

## ZAPIS LITOLOGICZNY I MIKROFACJALNY OSADÓW EUKSYNICZNYCH KAMBRU GÓRNEGO I TREMADOKU OBNIŻENIA BAŁTYCKIEGO (PÓŁNOCNA POLSKA)

### A LITHOLOGICAL AND MICROFACIES RECORD OF THE UPPER CAMBRIAN AND TREMADOCIAN EUXINIC DEPOSITS IN THE POLISH PART OF THE BALTIC DEPRESSION (NORTHERN POLAND)

BRONISŁAW SZYMAŃSKI<sup>1</sup>

**Abstrakt.** W sekwencji litologicznej kambru górnego i tremadoku polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego wyróżniono – opierając się na makro- i mikroskopowej zmienności cech sedymentacyjnych i petrograficznych osadów – dwie jakościowo odmienne grupy mikrofacji hydrogenicznych – grupę mikrofacji terygeniczných (silikoklastycznych) i grupę mikrofacji węglanowych. Grupę wyróżnionych mikrofacji terygeniczných tworzą: zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe (COsa–COsa-gl), piaskowce kwarcowe (arenity) (SAqw) oraz czarne ilowce i mułowce bitumiczne (CLbi–SLbi). Grupę mikrofacji węglanowych tworzą: greistony (GRbc), greistony/pakstony bioklastyczne (GRbc/PAbc), pakstony/wakstony bioklastyczne (PKbc/WKbc) oraz sparyty i mikrosparyty (LMre). Zasięg stratygraficzny mikrofacji grupy węglanowej jest zróżnicowany przestrzennie i przyporządkowany kolejno: w profilach części zachodniej obniżenia bałtyckiego – interwałowi poziomów *Agnostus pisiformis*–*Acerocare* kambru górnego (formacja z Piaśnicy), a w profilach części środkowej – przedziałowi poziomów *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*–*Parabolina spinulosa* włącznie (formacja z Młynar). Sumaryczna miąższość sekwencji osadów silikoklastyczno-węglanowych kambru górnego i tremadoku waha się od 34,5 m w zachodniej i północno-zachodniej części obniżenia bałtyckiego (otwór wiertniczy A21-1/95) do 0,05 m w skrajnie wschodniej jego części (otwór wiertniczy Jezioro Okrągłe IG 2).

**Słowa kluczowe:** mikrofacje, litologia, petrografia, kambr górny, tremadok, obniżenie bałtyckie, północna Polska.

**Abstract.** The paper presents microfacies characteristics of Upper Cambrian and Tremadocian siliciclastic and carbonate rocks from the Polish part of the Baltic Depression (Northern Poland). Within the Upper Cambrian and Tremadocian sequence two different groups of hydrogenic microfacies can be distinguished: terrigenous (siliciclastic) and carbonate microfacies. The terrigenous (siliciclastic) group consists of three microfacies types: sandy conglomerates and sandy-glaucanitic conglomerates (COsa–COsa-gl); quartz sandstones (arenites) (SAqw), black bituminous claystones (shales) and black bituminous siltstones (SLbi–CLbi). The carbonate group consists of four microfacies types: bioclastic grainstones (GRbc), bioclastic grainstones/packstones (GRbc/PAbc); bioclastic packstones/wackestones (PKbc/WKbc) and sparites and microsparites (LMre). Stratigraphic range of the carbonate microfacies is spatially variable and assigned respectively to the Upper Cambrian *Agnostus pisiformis*–*Acerocare* zones in the sections from the western part of the Baltic Depression, and to the *Olenus* and *Agnostus (Homagnostus) obesus*–*Parabolina spinulosa* zones (Młynary Formation) in the sections from the central part. The total thickness of the Upper Cambrian–Tremadocian siliciclastic-carbonate sequence varies from 34.5 m in the western and north-western part of the Baltic Depression (21-1/95 borehole) to 0.05 m in its easternmost area (Jezioro Okrągłe IG 2 borehole).

**Key words:** microfacies, lithology, petrography, Upper Cambrian, Tremadocian, Baltic Depression, Northern Poland.

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: bronislaw.szymanski@pgi.gov.pl

## WSTĘP

W artykule przedstawiono rezultaty jakościowych i ilościowych badań mikrofacjalnych i petrograficznych serii osadów kambru górnego i tremadoku polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego wykonanych w latach 2003–2005. Celem badań było wyróżnienie, opis i interpretacja środowisk sedimentacji głównych mikrofacji hydrogenicznych, określenie ich pionowego i poziomego następstwa w poszczególnych profilach otworów wiertniczych oraz prześledzenie wzajemnych relacji przestrzennych.

Zmienność litologiczną osadów poszczególnych profili wiertniczych przedstawiono zarówno w odcinkach rdzeniowanych, jak i nierdzeniowanych. Jakość osadów tych ostatnich zidentyfikowano na podstawie próbek okruchowych i interpretacji karotażu geofizycznego – głównie krzywych pomiarów PG i PNG, dokonując ich kalibracji litologicznej i porównując je z profilami odcinków rdzeniowanych. Za wzorce odniesienia posłużyły w szczególności profile rdzeniowane na całej długości i z bardzo dobrym uzyskiem rdzenia. W części zachodniej były to profile: A21-1/95, B6-1/82, Białogóra 1 i Żarnowiec IG 1, a w części wschodniej Gdańsk IG 1, Pasłek IG 1 i Sępól 3 (fig. 1). Ich dobór był podyktowany przede wszystkim możliwością zastosowania korelacji biostratygraficznej (trylobity, graptolity, konodonty, akritarchy), którą przyjęto jako podstawowy test synchroniczności granic litologicznych i facjalnych. Stopień rozdzielczości tego testu jest ograniczony trwaniem poziomu lub podpoziomu faunistycznego, szacowanym na ok. 0,7 do 1,2 mln lat.

Sekwencje skalne kambru górnego i tremadoku polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego reprezentują osady zewnętrznych partii rozległego paleobasenu perykratonicznego, rozciągającego się wzdłuż zachodnich peryferii wschodnioeuropejskiego kratonu prekambryjskiego (prewendyjskiego). Zewnętrzne granice zbiornika, określanego tradycyjnie jako basen bałtycki (Männil, 1966), wyznaczają: w części północnej – lineament Trollford-Timan (Erdtman, Paalits, 1994), na wschodzie – wydzwignięte obszary Laurusji (Fennoskandia, Sarmatia) (łądy: fiński, białoruski i ukraiński), a na południu – hipotetyczny łąd prakarpacki. Zachodnią granicę akwenu wyznacza umownie przebieg strefy szwu transeuropejskiego (TESZ), którego odcinek północno-zachodni bywa określany mianem strefy Sorgenfrei'a-Tornquista (STZ), zaś południowo-wschodni – strefy Teisseyre'a-Tornquista (TTZ) (Areń i in., 1979; Gareckij i in., 1987; Pomianowska, 1987). Jako element morfologiczno-strukturalny skorupy ziemskiej zaznaczały się one niemal w sposób ciągły w kambryjsko-ordowickim odcinku skali czasu geologicznego. Założenie basenu wiąże się z dwoma głównymi epizodami transgresywnymi o wymiarze globalnym z szeroko rozumianego pogranicza kambr/ordowik (Fortey i in., 1995): starszym – górnokambryjskim oraz młodszym – z przełomu kambr górny/tremadok (Fortey, 1984)<sup>2</sup>. Zasadni-

cze elementy architektury depozycyjnej basenu ukształtowało ostatecznie jego powszechne pogłębienie we wczesnym karadoku (poziom *Nemagraptus gracilis*), które wyraziło się m.in.: maksymalnym rozszerzeniem zasięgu zbiornika, powszechną progradacją facji ilastych ku wschodowi i zatopieniem górnoarenidzko-lanwirńskiej platformy węglanowej oraz unifikacją warunków ekologicznych.

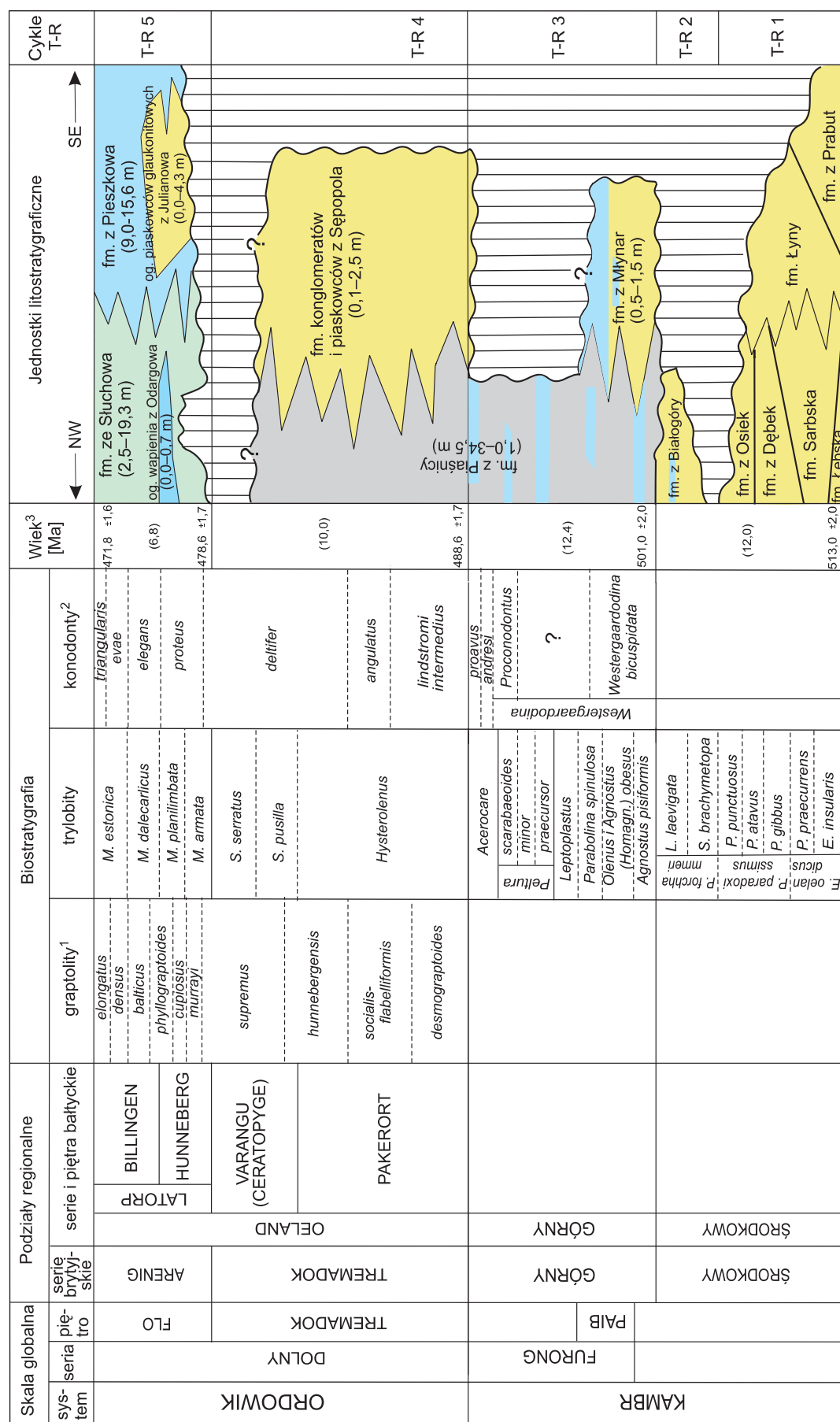
Zapis depozycyjny kambru górnego-tremadoku jest reprezentowany przez monotonicznie wykształcony kompleks osadów terygeniczných i węglanowych o nieznacznej miąższości (Szymański, 1974, 1976, 1977; Modliński, Szymański, 1997; Jaworowski, Sikorska, 2003). Są to w głównej mierze skały silikoklastyczne – ilowce i mułowce z cienkimi wkładkami piaskowców kwarcowych drobnoziarnistych, piaskowce kwarcowe drobno- i średnioziarniste oraz zlepieńce. Zupełnie podrzędne znaczenie stratygraficzne i miąższościowe mają dwie grupy skał węglanowych: kalcyklastyki (wapienie organodetrytyczne, wapienie krystaliczne) i kalcysilikoklastyki (wapienie piaszczyste, wapienie margliste) (Langier-Kuźniarowa, 1974; Sikorska, 1989, 1998; Jaworowski, Sikorska, 2003). Zapis stratygraficzny ich sekwencji w najlepiej zachowanych profilach tworzą udokumentowane paleontologicznie ekwiwalenty wiekowe kambru górnego i tremadoku dolnego (pakerort) oraz lokalnie przypuszczalnie ?tremadoku górnego (ceratopyge) (Szymański, 1974, 1976; Lenzion, 1983a, b) (fig. 2).

Zespół skalny kambru górnego-tremadoku w badanych profilach leży niezgodnie na różnego wieku osadach piaskowcowo-ilastych kambru środkowego (w profilach części zachodniej – nadpoziomu *forchhammeri*, w profilach części środkowej i wschodniej – nadpoziomu *paradoxissimus* lub nadpoziomu *oelandicus*) (Lenzion, 1983a, b) i jest przykryty w stropie bądź silikoklastykami, bądź pakietem glaukonitytu z lokalnie rozwiniętym poziomem zlepieńców bazalnych arenigu dolnego (latorp). Ze starszymi osadami kambru sekwencja górnokambryjsko-tremadocka graniczy z hiatusem stratygraficznym wzdłuż dobrze czytelnej nierównej powierzchni nieciągłości sedimentacyjno-erozyjnej o genezie subarealnej (fig. 2). Zasięg czasowy hiatusu jest zmienny: mniejszy w segmencie północno-zachodnim obszaru (otw. wiertn. A8-1/83 i A23-1/88) i znacząco większy w profilach segmentu wschodniego (otw. wiertn.: Pasłek IG 1, Pieszkowo 1 i Jezioro Okrągłe IG 2). W części profili seria kambru górnego i tremadoku została przebita bezrdzeniowo i tym samym dane o jej spągu oraz wieku i charakterze podłoża oparte są wyłącznie na interpretacjach karotażu geofizycznego – głównie na pomiarach PG i PNG (otw. wiertn.: B2-1/80, Białogóra 2, Krynica Morska 2 i Żelazna Góra 4).

Dane dotyczące rozwoju badań i ewolucji poglądów na temat stratygrafii i litologii kambru górnego i tremadokupolskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego są dostępne w mate-

<sup>2</sup> Terminy transgresja i regresja rozumiane są jako względne obniżenie bądź podwyższenie poziomu morza w zbiorniku sedimentacyjnym lub jego części, bez uwzględnienia implikacji genetycznych, tj. domniemyanych przyczyn zmian głębokości zbiornika





<sup>3</sup> według Gradsteina i in. (2004)  
according to Gradstein et al. (2004)

<sup>2</sup> północnoatlantyckie poziomy i podpoziomy konodontowe  
North Atlantic conodont zones and subzones

<sup>1</sup> skańskie poziomy graptolitowe (Cooper, Lindholm, 1990; Lindholm, 1991)  
Scanian graptolite zones (Cooper, Lindholm, 1990; Lindholm, 1991)

Fig. 2. Stratygrafia kambru górnego i tremadoku obniżenia bałtyckiego

Indeks barw: żółty – siltoklastyki (iłowce, mulowce), szary – siltoklastyki (zlepieniec, piaskowce), zielony – ilowce z glaukonitem, niebieski – wapień

Upper Cambrian and Tremadocian stratigraphy of the Baltic Depression

Colour index: yellow – silicoclastics (claystones, siltstones), grey – silicoclastics (conglomerates, sandstones), green – claystones with glauconite, blue – limestones



riałach archiwalnych i pracach publikowanych następujących autorów: Tyski (1959), Kieźel (1973), Rydzewska (1974, 1982), Bednarczyk (1972, 1979, 1996), Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975), Sikorska (1989, 1998), Morawski (1973), Szymański (1974, 1976, 1977, 1984), Langier-Kuźniarowa (1974), Modliński (1973, 1976, 1982, 1988), Modliński i in. (1999, 2002), Nehring-Lefeld (1969), Szaniawski (1971), Witkowski (1983, 1986, 1989a, b), Modliński, Szymański (1972, 1997, 2001), Lenzion (1976a, b, 1982a, b, 1983a, b, 1988, 1989, 1996), Szczepanik (2000a, b), Jaworowski (1986, 1999a, b, 2000), Jaworowski, Sikorska (2003).

## METODYKA BADAŃ

Serię osadów kambru górnego i tremadoku w części lądowej i morskiej polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego rozpoznano dotychczas w profilach 74 głębokich otworów wiertniczych o różnej rejonizacji strukturalnej i paleogeograficznej. Z grupy tych otworów, 53 wykonano w latach 1960–1991 w lądowej części obniżenia, a 21 w latach 1980–2002 w części morskiej (polska strefa ekonomiczna). Z wierceń przebijających serie skalne kambru górnego i tremadoku 42 zostało odwierconych przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo (ZNPiG Wołomin, ZNPiG-Piła), 21 przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań i Eksploatacji Złóż Ropy i Gazu „Petrobaltic” Gdańsk Sp. z o.o., a 11 przez Państwowy Instytut Geologiczny.

Interwał serii górnokambryjsko-tremadockiej przebito następująco: w grupie 32 otworów wiertniczych – z pełnym poborem próbek rdzeniowych, w 13 – z częściowym poborem próbek rdzeniowych, w pozostałych 29 – bezrdzenowo. Zakres rdzeniowania osadów systemu w grupie otworów wiertniczych częściowo rdzeniowanych waha się od 10,0% (otw. wiertn.: Głądy 4, Zaręby 3; ok. 0,2 mb.) do ok. 75% (otw. wiertn. A21-1/95; ok. 21,5 mb.). Z odcinków rdzeniowanych serii kambru górnego i tremadoku dysponowano łącznie ok. 315,0 mb. skalnego materiału rdzeniowego, przy przewierconym sumarycznym interwale ich występowania wynoszącym ok. 545,9 mb. Z pozyskanego materiału skalnego kambru górnego i tremadoku wykonano 150 płytek cienkich i 35 powierzchni polerowanych. Część płytek cienkich przed przykryciem została zabarwiona czerwoną alizaryną w celu odróżnienia kalcytu od dolomitu oraz roztworem Evamy’ego, selektywnie barwiącym węglany żelaziste (Friedman, 1971; Migaszewski, Narkiewicz, 1983).

Jakościowe i ilościowe badania mikrofacjalne i petrograficzne płytek cienkich wykonano przy użyciu mikroskopu Reichert, a zdjęcia fotograficzne przy użyciu mikroskopu produkcji japońskiej Olympus PM 10SP, sprzężonego z automatyczną przystawką do mikrofotografii.

Główne typy skał węglanowych i silikoklastycznych wyróżniono na podstawie składu mineralnego, cech teksturalnych i strukturalnych oraz zawartości i charakteru komponentów allochemicznych. Jako podstawą przy klasyfikacji i nazewnictwie wapieni posłużono się nomenklaturą Dunha-

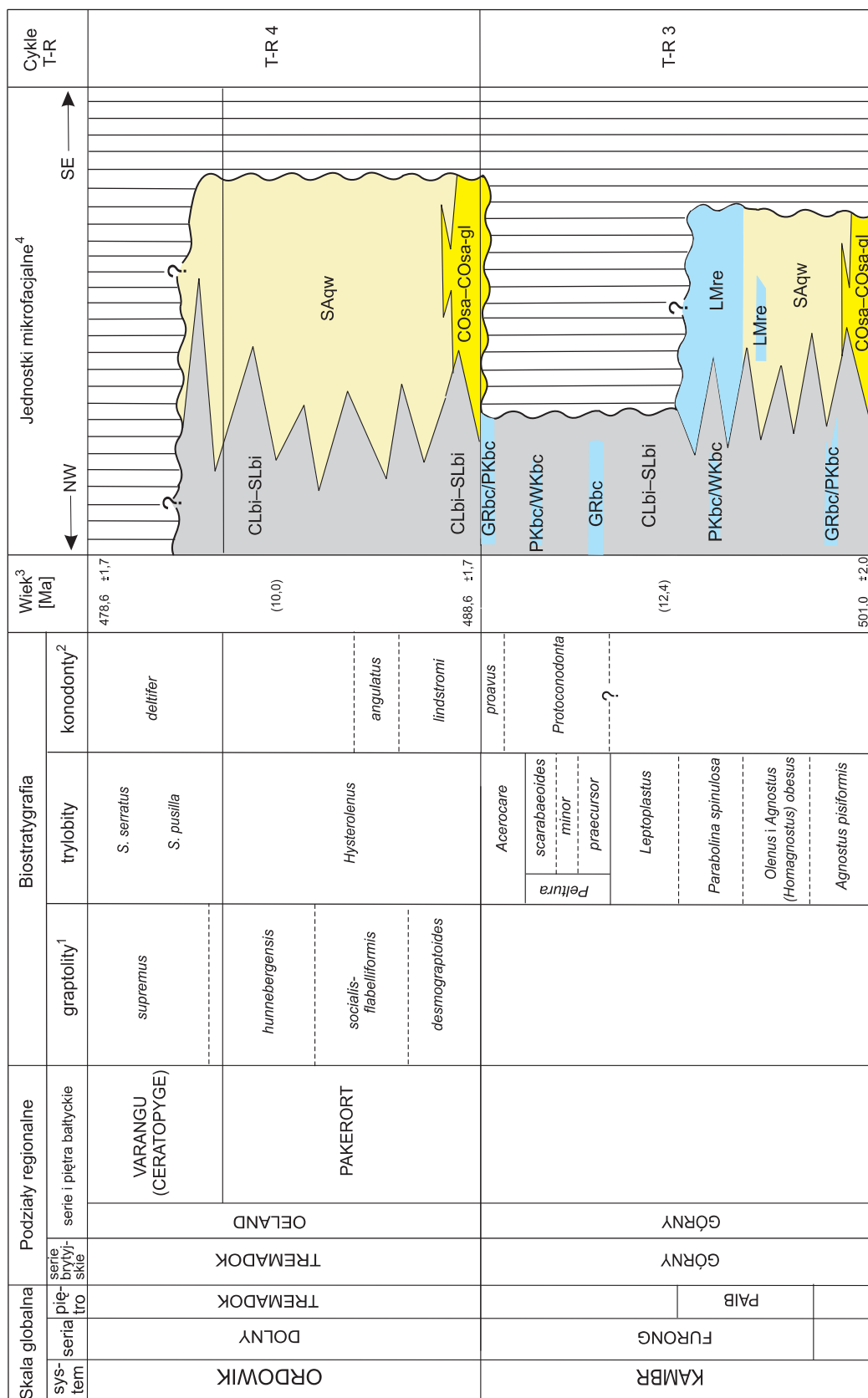
Płytki cienkie i powierzchnie polerowane wykonała Pracownia Szlifierska Muzeum Geologicznego PiG, komputerowe ilustracje graficzne – T. Grudzień i B. Szymański, a zdjęcia mikroskopowe płytek cienkich – B. Szymański.

Zbiory dokumentacyjne próbek litologicznych, okazów paleontologicznych, powierzchni polerowanych i płytek cienkich z sekwencji skalnych osadów kambru górnego i tremadoku badanych profili wiertniczych zarchiwizowano w Zakładzie Geologii Regionalnej, Surowcowej i Geofizyki PiG w Warszawie (kolekcja Muz. PiG 1722.II).

ma (1962) i Chilingara i in. (1967), a skał klastycznych nomenklaturą Dotta w modyfikacji Pettijohna i in. (1972) oraz Pottera i in. (1980) z uwzględnieniem dla grupy piaskowców propozycji Jaworowskiego (1987). Zastosowano przy tym zasadę, żeby makroskopową diagnostykę litologiczną poszczególnych typów skał korygować każdorazowo, uwzględniając rezultaty analiz mikroskopowych płytek cienkich. Skalę wielkości ziaren terygenicznych przyjęto według Pettijohna i in. (1972), natomiast stopień ich obtoczenia określano w sposób przybliżony przez porównanie wizualne z wzorcami graficznymi Foka (1959, 1968). Za górną granicę wielkości ziaren dla mikrytu przyjęto 0,004 mm, tj. wartość 8,0 w skali phi. Zgodnie z tym matrix w opisanych skałach węglanowych oznacza głównie spoiwo mikrytowe lub mikrytowo-ilaste.

