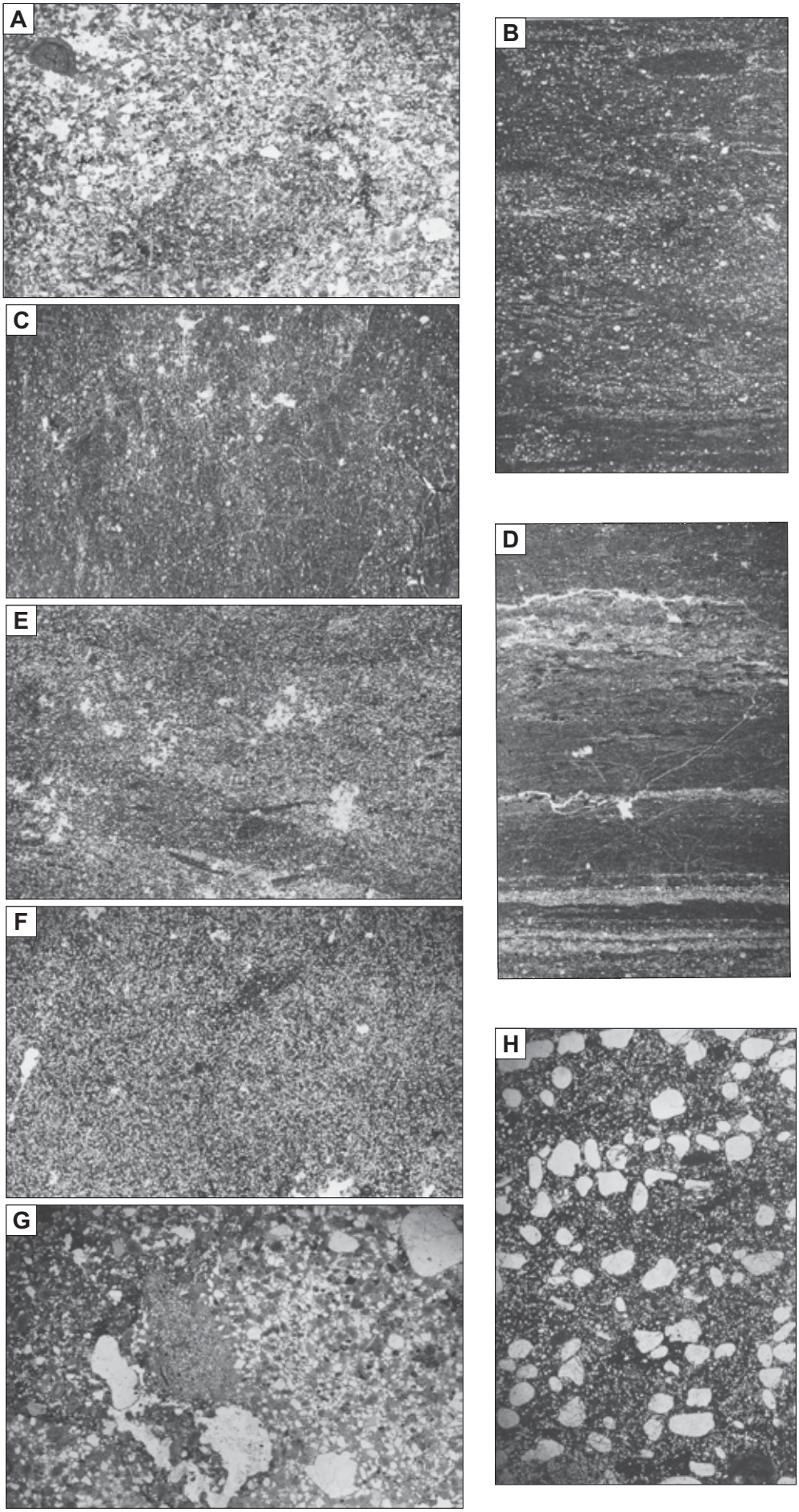

A
B
C
D
E
F
G
H

Fig. 22. Fotografie mikroskopowe szlifów wykonanych ze skał kredy górnej

A – piaskowiec glaukonitowy, głęb. 427,0 m. **B** – iłowiec marglisty z kalcytowymi bioklastami, głęb. 360,0 m. **C** – iłowiec marglisty, głęb. 350,5 m. **D** – iłowiec z warstewkami i laminami mułowca, głęb. 344,0 m. **E** – mułowiec z soczewkowatymi przerostami iłowca, głęb. 312,4 m. **F** – mułowiec, głęb. 302,6 m. **G** – piaskowiec glaukonitowy, głęb. 295,4 m. **H** – piaskowiec zlepieńcowaty, głęb. 206,0 m. Zdjęcia archiwalne – skali nie podano