Przy analizie i diagnostyce mikrofacji bazowano na standardowym podziale mikrofacji Wilsona (1975) i Flügela (1982). Zakres znaczeniowy terminu „mikrofacja” przyjęto zgodnie ze *Słownikiem petrograficznym* (Ryka, Maliszewska, 1991). Określenia dotyczące uziarnienia osadów i morfologii ziaren oraz polskie nazwy struktur sedimentacyjnych przyjęto według wskazań podręczników Gradzińskiego i in. (1976, 1986) oraz *Słownika geologii dynamicznej* (Jaroszewski i in., 1985), natomiast terminy dotyczące elementów stratygrafii sekwencyjnej według pracy Porębskiego (1996).

Jako podstawą wyróżnienia poszczególnych mikrofacji posłużono się jakościowymi i ilościowymi badaniami składu mineralnego ich osadów z zastosowaniem punktowej analizy geometrycznej. Badania uzupełniono analizami cech teksturalnych i strukturalnych oraz rejstracją częstości i charakteru struktur sedimentacyjnych. Zakres badań w uzasadnionych przypadkach rozszerzono o dwie dodatkowe analizy. Pierwsza z nich obejmowała analizę składu taksonomicznego komponentów biogenicznych, rodzaj i skalę ich przeobrażeń *post mortem*, a także ich pochodzenie (ziarna resedimentowane, tj. allochtoniczne względem ich ostatecznej depozycji oraz nieresedimentowane – autochtoniczne *in situ* lub parautochtoniczne). Druga dodatkowa analiza obejmowała zasięg i charakter przeobrażeń dia- i epigenetycznych (sylikifikacja, fosfatyfikacja, karbonatyzacja, pirytyfikacja i rekryształizacja).



<sup>1</sup> skańskie poziomy graptolitowe (Cooper, Lindholm, 1990; Lindholm, 1991) <sup>2</sup> północnoatlantyckie poziomy i podpoziomy konodontowe <sup>3</sup> według Gradsteina i in. (2004)   
*Scanian graptolite zones* (Cooper, Lindholm, 1990; Lindholm, 1991)   
*North Atlantic conodont zones and subzones* according to Gradstein et al. (2004)

<sup>4</sup> objaśnienia skrótów jednostek mikrofacjalnych w tekście artykułu   
*explanations of microfacial units abbreviations in the article text*

**Fig. 3. Zmienność mikrofacjalna kambru górnego i tremadoku obniżenia bałtyckiego**

Indeks barw: ciemnożółty – siltiklastyki (zlepience, piaskowce), jasnożółty – siltiklastyki (iłowce, mulowce); szary – siltiklastyki (iłowce, mulowce); niebieski – wapień

Mikrofacies variability of the Upper Cambrian and Tremadocian in the Baltic Depression

Colour index: yellow – siliciclastics (conglomerates, sandstones); light yellow – siliciclastics (claystones, siltstones); blue – limestones

Jako kryteria diagnostyczne do wyróżnienia poszczególnych mikrofacji wykorzystano zmienność ich dziewięciu standardowych cech litologicznych i petrograficznych (Rajtaczak i in., 1998). Są to kolejno: (1) zawartość w % obj. głównych składników mineralnych (kwarc, skalenie, łuszczczyki, glaukonit, minerały ilaste, węglany, ziarnowy materiał szkieletowy (biogeniczny) i okruchy skał), (2) wielkość maksymalnego ( $d_{mx}$ ) ziarna kwarcu, (3) wielkość najczęstszego ( $d_{mf}$ ) ziarna kwarcu w mm, (4) różnica wielkości najczęstszego ( $d_{mf}$ ) i maksymalnego ( $d_{mx}$ ) ziarna kwarcu w mm, (5) stopień obtoczenia i kulistość ziaren, (6) ilość i typ kontaktów oraz rodzaj inwersji teksturalnej ziaren, (7) obecność i charakter spoiwa regeneracyjnego, (8) rodzaj i częstość struktur sedymentacyjnych oraz (9) barwa.

Zmienność grupy pierwszych czterech cech określano ilościowo, przyjmując dla poszczególnych parametrów w skali czterostopniowej kolejno następujące przedziały ich wielkości:

- zawartość w % obj. głównych składników mineralnych, w tym<sup>3</sup>:
  - kwarc nb.0,0/ob.0,0–95,0/1→95,0;
  - skalenie nb.0,0/ob.0,0–0,3/1→0,3;
  - łuszczczyki nb.0,0/ob.0,0–1,0/1→1,0;
  - glaukonit nb.0,0/ob.0,0–2,0/1→2,0;
  - minerały ilaste nb.0,0–0,3/ob.0,3–10,0/1→10,0;
  - węglany nb.0,0–0,3/0,3–10,0/1→10,0;
  - okruchy skał nb.0,0/ob.>0,0;
  - ziarna szkieletowe <10,0/10,0–25/>25,0;
- wielkość maksymalnego ( $d_{mx}$ ) ziarna kwarcu w mm <0,03/0,03–0,20/0,20–0,70/>0,70;
- wielkość najczęstszego ( $d_{mf}$ ) ziarna kwarcu w mm <0,06/0,06–0,12/0,12–0,24/>0,24;
- różnica maksymalnego ( $d_{mx}$ ) i najczęstszego ( $d_{mf}$ ) ziarna kwarcu w mm 0,0–0,03/0,03–0,2/0,2–0,7/>0,7.

Zakres i skalę zmienności pozostałych cech określano w sposób półilościowy lub opisowy, przyjmując dla poszczególnych cech następujące przedziały:

- stopień obtoczenia ziaren: ostrokrawędziste, półobtoczne, obtoczone;

- kulistość ziaren: niekuliste, kuliste;
- liczba i typ kontaktów: 0/1–4/punktowy, liniowy;
- rodzaj inwersji teksturalnej: drugi, piąty, brak;
- obecność spoiwa regeneracyjnego: regeneracyjne, regeneracyjne + inne, brak spoiwa regeneracyjnego.

Zastosowany model facjalny ma charakter uproszczony. Jako podstawowe kategorie wyróżniono proksymalną (płytszą) i dystalną (głębszą) część otwartego szelfu silikoklastycznego, strefę międzyplywową oraz środowiska w zasięgu i poniżej normalnej i sztormowej podstawy falowania. Ich uzupełnieniem jest wyróżnienie strefy fotycznej oraz środowisk anerobowych i dysanerobowych.

Zespół wyróżnionych mikrofacji ograniczono do najbardziej uproszczonego schematu, przyjmując jako podstawowe kategorie dwie ich grupy, tj. grupę mikrofacji terygenicznych (3 mikrofacje) i grupę mikrofacji węglanowych (4 mikrofacje) (fig. 3).

Zrezygnowano z wyróżnienia innych mikrofacji hydrogenicznych o znaczeniu marginalnym, w tym: fosforanowej, kerogenowej i dolomitowej. Grupę niemych teksturalnie skał wapiennych ujęto łącznie, określając je mianem mikrofacji rekrytalizacyjnej (diagenetycznej – LMre).

Do kodowania mikrofacji wykorzystano nomenklaturę anglojęzyczną. Dużymi literami oznaczono litologię osadu (dwie pierwsze duże litery nazwy angielskiej, np. siltstone – SL), natomiast małymi literami inne cechy (np. *glaukonite* – gl) (fig. 3).

Przyjęto następujące symbole literowe składników ziarnowych i spoiwa badanych zlepieńców, piaskowców i mulowców:

- Qm – kwarc monokrystaliczny;
- Qp – kwarc polikrystaliczny;
- Q = Qm+Qp;
- K – skałen potasowy;
- P – plagioklasy;
- F = P+K;
- L – okruchy skał litycznych;
- Lt = L+Qp;
- B – ziarna szkieletowe (bioklasty).

## STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Zapis stratygraficzny osadów z szeroko rozumianego pogranicza kambru/ordowiku w polskim fragmencie obniżenia bałtyckiego tworzą ekwiwalenty wiekowe dwóch standardowych serii: w dolnym i środkowym odcinku sekwencji kambru górnego (Szymański, 1976, 1977; Lenzion, 1983a, b, 1986b; Bednarczyk, 1984; Mens i in., 1990) oraz w odcinku górnym tremadoku (Modliński, Szymański, 1972, 1997, Szymański, 1974, 1984; Modliński, 1988). Ich grani-

ce według skali regionalnego podziału skandynawskiego (bałtyckiego) są definiowane następująco: pierwszej – w spągu poziomu *Agnostus pisiformis* i w stropie poziomu *Acerocare* (Mens i in., 1990), a drugiej odpowiednio – dolna w spągu poziomu *Rabdinopora* (= *Dictyonema*) *desmograptoides* lub poziomu konodontowego *Cordylodus lindstromi*, górna w stropie poziomu *Kiaerograptus supremus* lub poziomu konodontowego *Paltodus deltifer* (fig. 2).

<sup>3</sup> W grupie skał ilastych wartości liczbowe w uzasadnionych przypadkach zastępowano następującymi określeniami o charakterze półilościowym: nb. – nieobecny, ob. – obecny, l – liczny

W analizowanych polskich profilach otworów wiertniczych granice wymienionych serii prowadzone są kolejno: pierwsza – w spagu ławicy zlepieńców bazalnych kambru górnego, dwie pozostałe, tj. dolna w spagu ławicy zlepieńców bazalnych tremadoku, górna w spagu warstwy zlepieńców bazalnych lub pakietu glaukonitytu arenigu dolnego (latorp).

Jako regionalne holostatotypy kambru górnego i tremadoku *sensu scandinavico (baltico)* traktowane są tradycyjnie profile odsłoneń naturalnych następujących obszarów: pierwszej serii – z wysp Bornholm i Öland, południowego Skåne i regionu Oslo (Lendzion, 1983a, b, 1986b; Mens i in., 1990); drugiej – z regionu Oslo oraz linii glintu pobrzeża bałtyckiego w północnej Estonii i w rejonie St. Petersburga w Rosji (Männil, 1966; Nölvak, 1997).

Sumaryczna miąższość serii osadów kambru górnego i tremadoku waha się od 34,5 m na zachodzie i północnym zachodzie (otw. wiertn. A21-1/95; głęb. 1720,0–1754,5 m) do 00,5 m w skrajnie wschodniej części obszaru (otw. wiertn. Jezioro Okrągłe IG 2; głęb. 967,95–968,0 m).

Zgeneralizowany profil litologiczny, bio- i litostratygrafia kambru górnego i tremadoku oraz charakter ich granic w wybranych polskich profilach otworów wiertniczych przedstawiono na figurach 2 i 3.

#### KAMBR GÓRNY (FURONG)

Za sprawą obocznej zmienności facjalnej kompleks osadów kambru górnego budują w części zachodniej obniżenia bałtyckiego bazalne zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe, piaskowce kwarcowe oraz czarne i ciemnobrunatne iłowce i mułowce bitumiczne z cienkimi przerostami skał węglanowych (wapieni organodetrytycznych, wapieni marglistych, wapieni piaszczystych i wapieni krystalicznych typu sparytów i mikrosparytów) (fig. 4). Część środkową i wschodnią kompleksu osadów kambru górnego budują bazalne zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe, średnioziarniste piaskowce kwarcowe oraz w odcinku przystropowym wapienie piaszczyste i wapienie krystaliczne (sparyty) (fig. 5). Zidentyfikowane spektrum ich szczątków organicznych zawiera trylobity, ramienionogi, małżoraczki, hiolity, konodonty i akritarchy.

Stwierdzona niepełna miąższość osadów górnego kambru jest zmienna i wynosi w profilach części środkowej 0,05–1,50 m (otw. wiertn. Dębowiec Warmiński 2 i Młynary 1), a w profilach części zachodniej 3,90–28,50 m (otw. wiertn. B3-1/81 i A21-1/95).

#### Biostratygrafia

Zespół skalny serii górnokambryjskiej w najpełniej zachowanych sekwencjach tworzą wiekowe ekwiwalenty 6 standardowych poziomów i 3 podpoziomów trylobitowych regionalnego schematu skandynawskiego (Szymański, 1974, 1976; Lendzion, 1983a, b, 1986b; Bednarczyk, 1984). Są to kolejno następujące poziomy i podpoziomy (od najstarszego): *Agnostus pisiformis*, *Olenus* i *Agnostus (Homa-*

*gnostus) obesus*, *Parabolina spinulosa*, *Leptoplastus*, *Peltura* z podpoziomami *praecursor*, *minor*, *scarabaeoides* oraz *Acerocare* (fig. 2).

Identyfikacja pozycji biostratygraficznej osadów czterech z wyżej wymienionych poziomów opiera się na datowaniu ich wieku taksonami indeksowymi (nominalnymi) lub charakterystycznymi. Pozostałe dwa poziomy, tj. poziom *Leptoplastus* i część dolna poziom *Peltura*, tj. podpoziom *praecursor* nie zostały dotychczas potwierdzone materiałem paleontologicznym. Ich brak jest różnie interpretowany. Zdaniem Lendziona (1983a, b) i Bednarczyka (1984) wiąże się z przerwą w sedymentacji (brak depozycji, śródgórnokambryjska erozja), natomiast zdaniem Jaworowskiego i Sikorskiej (2003), zakładających ciągłość sedymentacyjną profilu, może ona wynikać z niedostatecznego stopnia rozpoznania materiału paleontologicznego.

#### Litostratygrafia

Zespół skalny kambru górnego jest reprezentowany przez dwie formalne jednostki litostratygraficzne o randze formacji, które różnią się jakościowym i ilościowym składem litologicznym, miąższością osadów oraz rejonizacją paleogeograficzną. W zachodniej części obniżenia jest to dolny i środkowy odcinek formacji czarnych iłowców bitumicznych z Piaśnicy *sensu* Modliński, Szymański (1997), a w środkowej części obniżenia jest to formacja z Młynar o statusie nieformalnym *sensu* Lendzion (1986b) (*vide* Mens i in., 1990).

Zasięg biostratygraficzny kambryjskiego odcinka formacji z Piaśnicy obejmuje interwał od poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Acerocare* włącznie, a formacji z Młynar interwał od poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Parabolina spinulosa* włącznie (fig. 2).

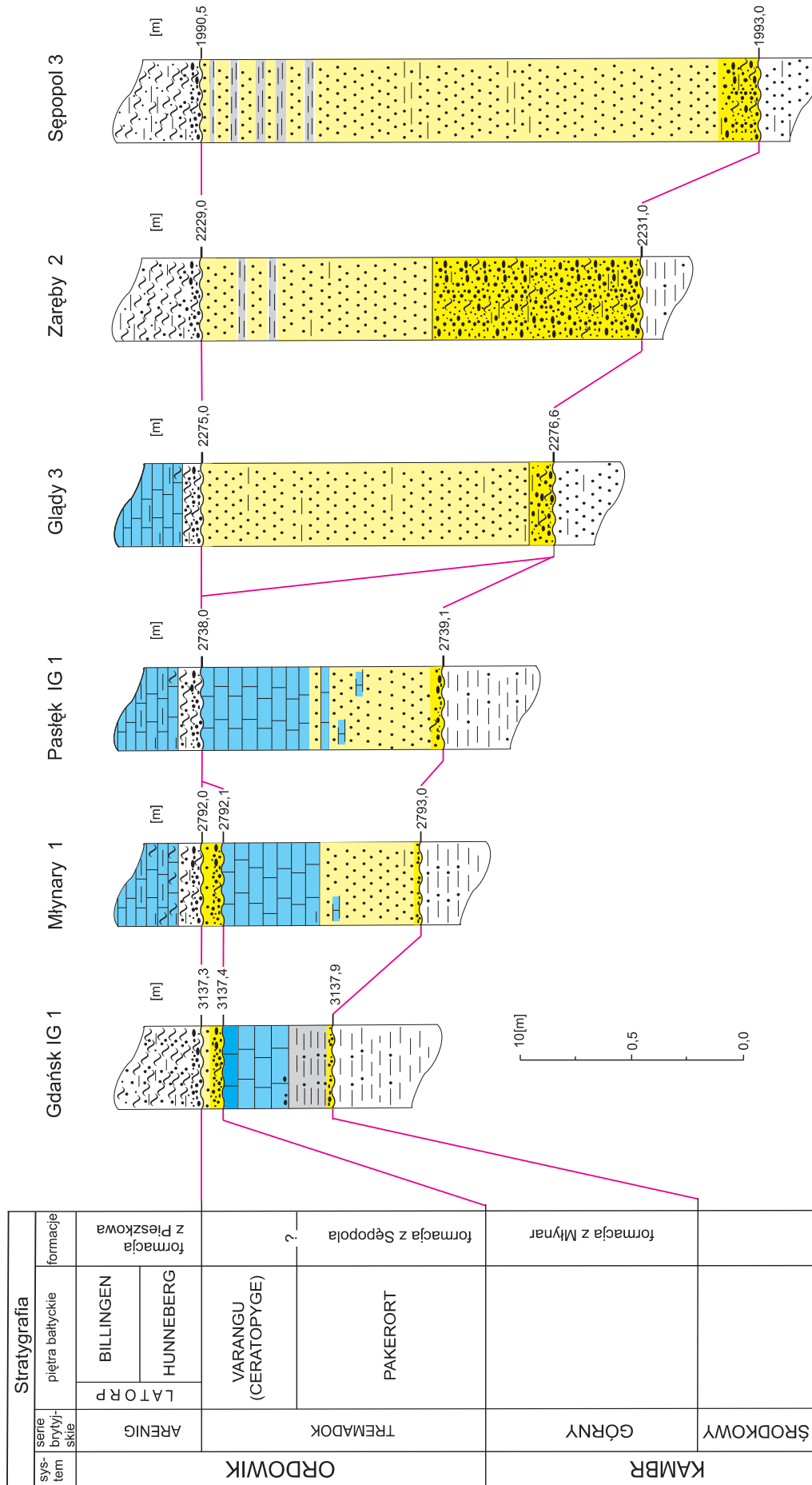
Jako równoważniki kambryjskiego odcinka formacji z Piaśnicy można wskazać dwie wcześniej ustanowione lokalne jednostki litostratygraficzne o charakterze nieformalnym, kreowane w rejonie Łeba–Gdańsk przez Bednarczyka i Turnau-Morawską (1975). Są to: w części dolnej serii formacja słowińska, obejmująca osady z interwału od poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Parabolina spinulosa*, a w części górnej formacja z Piaśnicy z przedziału poziomów *Peltura–Acerocare* (*vide* Mens i in., 1990).

#### TREMADOK (TREMADOK)

Zapis litologiczny tremadoku tworzą w części zachodniej obniżenia bałtyckiego bazalne zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe, piaskowce kwarcowe oraz czarne i ciemnobrunatne iłowce i mułowce bitumiczne (fig. 4), a w części środkowej i wschodniej bazalne zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe, średnioziarniste piaskowce kwarcowe oraz lokalnie w odcinku przystropowym średnioziarniste piaskowce kwarcowe z cienkimi przerostami i laminami czarnych i ciemnobrunatnych iłowców bitumicznych (otw. wiertn. Sępopol 3) (fig. 5). Spektrum







**Fig. 5. Korelacja profili kambru górnego (formacja z Młynar) i tremadoku (formacja z Sępola)**

Indeks barw: ciemnożółty – silikoklastyki (zlepnieńce, piaskowce); jasnożółty – silikoklastyki (iłowce, mulowce); niebieski – wapienie; objaśnienia na figurze 4

Correlation of the Upper Cambrian (Młynary Formation) and the Tremadocian (Sępól Formation) section

Colour index: yellow – siliciclastics (conglomerates, sandstones); light yellow – siliciclastics (sandstones, siltstones); blue – limestones; for explanation see Figure 4

szczątków organicznych serii zawiera graptolity, ramienionogi bezzawiasowe, małżoraczki, konodonty i akritarchy.

Stwierdzona niepełna miąższość osadów tremadoku jest zmienna i wynosi odpowiednio w granicach: w profilach części wschodniej i środkowej obniżenia bałtyckiego 0,05–2,50 m (otw. wiertn. Jezioro Okrągłe IG 2 i Sępopol 3), a w profilach części zachodniej obniżenia 1,00–7,50 m (otw. wiertn. B3-1/81 i B16-1/85).

### Biostratygrafia

Zespół skalny serii tremadockiej budują ekwiwalenty wiekowe 4 standardowych poziomów graptolitowych regionalnego schematu skandynawskiego (Modliński, Szymański, 1972, 1997; Szymański, 1974; Bednarczyk, 1984; Modliński, 1988). Są to: następujące poziomy (od najstarszego): *desmograptoides*, *socialislabelliformis*, *hunnebergensis* i być może poziom *supremus* (fig. 2).

Identyfikacja osadów pierwszych trzech poziomów biostratygraficznych opiera się na datowaniu ich wieku w profilach zachodniej części obniżenia taksonami form wskaźnikowych (nominalnych) lub charakterystycznych. Z osadów poziomu najmłodszego (*supremus*) nie uzyskano dotychczas szczątków przewodnich form graptolitów. Jako potwierdzenie występowania ekwiwalentów wiekowych tego poziomu – przynajmniej jego dolnej części – może służyć występowanie w profilach z rejonu Łeba–Gdańsk form konodontów charakterystycznych dla poziomu konodontowego *deltifer* (Heinsalu, Bednarczyk, 1997).

## CHARAKTERYSTYKA MIKROFACJI

Zapis depozycyjny kambru górnego–tremadoku w polskiej części obniżenia bałtyckiego tworzą dwie grupy mikrofacji hydrogenicznych o kontrastowo odmiennej genezie, które w kategoriach stratygrafii sekwencji reprezentują ciąg systemów depozycyjnych wysokiego poziomu morza (*HST – high-stand system tract*). Są to: grupa mikrofacji terygenicznych (silikoklastycznych) oraz grupa mikrofacji węglanowych (fig. 3).

Zespoły skalne tych dwóch grup mikrofacji różnią się jakościowym i ilościowym składem litologicznym, cechami teksturalnymi i strukturalnymi, inwentarzem taksonomicznym okrucowego materiału biogenicznego oraz zespołami struktur depozycyjnych (Szymański, 1974, 1976, 1977; Modliński, Szymański, 1972; 1997; Lenzion, 1983a, b; Sikorska, 1998, 2007).

Zbiór wyróżnionych mikrofacji zawarty jest między trzema subarealnymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych, będącymi regionalnymi powierzchniami kolejnych transgresji morza, z którymi wiąże się rozległy hiatus stratygraficzny o zmiennym zasięgu. Są to następujące transgresje (od najstarszej): pregórnokambryjska z przełomu kambru środkowego/kambru górnego, pretremadocka na pograniczu kambru górnego i tremadoku oraz prearenidzka z przełomu tre-

### Litostratygrafia

Zespół skalny tremadoku jest reprezentowany przez dwie formalne jednostki litostratygraficzne o randze formacji. Są to: w zachodniej części obniżenia – formacja czarnych iłowców bitumicznych z Piaśnicy (część górna *sensu* Modliński, Szymański, 1997), a w części środkowej i wschodniej – formacja konglomeratów i piaskowców z Sępopola (*sensu* Modliński, Szymański, 1997).

Zasięg stratygraficzny tremadockiego segmentu pierwszej formacji obejmuje tremadok dolny (pakerort) od poziomu *desmograptoides* po poziom *hunnebergensis* i prawdopodobnie dolny i środkowy odcinek nieudokumentowanego paleontologicznie tremadoku górnego (ceratopyge), tj. poziom *supremus*. Zasięg drugiej formacji odpowiada tremadokowi dolnemu (pakerort) od poziomu *desmograptoides* po dolną przypuszczalnie część poziomu *hunnebergensis* włącznie (fig. 2).

Za równoważniki tremadockiego odcinka formacji z Piaśnicy można przyjąć dwie lokalne jednostki litostratygraficzne o statusie nieformalnym, wyróżnione w rejonie Łeba–Gdańsk przez Bednarczyka i Turnau-Morawską (1975). Są to: w części dolnej serii – górna część formacji Piaśnicy *sensu* Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975), obejmująca osady tremadoku dolnego z interwału od poziomu *desmograptoides* po poziom *hunnebergensis*; w części górnej – dolny odcinek górnótremadockiej (ceratopyge) formacji Gardna *sensu* Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975) poziomu *supremus* (*vide* Heinsalu, Bednarczyk, 1997).

madok/arenig. Oznacza to, że asocjacja wyróżnionych mikrofacji jest komponentem dwóch różnowiekowych cyklów sedymentacyjnych, które upraszczając można przyporządkować według Jaworowskiego i Sikorskiej (2003) do modelu cyklu eustatycznego typu gwałtowny wzrost–powolny spadek (*rapid rise-slow fall sensu* Hallam (1978).

Zdefiniowane jednostki mikrofacjalne przyporządkowano w kategoriach stratygrafii sekwencji do dwóch cykli transgresywno-regresywnych *sensu* Jonsona i in. (1985), określanych przez Embry'ego (1995) jako sekwencje T-R. Starszy z tych cykli oznaczono jako T-R 3, młodszy jako T-R 4. Ich osady są łatwe do jednoznacznej i wiarygodnej identyfikacji oraz korelacji w skali regionalnej (fig. 4, 5).

### MIKROFACJE TERYGENICZNE

Jednostki grupy terygenicznej (silikoklastycznej) składają się z trzech wyraźnie skontrastowanych mikrofacji o jednorodnej lub gradacyjnej litologii: zlepieńców kwarcowych i kwarcowo-glaukonitowych (COsa–COsa-gl), piaskowców kwarcowych (SAqw) oraz czarnych iłowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi). Ich osady można

przyporządkować kolejno następującym systemom depozycyjnym zbiornika morskiego: pierwszej – marginalnomorskim środowiskom strefy przybrzeżnej, trwale pozostającym w zasięgu normalnej podstawy falowania oraz drugiej – proksymalnej części otwartego szelfu silikoklastycznego, wreszcie trzeciej – basenowym środowiskom części medialnej szelfu silikoklastycznego o charakterze anaerobowo-dysaerobowym, poddanym epizodycznie krótkotrwałemu działaniu katastroficznych zdarzeń sztormowych. Zapis litologiczny pierwszych dwóch mikrofacji stanowi odzwierciedlenie okresu gwałtownej i szybko rozprzestrzeniającej się transgresji z relatywnie ekstremalnie niską stopą depozycji. Zapis litologiczny trzeciej mikrofacji odpowiada powolnej regresji (przypuszczalnie okresami hamowanej) ze względnie wysoką stopą depozycji. Wszystkie trzy mikrofacji grupy terygenicznej są rozpoznawalne zarówno w obrazie mikro-, jak i makroskopowym.

Zasięg stratygraficzny wyróżnionych kategorii mikrofacjalnych, ich skład litologiczny, pozycję i następstwo pionowe w profilu, charakter granic oraz wzajemne relacje przestrzenne przedstawiono na figurach 2 i 3.

#### Zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe (COsa–COsa-ql) (tabl. I, fig. 1–4)

Osady mikrofacji zlepieńców piaszczystych i zlepieńców piaszczysto-glaukonitowych (COsa–COsa-ql) są rozwinięte w formie dwóch izolowanych jednostek warstwowania. Dolna mikrofacja występuje w spągu serii kambru górnego (poziom *Agnostus pisiformis*), a górna – w spągu serii tremadoku (poziom *Rabdinopora* (= *Dictyonema desmograptoides*) (Szymański, 1974, 1976, 1977; Lenzion, 1983a, b). Obydwie mikrofacje są ułożone niezgodnie i przekraczają na różnowiekowych (polichronicznych) poziomach nierównych powierzchni erozyjnych o genezie subaeralnej odpowiednio: na starszej – pregórnokambryjskiej i na młodszej – pretremadockej. Z silikoklastykami powierzchni pregórnokambryjskiej osady mikrofacji COsa–COsa-ql kontaktują z hiatusem o zmiennym zasięgu, w części zachodniej – nadpoziomu *forchhammerii*, w części środkowej i wschodniej – nadpoziomu *paradoximus* lub nadpoziomu *oelandicus*, a z powierzchnią pretremadocką – z osadami węglanowymi poziomu *Leptoplastus* lub iłowcami i mułowcami bitumicznymi (SLbi–CLbi) poziomu *Acerocare*. Ich granica z różnowiekowymi skałami kambryjskiego podłoża jest zawsze nierówna, ostro zarysowana i wyrazista. Znaczny gradient pionowych zmian wartości parametrów fizykochemicznych między zlepieńcami i skałami podścielającymi sprawia, że płaszczyzna ich kontaktu na wykresach pomiarów geofizycznych naturalnego promieniowania gamma (PG) i neutron-gamma (PNG) jest powszechnie dobrze odwzorowana i łatwa do jednoznacznej identyfikacji (fig. 6–11).

Opis. Zapis litologiczny mikrofacji COsa–COsa-ql tworzą zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe różnoziarniste, czasem drobnoziarniste, zastąpione niekiedy gruboziarnistym, zlepieńcowym piaskowcem kwarcowym

z pojedynczymi klastami skał osadowych. Są to skały o zwartym lub rozproszonym szkielecie ziarnowym, szare lub ciemnoszare, partiami szrobrunatne, o bardzo zmiennym uziarnieniu zwykle ostro skonstrastowanym w stosunku do tła skalnego. Tekstura skał jest bezładna bądź wykazuje partiami słabo zaznaczoną kierunkowość. Skład litologiczny i mineralny skał zlepieńcowych jest słabo zróżnicowany, monotony (Modliński, Szymański, 1972; Szymański, 1974, 1976, 1977).

Zlepieńce mikrofacji COsa–COsa-ql są zbudowane z trzech jakościowo różnych komponentów teksturalnych o odmiennej genezie, które wymieszane występują w zmiennych proporcjach ilościowych. Są to: szkielet ziarnowy, spoiwo mieszane o charakterze matriksu piaszczysto-ilastego bądź cementu właściwego oraz grupa minerałów autigenicznych (neomorficzných). Zmienność relacji ilościowych (objętościowych) członu ziarnowego i tła skalnego sprawia, że skały te tworzą wiele wzajemnych, stopniowych i płynnych przejść od odmian bardziej ziarnistych o zwartym szkielecie ziarnowym do odmian wzbogaconych w materiał ilasty z rozproszonym szkieletem ziarnowym. Czasem zdarza się, że makroskopowo niełatwo zdecydować o przynależności danego odcinka do którejś z odmian.

Ziarnowy szkielet skały tworzą klasty i okruchy skał osadowych (L), ziarna i okruchy skały mono- i polikrystalicznego detrytycznego kwarcu (Qm, Qp), o średnicy do 3 cm, fosfoklasty i konkrecyjne skupienia fosforanów oraz okruchowy materiał bioklastyczny (B). Skład mineralny członu ziarnowego uzupełnia nieliczny muskowitz, powszechnie występujący detrytyczny glaukonit oraz sporadycznie drobne ziarna intensywnie zwietrzałych skaleni (F) i nieliczne allogeniczne minerały ciężkie.

Jakościowy skład okruchowego materiału litycznego tworzą nierównomiernie nagromadzone klasty i okruchy skał osadowych. Są one reprezentowane przez drobno- i różnoziarniste piaskowce kwarcowe, szare i brunatnoszare o spoiwie ilastym i ilasto-krzemionkowym, jasnoszare zlewne kwarcyty (tabl. I, fig. 3), skały fosforanowe i fosforanowo-ilaste (tabl. I, fig. 2) oraz wapienie, w większości średnio- i grubokrystaliczne, podrzędnie organodetrytyczne bądź skrytokrystaliczne, szare i jasnoszare. Podrzędnie obecne są lokalnie także mułowce oraz skały ilaste, głównie typu iłowców z muskowitzem, ciemnoszarych, często poziomo lub faliście laminowanych. Skład i charakter litologiczny materiału okruchowego zlepieńców wskazuje, że w większości pochodzi on z niżej leżącego kompleksu skał kambryjskich, głównie kambru środkowego, podrzędnie kambru górnego.

Stopień obtoczenia komponentów frakcji grubookruchowej jest zwykle zróżnicowany, w większości umiarkowanie dobry, natomiast ich wysortowanie bywa złe. Mniejsze klasty są przeważnie owalne lub dyskoidalne, większe na ogół graniaste lub subangulane (piaskowce, wapienie). Średnica klastów i okruchów jest zmienna, najczęściej waha się od 0,5 do 2,0 cm, maksymalnie osiąga 3–4 cm.

Ziarnowy materiał grubookruchowy w tle skałym jest rozmieszczony bezładnie i nierównomiernie. Z reguły najobficiej nagromadzony bywa w dolnej, zwłaszcza przy-



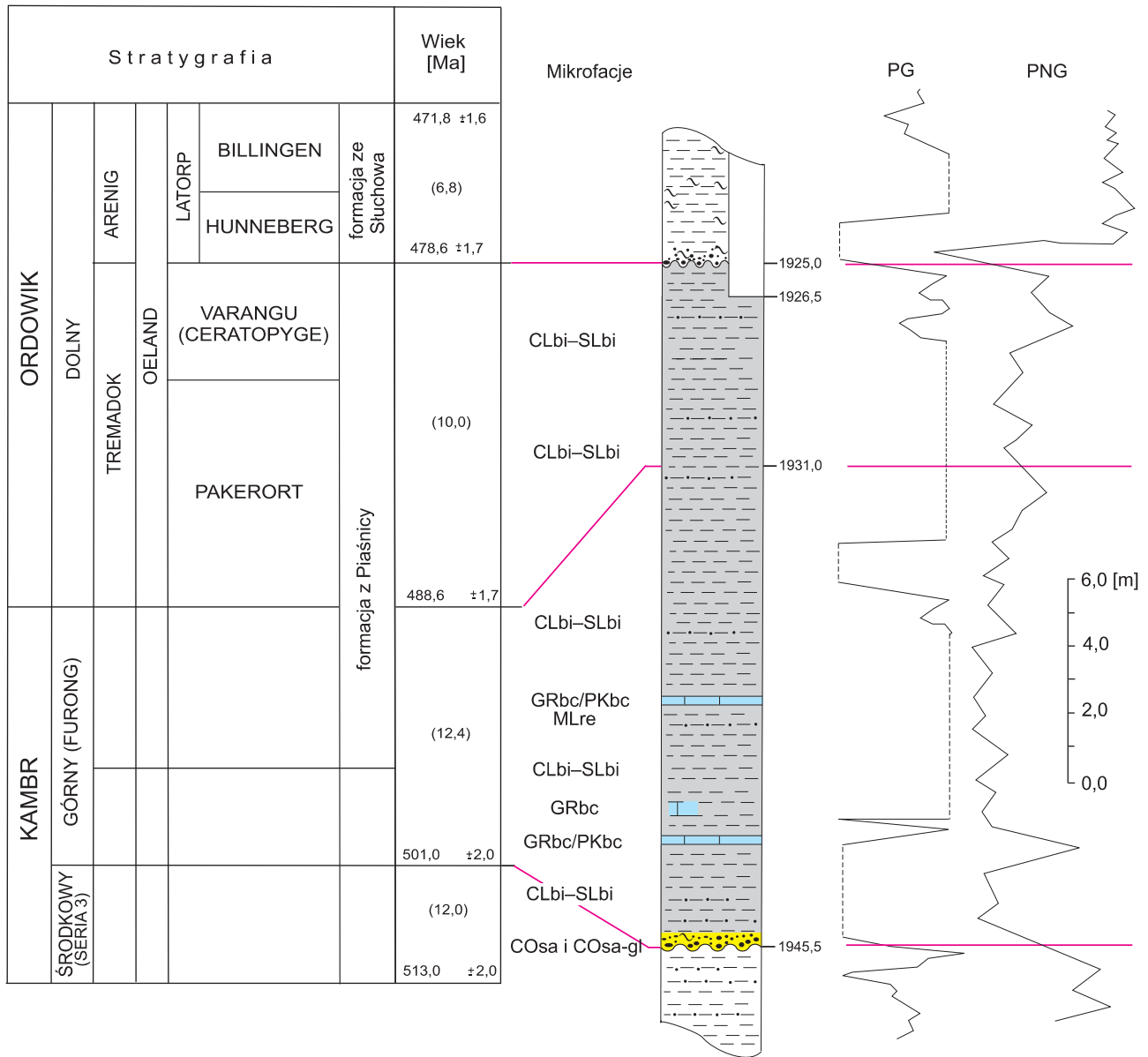


Fig. 6. Profil stratygraficzno-litologiczny kambru górnego i tremadoku (formacja z Piaśnicy), otwór wiertniczy A8-1/83

Objaśnienia na figurze 4

Stratigraphy and lithology of the Upper Cambrian and Tremadocian section (Piaśnica Formation), A8-1/83 borehole

For explanation see Figure 4

spagowej części pakietu, gdzie zawartość klastów często przekracza 30–40% obj. skały. Przeważnie są one ułożone mniej więcej równolegle do niewyraźnych powierzchni uławiczenia lub nierównej płaszczyzny kontaktu z podłożem kambryjskim. W części górnej pakietu materiał okruchowy jest zazwyczaj mniej liczny. Są to często pojedyncze klasty tworzące sporadycznie nieregularne, niewyraźnie wydrebniowane nagromadzenia. Z reguły część klastów jest luźno „zawieszona” w masie piaszczystej lub piaszczysto-ilastej i nie styka się ze sobą bądź kontaktuje punktowo (tabl. I, fig. 1).

Ziarnowy szkielet zlepieńców zawiera okruchowy materiał biogeniczny, na który składa się miejscami obfity detry-

tus skorupek i w różnym stopniu zniszczone skorupki ramienionogów oraz fragmenty pancerzy trylobitów. Sporadycznie zdarza się, że ich detrytus przepelnia skałę, tworząc cienkie, nieregularne ławiczki i smugi muszlowcowe (otw. wiern. Sepopol 3). Zespół komponentów biogenicznych zlepieńców kambru górnego i tremadoku jest taksonomicznie odmienny; pierwszych z nich zawiera w zmiennych proporcjach bioklasty trylobitów i ramienionogów, drugi wyłącznie ramienionogi bezzawiasowe.

Ziarnowe komponenty skały wiążą dwa typy mieszanych spoiw: o charakterze matriksu piaszczysto-ilastego i ilasto-piaszczystego (tabl. I, fig. 3, 4), i/lub typu cementu właści-

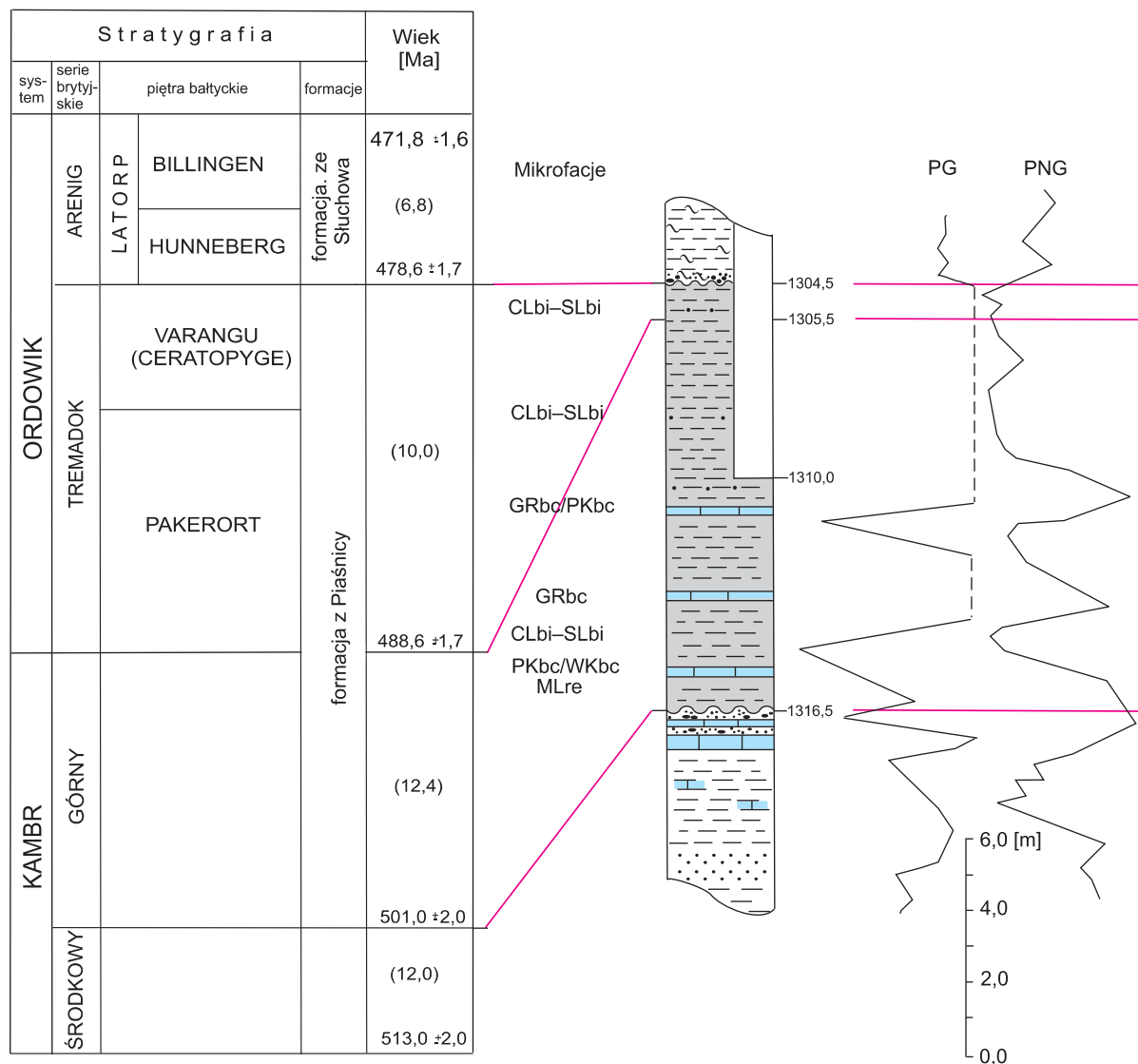


Fig. 7. Profil stratygraficzno-litologiczny kambru górnego i tremadoku (formacja z Piaśnicy), otwór wiertniczy A23-1/88

Objaśnienia na figurze 4

Stratigraphy and lithology of the Upper Cambrian and Tremadocian section (Piaśnica Formation), A23-1/88 borehole

For explanation see Figure 4

wego (tabl. I, fig. 2), zbudowanego z kalcytu, kalcytu i fosforanów, niekiedy z domieszką substancji ilastej (illit/chloryt) oraz strzępiastych skupień substancji bitumniczno-węglistej. Jakościowo niejednorodne spoiwo i cement właściwy są roz mieszczane bezładnie i nierównomiernie, partiami współwystępują w zmiennych proporcjach objętościowych, tworząc niewyraźnie skonstrastowane, nieregularne gniazdo-we skupienia i smugi o nierównych i nieostrych konturach.

Zespół minerałów wtórnych i neogenicznych skały jest reprezentowany przez skupienia kryptokrystalicznej i/lub zrekrystalizowanej krzemionki, agregatowe osobniki glaukonitu, fosforany, strzępiaste skupienia substancji bitumniczno-węglistej, wodorotlenki i tlenki żelaza, syderyt i ankeryt oraz

siarczki, głównie piryty i markasyt, podrzędnie – galenę, chalkopiryty i sfaleryt. Skład mineralny uzupełniają nieliczne allogeniczne minerały ciężkie, takie jak: cyrkon, magnetyt, turmalin, rutil, hipersten, amfibole, anataz i granat.

Zlepieńce są albo masywne i pozbawione widocznych struktur sedimentacyjnych, albo wykazują, zwłaszcza w przystropowym odcinku pakietu, niewyraźnie zaznaczone uwarstwienie poziome lub skośne. Zwykle przejawia się ono istnieniem słabo wyodrębnionych, cienkich ławic na przemian bardziej lub mniej wzbogaconych w materiał okrucowy. Zarówno spągowe, jak i stropowe granice większości ławic są lekko nierówne i nieostre.

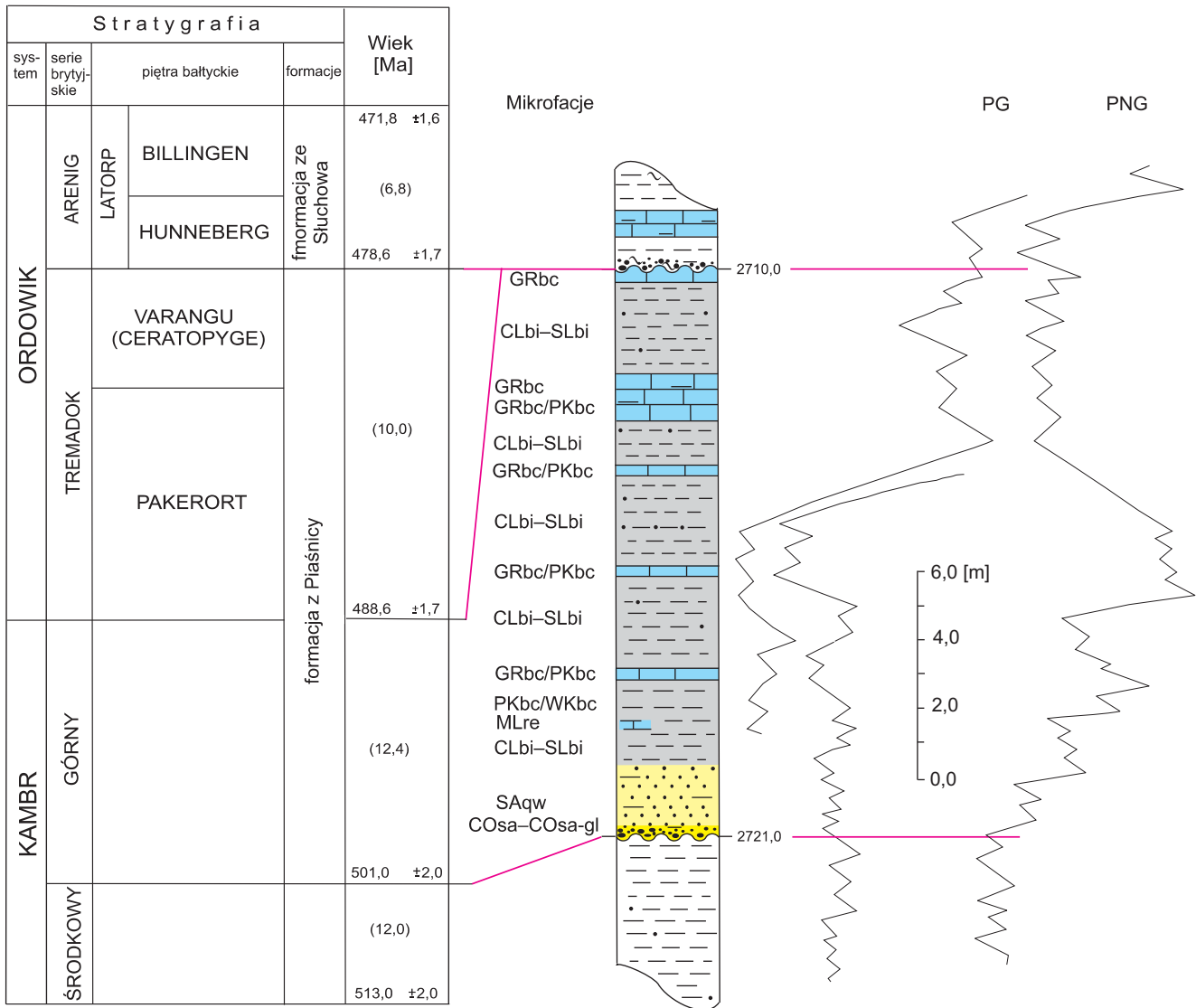


Fig. 8. Profil stratygraficzno-litologiczny kambru górnego i tremadoku (formacja z Piaśnicy), otwór wiertniczy Żarnowiec 5

Objaśnienia na figurze 4

Stratigraphy and lithology of the Upper Cambrian and Tremadocian section (Piaśnica Formation), Żarnowiec 5 borehole

For explanation see Figure 4

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Z wyjątkiem części północno zachodniej obniżenia, tj. strefy osiowej paleobasenu bałtyckiego, mikrofację zlepieńców piaszczystych i zlepieńców piaszczysto-glaukonitowych (COsa-COsa-ql) udokumentowano w formie dwóch izolowanych poziomów w profilach wszystkich pozostałych sektorów – od części zachodniej przez centralną po część wschodnią (fig. 4, 5). Zasięg stratygraficzny mikrofacji można określić następująco: poziomu dolnego – na wąski przedział czasowy wczesnej części doby *Agnostus pisiformis*; poziomu górnego – na początku doby *Rabdinopora* (= *Dictyonema*) *desmograptoides*.