Thin sections from Upper Cretaceous rocks

A – glauconitic sandstone, depth 427.0 m. **B** – marly claystone with calcitic bioclasts, depth 360.0 m. **C** – marly claystone, depth 350.5 m. **D** – claystone with mudstone layers, depth 344.0 m. **E** – mudstone with lenticular intergrowth of claystone, depth 312.4 m. **F** – mudstone, depth 302.6 m. **G** – glauconitic sandstone, depth 295.4 m. **H** – conglomeratic sandstone, depth 206.0 m. Archival photography – scale not specified

skorupkami małży. Jedyny wydobyty z opisywanego odcinka profilu rdzeń pochodzi z jego ściśle przystropowej części. Z podobnie wykształconych utworów w otworze Bytów IG 1 pochodzi *Gonioteuthis* sp., oznaczony wprawdzie tylko rodzajowo, ale świadczący o dolnokampańskim wieku tych utworów.

Kampan górny

Kampan górny (143,0–174,0 m) budują gezy przechodzące z kampanu dolnego, różniące się tylko obecnością przerostów czertowych, co uwidacznia się na wykresach pomiarów oporności zwiększonymi oporami oraz być może liczniejszymi i grubszymi wkładkami margli. Z części przyspągowej pochodzi jedyny wydobyty z kampanu górnego rdzeń zawierający gezy wapniste z licznymi przerostami i konkrecjami czertów.

Na podstawie korelacji z otworem Bytów IG 1, w którym w podobnych skałach stwierdzono *Belemnitella mucronata* Schlotheim, utwory te można zaliczyć do kampanu górnego.

Na opisanych skałach leżą niezgodnie utwory oligocenu.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA OSADÓW KREDOWYCH NA PODSTAWIE MIKROFAUNY

Przeprowadzono analizę mikropaleontologiczną 79 próbek skał z głęb. 138,2–427,2 m (tab. 10). Z odcinka profilu 297,5–427,2 m pobrano 100% rdzenia. Z wyżej leżących utworów tego profilu, na głęb. 138,2–295,3 m pobrano jedynie 25% rdzenia. Skład zespołów mikrofauny stwierdzony w badanych osadach jest zróżnicowany, co być może jest związane ze zmieniającymi się dynamicznie warunkami ekologicznymi w zbiorniku.

Cenoman

Próbka z najniżej leżących badanych warstw pochodzi z głęb. 427,2 m. Zanotowano w niej *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) i *Orithostella fornosa* (Brotzen) wskazujące na cenomański wiek osadów tej części omawianego profilu. Obok tych gatunków zanotowano przedstawicieli rodzaju *Lenticulina* Lamarck, 1804 i *Arenobulimina* Cushman, 1927 oraz włókna inoceramów. Gatunki tych rodzajów są reprezentowane przez nieliczne osobniki. Skorupki wapienne są nadtrawione i w większości pokruszone. Małe zróżnicowanie rodzajowe i gatunkowe oraz stan zachowania mikroszczątków świadczą o niesprzyjających warunkach życia. W skałach z głęb. 426,2 m stwierdzono tylko jeden gatunek – *Gavelinella cenomanica* (Brotzen). Pojedynczym jego osobnikom towarzyszy skorupka małżoraczka. *Orithostella fornosa* (Brotzen) występuje ponownie z *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) w warstwach z głęb. 424,8 m. Stwierdzone tu koprolity są notowane zwykle w osadach płytkiego morza. Pokruszone skorupki otwornic mogą wskazywać na pochodzenie ze strefy sublitoralnej zbiornika. Podobny skład gatunkowy otwornic, towarzysząca mikrofauna oraz jej stan zachowania występuje w warstwach tego profilu do głęb. 363,4 m. Osady z głęb. 361,4 m nie zawierają mikroszczątków. Ich wieku nie można określić metodą mikropaleontologiczną. Autorka włączyła je do cenomanu (tab. 10).

Turon dolny

O nagłej zmianie warunków ekologicznych świadczy zespół mikroszczątków z próbki z głęb. 359,8 m. Cały skład biocenozy jest charakterystyczny dla turonu dolnego. Formami przewodnimi dla niższej części turonu są *Dicarinella imbricata* (Mornod) i *D. renzi* (Gandolfi). Gatunki *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *P. gibba* Klaus, *Hedbergella planispira* (Tappan), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan) występują już w osadach cenomanu, kończą jednak swój zasięg występowania w najmłodszych warstwach turonu dolnego. Nagła obfitość rodzajów i gatunków otwornic planktonicznych na omawianej głębokości, również tych o szerokim zasięgu zarówno stratygraficznym, jak i geograficznym, jest uderzająca. Dominują przedstawiciele rodzajów *Hedbergella* Brönniman et Brown, 1958, *Whiteinella* Pessagno, 1967, *Heterohelix*

Ehrenber, 1863, *Globigerinelloides* Cushman et ten Dam, 1948. Wszystkie one świadczą o pogłębianiu się zbiornika. Najbardziej zaskakujące i wymagające dalszych badań ekologicznych jest masowe występowanie obok planktonicznych otwornic również planktonicznych radiolarii. Jest to pierwsze znalezisko masowo występujących radiolarii, a więc organizmów o skorupkach krzemionkowych lub zbudowanych z siarczanu strontu, obok równie masowo występującego planktonu o skorupkach wapiennych. W skład tej biocenozy wchodzą okazy o bardzo różnych kształtach, należące zapewne do wielu rodzajów i gatunków. W skałach z głęb. 357,8 m wśród bardzo licznego planktonu otwornicowego i radiolariowego znaleziono gatunki rodzaju *Epistomina* Terquem, 1883. Jest to trzecie znalezisko przedstawicieli tego rodzaju na obszarze Niżu Polski i w świecie w biocenozie dolnoturońskich otwornic planktonicznych i pierwsze we współwystępowaniu z licznymi radiolariami. Licznych przedstawicieli rodzaju *Epistomina* znaleziono pierwszy raz w profilu Maszkowo 2 (niecka szczecińska). Osady turonu dolnego, w których stwierdzono bogactwo tych form współwystępujących z licznym i urozmaiconym taksonomicznie zespołem otwornic planktonicznych, nazwano warstwami maszkowskimi (Gawor-Biedowa, 1972, 1982). Warstwy maszkowskie stwierdzono również w profilu Tuchola IG 1 (niecka pomorska) (Gawor-Biedowa, 2012).

W profilu Lębork IG 1 stwierdzono tylko dwa gatunki epistomin, tj. *Epistomina caracolla* (Romer) i *E. polypioides* (Ehrenberg). Reprezentowane są one przez liczne osobniki. Stwierdzono je w osadach w profilu na głęb. 309,0–357,8 m w zespole otwornic planktonicznych, podobnie jak w profilach Maszkowo 2 i Tuchola IG 1. Można przyjąć, że w profilu Lębork IG 1 występują warstwy maszkowskie. W profilu Lębork IG 1 są one wzbogacone o radiolarie. Liczebność radiolarii jest zmienna w osadach pochodzących z różnych głębokości. Zmienia się również ich różnorodność. Czynnikiem ekologicznym wpływającym na ich liczebność może być obfitość pożywienia lub jego ograniczenie. Jak podają prace źródłowe (np. Stanley, 2002) ważną rolę w dostarczaniu pożywienia odgrywają prądy wstępujące przenoszące substancje pokarmowe z dna morza do wód płytkich, powierzchniowych, w których żyją te pierwotniaki. Należy dodać, że ten czynnik ekologiczny wpływa również, oprócz innych, na rozwój otwornic planktonicznych. Zmienność liczebności i różnorodności zespołów mikropaleontologicznych w profilu Lębork IG 1, być może zależną od warunków troficznych, można prześledzić także w utworach omawianego profilu. Bardzo liczny i zróżnicowany zespół radiolarii i planktonu otwornicowego stwierdzono w próbce z głęb. 359,8 m oraz w osadach z głęb. 357,8; 351,2 i 349,0 m. Całkowity ich brak notuje się w osadach na głęb. 345,0–347,0 m, ponownie licznie występują na głęb. 302,6–343,0 m. Nie zostały one stwierdzone w utworach turonu górnego.