Jednolicie wykształcone poziomy mikrofacji COsa-COsa-ql charakteryzują się prostą architekturą depozycyjną

i licznymi cechami diagnostycznymi dla systemu klastyków przybrzeżnych (marginalnomorskich). Ich trójwymiarowa geometria odpowiada płaskiemu ciału skalnemu o znacznej obocznie ciągłości, o regionalnym rozprzestrzenieniu i relatywnie niewielkiej miąższości, której zmienność stanowi wypadkową sumowania się rezultatów głównie trzech czynników: słabo zróżnicowanej morfologii dna basenu, zmian rozmiarów subsydencji oraz przejawów synsedymencyjnej tektoniki blokowej podłoża.

Stwierdzona miąższość pakietu zlepieńców jest zmienna i waha się od 0,05–0,10 m (otw. wiern. Jezioro Okrągłe IG 2 i B3-9/95) do ok. 1,00 m (otw. wiern. Zareby 2), najczęściej wynosi 0,10–0,20 m (fig. 4, 5). Ich ilościowy udział

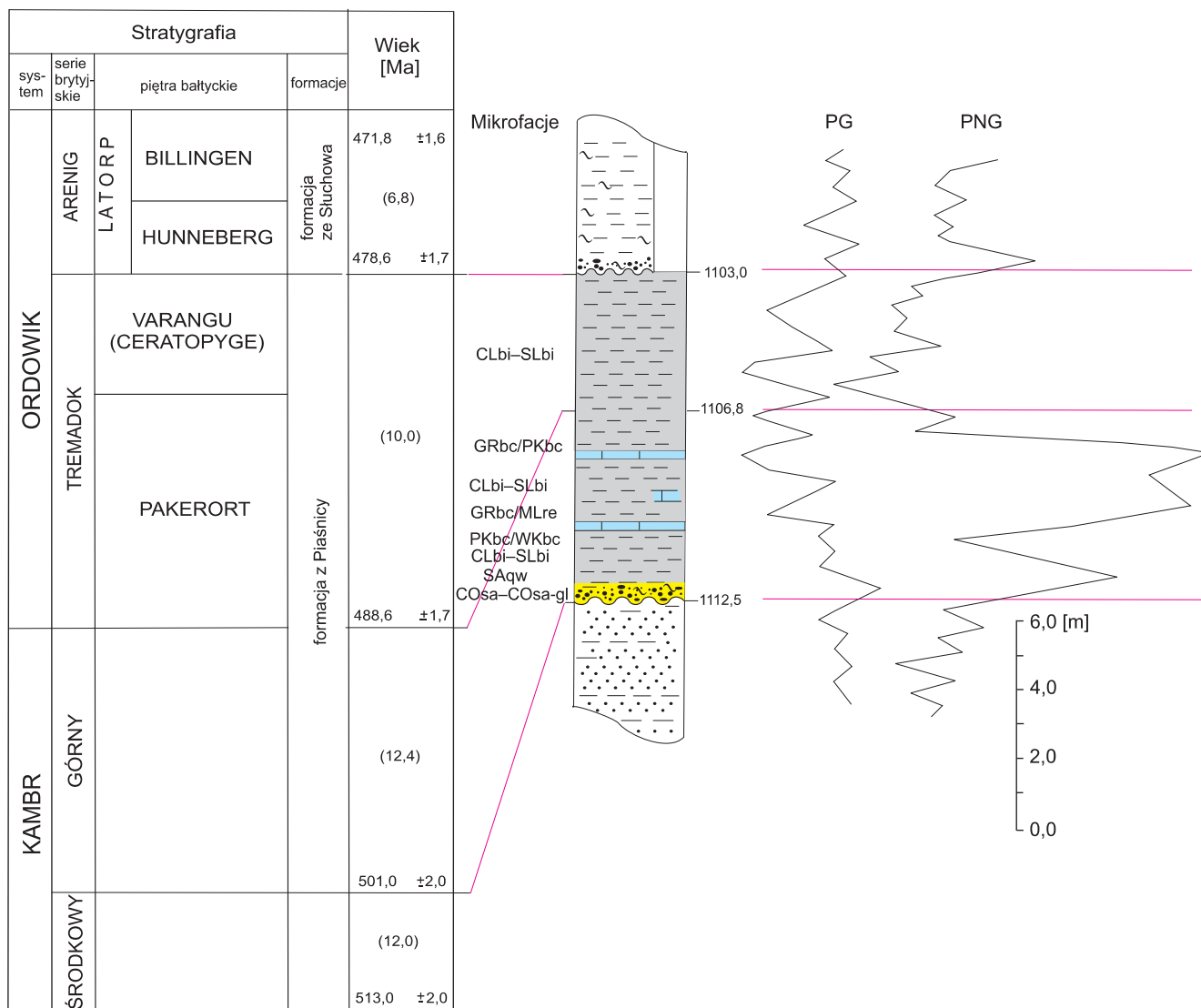


Fig. 9. Profil stratygraficzno-litologiczny kambru górnego i tremadoku (formacja z Piaśnicy), otwór wiertniczy B4-1/81

Objaśnienia na figurze 4

Stratigraphy and lithology of the Upper Cambrian and Tremadocian section (Piaśnica Formation), B4-1/81 borehole

For explanation see Figure 4

w kompleksie skalnym kambru górnego–tremadoku wynosi od ok. 1 do 100% (otw. wiertn. B4-1/81 i Jezioro Okrągłe IG 2), przeciętnie nie przekracza 5–10% miąższości.

**Interpretacja.** Istotnymi cechami mikrofacji zlepieńców piaszczystych i piaszczysto-glaukonitowych (COsa–COsa-ql) o dużym znaczeniu interpretacyjnym są m.in.:

- jej związek z dwoma subarealnymi powierzchniami erozyjnymi o regionalnym zasięgu, dzielącymi osady kambru środkowego i kambru górnego (dolna) oraz kambru górnego i tremadoku (górna);
- obfite występowanie fosforanów, fosfoklastów i okruczego materiału litycznego pochodzenia lokalnego;

- zawartość w składzie litycznego materiału okruczego zlepieńców tremadoku klastów i okruców wapieni kambru górnego;
- duże rozprzestrzenienie powierzchniowe przy niewielkiej relatywnie miąższości i znacznej obocznie ciągłości;
- zaawansowany powszechnie stopień kondensacji osadów i pochodzenie ich materiału z obszarów o intrakratonicznym statusie geotektonicznym.

Wymienione cechy oraz obtoczenie klastów i ich orientacja (ułożenie mniej więcej równoległe do powierzchni uławicenia) wskazują na powstanie osadów mikrofacji wskutek działania falowania, w marginalnomorskiej strefie brzegowej



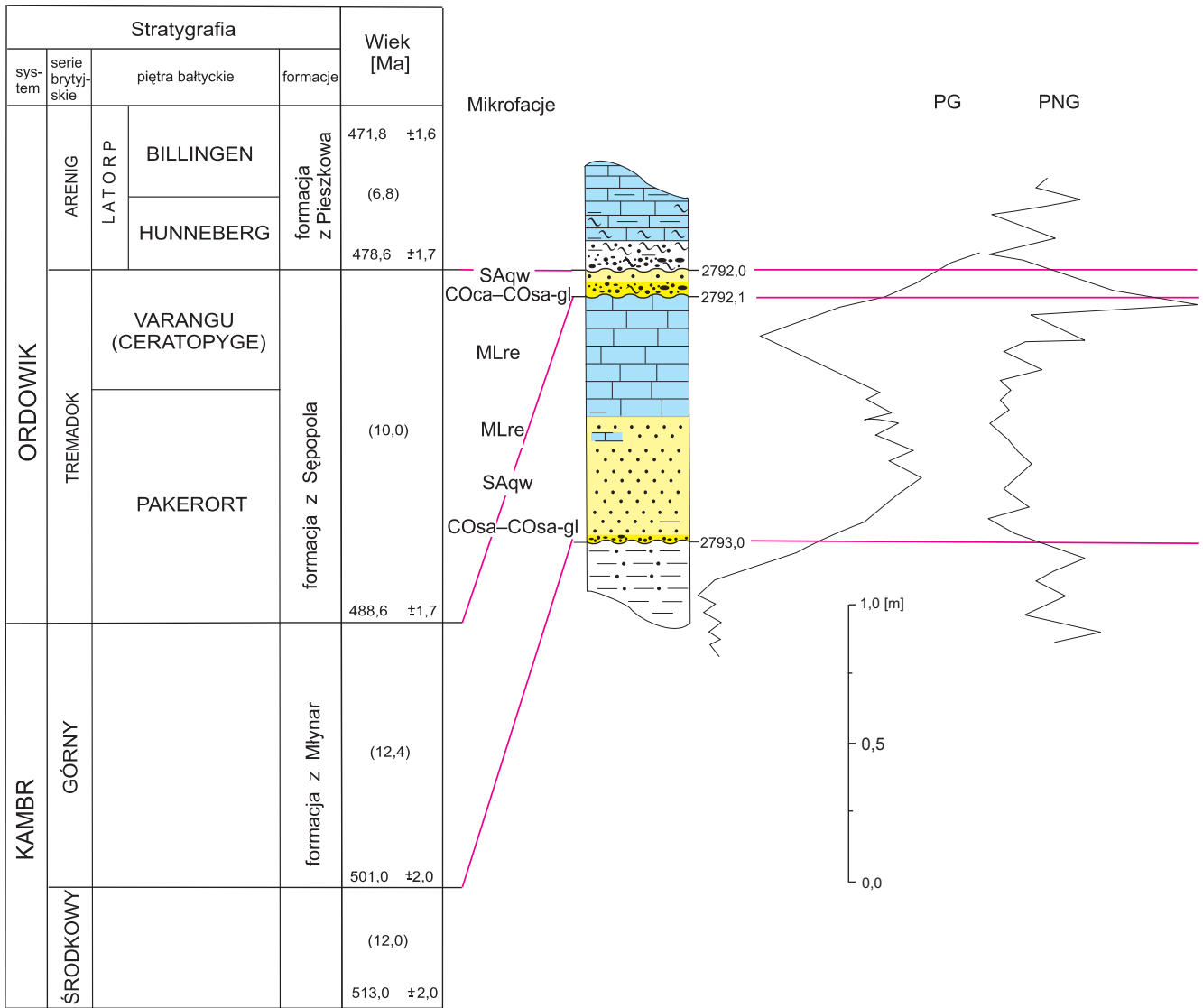


Fig. 10. Profil stratygraficzno-litologiczny kambru górnego (formacja z Młynar) i tremadoku (formacja z Sępopola), otwór wiertniczy Młynary 1

Objaśnienia na figurze 4

Stratigraphy and lithology of the Upper Cambrian (Młynary Formation) and Tremadocian section (Sępopola Formation), Młynary 1 borehole

For explanation see Figure 4

zbiornika o wysokoenergetycznym reżimie wód. Z kolei, niezgodne i przekraczające ułożenie na osadach kambru środkowego lub kambru górnego świadczy jednoznacznie o jej związku z postępującą transgresją, a dokładniej z jej najwcześniejszymi inicjalnymi fazami. Zróżnicowany materiał lityczny klastów składających się na zlepieniec mikrofacji powstał w głównej mierze z przerobienia zwietrzliny lokalnego podłoża (kolejno środko- i górnokambryjskiego) przez przybrzeżne wody morza. Jednolicie wykształcone osady

mikrofacji COsa-COsa-ql mają liczne cechy właściwe dla kategorii zlepieńców podstawowych, tj. grubookruchowych osadów rezydualnych związanych z transgresją morza (*lag. deposits*, cf. Kidwell, 1991; Siggerud, Steel, 1999). Zgradowana powierzchnia podścielająca te osady jest kopalnym zapisem procesu erozji strefy brzegowej, natomiast przykrywające ją zlepience dokumentują moment retrogradacji linii brzegowej zbiornika wodnego.

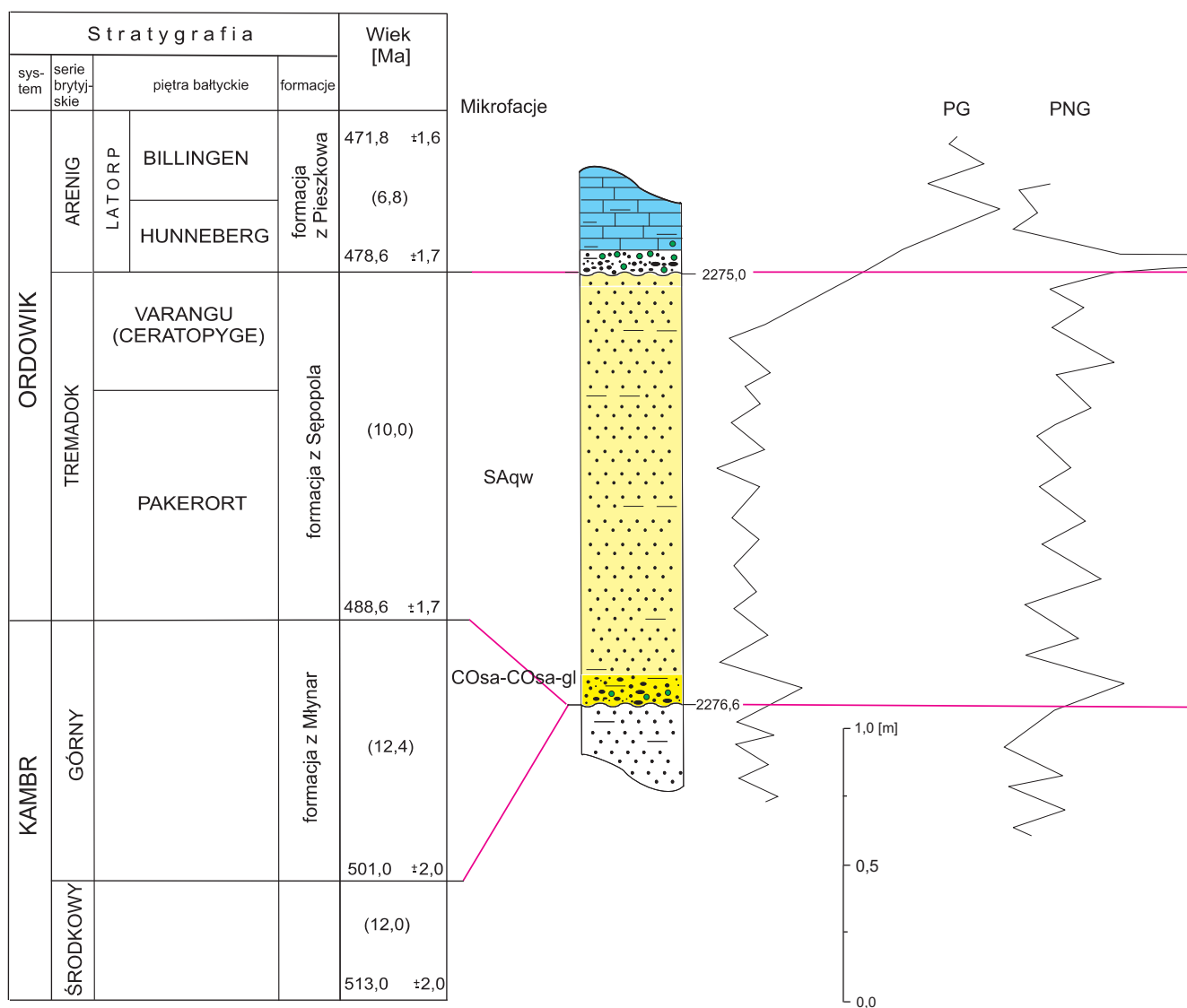


Fig. 11. Profil stratygraficzno-litologiczny tremadoku (formacja z Sępola), otwór wiertniczy Głądy 3

Objaśnienia na figurze 4

Stratigraphy and lithology of the Tremadocian section (Sępola Formation), Głądy 3 borehole

For explanation see Figure 4

### Piaskowce kwarcowe (arenity) (SAqw) (tabl. I, fig. 5–8; tabl. II, fig. 1, 2)

Osady mikrofacji SAqw są rozwinięte, analogicznie jak mikrofacji COsa–COsa-ql, w formie dwóch izolowanych jednostek warstwowania usytuowanych w interwale odpowiednio (fig. 4, 5): dolna – kambru górnego (poziom *Agnostus pisiformis*–*Olenus* i *Agnostus* (*Homagnostus*) *obesus*), górna – tremadoku (poziom *Rabdinopora* (= *Dictyonema*) *desmograptoides*–*supremus*?) (Szymański, 1974, 1976, 1977; Lenzion, 1983a, b). Jako ich podłoże występują powszechnie zlepieńce mikrofacji COsa–COsa-ql, z którymi

piaskowce kwarcowe są związane stopniowym i płynnym, ale szybkim przejściem sedymentacyjnym. Granica piaskowców kwarcowych z podścielającymi zlepieńcami granica piaskowców kwarcowych jest zazwyczaj nierówna i nieostro zarysowana, niekiedy tak dalece, że trudno rozgraniczyć makroskopowo oba typy skał.

Ze względu na regionalny zasięg występowania, stałość położenia i wykształcenia oraz możliwość jednoznacznej identyfikacji na krzywych karotazu geofizycznego (PG, PNG) osady mikrofacji, łącznie z osadami mikrofacji COsa–COsa-ql, można traktować jako przewodni poziom litologiczny (por. Haczewski, 1986), najprawdopodobniej

o granicach izochronicznych (przynajmniej w skali obszaru badań i rozdzielczości istniejących podziałów biostratygraficznych).

**Opis.** Mikrofację SAqw tworzą monotonnie wykształcone oligomiktyczne piaskowce kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe o charakterze dojrzałych mineralogicznie i teksturalnie arenitów kwarcowych, tworzących miejscami, zwłaszcza w profilach zachodniej i środkowej części obniżenia, przejścia do skał typu wak kwarcowych z obfitszym udziałem ilastej masy wypełniającej. Są to skały średnio- i drobnoziarniste o zwartym lub niekiedy rozproszonym szkielecie ziarnowym, szare lub jasnoszare, partiami szarobrunatne, których uziarnienie jest zwykle ostro skonstrastowane w stosunku do tła skalnego. Ich tekstura jest niejednolita bądź bezładna, albo (partiami) ze słabo zaznaczoną kierunkowością.

Jakościowy i ilościowy skład mineralny piaskowców jest słabo zróżnicowany i nie wykazuje w poszczególnych profilach istotnych statystycznie zmian lateralnych. Piaskowce są zbudowane z trzech głównych składników teksturalnych o odmiennej genezie, występujących w zmiennych proporcjach ilościowych. Są to: okruchowy materiał klastyczny tworzący szkielet ziarnowy skały, spoiwo o charakterze cementu właściwego i/lub spoiwo ilaste typu matriksu oraz grupa minerałów diagenetycznych (Modliński, Szymański, 1972; Szymański, 1974, 1976, 1977).

Ziarnowy szkielet skały składa się głównie z ziaren monokrystalicznego kwarcu (Qm), ziaren i okruchów pochodzenia biogenicznego (trylobity, ramienionogi), detrytycznego glaukonitu, muskwitu, intensywnie wtórnie zmienionych skaleni ?plagioklaz (P), ?mikroklin (K) oraz nielicznych minerałów ciężkich. Sporadycznie w piaskowcach przyspągowej części pakietu opisuje się pojedyncze drobne klasty i mikrointraklasty (L) ciemnoszarych iłowców, skał krzemionkowych i skał fosforanowo-ilastych (tabl. II, fig. 2), wyjątkowo wapieni o średnicy 0,2–1,0 cm, maksymalnie 1,5 cm.

Ziarna kwarcu są rozmieszczone w tle skalnym z reguły bezładnie i nierównomiernie (tab. I, fig. 5, 6), czasem – zwłaszcza w piaskowcach wzbogaconych w substancję ilastą – tworzą niewielkie nagromadzenia, wykształcone w postaci cienkich smug bądź bezładnie ułożonych, słabo wyodrębnionych gniazdowych skupień. Zarys większości nagromadzeń jest zwykle nieregularny i nieostry. Zawartość kwarcu w skale jest mienna i waha się od 50 do 70% obj., najczęściej wynosi ok. 60% obj.

Ziarna kwarcu w większości są dobrze lub bardzo dobrze obtoczone. Przeważają formy izometryczne o kształcie sferycznym lub zbliżonym do kulistego. Ilościowy udział ziaren subangularnych i częściowo obtoczonych jest zwykle marginalny lub brak ich zupełnie. Ziarna frakcji powyżej 0,2 mm są zazwyczaj lepiej obtoczone niż ziarna drobniejsze. Część z nich wykazuje istnienie systemu nieregularnych mikrospękań lub fragmentarycznie zachowanych obwódok regeneracyjnych (tabl. II, fig. 1). Ziarna kwarcu są dobrze (arenity) lub umiarkowanie dobrze wysortowane (waki). Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu ( $d_{mf}$ ) wynosi:

w piaskowcach drobnoziarnistych od 0,13 do 0,16 mm, co odpowiada w skali phi wartości 2,95 i 2,5, w piaskowcach średnioziarnistych – 0,35 mm, a wielkość maksymalna ( $d_{max}$ ) osiąga odpowiednio 0,21 i 0,84 mm. Czasem obserwuje się bimodalność rozkładu uziarnienia, gdy najczęstsze ziarna skupiają się w dwóch frakcjach: psamitowej drobnoziarnistej i aleurytowej (pyłowej) lub psamitowej średnioziarnistej i aleurytowej (tabl. I, fig. 6). Zdecydowana większość ziaren kwarcu jest gęsto upakowana i kontaktuje linowo i/lub punktowo (tabl. II, fig. 8). Sporadycznie są one „zawieszane” swobodnie w masie ilastej i tkwią luźno nie stykając się ze sobą lub kontaktując punktowo (tabl. I, fig. 7). W szczególności dotyczy to piaskowców tworzących odmiany przejściowe od arenitów do skał typu wak.

Ziarnowy szkielet piaskowców powszechnie zawiera okruchowy materiał biogeniczny (B), na który składa się miejscami obfity detrytus skorupki i w różnym stopniu zniszczone skorupki ramienionogów oraz fragmenty pancerzy trylobitów. Czasem ich detrytus przepelnia skałę, tworząc cienkie, nieregularne ławiczki i smugi muszlowcowe (otw. wiertn. Sępól 3, Pieszkowo 1 i Głady 3). Zespół komponentów biogenicznych piaskowców kambru górnego i tremadoku jest taksonomicznie odmienny: pierwszych – zawiera w zmiennych proporcjach bioklasty trylobitów i ramienionogów, drugich – wyłącznie ramienionogów bezzawiasowych.

Ziarnowe komponenty skały wiążą spoiwo mieszane o charakterze cementu właściwego zbudowanego z (1) kalcytu, (2) kalcytu i fosforanów (tabl. I, fig. 5, 7), niekiedy z domieszką substancji ilastej (illit/chloryt) oraz (3) strzępiastych skupień substancji bitumiczno-węglistej i/lub typu matriksu ilastego i ilasto-fosforanowego. Jakościowo niejednorodne spoiwo typu cementu właściwego i ilastego matriksu są rozmieszczone bezładnie i nierównomiernie, partiami współwystępują w zmiennych proporcjach objętościowych, tworząc niewyraźnie skonstrastowane, nieregularne gniazdowe skupienia i smugi o nierównych i nieostrych konturach.

Z grupy komponentów autogenicznych w piaskowcach są reprezentowane: zrekrytalizowana lub kryptokrystaliczna krzemionka, niejednorodna optycznie substancja bitumiczno-węglista, izotropowe fosforany, wodorotlenki i tlenki żelaza, bładozielony glaukonit, syderyt i ankeryt oraz siarczki, głównie piryty i markasyt. Skład mineralny skały uzupełniają nieliczne allogeniczne minerały ciężkie, których spektrum jest identyczne jak opisanych wyżej zlepieńców mikrofacji COsa–COsa-ql.