Utwory turonu dolnego według otwornic występują na odcinku profilu 302,6–359,8 m. W skałach powyżej tej głębokości nie zanotowano już gatunków przewodnich dla turonu dolnego. Stwierdzona w osadach na głęb. 392,6–339,0 m *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) wskazuje na obecność w turonie dolnym podpoziomu *Praeglobotruncana ora*viensis poziomu *Helvetoglobotruncana helvetica*. Obejmuje on warstwy maszkowskie, podobnie jak w niecce szczecińskiej i pomorskiej. Należy zaznaczyć, że gatunkowi *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), występującemu nielicznie, towarzyszy rozkwit gatunku *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen) – charakterystycznego dla wymienionego wyżej poziomu i podpoziomu.

Turon górny

W skałach powyżej głęb. 302,0 m następuje niemal całkowity zanik rozwoju mikrofauny. W próbkach z głęb. 272,2–299,5 m znaleziono pojedyncze okazy *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Gyroidinoides* sp., liczne koprolity i zęby ryb, występujące zwykle w osadach płytkowodnych.

Wiek osadów z wymienionego wyżej odcinka profilu nie można określić metodą mikropaleontologiczną. Nagły zanik dobrze rozwiniętych biocenoz dolnoturońskich wskazuje na nagłą zmianę warunków ekologicznych. Na obecność skał turonu górnego w profilu na głęb. 238,2–251,1 m wskazuje obecność gatunku *Gavelinella moniliformis* (Reuss) reprezentowanego przez liczne osobniki. W skałach z głęb. 251,1 m skorupki otwornic są liczne, cienkie i silnie uszkodzone. Obok licznych przedstawicieli wymienionego wyżej gatunku udało się zidentyfikować jedynie *Gyroidinoides nitidus* (Reuss) i planktoniczny gatunek *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny). Znajdują się tu również liczne skorupki małżoraczków, kolce jeżowców, zęby ryb i koprolity. *Gyroidinoides nitidus* (Reuss) i *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny) o szerokich zasięgach stratygraficznych nie przeczą takiemu określeniu wieku tych osadów, gdyż oba rozpoczynają swoje występowanie w turonie, pierwszy w dolnym, drugi w górnym (Gawor-Biedowa, 1992, 2012; Gawor-Biedowa i in., 1984). Morski charakter osadów potwierdzają ziarna glaukonitu. Znajdują się też pojedyncze skorupki planktonicznego, kredowego, kosmopolitycznego gatunku *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg) i bentonicznego gatunku o równie szerokim zasięgu stratygraficznym i geograficznym – *Valvulineria lenticula* (Reuss). Wymienione gatunki otwornic i mikroszczątki (tab. 10) towarzyszą gatunkowi *Gavelinella moniliformis* (Reuss) we wszystkich badanych próbkach ze skał z odcinka profilu 238,2–251,1 m. Należą one do górnoturońskiego poziomu *Gavelinella moniliformis* (Gawor-Biedowa, 1984). Należy przypuszczać, że w turonie górnym panowały w zbiorniku warunki ekologiczne niesprzyjające rozwojowi otwornic, o silnej ruchliwości wód, o czym świadczą pokruszone skorupki otwornic oraz ślady silnego przywierania do podłoża, co widać na skorupkach okazów *Gavelinella moniliformis* Reuss). Gatunek ten należy więc do bentosu sesylnego.

W próbkach z osadów odcinka profilu 168,0–214,0 m występują pojedyncze osobniki nielicznych gatunków otwornic, głównie bentonicznych. Jedynie w osadach z głęb. 214,0 m z przedstawicieli otwornic planktonicznych stwierdzono jeszcze *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg). Z nienotowanych dotychczas gatunków znaleziono tu *Eponides karsteni* (Reuss) i *Gavelinella* sp.

Gatunek *Eponides karsteni* (Reuss) na obszarze Niżu Polski rozpoczyna występowanie w turonie górnym i zanika z końcem mastrychtu. Z końcem turonu dolnego kończy się rozwój fitogeniczny wielu rodzajów i gatunków, których „korzenie" sięgają albu (Gawor-Biedowa, 1972, 1982, 1984; Gawor-Biedowa i in., 1984). Z paleobiologicznego punktu widzenia najciekawszy jest turon dolny, w którym powstały i wyginęły unikalne biocenozy. Warto przypomnieć, że wszystkie zmiany w rozwoju otwornic nastąpiły w bardzo krótkim czasie geologicznym, gdyż cały turon trwał nieco ponad 4 miliony lat (Gradstein i in., 2012). Do makroszczątków towarzyszących otwornicom najczęściej należą zęby ryb i koprolity świadczące o płytkim zbiorniku. W osadach z głęb. 171,4 m stwierdzono kolejne nie notowane niżej gatunki, tj. *Praebulimina obtusa* (d'Orbigny), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow) i *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny). Dwa pierwsze z wymienionych gatunków występują w kredzie Polski od kampanu do mastrychtu, natomiast *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny) zanika z końcem kampanu. Można przypuszczać, że w profilu, na głęb. 171,4 m, a być może również na głęb. 168,5 m znajdują się utwory kampanu.

Jolanta PARUCH-KULCZYCKA

PALEOGEN

OPRACOWANIE MIKROFAUNY MŁODSZEGO PALEOGENU

Na wyniesieniu Łeby osady młodszego paleogenu spoczywają niezgodnie na nierównej i silnie zerodowanej powierzchni podłoża kredowego. W otworze Lębork IG 1 granica erozyjna przebiega między utworami kredy i oligocenu. Do badań mikropaleontologicznych wykorzystano materiał archiwalny, pochodzący z trzech próbek pobranych ze spągu osadów paleogeńskich, z interwału głęb. 138,2–142,0 m (fig. 23). Osady te są wykształcone w postaci piasków i mułków z glaukonitem oraz pojedynczymi ziarnami żwirku.

Na głęb. 142,0 m zespół otwornic jest reprezentowany przez pojedyncze osobniki należące do taksonów: *Melonis affine* (Reuss) (Fursenko et Fursenko), *Heterolepa pygmaea* (Hantken), *Spiroplectinella azovensis* (Nikitina), *Guttulina spicaeformis parisiensis* Le Calves, *Globulina minuta* (Roemer), *Guttulina problema* d'Orbigny, *Pullenia sphaeroides* (d'Orbigny), *Quinqueloculina ludwigi* Reuss., *Oridolsalis umbonatus* (Reuss), *Turrilina alsatica* Andreae, *T. brevispira* Ten Dam, *Neouvigerina spinicostata* (Cushman et Jarvis), *Uvigerina jacksonensis* Cushman, *Brizalina striatellata* (Bandy), *Bolivina fastigia* Cushman, *Dentalina* sp., *Lagena* sp. *Stilostomella* sp. Otwornicom towarzyszą pokruszone kolce jeżowców.

Najbogatszy zespół otwornic występuje na głęb. 139,6 m. W jego skład wchodzą taksony: *Turrilina alsatica* Andreae *Pullenia sphaeroides* (d'Orbigny), *P. bulloides* d'Orbigny, *Melonis affine* (Reuss), *Oridolsalis umbonatus* (Reuss), *Epistomina eleganns* (d'Orbigny), *Alabamina tangentialis* (Clodius), *Fissurina* sp., *F. lucida* Williamson, *Lagena* sp., *Trifarina germanica* Cushman et Edwards, *Quinqueloculina ludwigi* Reuss, *Stimostomella evealdi* (Reuss), *Pseudonodosaria inflata* (Bornemann), *Heterolepa costata* Franzenau, *H. biumbonata* (Fursenko et Fursenko), *H. pygmaea* (Hantken), *H. dutemplei* (d'Orbigny), *Glandulina aequalis* Reuss, *Uvigerina jacksonensis* Cushman, *Bolivina* sp., *Globulina minuta* (Roemer). Otwornicom towarzyszą pojedyncze elementy szkieletowe ryb oraz kolce jeżowców.