Jako podrzędne przeławiczenia w sekwencji piaskowców występują lokalnie, zwłaszcza w dolnym i górnym odcinku, nieliczne cienkie wkładki i laminy ciemnoszarych iłowców i mułowców bitumicznych. Ich miąższość jest zmienna, maksymalnie osiąga ok. 0,3 m (otw. wiertn. Sępól 3 i Zaręby 2).

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Rozprzestrzenienie osadów mikrofacji SAqw, analogicznie jak zlepieńców mikrofacji COsa–COsa-ql, obejmuje większość obszaru polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego. W profilach północno-zachodniej części regionu mikrofacja jest reprezentowana przez jeden poziom, usytuowany w przyspągowym odcinku

formacji z Piaśnicy (poziom *Agnostus pisiformis*) kambru górnego<sup>4</sup>. Na pozostałym obszarze składa się ona z dwóch izolowanych poziomów występujących w odcinku przyspągowym formacji z Młynar kambru górnego oraz w odcinku środkowym i górnym formacji z Sepopola tremadoku dolnego. Zasięg stratygraficzny mikrofacji można, określić następująco: poziomu dolnego mikrofacji SAqw – na przedział czasowy od wczesnej części doby *Agnostus pisiformis* po dobę *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*, a poziomu górnego – na początki doby *Rabdinopora (=Dictionema) desmograptoides* po dobę *?supremus*.

Jednolicie wykształcone wystąpienia mikrofacji SAqw charakteryzują się prostą architekturą depozycyjną i licznymi cechami właściwymi dla systemu silikoklastyków proksymalnej części otwartego szelfu, którego środowiska trwale pozostawały w zasięgu normalnej podstawy falowania. Ich trójwymiarowa geometria odpowiada płaskiemu ciału skalnemu o znacznej ciągłości, regionalnym rozprzestrzenieniu i relatywnie niewielkiej miąższości. Zmienność przestrzenna mikrofacji SAqw stanowi wypadkową sumowania się, analogicznie jak w przypadku mikrofacji COsa–COsa-ql, trzech czynników, tj. słabo urozmaiconej topografii dna basenu, zmienności lateralnej rozmiarów subsydencji oraz przejawów synsedymenacyjnej tektoniki blokowej podłoża.

Stwierdzona miąższość pakietu piaskowców kwarcowych jest zmienna i waha się od 0,10 do ok. 2,00 m (otw. wiertn. Młynary 1 i Pieszkowo1), najczęściej wynosi 0,20–0,50 m. Ilościowy udział osadów mikrofacji piaskowców kwarcowych w kompleksie skalnym kambru górnego–tremadoku wynosi od 5 do 90% (otw. wiertn.: Darżlubie IG 1, Pieszkowo 1), przeciętnie nie przekracza 10–25% miąższości (fig. 4, 5).

**Interpretacja.** Jednolity skład mineralny osadów mikrofacji SAqw, stopień ich dojrzałości mineralogicznej i charakter teksturalny, regionalne rozprzestrzenienie przy nieznacznej miąższości oraz rozkład uziarnienia sugeruje depozycję z wód o wysokiej energii, pozostających trwale w zasięgu normalnej podstawy falowania. Zaawansowany stopień wysortowania i obtoczenia materiału terygenicznego może świadczyć zarazem o długotrwałej i złożonej drodze transportu i poddaniu go wielokrotnie powtarzającym się krótkotrwałym aktom depozycji, suspensji i przemieszczenia. Za istnieniem związku piaskowców mikrofacji SAqw z proksymalną częścią szelfu silikoklastycznego przemawia pośrednio również fakt obecności drobnych klastów i intramikroblastów ciemnoszarych iłowców, skał krzemionkowych i skał fosforanowo-ilastych, wyjątkowo wapieni oraz ziaren kwarcu „zawieszonych” w masie ilastej (cf. Shanmugam, 1997).

Częstość i pozycja klastów w profilach, ich skład litologiczny i forma występowania pozwala przyjąć, że stanowią

one kopalne świadectwo istnienia w trakcie depozycji górnokambryjskiej i tremadockiej krótkotrwałych okresów subakwalnej erozji między- i śródwarstwowej. O związku analizowanej mikrofacji ze strefą pobrzeża basenu może świadczyć wreszcie powszechne występowanie w składzie osadu szczątków form bentonicznych trylobitów i ramienionogów (Puura, Holmer, 1993).

Jako źródło alimentacji materiału terygenicznego piaskowców mikrofacji SAqw należy wskazać sekwencje dojrzałych mineralogicznie i teksturalnie silikoklastyków głównie kambru środkowego i górnego. W kategoriach geotektonicznych materiał ten pochodzi w większości z obszarów o statusie intrakratonicznym.

Zespoły skalne mikrofacji COsa–COsa-ql i SAqw można sklasyfikować łącznie jako skondensowane osady członu transgresywnego dwóch różnowiekowych cykli sedymentacyjnych o charakterze transgresywno-regresywnym (T-R) w rozumieniu Johnson i in. (1985), starszego – górnokambryjskiego (T-R 3) i młodszego – tremadockiego (T-R 4). Zarówno spągowe, jak i stropowe granice wyróżnionych cykli są tożsame z regionalnymi powierzchniami niezgodności erozyjnych o genezie subarealnej, z którymi wiąże się powszechnie rozległy hiatus stratygraficzny o zmiennym zasięgu (fig. 3). W kategoriach stratygrafii sekwencji osady mikrofacji COsa–COsa-ql i SAqw reprezentują ciąg transgresywny systemów depozycyjnych wysokiego poziomu morza. Ich wyróżnikiem jest ekstremalnie niska stopa depozycji, będąca zapisem kopalnym dwóch bardzo szybkich i gwałtownych transgresji, które po okresie rozległej emersji i panowania warunków subarealnych wtargnęły na tereny łądu o słabo urozmaiconej morfologii.

#### **Czarne iłowce i mułowce bitumiczne (CLbi–SLbi) (tabl. II, fig. 3–8; tabl. III, fig. 1)**

Zapis depozycyjny mikrofacji ciemnych iłowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi) jest rozwinięty w formie wyraźnie zindywidualizowanej sekwencji skalnej o gradacyjnej litologii i regionalnym rozprzestrzenieniu. Sekwencja ta w części środkowej obniżenia bałtyckiego ujawnia układ dwudzielny. Jest rozdzielona przez poziom mikrofacji zlepieńców COsa–COsa-ql i piaskowców SAqw tremadoku. Jako ich podłoże występują powszechnie piaskowce mikrofacji SAqw. Bezpośredni nadkład tworzą: w części zachodniej obniżenia bałtyckiego – kompleks iłowców z lokalnie rozwiniętym poziomem glaukonitytu i/lub transgresywnych zlepieńców bazalnych formacji ze Słuchowa, a w części środkowej – sekwencja węglanów z glaukonitytem i transgresywnym zlepieńcem bazalnym formacji z Pieszkowa arenigu dolnego (Iatorp). Z podścielającymi piaskowcami kwarcowymi granica osadów mikrofacji CLbi–SLbi ma charakter sedymentacyjny, jest zazwyczaj dobrze czytelna,

<sup>4</sup> Stwierdzany w profilach skrajnie północno-zachodniej części obniżenia brak tremadockiego poziomu mikrofacji zlepieńców (COsa–COsa-ql) i piaskowców (SAqw) można interpretować jako ciągłość sedymentacji górnokambryjskiej i tremadockiej, albo jako rezultat pierwotnie małego stopnia lityfikacji podścielających skał ilastych sekwencji kambru górnego



nierówna i ostro zarysowana. Z młodszymi utworami arenigu dolnego (latorp) osady mikrofacji CLbi–SLbi kontaktują ze znacznym hiatusem stratygraficznym o zmiennym zasięgu, wzdłuż nierównej powierzchni niezgodności erozyjnej (fig. 4, 5).

Zasięg stratygraficzny osadów mikrofacji w najlepiej zachowanych profilach obejmuje kolejno następujące interwały: w segmencie górnokambryjskim – od górnej części poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Acerocare* włącznie, w segmencie tremadockim – od górnej części poziomu *Rabdinopora* (= *Dictyonema*) *desmograptoides* po poziom *hunnebergensis* i być może dolną część nieudokumentowanego paleontologicznie poziomu *supremus* (Szymański, 1974, 1976, 1977; Lendzion, 1983a, b; Heinsalu, Bednarczyk, 1997; Modliński, Szymański, 1997) (fig. 2).

Opis. Zapis mikrofacji CLbi–SLbi tworzy monotonicznie wykształcona sekwencja regularnie laminowanych (tabl. II; fig. 3–5) i mikrolaminowanych (tabl. II, fig. 6, 7) iłowców i mułowców. Zdarzają się również bezstrukturalne partie skał ostro skonstrastowane w stosunku do skał otaczających, które wyróżniają wysoki stopień diagenety i płaska oddzielność<sup>5</sup>. Ich barwa jest jednolita, szara i ciemnoszara, partiami czarna z odcieniem ciemnobrunatnym.

Znaczna część sekwencji jest lokalnie intensywnie zsylikowana, miejscami spirytyzowana bądź impregnowana fosforanami i substancją bitumiczną (kerogen), wyjątkowo skalcytizowana. Czasem obecne są owalne конкреcje, cienkie płaskury i gniazdowe skupienia wapienne, wapieno-fosforanowe i siarczkowe o średnicy do 3 cm. Spektrum struktur sedymentacyjnych tworzą: nieliczne subakwalne śród- i międzywarstwowe powierzchnie erozyjne, hieroglify prądowe oraz struktury deformacyjne, którym towarzyszą epizodycznie ślady aktywności życiowej nieskieletowych organizmów bentonicznych (?*fodinichnia*). Struktura iłowców i mułowców jest pelitowa, pelitowo-aleurytowa lub aleurytowa, tekstura regularnie poziomo laminowana i mikrolaminowana, miejscami bezładna, smużysta bądź gniazdowa i soczewkowa.

Jakościowy i ilościowy skład mineralny iłowców i mułowców jest słabo zróżnicowany i nie wykazuje w poszczególnych profilach istotnych statystycznie zmian lateralnych. Zasadniczym składnikiem skały jest mieszanina minerałów ilastych złożona z illitu/chlorytu, kaolinitu i drobno-łuseczkowych minerałów ilastych o strukturze pakietów ?mieszanych, obficie i nierównomiernie rozmieszczony detrytyczny kwarc frakcji aleurytowej, substancja bitumiczna i/lub bitumiczno-węglista (sapropelowa materia organiczna), izotropowe fosforany (tabl. II, fig. 8) oraz siarczki, głównie piryt, markasyt, sfaleryt, galena i chalkopiryt (tabl. III, fig. 1). Ilościowo podrzędnie reprezentowane są drobne ziarna ciemnozielonego allogenicznego glaukonitu, konkrecyjne skupienia kryptokrystalicznej krzemionki (tabl. II, fig. 8) oraz strzępiaste sku-

pienia materii węglisto-chitynowej. Skład mineralny skały uzupełniają sporadycznie niewielkie ilości łyszczyków, w większości muskowitu, śladowo biotyту, nieliczne drobne ziarna zwietrzałych skaleni (F) (?plagioklaz, ?mikroklin) frakcji aleurytowej oraz węglany, głównie kalcyt i dolomit, podrzędnie syderyt i ankeryt oraz ziarnisty materiał biogeniczny reprezentowany przez strzępy rabdozomów graptolitów, fragmenty pancerzy trylobitów i okruchy skorupki ramienionogów. Z grupy allogenicznych minerałów ciężkich w mułowcach stwierdzono nieliczne drobne ziarna cyrkonu, magnetytu, turmalinu i rutyłu.

Zawartość materiału detrytycznego w skałe jest zmienna i waha się od 2,0–3,0% obj. (iłowce bitumiczne) do 3,0–15,0% obj. w iłowcach właściwych i 15,0–50,0% obj. w iłowcach mułowcowych oraz 50,0–70,0% obj. w mułowcach (tabl. II, fig. 7). Ziarna materiału detrytycznego są dobrze wysortowane i słabo lub tylko częściowo obtoczone, wyjątkowo ostrokrawędziste. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu ( $d_{mf}$ ) wynosi 0,04 mm, a wielkość maksymalna ( $d_{max}$ ) osiąga wartość 0,07 mm, wyjątkowo 0,09 mm. Ziarnowy materiał detrytyczny bywa rozsiany równomiernie w tle ilastym skały bądź tworzy miejscami obfitsze nagromadzenia w formie nieciągłych lamin, smug i pasm o nieregularnym przebiegu i nieostrych konturach.

Zespół iłowców i mułowców cechuje wysoka frekwencja i powszechność występowania siarczków, głównie pirytu i markasytu, podrzędnie sfalerytu, galeny i chalkopiryту. Zawartość i forma występowania siarczków są zmienne. Większość tworzy drobno dyspersyjny pigment rozsiany mniej lub bardziej równomiernie w tle substancji ilastej i bitumicznej. Pozostałe są wykształcone w formie nieregularnych konkrecyjnych skupień (tabl. II, fig. 3, 4) i płaskurów o średnicy do 1,0 cm, impregnacji szczątków organicznych, drobnych struktur pochodzenia mikrobialnego oraz niekiedy w charakterze spoiwa wypełniającego przestrzenie interstycjalne między ziarnami kwarcu w mułowcach.

Jakościowy skład mineralny, uziarnienie i stopień wysortowania materiału terygenicznego, wreszcie typ uławicenia i ogólny *habitus* iłowców i mułowców są podobne. Zasadnicza różnica ich cech petrograficznych sprowadza się głównie do odmiennych relacji ilościowych substancji ilastej i terygenicznego kwarcu: w iłowcach pierwszy z tych komponentów zdecydowanie przeważa (>70,0% obj.), w mułowcach ilastych i mułowcach stanowi od 30 do 50% obj. skały (tabl. II, fig. 6, 7).

Zmienność relacji ilościowych głównych komponentów iłowców i mułowców sprawia, że tworzą one zwykle wiele odmian petrograficznych, powiązanych w następstwie pionowym stopniowymi i płynnymi na ogół przejściami. Ich wzajemne granice są przy tym zazwyczaj makroskopowo na tyle nieostre i płynne, że niejednokrotnie trudno makroskopowo rozgraniczyć poszczególne odmiany. W szczególności

<sup>5</sup> Często podkreślona równoległym ułożeniem minerałów łyszczykowych (muskowit) oraz szczątków rabdozomów graptolitów

dotyczy to wzajemnych przejść iłowców i iłowców bitumicznych oraz iłowców mułowcowych i mułowców.

Zarówno iłowce, jak i mułowce tworzą dwie niewyraźnie różniące się od siebie jednostki warstwowania: jednostki proste (= elementarne) – cienkie ławice, laminy i mikrolaminy jednorodnie litologicznie, zbudowane z jednego określonego typu litologicznego skały oraz jednostki złożone, tj. o gradacyjnej litologii – z zestawami lamin i mikrolamin o jednorodnej lub gradacyjnej litologii. Ich miąższość jest zmienna i wynosi dla pierwszych 0,1–0,3 m, a dla drugich 0,2–0,6 m. Czasem przebieg zestawów lamin i pojedynczych lamin jest nieciągły, niektóre wyklinowują się, zanikają lub rozwidlają się, inne ujawniają istnienie szeregu drobnych nabrzmień i przewężeń. Sposób rozmieszczenia i częstość występowania wyróżnionych jednostek warstwowania nie wykazuje w następstwie pionowym i rozkładzie lateralnym widocznych prawidłowości statystycznych.

Zróźnicowanie barwy osadu i składu mineralnego posłużyły za kryterium wyróżnienia w obrębie mikrofacji dwóch submikrofacji: czarnej CLbc-SLbi – reprezentowanej przez czarne iłowce laminowane i mikrolaminowane z dużą zawartością substancji bitumicznej oraz submikrofacji jasnej CLbc-SLbi, którą wyróżnia relatywnie mała w stosunku do tła koncentracja substancji bitumicznej i fosforanów przy podwyższonym udziale detrytycznego kwarcu (tabl. II, fig. 6, 7). Między obydwoma odmianami obserwuje się zazwyczaj przejścia ciągłe w pionie, często w obrębie jednej warstwy, tj. interwarstwowe. Częstsze są jednak przejścia międzywarstwowe, tj. między warstwami jednolitymi, należącymi do jednej lub drugiej submikrofacji.

Rozprzestrzenienie i miąższość. Stwierdzone rozprzestrzenienie osadów mikrofacji CLbi-SLbi, analogicznie jak mikrofacji zlepieńców COsa-COsa-ql i piaskowców SAqw, obejmuje większość obszaru polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego. W profilach części północno-zachodniej regionu mikrofacja jest reprezentowana przez jeden poziom, usytuowany w środkowym i górnym odcinku formacji z Piaśnicy kambru górnego (poziom *Agnostus pisiformis*-*Acerocare*), na pozostałym obszarze składa się ona z dwóch izolowanych poziomów występujących w odcinku przyspągowym formacji z Młynar kambru górnego (poziom *Agnostus pisiformis*) oraz w odcinku przystropowym formacji z Sępola tremadoku dolnego (poziom *?hunnebergensis*) (fig. 5).

Jednolicie wykształcone wystąpienia mikrofacji czarnych iłowców i mułowców bitumicznych (CLbi-SLbi) charakteryzuje prosta architektura depozycyjna oraz liczne cechy właściwe dla systemu silikoklastyków medialnej części otwartego szelfu silikoklastycznego, którego środowiska okresowo pozostawały w zasięgu sztormowej podstawy falowania. Ich trójwymiarowa geometria odpowiada płaskiemu ciału skalnemu o znacznej obocznie ciągłości, regionalnym rozprzestrzenieniu i relatywnie umiarkowanej miąższości. Zmienność zasięgu przestrzennego mikrofacji (CLbi-SLbi) należy interpretować jako wypadkową sumowania się rezultatów głównie dwóch czynników – rozmiarów subsydenencji oraz zakresu i skali synsedymenacyjnej tektoniki blokowej podłoża. Stwierdzona miąższość pakietu iłowców

i mułowców bitumicznych jest zmienna i waha się od 0,15–0,20 (otw. wiertn. Gdańsk IG 1 i Młynary 1) do ok. 34,00 m (otw. wiertn. A21-1/95), najczęściej wynosi ok. 6,00–11,00 m. Ilościowy udział osadów mikrofacji w kompleksie skalnym kambru górnego-tremadoku wynosi 0–90,0% (otw. wiertn. Głady 3 i B6-1/82), przeciętnie nie przekracza ok. 30–70% miąższości (fig. 4, 5).

Interpretacja. Jakościowy skład i wykształcenie osadów mikrofacji wskazuje na depozycję w spokojnych warunkach hydrodynamicznych strefy przydennej (Aigner, 1985; Simpson, Eriksson, 1990), w środowisku euksynicznym (Jaworowski, 2000), poniżej strefy fotycznej. Pelityczny materiał ilasty w większości był osadzony z zawiesiny w okresach niskiej energii wód środowiska sedymentacji, natomiast grubszy – mułowo-pyłowy akumulowany z przesłony trakcyjnej przez wody o większej energii, związane z prądami dennymi i krótkotrwałymi gwałtownymi epizodami katastroficznymi (sztormowymi). Osady mikrofacji można porównać do iłów/mułów środowisk anaerobowo-dysaerobowego otwartego lub izolowanego szelfu epikontynentalnego (część medialna) z dominacją środowisk, do których sporadycznie docierał materiał grubszy głównie frakcji aleurytowej, przyniesiony w okresach silnych i gwałtownych sztormów.

Zakres i skala anoksji wód zbiornika może być interpretowana – przynajmniej częściowo – jako rezultat istnienia elementów o charakterze barier morfologicznych, morfologiczno-strukturalnych lub skarp strukturalnych skorupy ziemskiej, które zaznaczały się niemal w sposób ciągły w górnokambryjsko-tremadockim odcinku skali czasu geologicznego. Ich system, rozmieszczenie i rozmiary mogły prowadzić do utrudnionej okresami komunikacji z wodami oceanu światowego. Znaczna ilość materii organicznej w składzie osadu jest poligenicznego pochodzenia i może być interpretowana jako wynik działalności mikroorganizmów (endobiontów, w tym głównie bakterii i grzybów) i/lub podmorskich ekskalacji, które przy długotrwałej ekspozycji subakwalnej umożliwiły powszechny rozwój intensywnych procesów biomineralizacji wywołanej procesami życiowymi organizmów endolitycznych (bakterie, grzyby).

Jako źródło alimentacji materiału terygenicznego iłowców i mułowców mikrofacji (CLbi-SLbi) należy wskazać sekwencje silikoklastyków, głównie kambru środkowego i górnego. W kategoriach geotektonicznych materiał ten pochodzi z obszarów o statusie intrakratonicznym. Znaczne koncentracje materii organicznej oraz fosforanów i siarczków niektórzy autorzy skłonni są wiązać z ekshalacjami i aktywnością wulkaniczną na terenach obrzeżających kraton prekambryjski od zachodu (Petersell i in., 1987).

Łowce i mułowce bitumiczne polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego są facjalnym odpowiednikiem łupków ałunowych Skandynawii (Regnell, 1960; Anderson i in., 1985) i łupków dictyonemowych krajów nadbałtyckich (Estonia, Rosja – obwód Kaliningradzki) (Zagorodnych i in., 2001) i rejonu St. Petersburga, Litwy (Laškova, 1994; Laškova, Marčinkevičius, 1994; Laškova, 2000), bogatych w materię organiczną i odznaczających się podwyższonymi w skali regionalnej zawartościami uranu (Siggerud, 1958;

Petersill i in., 1987; Pukkonen, Ramma, 1992; Loog, Petersill, 1994, Loog i in., 1995). Zarazem są one najbogatszym w materię organiczną – obok łożysk bitumicznych syluru (landower) – macierzystym medium skalnym serii staropaleozoicznej basenu bałtyckiego (Kler, Nenachova, 1971; Burcharedt, Nielsen, 1985; Burcharedt, Lewan, 1990; Brangulis i in., 1993; Vejbaeck i in., 1994).

Zespoły skalne mikrofacji CLbi–SLbi można sklasyfikować łącznie jako osady członu regresywnego dwóch różnowiekowych cykli sedimentacyjnych o charakterze transgresywno-regresywnym (T-R) w rozumieniu Johnson i in., (1985): starszego – górnokambryjskiego (T-R 3) i młodszego – tremadockiego (T-R 4). Zarówno spagowe, jak i stropowe granice wyróżnionych cykli są tożsame z regionalnymi powierzchniami niezgodności erozyjnych o genezie subarealnej, z którymi wiąże się powszechnie rozległy hiatus stratygraficzny o zmiennym zasięgu. W kategoriach stratygrafii sekwencji osady mikrofacji CLbi–SLbi reprezentują ciąg regresywny cykli depozycyjnych wysokiego poziomu morza. Ich wyróżnikiem jest relatywnie intensywna depozycja, będąca kopalnym zapisem dwóch długotrwałych i powolnych, okresami hamowanych pulsów regresji, które nastąpiły po epizodach krótkotrwałych, gwałtownych transgresji: starszej z początków kambru górnego i młodszej z przełomu kambru górnego/tremadoku.

#### MIKROFACJE WĘGLANOWE

Grupę hydrogenicznych mikrofacji węglanowych tworzą osady czterech odmiennych jakościowo litotypów, które różnią się zawartością, rodzajem i uziarnieniem składników ziarnowych, stopniem ich wysortowania i zakresem selekcji, wzajemnymi relacjami ilościowymi między nimi, wreszcie składem i charakterem spoiwa. Są to następujące mikrofacje: greistonów bioklastycznych (GRbc), greistonów/pakstonów bioklastycznych (GRbc/PAbc), pakstonów/wakstonów bioklastycznych (PKbc/WKbc) oraz sparytów i mikrosparytów (LMre). Ich relacje ilościowe (miąższościowe) w poszczególnych profilach są zmienne. W większości sekwencji zachodniej części obniżenia bałtyckiego (fm. z Piaśnicy) przeważają greinstony/pakstony bioklastyczne, niekiedy pakstony/wakstony bioklastyczne z podrzędnym udziałem sparytów i mikrosparytów, a w sekwencjach części środkowej (fm. z Młynar) – sparyty i mikrosparyty.