Na głęb. 138,2 m występują pojedyncze otwornice: *Melonis affine* (Reuss), *Heterolepa biumbonata* (Fursenko et Fursenko), *Spiroplectinella azovensis* (Nikitina), *Spiroplectinella* sp., *Quinqueloculina* sp.

W badanym materiale fauna otwornicowa jest reprezentowana wyłącznie przez formy bentoniczne. Tworzy asocjacje otwornicowe typowe dla osadów formacji mosińskiej dolnej, datowanej na dolny oligocen (Piwocki, 2004). Formacja ta jest związana z transgresją morską rozwijającą się na Niżu Polskim na przełomie eocenu i oligocenu. Osady wykształcone w formacji mosińskiej dolnej charakteryzuje obecność ubogich zespołów otwornicowych oraz współwystępowanie w nich reliktowych form górnoeoceńskich (*Heterolepa biumbonata* (Fursenko et Fursenko), *Turrilina brevispira* Ten Dam, *Bolivina fastigia* Cushman) z formami typowymi dla dolnego rupelu (*Alabamina tangentialis* (Clodius), *Melonis affine* (Reuss), *Turrilina alsatica* Andreae).

Na Niżu Polskim na przełomie eocenu i oligocenu w wyniku impulsywnych ingresji morskich sukcesja fauny otwornicowej miała rozwój skokowy. W oligocenie asocjacje otwornicowe osiągnęły optymalny rozwój dopiero w wyższych partiach rupelu, tworząc w północno zachodniej części Niżu bogate i zróżnicowane pod względem taksonomicznym zespoły, identyfikowane z poziomem otwornicowym *Rotaliatina bulimoides* (Odrzywolska-Bieńkowa, 1977, 1987; Odrzywolska-Bieńkowa i in., 1978).