Z wyjątkiem sparytów i mikrosparytów, przejścia między poszczególnymi mikrofacjami węglanowymi są na ogół stopniowe, niekiedy trudno w ogóle określić ich granice, a czasem nawet niełatwo zdecydować o przynależności danego odcinka profilu do którejś z mikrofacji. W szczególności dotyczy to ich wzajemnych przejść w obrębie pojedynczej ławicy.

Spośród wyróżnionych mikrofacji hydrogenicznych grupy węglanowej pierwsze dwie kategorie są rozpoznawalne zarówno w obrazie mikro-, jak i makroskopowym, dwie pozostałe można zdiagnozować wyłącznie na podstawie jakościowych i ilościowych analiz mikroskopowych.

Ilościowy udział osadów węglanowych w kompleksie skalnym kambru górnego–tremadoku wynosi: w profilach części zachodniej – od ok. 5 do 15% (otw. wiertn. B6-1/82 i B3-3/81); w profilach części środkowej nie przekracza 25–50% (otw. wiertn. Białogóra 6 i Olsztyn IG 2) miąższości (fig. 4, 5).

Zasięg stratygraficzny poszczególnych mikrofacji, ich pozycję w profilu, skład litologiczny i charakter granic oraz wzajemne relacje przestrzenne przedstawiono na figurach 1 i 2.

#### Greinstony bioklastyczne (GRbc)

(tabl. III, fig. 2, 3)

Osady mikrofacji greistonów bioklastycznych GRbc są rozwinięte w formie wyraźnych cienkich izolowanych przewarstwień, ławic, lamin i nieregularnych gruzłów o jednorodnej lub gradacyjnej litologii, których liczba w poszczególnych profilach jest zmienna. Z otaczającymi łożyskami i mułowcami mikrofacji CLbi–SLbi ich granice są zazwyczaj wyraźne i dobrze czytelne, w stropie – o charakterze stopniowego i szybkiego przejścia sedimentacyjnego, a w spagu – najczęściej o pokroju nierównych, często lekko falistych powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych i/lub sedimentacyjno-erozyjnych, których większość pokryta jest cienkimi powłokami ilastymi lub ilasto-fosforanowymi o charakterze rezydualnym.

Zasięg stratygraficzny osadów mikrofacji w najpełniej zachowanych profilach zachodniej części obniżenia obejmuje interwał od górnej części poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Acerocare* włącznie (Szymański, 1974, 1976, 1977; Lendzion, 1983a, b; Mens i in., 1990; Heinsalu, Bednarczyk, 1997) (fig. 2).

Opis. Zapis mikrofacji GRbc tworzy monotonicznie wykształcone bitumiczne kalcy- i kalcy-silikoklastyki typu greistonów bioklastycznych (trylobitowo-ramienionogowych), zawierające niekiedy pojedyncze intraklastyki. Jakościowy skład i charakter teksturalny greistonów odpowiada średnio- i drobnoziarnistym kalkarenitom. Są to skały o zwartym lub partiami rozproszonym szkielecie ziarnowym, których uziarnienie zmienia się w szerokim zakresie i jest zwykle wyraźnie skonstrastowane z tłem skalnym. Zespół skał mikrofacji wyróżnia znaczna zwięźłość, płaska oddzielność i intensywny stopień diagenety. Ich barwa jest jednolita: szara i ciemnoszara, partiami czarna z odcieniem ciemnobrunatnym. Znaczna część sekwencji jest lokalnie intensywnie spirytywana bądź impregnowana fosforanami i/lub substancją bitumiczną (kerogen), wyjątkowo zsylikowana i mniej lub bardziej zrekrytalizowana. Czasem obecne są owalne konkretki, cienkie płaskury i gniazdowe skupienia wapienno-fosforanowe, fosforanowo-ilaste i siarczkowe, których średnica nie przekracza 3 cm. Spektrum struktur sedimentacyjnych tworzą: nieliczne subakwalne śród- i międzywarstwowe powierzchnie erozyjne, hieroglify prądowe oraz struktury deformacyjne. Struktura jest psamitowa lub psamitowo-aleurytowa; tekstura bezładna, miejscami regularnie poziomo uporządkowana – laminowana, wyjątkowo gniazdowa, soczewkowa lub smużysta.



Jakościowy i ilościowy skład mineralny i teksturalny greistonów jest słabo zróżnicowany i nie wykazuje w poszczególnych profilach istotnych statystycznie zmian lateralnych. Są one zbudowane z trzech jakościowo różnych komponentów teksturalnych o odmiennej genezie, które wymieszane występują w zmiennych proporcjach ilościowych (objętościowych). Są to: materiał ziarnowy szkieletowy (biogeniczny) (40–60% obj.) i nieszkieletowy (10–20% obj.) oraz spoiwo mieszane o charakterze cementu właściwego lub węglanowo-ilastego matriksu (50,0–20% obj.). Ilościowe (objętościowe) relacje komponentów członu ziarnowego i spoiwa są zmienne. Zróżnicowanie ich wzajemnych proporcji charakteryzuje się licznymi, stopniowymi i płynnymi przejściami od odmian o zwartym szkielecie ziarnowym (greistony) do odmian o szkielecie rozproszonym, wzbogaconym w mikryt i materiał ilasty (pakstony, pakstony/wakstony).

Szkielet ziarnowy skały składa się głównie z ziaren i okruchów pochodzenia biogenicznego, reprezentowanych w większości przez szczątki trylobitów i ramienionogów, podrzędnie małżoraczków, konodontów i graptolitów. Zupełnie marginalny udział przypada grupie komponentów terygenicznych i neogenicznych (neomorficznych), reprezentowanych przez ziarna monokrystalicznego kwarcu frakcji aleurytowej, intensywnie zmienionych wtórnie skaleni (?plagioklaz, ?mikroklin), detrytycznego i neomorficznego glaukonitu, muskowitu oraz nielicznych minerałów ciężkich. Opisano również pojedyncze drobne intraklasty i mikrointraklasty skał osadowych o średnicy od 0,2 do 1,0 cm, maksymalnie 2,0 cm, w tym: ciemnoszarych iłowców, skał krzemionkowych i skał fosforanowo-ilastych, wyjątkowo wapieni. Zasadnicza ich część jest rozmieszczona w sąsiedztwie powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych (otw. wiern. B3-2/82).

Ziarna bioklastów są rozmieszczone w tle skalnym z reguły bezładnie i nierównomiernie (tabl. III, fig. 2, 3). Czasem, zwłaszcza w odmianach wzbogaconych w substancję ilastą, tworzą niewielkie nagromadzenia wykształcone w postaci cienkich smug bądź bezładnie ułożonych, słabo wyodrębnionych gniazdowych skupień. Zarys większości nagromadzeń jest zwykle nieregularny i nieostry. Ilość bioklastów w skale jest zmienna i waha się od 40 do 70% obj., najczęściej wynosi ok. 60%.

Ziarna i okruchy biogenów w większości są słabo lub bardzo słabo obtoczone, przeważają formy wydłużone o kształcie tabliczkowym i słupkowym. Ilościowy udział ziaren sferycznych lub zbliżonych do kształtu kulistego jest zwykle marginalny lub brak ich zupełnie. Ziarna frakcji powyżej 0,2 mm są powszechnie lepiej obtoczone niż ziarna drobniejsze, część z nich wykazuje istnienie systemu nieregularnych mikrospeków lub fragmentarycznie zachowanych obwódok regeneracyjnych. Ziarnowy materiał biogeniczny jest dobrze (greistony) lub umiarkowanie dobrze wysortowany (odmiany przejściowe do pakstonów). Średnia wielkość najczęstrzego ziarna bioklastów ( $d_{mf}$ ) wynosi: w greistonach drobnoziarnistych 0,13–0,16 mm, co odpowiada w skali phi wartości 2,95 i 2,50, a w greistonach średnioziar-

nistych – 0,35 mm. Ich wielkość maksymalna ( $d_{max}$ ) osiąga odpowiednio 0,21 i 0,84 mm. Czasem obserwuje się bimodalność rozkładu uziarnienia, gdy najczęstsze ziarna skupiają się w dwóch frakcjach: psamitowej drobnoziarnistej i aleurytowej (pyłowej) lub psamitowej średnioziarnistej i aleurytowej. Zdecydowana większość ziaren bioklastów jest gęsto upakowana i kontaktuje liniowo i/lub punktowo. Sporadycznie są one „zawieszane” swobodnie w masie mikrytowo-ilastej i tkwią luźno, nie stykając się ze sobą lub kontaktując punktowo (tabl. III, fig. 3). W szczególności dotyczy to greistonów tworzących odmiany przejściowe do skał typu greistonów/pakstonów i pakstonów.

Część bioklastów nosi ślady drażenia przez organizmy. W obrębie porów intra- i intergranularnych obecne są struktury geopetalne. Ślady drażeń szczątków organicznych oraz pustki intergranularne wypełnione są częściowo przez mikryt bądź mikrosparyt.

Szczątki szkieletowe i składniki nieszkieletowe otoczone są niekiedy obwódkami fosforanowymi i fosforanowo-ilastymi. Szczególnie grube laminy są obecne w wapieniach mikrofacji GRbc, korelowanych z wyższą częścią poziomu *Agnostus pisiformis*. Równie grube obwódki fosforanowe stwierdzono w wapieniach odmian przejściowych do mikrofacji GRbc/PKbc, występujących w otworze wiertniczym B3-2/82; głęb. ok. 1439,3 m. Fosforan wypełnia również wnętrza pancerzyków i muszli. Niejednokrotnie fosforany zmieszane z mikrytem tworzą osad wewnętrzny w strukturach geopetalnych, innym razem matriks skały.

Jakościowy skład mineralny szkieletu ziarnowego sporadycznie uzupełniają, zwłaszcza w strefie przejścia do otaczających iłowców i mułowców mikrofacji CLbi–SLbi, niewielkie ilości łyszczyków, w większości muskowitu, śladowo biotyty, nieliczne drobne ziarna zwierzęcych skaleni (?plagioklaz, ?mikroklin) frakcji aleurytowej, detrytycznego i neomorficznego bladozielonego glaukonitu oraz nielicznych minerałów ciężkich. Czasem opisuje się pojedyncze drobne intraklasty i mikrointraklasty skał osadowych, w tym: ciemnoszarych iłowców, skał krzemionkowych i skał fosforanowo-ilastych, wyjątkowo wapieni o średnicy od 0,2 do 1,0 cm, maksymalnie 2,0 cm. Zasadnicza ich część jest rozmieszczona w sąsiedztwie powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych (otw. wiern. A23-1/88)

Ziarnowe składniki skały wiąże spoiwo mieszane typu cementu właściwego oraz spoiwo mikrytowe i mikrytowo-ilaste (tabl. III, fig. 2, 3). Zdecydowanie dominuje cement właściwy typu blokowego lub syntaksjalnego. W znacznie mniejszej ilości występuje cement określany w literaturze jako radiaksjalny, pryzmatyczny lub ostrzowy (*bladed*) (Bathurst, 1975; Kendall, 1985; James, Bone, 1988; James, Choquette, 1990; Matyszkiewicz, 1996). Cement blokowy jest reprezentowany przez kalcyt anhedralny o pokroju izometrycznym i zmiennych rozmiarach kryształów, od mikrosparytu po sparyt. W przypadku cementu syntaksjalnego dominują kryształy od 20 do 150  $\mu\text{m}$ . Cement syntaksjalny występuje wyłącznie wokół szczątków trylobitów. Tworzą go kryształy kalcytu o zmiennej wielkości, od 50 do 800  $\mu\text{m}$ . W ich dużych formach tkwią niekiedy poikilitopo-



wo zatopione mniejsze bioklasty oraz drobniejszy materiał tworzący matriks (mikryt i mikrosparyt). Cement ostrzowy jest wykształcony w postaci kryształów kalcytu o pokroju romboedrycznym lub grubosłupkowym, które występują na brzegach bioklastów oraz porów intragranularnych. Tworzą one pojedyncze kryształy o długości 5–40  $\mu\text{m}$ , maks. 80–100  $\mu\text{m}$ , a niekiedy ciągle obwódki.

Cement blokowy i ostrzowy są często elementem struktur geopetalnych, wypełniając próżnie ponad osadem wewnętrznym. W niektórych przypadkach, np. w porach intragranularnych cement ostrzowy jest przykryty przez geopetalny osad wewnętrzny, podobny do osadowego tła szczątków szkieletowych.

Pośród opisanych cementów, kalcyt blokowy zdecydowanie dominuje ilościowo. W partiach osadu, w których wzrasta udział ramienionogów, przeważa cement syntaksjalny. Kryształy cementu blokowego i syntaksjalnego są dość bogate w inkluzje, część z nich nosi ślady erozji i korozji.

Zasadniczym składnikiem spoiwa mikrytowego skały jest mikryt kalcytu. W skład spoiwa mikrytowo-ilastego wchodzi: mieszanina mikrytu i minerałów ilastych, reprezentowanych przez illit/chloryt, kaolinit i drobnouseczkowe minerały ilaste o strukturze pakietów mieszanych (?).

Jakościowy skład skały uzupełniają węglany – głównie dolomit, podrzędnie – syderyt i ankeryt, substancja bitumiczna i/lub bitumiczno-węglista (?sappropelowa materia organiczna), izotropowe fosforany oraz siarczki, głównie piryt, markasyt, sfaleryt, galena i chalkopiryt. Jako komponent epizodyczny występują konkretyjne skupienia kryptokrystalicznej krzemionki, strzępiaste skupienia materii węglisto-chitynowej oraz impregnacje tlenków i wodorotlenków żelaza, które tworzą nieregularne laminy i cienkie, nieciągłe powłoki na powierzchniach rozmyć oraz koncentracje o dość dowolnym kształcie towarzyszące nagromadzeniom bioklastów.

Rozprzestrzenienie i miąższość. Stwierdzone rozprzestrzenienie osadów mikrofacji GRbc obejmuje zachodnią część obszaru polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego. W profilach otworów wiertniczych jest ona reprezentowana przez zmienną liczbę izolowanych cienkich przewarstwień ławic i lamin, usytuowanych głównie w środkowym i górnym odcinku kambryjskiego fragmentu formacji z Piaśnicy (fig. 3)

Jednolicie wykształcone wystąpienia mikrofacji GRbc charakteryzuje prosta architektura depozycyjna oraz liczne cechy typowe dla systemu kalcy- i kalcy-silikoklastyków medialnej części otwartego szelfu silikoklastycznego, którego środowiska okresowo pozostawały w zasięgu sztormowej podstawy falowania. Zmienność ich trójwymiarowej geometrii odpowiada płaskim ciałom skalnym o nieznacznej obocznie ciągłości, regionalnym rozprzestrzenieniu i relatywnie nieznacznej miąższości.

Stwierdzona sumaryczna miąższość pakietu greistonów bioklastycznych w poszczególnych profilach jest zmienna i waha się od 0,20 do ok. 1,00 m (otw. wiern. B4-1/81 i Darzłubie IG 1), najczęściej wynosi 0,40–0,60 m. Ilościowy udział osadów mikrofacji w kompleksie skalnym kambru górnego-tremadoku wynosi od ok. 1 do 3% (otw. wiern.

Żarnowiec 5 i Gdańsk IG 1), przeciętnie nie przekracza 1–1,5% miąższości (fig. 4).

Interpretacja. Zespół skalny mikrofacji współwystępuje z bitumicznymi osadami ilasto-mułowcowymi medialnej części otwartego szelfu silikoklastycznego o cechach równi basenowej, pozostającego okresowo w zasięgu sztormowej podstawy falowania. Ich genezę można interpretować jako rezultat powtarzających się okresowo wysokoenergetycznych zdarzeń katastroficznych (sztormowych), które generowały procesy redepozycji okruczowego materiału biogenicznego i węglanowego z marginalnomorskich partii basenu i towarzyszących im w strefie bliskiego przybrzeża terenów śródmorskich płyiczn (Walker, 1984; Aigner, 1985).

### Greistony/pakstony bioklastyczne (GRbc/PKbc) (tabl. III, fig. 4)

Osady mikrofacji greistonów/pakstonów bioklastycznych (GRbc/PKbc) są rozwinięte, analogicznie jak mikrofacji GRbc, w formie wyraźnie indywidualizujących się izolowanych jednostek warstwowania o jednorodnej lub gradacyjnej litologii i pokroju cienkich przewarstwień, ławic, lamin i nieregularnych gruzłów. Ich liczba w poszczególnych profilach zmienia się w szerokim zakresie, najczęściej wynosi od 3 do 6. Z otaczającymi skałami silikoklastycznymi (mikrofacji CLbi–SLbi) granice mikrofacji GRbc/PKbc są wyraźne i dobrze czytelne. W stropie – o charakterze stopniowego i szybkiego przejścia sedymentacyjnego, w spągu – najczęściej w postaci nierównych powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych lub sedymentacyjno-erozyjnych.

Zasięg stratygraficzny osadów mikrofacji w najlepiej zachowanych profilach jest analogiczny jak mikrofacji GRbc i mieści się w przedziale od górnej części poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Acerocare* włącznie (Szymański, 1974, 1976, 1977; Lenzion, 1983a, b; Mens i in., 1990; Heinsalu, Bednarczyk, 1997) (fig. 2, 3).

Opis. Zapis mikrofacji GRbc/PKbc tworzy monotonicznie wykształcona sekwencja bitumicznych kalcy- i kalcy-silikoklastyków ostro skonstrastowanych w stosunku do otaczających skał ilastych i mułowcowych, które wyróżniają płaską oddzielność i intensywny stopień diagenety. Jakościowy skład i charakter teksturalny greistonów/pakstonów odpowiada drobno- i średnioziarnistym kalkarenitom. Ich ogólny pokrój, stopień dojrzałości, uziarnienie i stopień wysortowania oraz selekcji materiału ziarnowego, wreszcie typ uławicenia i barwa są podobne do opisanych greistonów. Zasadniczo różni je natomiast od nich bardziej urozmaicony jakościowo skład materiału biogenicznego, mikrytowy charakter spoiwa, wyraźnie większa przeciętnie zawartość substancji ilastej oraz obecność fosforanów i substancji bitumiczno-węglistej w masie tła skalnego i materiale ziarnowym. W masie wypełniającej skały obok mikrytu występują: getyt, rzadziej syderyt, ankeryt i kalcyt impregnowany tlenkami żelaza.

Znaczna część sekwencji jest miejscami intensywnie spirytyzowana bądź impregnowana fosforanami i substancją bitumiczną (kerogen), wyjątkowo zsylikowana lub zrekry-

stalizowana. Czasem obecne są owalne konkracje, cienkie płaskury i gniazdowe skupienia wapienno-fosforanowe, fosforanowo-ilaste i siarczkowe o średnicy do 3 cm. Spektrum struktur sedimentacyjnych osadów mikrofacji jest identyczne jak opisanych osadów mikrofacji GRbc. Struktura jest psamitowa drobnoziarnista lub psamitowo-aleurytowa, tekstura bezładna, miejscami uporządkowana, płasko lub faliste laminowana, wyjątkowo gniazdowa, soczewkowa lub smużysta.

Jakościowy i ilościowy skład mineralny i teksturalny greistonów/pakstonów jest słabo zróżnicowany i nie wykazuje w poszczególnych profilach istotnych statystycznie zmian lateralnych. Są one zbudowane z trzech jakościowo różnych komponentów teksturalnych o odmiennej genezie, które wymieszane występują w zmiennych proporcjach ilościowych (objętościowych). Są to: materiał ziarnowy – szkieletowy (biogeniczny) (40,0–60,0% obj.) i nieszkieletowy (10–20% obj.) oraz spoiwo mieszane o charakterze cementu właściwego lub węglanowo-ilastego matriksu (20–50% obj.). Ilościowe (objętościowe) relacje komponentów członu ziarnowego i spoiwa są zmienne (tabl. III, fig. 4). Zróżnicowanie ich wzajemnych proporcji wyraża się istnieniem licznych, stopniowych i płynnych przejść od odmian o zwartym szkielecie ziarnowym (greistony/pakstony) do odmian o szkielecie rozproszonym, wzbogaconych w mikryt i materiał ilasty (pakstony/wakstony). Często obserwuje się współwystępowanie greistonów i pakstonów bioklastycznych, dość często w obrębie jednej ławicy. Z mieszanym typem facji niejednokrotnie jest związane występowanie szwów stylolitycznych. W strefach szwów wzrasta ilość mikrytu i mikrosparytu.

Jako podrzędne przewarstwienia w greistonach/pakstonach i ich odmianach przejściowych do pakstonów/wakstonów opisuje się powszechnie cienkie, często nieciągłe laminny i przerosty iłowców i mułowców bitumicznych, barwy szarej i ciemnoszarej (tabl. III, fig. 4). Ich miąższość waha się od 0,5 do 10,0 cm, najczęściej wynosi 1,0–2,0 cm (otw. wiertn. A8-1/83).

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Stwierdzone rozprzestrzenienie osadów mikrofacji GRbc/PKbc obejmuje, analogicznie jak mikrofacji GRbc, część zachodnią obszaru polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego. W profilach są one reprezentowane przez zmienną liczbę izolowanych ławic, lamin i gruzłów usytuowanych głównie w środkowym i górnym odcinku kambryjskiego fragmentu formacji z Piaśnicy.

Jednolicie wykształcone wystąpienia mikrofacji greistonów/pakstonów bioklastycznych GRbc/PKbc charakteryzuje prosta architektura depozycyjna oraz liczne cechy właściwe dla systemu kalcy- i kalcysilikoklastyków medialnej części otwartego szelfu silikoklastycznego, którego środowiska pozostawały okresowo w zasięgu sztormowej podstawy fałowania. Zmienność trójwymiarowej geometrii jest analogiczna jak mikrofacji GRbc.

Stwierdzona sumaryczna miąższość pakietu greistonów/pakstonów bioklastycznych jest zmienna i waha się od 0,1 do ok. 1,2 m (otw. wiertn. Gdańsk IG 1 i Białogóra 6), najczęściej wynosi 0,4–0,9 m. Ilościowy udział osadów mi-

krofacji w kompleksie skalnym kambru górnego–tremadoku wynosi od ok. 1 do 6% (otw. wiertn. Kościerzyna IG 1 i Białogóra 1), przeciętnie nie przekracza 1,0–2,5% miąższości (fig. 4).

**Interpretacja.** Zespół skalny mikrofacji greistonów i pakstonów bioklastycznych GRbc/PKbc współwystępuje z osadami medialnej części otwartego szelfu silikoklastycznego, pozostającego okresowo w zasięgu sztormowej podstawy fałowania. Ich genezę, analogicznie jak opisanej mikrofacji greistonów bioklastycznych, można interpretować jako rezultat powtarzających się okresowo wysokoenergetycznych zdarzeń katastroficznych (sztormowych), które generowały procesy redepozycji okruchowego materiału biogenicznego i węglanowego z marginalnomorskich partii basenu i towarzyszących im w strefie bliskiego przybrzeża terenów śródmorskich pływacz (Walker, 1984; Aigner, 1985) (fig. 2).

### **Pakstony/wakstony bioklastyczne (PKbc/WKbc) (tabl. III, fig. 5)**

Osady mikrofacji pakstonów/wakstonów bioklastycznych (PKbc/WKbc) są rozwinięte, analogicznie jak mikrofacji GRbc i GRbc/PKbc, w formie wyraźnych się jednostek warstwowania o pokroju cienkich izolowanych przewarstwień, ławic, lamin i gruzłów o jednorodnej lub gradacyjnej litologii. Granice mikrofacji PKbc/WKbc z otaczającymi skałami mikrofacji CLbi–SLbi są wyraźne i dobrze czytelne. W stropie mają charakter stopniowego i szybkiego przejścia sedimentacyjnego, w spągu – najczęściej typu nierównych powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych lub sedimentacyjno-erozyjnych.

Zasięg stratygraficzny osadów mikrofacji w najpełniej zachowanych profilach jest analogiczny jak mikrofacji GRbc i GRbc/PKbc i obejmuje interwał od górnej części poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Acerocare* włącznie (Lendzion, 1983a, b; Mens i in., 1990; Heinsalu, Bednarczyk, 1997) (fig. 2, 3).

**Opis.** Zapis mikrofacji PKbc/WKbc tworzy monotonicznie wykształcona sekwencja bitumicznych kalcy- i kalcysilikoklastyków wyraźnie skontrastowanych w stosunku do otaczających skał ilastych i mułowcowych. Jakościowy skład i charakter teksturalny pakstonów/wakstonów odpowiada drobnoziarnistym kalkarenitom (tabl. IV, fig. 2), wyróżniającym się płaską oddzielną i zmiennym stopniem rekryształizacji. Są to skały zwarte, twarde, o nierównym przełamie i intensywnym stopniu diagenety. Ich barwa jest jednolita: szara lub ciemnoszara, niekiedy partiami z odcieniem szarobrunatnym (otw. wiertn. Kościerzyna IG 1). Zwykle są one pozbawione makroskopowo wyraźnego uwarstwienia i wykazują dobrą selekcję oraz wysoki stopień wysortowania okruchowego materiału ziarnowego. W pakstonach/wakstonach albo nie stwierdza się występowania struktur sedimentacyjnych, albo są one nieregularnie poziomo warstwowane – drobnoławicowe. Struktura pakstonów/wakstonów bioklastycznych jest aleurytowa lub psamitowo-aleurytowa; tekstura bezładna, partiami koncentryczna.

Zespół skał grupy pakstonów/wakstonów wyróżnia monotony i słabo zróżnicowany skład mineralny i teksturalny. Zbadane próbki pakstonów/wakstonów należą w przeważającej większości do kalcsyliloklastyków, podrzędny udział przypada odmianom o charakterze przejściowym do kalcyklastyków (otw. wiertn. B6-1/82).

Ich ogólny pokrój, stopień dojrzałości, uziarnienie i stopień wysortowania oraz selekcji materiału ziarnowego, wreszcie typ uławicenia są identyczne jak opisanych wyżej greistonów/pakstonów. Zasadniczo różni je natomiast od tych ostatnich mikrytowe lub mikrytowo-ilaste tło skalne o większej przeciętnie zawartości substancji ilastej, w większości rozproszony charakter szkieletu ziarnowego oraz występowanie fosforanów i substancji bitumiczno-węglistej w masie tła skalnego i materiale ziarnowym. W masie wypełniającej skały obok mikrytu występuje getyt, rzadziej syderyt, ankeryt i kalcyt impregnowany tlenkami Fe (tabl. IV, fig. 2).

**Rozprzestrzenie i miąższość.** Stwierdzone rozprzestrzenie osadów mikrofacji PKbc/WKbc jest ograniczone, analogicznie jak mikrofacji GRbc/PKbc, do zachodniej części obszaru polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego, w którego profilach mikrofacja PKbc/WKbc jest reprezentowana przez zmienną liczbą izolowanych ławic, gruzłów i lamini, usytuowanych głównie w środkowym i górnym odcinku kambryjskiego fragmentu formacji z Piaśnicy.

Jednolicie wykształcone wystąpienia mikrofacji PKbc/WKbc charakteryzuje prosta architektura depozycyjna oraz liczne cechy właściwe dla systemu kalcy- i kalcsyliloklastyków medialnej części otwartego szelfu silikoklastycznego, którego środowiska pozostawały okresowo w zasięgu sztormowej podstawy fałowania. Zmienność ich trójwymiarowej geometrii odpowiada płaskim ciałom skalnym o nieznacznej obocznie ciągłości, regionalnym rozprzestrzeniu i relatywnie nieznacznej miąższości. Złożoność układu przestrzennego mikrofacji PKbc/WKbc jest wypadkową sumowania się rezultatów zmienności lateralnej analogicznych czynników depozycyjno-erozyjnych jak w przypadku opisanych wyżej mikrofacji GRbc i GRbc/PKbc.

Stwierdzona sumaryczna miąższość pakietu pakstonów/wakstonów bioklastycznych jest zmienna i waha się od 0,2 do ok. 1,5 m (otw. wiertn. A8-1/83 i Białogóra 6), najczęściej wynosi 0,4–0,9 m. Ilościowy udział osadów mikrofacji w kompleksie skalnym kambru górnego–tremadoku wynosi od 1 do 4% (otw. wiertn. A8-1/83 i Żarnowiec IG 1a), przeciętnie nie przekracza 1–2,5% miąższości (fig. 4).

**Interpretacja.** Zespół skalny mikrofacji współwystępuje z osadami ilasto-mułowcowymi medialnej części otwartego szelfu silikoklastycznego, pozostającego okresowo w zasięgu sztormowej podstawy fałowania. Ich genezę można interpretować jako rezultat powtarzających się okresowo wysokoenergetycznych zdarzeń katastroficznych (sztormowych), które generowały procesy redepozycji okruchowego materiału biogenicznego i węglanowego z marginalnomorskich partii basenu i towarzyszących im w strefie bliskiego przybrzeża terenów śródmorskich płycizn (Walker, 1984; Aigner, 1985).

### **Sparyty i mikrosparyty (LMre) (tabl. III, fig. 6; tabl. IV, fig. 1–6)**

Osady mikrofacji sparytów i mikrosparytów (LMre) są rozwinięte w serii kambru górnego obniżenia bałtyckiego odpowiednio: w części zachodniej – w dolnym i środkowym odcinku formacji z Piaśnicy, w części środkowej – w odcinku górnym formacji z Młynar. W profilach pierwszego z tych obszarów ich wystąpienia towarzyszą osadom mikrofacji wapieni ziarnowych, w drugim występują jako cienkie izolowane przewarstwienia w górnej części serii piaskowców kwarcowych środkowego odcinka sekwencji oraz tworzą zestaw cienkich homogenicznych ławic o charakterze zwartego pakietu kończący profil kambru górnego (fig. 4, 5).

Granice sparytów i mikrosparytów z otaczającymi piaskowcami kwarcowymi mikrofacji SAqw są zazwyczaj wyraźne i dobrze czytelne o charakterze stopniowego i szybkiego przejścia sedymentacyjnego, natomiast z młodszymi silikoklastykami formacji ze Słuchowa i glaukonitytami formacji z Pieszkowa arenigu dolnego (Iatorp) kontaktują ze znacznym hiatusem stratygraficznym wzdłuż nierównej powierzchni niezgodności erozyjnej (fig. 5).

Zasięg stratygraficzny osadów mikrofacji LMre w najlepiej zachowanych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego mieści się w interwale od górnej części poziomu *Agnostus pisiformis* po poziom *Acerocare* włącznie, w części środkowej obejmuje interwał od górnej części poziomu *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus* po poziom *Parabolina spinulosa* włącznie (Szymański, 1974, 1976, 1977; Lendzion, 1983a, b; Mens i in., 1990; Sikorska, 1989, 1996, 1998) (fig. 3, 5).

**Opis.** Zespół skalny mikrofacji tworzą szare wapienie piaszczyste oraz szare i jasnoszare wapienie krystaliczne z nielicznymi zrekrytalizowanymi relikami struktur organicznych. Są to skały intensywnie zdiagenezowane, zwarte, twarde, o nieregularnym, nierównym przełamie, które wyróżnia powszechny brak pierwotnych struktur depozycyjnych. Znaczna część wapieni jest miejscami zdolomityzowana (tabl. IV, fig. 2), niekiedy zsylikowana lub spirytyzowana, nierzadko impregnowana fosforanami. Ich odmiany ubogie w okruchowy materiał kwarcowy często wykazują podwyższoną zawartość materii organicznej (otw. wiertn. Młynary 1). Struktura wapieni bywa sparytowa średnio- lub grubokrystaliczna, a tekstura bezładna lub niewyraźnie poziomo warstwowana.

Jakościowy i ilościowy skład mineralny i teksturalny sparytów i mikrosparytów jest słabo zróżnicowany i nie wykazuje w poszczególnych profilach istotnych statystycznie zmian lateralnych. Są one zbudowane z dwóch jakościowo różnych komponentów teksturalnych o odmiennej genezie, które wymieszane występują w zmiennych proporcjach ilościowych (objętościowych). Są to: zwarte tło skalne o charakterze sparytowej mozaiki średnio- i grubokrystalicznych węglanów, głównie kalcytu (tabl. III, fig. 6; tabl. IV, fig. 1; tabl. IV, fig. 3), podrzędnie dolomitu (tabl. IV, fig. 1) oraz materiał ziarnowy, złożony z detrytycznego kwarcu frakcji psa-



mitowej i aleurytowej (tabl. III, fig. 6; tabl. IV, fig. 1, 2), nieregularnych skupień fosforanów, ziaren bładozielonego glaukonitu i agregatowych nagromadzeń substancji ilastej (illit/chloryt) (tabl. IV, fig. 4, 5). Jakościowy skład wapieni uzupełniają skupienia materii organicznej, siarczki (głównie piryt i markasyt) oraz nieliczne intraklasty skał osadowych. W ilościach podrzędnych występują: kryptokrystaliczna krzemionka, muskowit, zwietrzałe skalenie, relikty zrekrytalizowanych bioklastów oraz substancja węglisto-bitumiczna i minerały wtórne – wodorotlenki i tlenki żelaza, fosforany i syderyt. Skład mineralny skały uzupełniają nieliczne minerały ciężkie (Szymański, 1974).

Jako nieregularne przewarstwienia w wapieniach występują lokalnie cienkie nieregularne przerosty i laminy bitumicznych iłowców szarych i ciemnoszarych o miąższości do 1,5 cm (Szymański, 1974).

Rozprzestrzenienie i miąższość. Zasięg powierzchniowy osadów mikrofacji sparytów i mikrosparytów (LMre) obejmuje zachodnią i środkową część polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego. W profilach są one reprezentowane przez zmienną liczbę izolowanych ławic, gruzłów i lamin, usytuowanych w dolnym i środkowym odcinku kambryjskiego fragmentu formacji z Piaśnicy oraz w odcinku górnym formacji z Młynar.

Jednolicie wykształcone wystąpienia mikrofacji LMre wyróżnia prosta architektura depozycyjna oraz liczne ce-

chy właściwe dla systemu kalcy- i kalcysilikoklastyków proksymalnej części otwartego szelfu, którego środowiska były pozbawione intensywnej dostawy okrucowego materiału terygenicznego. Zmienność ich trójwymiarowej geometrii odpowiada płaskim ciałom skalnym o znacznej obocznie ciągłości, regionalnym rozprzestrzenieniu i relatywnie nieznacznej miąższości. Złożoność układu przestrzennego mikrofacji LMre można interpretować jako następstwo sumowania się rezultatów zmienności lateralnej analogicznych czynników depozycyjno-erozyjnych, jak w przypadku opisanych wyżej mikrofacji GRbc, GRbc/PKbc i PKbc/WKbc.

Stwierdzona sumaryczna miąższość pakietu wapieni jest zmienna i waha się od 0,2 do ok. 0,5 m (otw. wiertn. Hel IG 1 i Olsztyn IG 2), najczęściej wynosi 0,4–0,5 m. Ilościowy udział osadów mikrofacji w kompleksie skalnym kambru górnego–tremadoku wynosi od ok. 1 do 50% (otw. wiertn. Hel IG 1 i Młynary 1), przeciętnie nie przekracza 30–45% miąższości (fig. 5).

Interpretacja. Zespół skalny wapieni mikrofacji LMre można przyporządkować środowiskom części proksymalnej lub medialnej płytkiego szelfu, pozostającym trwale w zasięgu normalnej podstawy falowania. Zakres i skala przeobrażeń postdepozycyjnych sparytów i mikrosparytów uniemożliwia jednoznaczne interpretacje ich genezy i wiarygodne rekonstrukcje środowiska sedymentacji.

## WNIOSKI

1. Zróznicowany regionalnie skład litologiczny sekwencji kambru górnego i tremadoku umożliwia przyporządkowanie ich osadów trzem sformalizowanym jednostkom litostratygraficznym o randze formacji. Są to kolejno: w części zachodniej obszaru – formacja czarnych iłowców i mułowców bitumicznych z Piaśnicy *sensu* Modliński, Szymański (1997) kambru górnego–tremadoku, w części środkowej i wschodniej – formacja z Młynar *sensu* Lendzion (1986b) kambru górnego oraz formacja konglomeratów i piaskowców z Sępola *sensu* Modliński, Szymański (1997) tremadoku dolnego (fig. 3–5).

2. Kompleks osadów trzech wyróżnionych jednostek litostratygraficznych budują: bazalne zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe, średnioziarniste piaskowce kwarcowe oraz czarne i ciemnobrunatne iłowce i mułowce bitumiczne z cienkimi przewarstwieniami w części dolnej i środkowej skał węglanowych (wapieni organodetrytycznych, wapieni marglistych, wapieni piaszczystych i wapieni krystalicznych typu sparytów i mikrosparytów) (formacja z Piaśnicy), bazalne zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe, średnioziarniste piaskowce kwarcowe oraz w odcinku przystropowym wapienie piaszczyste i wapienie krystaliczne (sparyty) (formacja z Młynar) a także bazalne zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe, średnioziarniste piaskowce kwarcowe oraz lokalnie w odcinku przystropowym średnioziarniste piaskowce kwarcowe

z cienkimi przerostami i laminami czarnych i ciemnobrunatnych iłowców bitumicznych (formacja z Sępola) (otw. wiertn. Sępól 3 i Zaręby 2).

3. Zapis depozycyjny kambru górnego–tremadoku tworzą dwie grupy mikrofacji hydrogenicznnych o kontrastowo odmiennej genezie, które w kategoriach stratygrafii sekwencji reprezentują ciąg systemów depozycyjnych wysokiego poziomu morza (*HST – high-stand system tract*). Są to: grupa mikrofacji terygenicznnych (silikoklastycznych) oraz grupa mikrofacji węglanowych (Modliński, Szymański, 1972; Szymański, 1974, 1976, 1977; 1997; Lendzion, 1983a, b; Sikorska, 1998). Zbiór jednostek grupy terygenicznnej (silikoklastycznej) składa się z trzech mikrofacji o jednorodnej lub gradacyjnej litologii: (1) zlepieńców piaszczystych i piaszczysto-glaukonitowych (COsa–COsa-gl), (2) piaskowców kwarcowych (SAqw) oraz (3) ciemnych iłowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi). Grupę mikrofacji węglanowych tworzą: greistony bioklastyczne (GRbc), greinstony/pakstony bioklastyczne (GRbc/PAbc), pakstony/wakstony bioklastyczne (PKbc/WKbc) oraz sparyty i mikrosparyty (LMre) (fig. 3).

4. Zespół wyróżnionych mikrofacji można przyporządkować kolejno następującym elementom paleogeograficznym perykratonicznego basenu bałtyckiego: zlepieńce piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe (COsa–COsa-gl) – marginalnomorskim środowiskom strefy przybrzeżnej; pias-

kowce kwarcowe (arenity) (SAqw) – proksymalnej części otwartego szelfu, czarne łożce i mułowce bitumiczne (CLbi–SLbi) – basenowym środowiskom euksynicznym części medialnej otwartego szelfu. Ziarnowe skały węglanowe kambru górnego można natomiast interpretować jako rezultat redepozycji (w następstwie wysokoenergetycznych epizodów katastroficznych – sztormowych) okrucowego materiału biogenicznego i węglanowego z marginalnomorskich partii basenu i towarzyszących im w strefie bliskiego przybrzeża śródmorskich płycizn (Walker, 1984; Aigner, 1985).

5. Zespół transgresywnych silikoklastyków kambru górnego i tremadoku charakteryzuje się monotonnym wykształceniem. Są one reprezentowane przez polimiktyczne zlepienie piaszczyste i piaszczysto-glaukonitowe, różnoziarniste piaskowce kwarcowe z klastami skał pochodzenia lokalnego oraz piaskowce średnio- i drobnoziarniste typu arenitów kwarcowych i lokalnie odmian przejściowych od arenitów kwarcowych do wak.

6. Z analizy stopnia dojrzałości teksturalnej piaskowców kwarcowych sekwencji depozycyjnej kambru górnego i tremadoku można stwierdzić, że ich najmniej dojrzałe odmiany znajdują się w dolnej części pakietu (formacja z Piaśnicy), natomiast wyżej dominują piaskowce dojrzałe teksturalnie z istotnym udziałem w profilach części środkowej i wschodniej obniżenia superdojrzałych (z inwersją teksturalną) (formacje z Młynar i z Sepopola). Te ostatnie w profilach zachodniej części (formacja z Piaśnicy) pojawiają się epizodycznie, bez wyraźnych prawidłowości statystycznych.

7. Skład granulometryczny i stopień wysortowania okrucowego materiału biogenicznego większości ziarnowych skał węglanowych odpowiada kalkarenitom *sensu* Chilingar i in. (1967), najczęściej średniookrucowym, rzadziej drobnookrucowym. Skały grupy kalcysilitów są reprezentowane miąższościowo podrzędnie i koncentrują się głównie w dwóch segmentach profilu: w dolnym – poziomów *Olenus* i *Agnostus* (*Homagnostus*) *obesus* i w górnym – poziomiu *Leptoplastus-Peltura* (fig. 3).

8. Zespół ziaren szkieletowych tworzą szczątki szkieletowe następujących grup systematycznych fauny: trylobitów, ramienionogów zawiasowych (*Articulata*) i bezzawiasowych (*Inarticulata*), małżoraczków, hiolitów, graptolitów, konodontów oraz organizmów o niesprecyzowanej – ze względu na stopień rekrystalizacji i/lub frakcję – przynależ-

ności systematycznej (indeterminata). Ich wzajemne relacje ilościowe w poszczególnych typach skał węglanowych są zmienne, najczęściej dominują bioklasty trylobitów lub trylobitów i ramienionogów (grainstony, pakstony bioklastyczne), podrzędnie bioklasty ramienionogów (grainstony bioklastyczne, pakstony/wakstony).

9. Ziarnowe składniki skał węglanowych wiążą dwa rodzaje spoiw typu cementu właściwego: sparytowe i sparytowo-ilaste (grainstony, grainstono-pakstony bioklastyczne) oraz mikrytowe i mikrytowo-ilaste, (pakstony i pakstony/wakstony bioklastyczne). Spoiwo to jest bądź typu wypełniającego, bądź bazalne o charakterze tła skalnego. Interziarnowe przestrzenie wokół części bioklastów w graistonach i pakstonach bioklastycznych wypełnia miejscami cement kalcytowy o charakterze blokowym (izometrycznym) lub druzowym.

10. Zapis sukcesji pionowej wyróżnionych mikrofacji można przyporządkować dwóm kolejnym fazom transgresywno-regresywnej ewolucji zbiornika, odwzorowanym kolejno: w części dolnej i środkowej – przez transgresywno-regresywny cykl górnokambryjski (T-R 3), w części górnej – przez transgresywno-regresywny cykl tremadocki (T-R 4). Ich sekwencje litologiczne są ograniczone wyraźnymi subarealnymi powierzchniami erozyjnymi o zasięgu regionalnym. Zaznaczony dwukrotnie epizod transgresji był raptowny w skali czasu geologicznego i wyraził się szybkim pogłębieniem środowisk sedymentacji, natomiast zamknął powolną, choć okresami przyspieszoną regresją, która doprowadziła w końcowym stadium do powszechnej emersji obszaru. Z badań biostratygraficznych wynika, że zarówno epizody transgresywne, jak i puls regresji były przypuszczalnie izochroniczne, przynajmniej w skali obszaru badań i przy istniejącym stopniu rozdzielczości aktualnie dostępnych podziałów biostratygraficznych. Zarówno epizod transgresji wczesnogórnokambryjskiej doby *Agnostus pistiformis*, jak i wczesnotremadockiej doby *Rabdinopora* (= *Dictyonema*) *desmograptoides*, charakteryzowały się krótkotrwałością w czasie geologicznym, porównywalną do niewielkiego fragmentu trwania pojedynczego poziomu trylobitowego, graptolitowego lub konodontowego. Transgresje te miały przy tym duży i wyraźny wpływ na jakościowy i ilościowy charakter sedymentacji, choć zróżnicowany w poszczególnych strefach facjalnych.

## LITERATURA

- ANDERSON A., DAHLMANN B., GEE D.G., SNÄLL S., 1985 — The Scandinavian alum shales. *Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca.*, **56**: 1–56.
- AIGNER T., 1985 — Storm Depositional System. Lecture Notes in Earth Sciences, **3**: 174. Springer-Verlag, Berlin.
- AREŃ B., BRANGULIS A.A., WOLKOVA N.A., LENDZION K., MENS K.A., MICHNIAK R.K., PASZKJAVICZIUS Ł.T., PIRRUS E.A., ROZANOV A.JU., JAKAUSKAS T.W., 1979 — Baltijskaja sinekliza. *W*: Stratigrafia wjerchnje-dokembrij-skich i kembrij-skich otłożenii zapada Wostoczno-Ewropejskiej platformy: 42–8. Izd. Nauka, Moskwa.
- BATHURST R.G.C., 1975 — Carbonate sediments and their diagenesis: 658. Elsevier, Amsterdam.
- BEDNARCZYK W., 1972 — Prekambr i kambr wyniesienia Łeby (NW Polska). *Acta Geol. Pol.*, **22**, 4: 685–709.