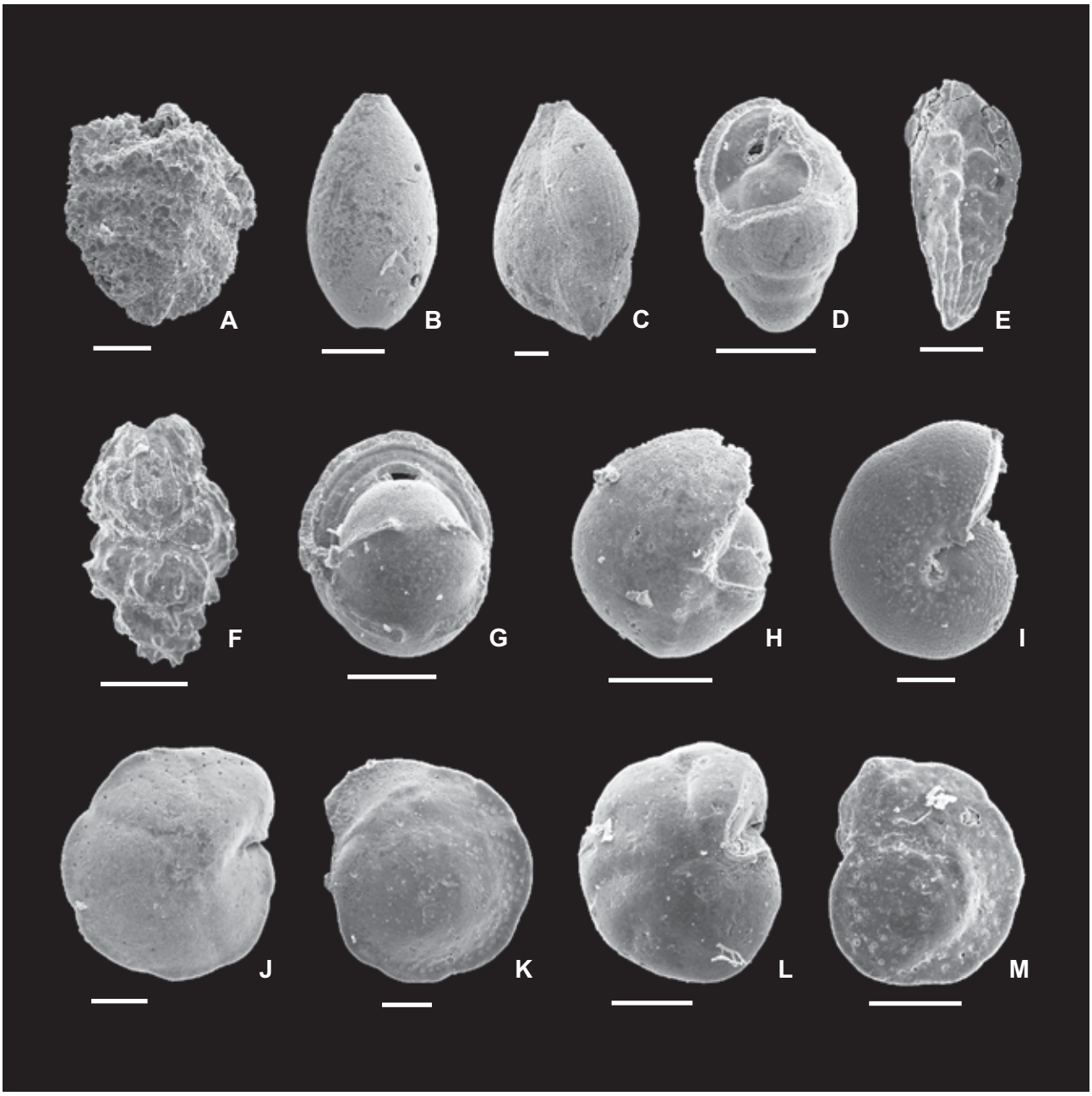


Fig. 23. Otwornice oligoceńskie z formacji mosińskiej dolnej w otworze wiertniczym Lębork IG 1

A – *Spiroplectinella azovensis* (Nikitina), głęb. 138,2 m. **B** – *Globulina minuta* (Roemer), głęb. 142,0 m. **C** – *Guttulina spicaeformis parisiensis* Le Calves, głęb. 142,0 m. **D** – *Turrilina alsatica* Andreae, głęb. 139,6 m. **E** – *Brizalina striatellata* (Bandy), głęb. 142,0 m. **F** – *Neouvigerina spinicostata* (Cushman et Jarvis), głęb. 142,0 m. **G**, **H** – *Pullenia sphaeroides* (d'Orbigny), głęb. 139,6 m. **I** – *Melonis affine* (Reuss), głęb. 139,6 m. **J**, **K** – *Oridolsalis umbonatus* (Reuss), głęb. 139,6 m. **L**, **M** – *Heterolepa biumbonata* (Fursenko et Fursenko), głęb. 139,6 m. Skala liniowa – 100 μm

The Oligocene Foraminifers from the Lower Mosina Formation in the Lębork IG 1 borehole

A – *Spiroplectinella azovensis* (Nikitina), depth 138.2 m. **B** – *Globulina minuta* (Roemer), depth 142.0 m. **C** – *Guttulina spicaeformis parisiensis* Le Calves, depth 142.0 m. **D** – *Turrilina alsatica* Andreae, depth 139.6 m. **E** – *Brizalina striatellata* (Bandy), depth 142.0 m. **F** – *Neouvigerina spinicostata* (Cushman et Jarvis), depth 142.0 m. **G**, **H** – *Pullenia sphaeroides* (d'Orbigny), depth 139.6 m. **I** – *Melonis affine* (Reuss), depth 139.6 m. **J**, **K** – *Oridolsalis umbonatus* (Reuss), depth 139.6 m. **L**, **M** – *Heterolepa biumbonata* (Fursenko et Fursenko), depth 139.6 m. Line scale – 100 μm

Tabela 10

Występowanie otwornic i fragmentów makrofauny

Distribution of foraminifers and macrofaunal fragments