- BEDNARCZYK W., 1979 — Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of the Łeba Elevation, SW Poland, and their stratigraphic significance. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 4: 409–442.
- BEDNARCZYK W., 1984 — Biostratigraphy of the Cambrian deposits in the Łeba area. *Acta Geol. Pol.*, **34**, 1: 95–110.
- BEDNARCZYK W., 1996 — Ordovician conodont stratigraphy in the Polish part of the Baltic Syncline. *W: The Third Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts: 13.* Tartu.
- BEDNARCZYK W., TURNAU-MORAWSKA M., 1975 — Cambrian formations in the Łeba area (northern Poland). *Acta Geol. Pol.*, **25**, 4: 537–564.
- BRANGULIS A.P., KANEV S.V., MARGULIS L.S., POMERANTSEVA R.A., 1993 — Geology and hydrocarbon prospects of the Paleozoic in the Baltic region. *W: Petroleum prospects of Northwest Europe* (red. R. Parker). Proceedings of the 4th Conference: 651–656. The Geological Society, London.
- BUCHARÉDT B., NIELSEN A.T., 1985 — Carbon and oxygen isotope composition of Cambro-Silurian limestone and anthracinite from Bornholm: evidence for deep burial diagenesis. Copenhagen. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **33**: 415–435.
- BUCHARÉDT B., LEWAN M.D., 1990 — Reflectance of vitrinite like macerals as a thermal maturity index for Cambro-Ordovician alum shale, Southern Scandinavia. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, **74**, 4: 394–406.
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J., FAIRBRIDGE R.W., 1967 — Carbonate rocks. Origin, occurrence and classification. *Devel. Sedim.* 9A: 1–144. Elsevier, Amsterdam.
- COOPER R. A., LINDHOLM K. 1990 — A precise worldwide correlation of early Ordovician graptolite sequences. *Geol. Mag.*, **127**: 497–524.
- DUNHAM R.J., 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *W: Classification of carbonate rocks* (red. W.E. Ham). *Am. Ass. Petrol. Mem.*, **1**: 108–121.
- ERDTMAN B.D., PAALITS I., 1994 — The Early Ordovician „Ceratopyge Regressive Event” (CRE): Its correlation and biotic dynamic across the East European Platform. *Geologija*, **17**: 36–57.
- EMBRY A.F., 1995 — Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *W: Sequence stratigraphy on the northwest European margin* (red. J.R. Steel i in.): 1–11. Elsevier, New York.
- FORTEY R.A. 1984 — Global early Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. *W: Aspects of the Ordovician System* (red. B.L. Burton). *Paleontological Contributions from the University of Oslo*, **295**: 37–50.
- FORTEY R.A., HARPER D.A.T., INGHAM J.K., OWEN A.W., RUSHTON A.W.A., 1995 — A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. *Geol. Mag.*, **132**, 1: 15–30.
- FRIEDMAN G.M., 1971 — Staining. *W: Procedures in sedimentary petrology* (red. R.E. Carver). Wiley-Interscience.
- FLÜGEL E., 1982 — Microfacies analysis of limestones: 663. Springer-Verlag, Berlin.
- FOLK R.L., 1959 — Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, **43**, 1: 1–38.
- FOLK R.L., 1968 — Petrology of sedimentary rocks. The University of Texas, Austin.
- GARECKIJ R.G., ZINOVENKO G.V., VIŠNJAKOV I.B., GLUŠKO V.V., POMIANOVSKAJA G.M., 1987 — Die perikratone Baltik–Dniestr–Senkungzone. *Zeitschr. für angewandte Geologie*, **33**, 8: 207–213.
- OGG J., SMITH A., 2004 — A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press., Cambridge.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1976 — Sedymentologia. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1986 — Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa.
- HACZEWSKI G., 1986 — Miejsce i rola litologicznych poziomów przewodnich w lito- i chronostratygrafii. *Prz. Geol.*, **34**, 5: 247–250.
- HALLAM A., 1978 — Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **27**: 1–32.
- HEINSALU H., BEDNARCZYK W., 1997 — Tremadock of the East European Platform: lithofacies and palaeogeography. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **46**, 2: 59–74.
- JAMES N.P., BONE Y., 1988 — Petrogenesis of Cenozoic, temperate water calcarenites, south Australia: a model for meteoric/shallow burial diagenesis of shallow water calcite sediments. *J. Sed. Petrol.*, **59**: 191–203.
- JAMES N.P., CHOQUETTE P.W., 1990 — Diagenesis. Limestones – the burial diagenetic environment. *Geoscience Canada*, **4**: 75–111.
- JAROSZEWSKI W., MARKS L., RADOMSKI A., 1985 — Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- JAWOROWSKI K., 1986 — Sedymentacja wendy i kambru. *W: Helig 1* (red. A. Witkowski). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **63**: 129–144.
- JAWOROWSKI K., 1987 — Kanon petrograficzny najczęstszych skał osadowych. *Prz. Geol.*, **35**, 4: 205–209.
- JAWOROWSKI K., 1999a — The Lower Paleozoic craton-margin depositional sequence in Northern Poland: record of the Caledonian stage tectonic events. EUG 10 Journ. Conf. Abstracts, **4**, 1: 303. Cambridge Publ., Cambridge.
- JAWOROWSKI K., 1999b — The Lower Paleozoic sedimentary cycle in Northern Poland. *Geol. Foreningens Stockholm Forhandlingar*, **121**: 75–76.
- JAWOROWSKI K., 2000 — Facies variability in the Cambrian deposits of the Kościerzyna and Gdańsk sections (Pomeranian Caledonides foreland, northern Poland: a comparative study. *Geol. Quart.*, **44**: 249–260.
- JAWOROWSKI K., SIKORSKA M., 2003 — Korelacja sekwencyjna osadów kambru w badaniach ewolucji basenu bałtyckiego (Polska część syneklizy bałtyckiej). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A., 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euroamerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 567–587.
- KAPLAN A.A., ANDREVA O.N., CZERNYSZEVA N.E., GORJANSKI W. JU., 1972 — Piervaja nachodka paleontologiczewskego ocharakterizowanych górnokambryjskich osadów w Południowej Przybałtyce. *Dokl. AN SSSR*, **209**, 6: 1393–1394.
- KLER V.P., NENACHOVA V.F., 1971 — Geologiczeskije zapasy goruczich slancev w SSSR. *Sov. Geol.*, **3**: 20–28.
- KIEŻEL W., 1973 — Kambr. *W: Pasłęk IG 1* (red. A. Szyperko-Śliwczyńska). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **9**: 142–151.

- KIDWELL S.M., 1991 — Condensed deposits in siliciclastic sequences: expected and observed features. *W: Cycles and events in stratigraphy* (red. T.G. Ricken, W. Seilacher A): 682–695. Springer-Verlag, Berlin.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1974 — Ordowik. *W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. Pr. Inst. Geol.*, **74**: 48–60.
- LAŠKOVA L., 1994 — Cambrian sequence on the Lithuanian aquatory of the Baltic Sea. *W: Problems of entralis research, utilisation and protection in Lithuania* (red. J. Paškevičius): 20–21. Institute of Geology, Vilnius.
- LAŠKOVAS J., 2000 — The sedimentation environments of the Ordovician basin in the south-western margin of the East European Platform and lithogenesis of deposits. Institute of Geology, Vilnius.
- LAŠKOVAS J., MARČINKEVICIUS V., 1994 — Ordovician sequence on the Lithuanian aquatory of the Baltic Sea. *W: Problems of entralis research, utilisation and protection in Lithuania: 22–23. Institute of Geology, Vilnius.*
- LENDZION K., 1976a — Stratygrafia kambru zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *W: Z badań geologicznych Niżu Polskiego. T. 2. Starszy paleozoik zachodniej części syneklizy bałtyckiej* (red. B. Aref). *Biul. Inst. Geol.*, **270**: 59–84.
- LENDZION K., 1976b — Profil litologiczno-stratygraficzny. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Kambr. *W: Żarnowiec IG 1* (red. A. Witkowski). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **32**: 36–42, 46–50.
- LENDZION K., 1982a — Korelacja stratygraficzna kambru syneklizy perybałtyckiej w Polsce. *Prz. Geol.*, **30**, 5: 213–219.
- LENDZION K., 1982b — Profil litologiczno-stratygraficzny. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Kambr. *W: Kościerzyna IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **54**: 61–65, 75–79.
- LENDZION K., 1983a — Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Pr. Inst. Geol.*, **105**.
- LENDZION K., 1983b — Biostratygrafia osadów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 4: 669–694.
- LENDZION K., 1986a — Profil litologiczno-stratygraficzny. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Kambr. *W: Hel IG 1* (red. A. Witkowski). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **63**: 44–49, 51–56.
- LENDZION K., 1986b — Sedimentation of the Vendian-Cambrian marine sequence, Poland. *Geol. Mag.*, **123**, 4: 361–365.
- LENDZION K., 1988 — Kambr na Pomorzu i przyległym akwenie Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **32**, 3/4: 555–564.
- LENDZION K., 1989 — Profil litologiczno-stratygraficzny. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Kambr. *W: Gdańsk IG 1* (red. Z. Modliński). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **67**: 47–51, 56–61.
- LENDZION K., 1996 — Biostratygrafia kambru na podstawie makrofauny. *W: Przestrzenny rozkład własności zbiornikowych skał kambru środkowego bloku Łeby* (red. B. Szymański). Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LINDHOLM K., 1991 — Hunnebergian graptolites and biostratigraphy in southern Scandinavia. *Lund Publ. Geol.*, **95**: 1–36.
- LOOG A., PETERSELL V., 1994 — The distribution of microelements in Tremadoc graptolite argillite of Estonia. *Acta Comm. Univ. Tartuensis*, **971**: 57–76.
- LOOG A., ARUVÄLI J., PETERSELL V., 1995 — Authigenic carbonate minerals in the Tremadocian graptolitic argillite of Estonia. *Oil Shele*, **12**, 4: 257–287.
- MATYSZKIEWICZ J., 1996 — Wybrane problemy diagenety osadów węglanowych. *Prz. Geol.*, **44**, 6: 596–603.
- MÄNNIL R.M., 1966 — Istorija razvitija Bałtyjskovo bassejna w ordovike. Valgus, Tallinn.
- MENS K., BERGSTRÖM J., LENDZION K., 1990 — The Cambrian system on the east European Platform. *Intern. Union Geol. Sc. Publ.*, **25**: 1–73.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, **31**, 4: 258–261.
- MODLIŃSKI Z., 1973 — Stratigraphy and development of the Ordovician in north-eastern Poland. *Pr. Inst. Geol.*, **72**.
- MODLIŃSKI Z., 1976 — Stratygrafia i litofacje ordowiku zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *W: Z badań geologicznych Niżu Polskiego. T. 2. Biul. Inst. Geol.*, **270**: 85–108.
- MODLIŃSKI Z., 1982 — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **102**.
- MODLIŃSKI Z., 1988 — Rozwój ordowiku na Pomorzu i przyległym akwenie Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **32**, 3/4: 565–576.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 1972 — The Lower Tremadocian in the region of Lidzbark Warmiński. *Kwart. Geol.*, **16**, 2: 274–288.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 1997 — The Ordovician lithostratigraphy of Peribaltic Depression (NE Poland). *Geol. Quart.*, **41**, 3: 273–288.
- MODLIŃSKI Z., LENDZION K., PACZEŚNA J., SZYMAŃSKI B., 1999 — Dolny paleozoik obszaru Suwałk (stratygrafia i litologia). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 2001 — Stratygrafia i litologia ordowiku Suwalszczyzny (NE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **394**: 55–71.
- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J., SZYMAŃSKI B., 2002 — Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Kętrzyn IG 1 (NE Polska). *Prz. Geol.*, **50**, 12: 1149–1158.
- MORAWSKI W., 1973 — Przejawy uranonośności w osadach górnego kambru na tle promieniotwórczości naturalnej pokrywy osadowej wyniesienia Łeby. *Kwart. Geol.*, **17**, 4: 713–725.
- NEHRING-LEFELD M., 1969 — Konodonty ordowickie z otworu Kętrzyn. *Kwart. Geol.*, **50**, 1: 27–42.
- NÖLVAK J., 1997 — Ordovician. *W: Geology and mineral resources of Estonia* (red. A. Raukas, A. Teedumäe): 52–88. Estonian Academy Publishers, Tallinn.
- PETERSELL V.H., ŽUKOV F.I., LOOG A.D., FOMIN J.A., 1987 — Origin of Tremadoc Kerogen-bearing siltstones and argillites of Northern Estonia. *Oil Shale*, **4**, 1: 8–13.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- POMIANOVSKAJA G.M., 1987 — Die perikratone Baltik-Dniestr-Senkungzone. *Zeitschr. für angewandte Geologie*, **33**, 8: 207–213.
- POTTER P.E., MAYNARD J.B., PRYOR W.A., 1980 — Sedimentology of shale. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- PORĘBSKI S., 1996 — Podstawy stratygrafii sekwencyjnej w sukcesjach klastycznych. *Prz. Geol.*, **44**: 995–1006.

- PUKKONEN E., RAMMA M., 1992 — Distribution of molybdenum and uranium the Tremadoc Graptolitic Argillite (Dictyonema Shale) of North-Western Estonia. *Bull. Geol. Surv. Estonia*, **2**, 1: 3–15.
- PUURA I., HOLMER L., 1993 — Lingulate brachiopod from Cambrian-Ordovician boundary beds in Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förhandlingar.*, **115**, 3: 215–237.
- RATAJCZAK T., MAGIERA J., SKOWROŃSKI A., TUMIDAJSKI T., 1998 — Ilościowa analiza mikroskopowa skał. Wyd. AGH, Kraków.
- REGNELL G., 1960 — The Lower Palaeozoic of Scania. Inter. Geol. Congress, XXI ses. Norden.
- RYDZEWSKA W., 1974 — Kambr. *W*: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**: 274–288.
- RYDZEWSKA W., 1982 — Petrografia wyższego kambru dolnego, kambru środkowego i górnego. *W*: Kościerzyna IG 1 (red. Z. Modliński). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **54**: 61–69, 75–79.
- RYKA W., MALISZEWSKA A., 1991 — Słownik petrograficzny. Wyd. Geol., Warszawa.
- SHANMUGAM G., 1997 — The Baumö sequence and the turbidite mind set. *Earth Sc. Reviews*, **42**: 201–229.
- SIGGERUD T.T., 1958 — O miastoróżdzeniach urana i toria w Norwegii. Materiały międzynarodowej konferencji po mirowym ispolzowanju atomnoy energii. WNIIGRI, Petersburg.
- SIGGERUD E.I.H., STEEL R.J., 1999 — Architecture and trace-fossil characteristics of a 10,000–20,000 year, fluvial-to-marine sequence, SE Ebro-Basin, Spain. *Jour. Sedim. Res.*, **69**: 365–383.
- SIKORSKA M., 1989 — Petrografia utworów kambru. *W*: Gdańsk IG 1 (red. Z. Modliński). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **67**: 141–155.
- SIKORSKA M., 1996 — Analiza petrograficzna skał kambru. *W*: Badania geologiczne w otworze B21-1. Arch. Petrobaltic, Gdańsk.
- SIKORSKA M., 1998 — Rola diagenety w kształtowaniu przestrzeni porowej piaskowców kambru z polskiej części platformy prekambryjskiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **164**.
- SIKORSKA M., 2007 — Geneza wapieni i cementów węglanowych piaskowców w kambrze obniżenia bałtyckiego. *Prz. Geol.*, **55**, 4: 304.
- SZANIAWSKI H., 1971 — New species of Upper Cambrian conodonts from Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **16**, 4: 401–412.
- SZCZEPANIK Z., 2000a — The Cambrian of the western part of the Pomeranian Caledonides foreland Peribaltic Syncline: microfloral evidence. *Geol. Quart.*, **44**, 3: 261–273.
- SZCZEPANIK Z., 2000b — The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland similarites and differences. *Geol. Quart.*, **44**, 3: 275–295.
- SZYMAŃSKI B., 1974 — Tremadok obniżenia perybałtyckiego. *Kwart. Geol.*, **18**, 2: 224–242.
- SZYMAŃSKI B., 1976 — Zarys petrografii kambru górnego wschodniej części obniżenia perybałtyckiego. *Kwart. Geol.*, **20**, 4: 701–718.
- SZYMAŃSKI B., 1977 — Kambr górny wschodniej części obniżenia perybałtyckiego. *Kwart. Geol.*, **21**, 3: 417–436.
- SZYMAŃSKI B., 1984 — Osady tremadoku i arenigu w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **118**.
- TYSKI S., 1959 — Wyniki wiercenia oporowego Pasłęk IG 1. *Prz. Geol.*, **7**, 6: 272–273.
- VEJBAEK O.V., STOUGE S., POULSEN K.D., 1994 — Palaeozoic tectonic and sedimentary evolution and hydrocarbon prospectivity in the Bornholm area. *Danmarks Geologiske Undersogelse*, Ser. A, **34**.
- WALKER R.G., 1975 — Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **816**: 737–748.
- WALKER R. G., 1984 — Shelf and shallow marine sands. *W*: Facies Model. (red. R. Walker): 141–170. Geoscience Canada, Toronto.
- WELIN E., 1966 — Uranium mineralizations and age relationships in the Precambrian bedrock of Central and Southwestern Sweden. *Sweden Geol. Fore. Forhand.*, **88**, 524: 34–67.
- WILSON L.L., 1975 — Carbonate facies in geologic history. Verlag-Springer, Berlin.
- WITKOWSKI A. (red.), 1983 — Opracowanie stratygrafii profilu otworu A8-1/83. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WITKOWSKI A. (red.), 1986 — Opracowanie stratygrafii profilu otworu A16-1/85. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WITKOWSKI A., 1989a — Paleodynamika i ropo-gazoność starszego paleozoiku Pomorza i Bałtyku Południowego. *Zesz. Nauk. AGH. Geologia*, **43**.
- WITKOWSKI A. (red.), 1989b — Opracowanie stratygrafii profilu otworu A23-1/88. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZAGORODNYCH W.A., DOBNAJA A.W., ŻAMOJDA W.A., 2001 — Stratigrafia kaliningradskowo regiona (red. G.S. Harin). Min. Prir. Res. Russi., Kaliningrad.

## SUMMARY

The present study is based on 74 fully or partly cored borehole sections drilled for various purposes between 1961 and 2005 by the Polish Geological Institute, Oil and Gas Company “Geonafra” (Piła and Wołomin branches) and Oil and Gas Exploration and Production Company “Petrobaltic”. Twenty five boreholes were drilled in the eastern part of the depression. The remaining 49 wells penetrated its

western part, including 21 wells drilled in the Polish economic sector of the Baltic Sea (Fig. 1). The total length of the analysed intervals of the Upper Cambrian and Tremadocian sections is 545.9 m, including 315.0 m of drill core. Locations of the boreholes are presented in Fig. 1.

The lithological record the Upper Cambrian and Tremadocian succession is represented by a monotonous

sedimentary complex of significant thickness represented mostly by siliciclastic rocks: black bituminous claystones and mudstones and quartz sandstones and conglomerates. Carbonates are subordinate and represented in the Upper Cambrian succession by limestones, sandy limestones and dolomitic limestones. The sequence is composed of three formal lithostratigraphical units: in the western part of the depression – Piaśnica Formation; in the eastern area – Młynary Formation and Sępól Formation (Fig. 2). The total thickness of the Upper Cambrian and Tremadocian siliciclastic/carbonate deposits varies from 34.5 m in the western and northwestern part of the Baltic Depression (A21-1/95 offshore borehole) to 0.05 m in the eastern part (Jeziorko Okrągłe IG 2 borehole).

The Upper Cambrian and Tremadocian sequence of the Polish part of the Baltic Depression is composed of two different groups of hydrogenic microfacies: terrigenous (siliciclastic) and carbonate microfacies. The terrigenous (siliciclastic) group consists of three microfacies types: (1) sandy

conglomerates and sandy-glaucinitic conglomerates (COsa–COsa-gl), (2) quartz sandstones (arenites) (SAqw) and (3) black bituminous claystones (shales) and black bituminous siltstones (CLbi–SLbi). The carbonate group consists of four microfacies types: (1) bioclastic grainstones (GRbc), (2) bioclastic grainstones/packstones (GRbc/PKbc), (3) bioclastic packstones/wackestones (PKbc/WKbc) and (4) sparites and microsparites (Mre).

The stratigraphical range of the carbonate group of microfacies is spatially variable.

In the western part of the Baltic Depression, it covers in the *Agnostus pisiformis*–*Acerocare* zones of the Upper Cambrian (Piaśnica Formation), but in the central part it covers in the *Olenus* and *Agnostus (Homagnostus) obesus*–*Parabolina spinulosa* zones (Młynary Formation).

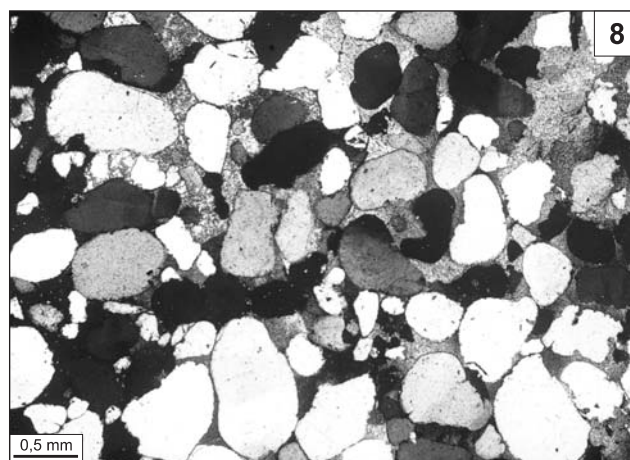
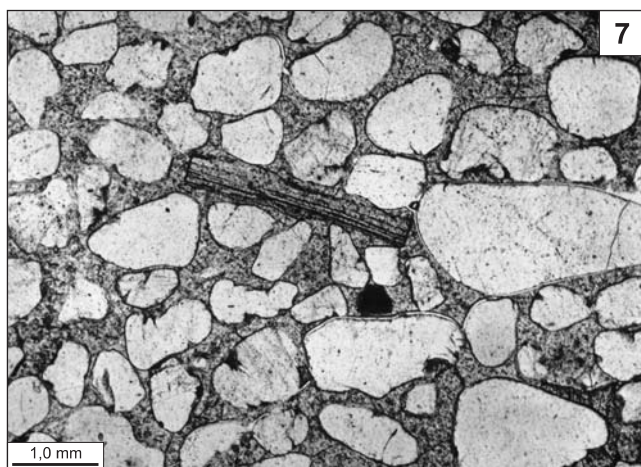
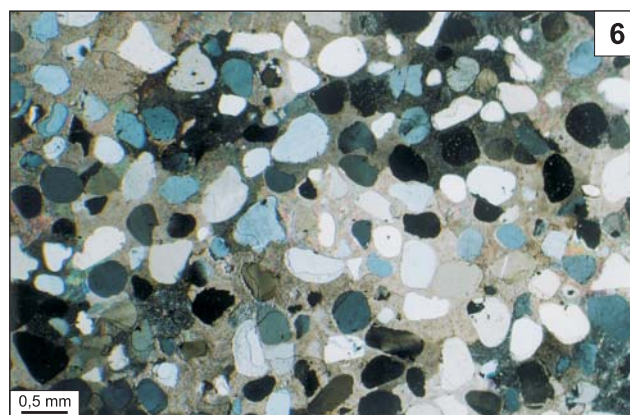
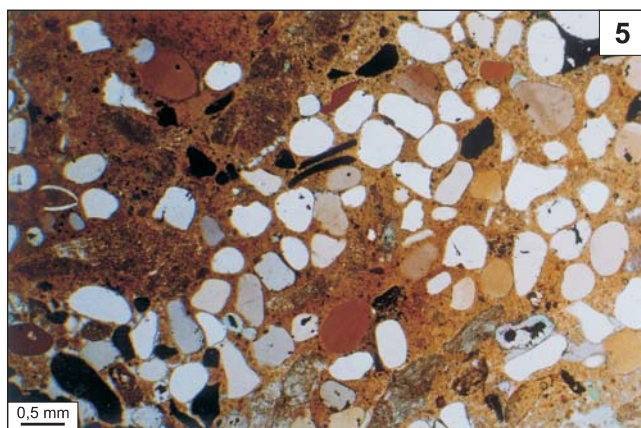
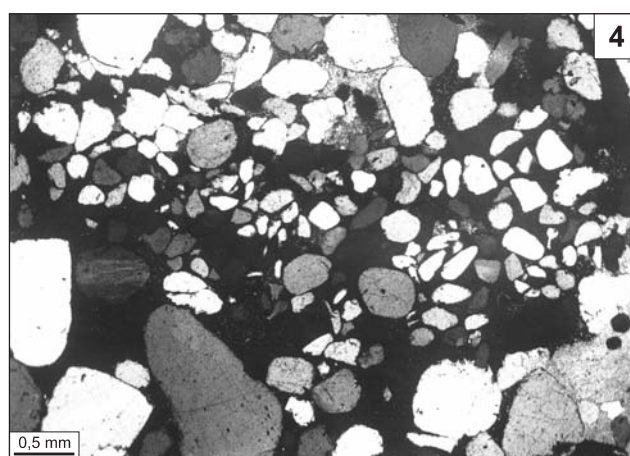
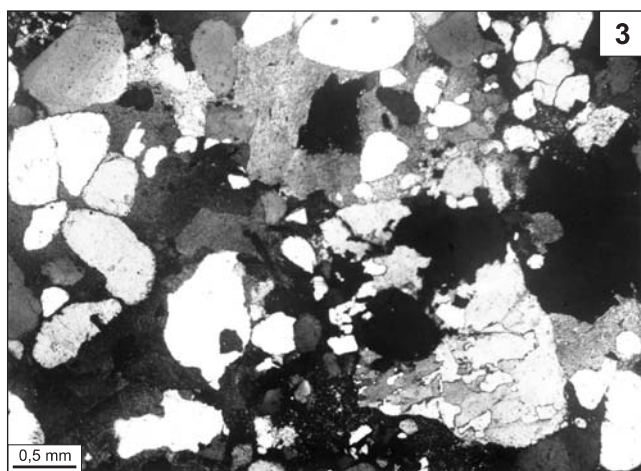
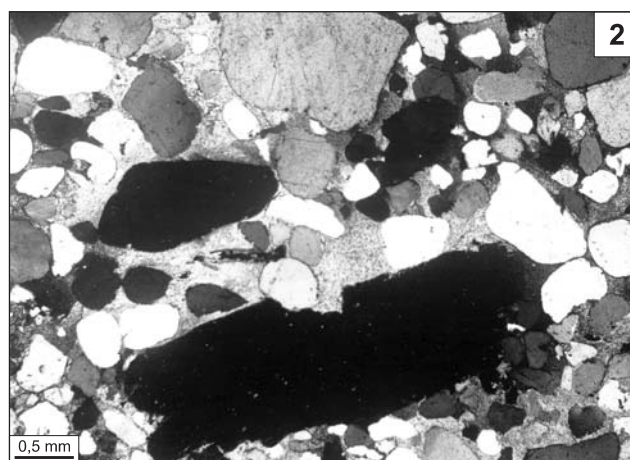
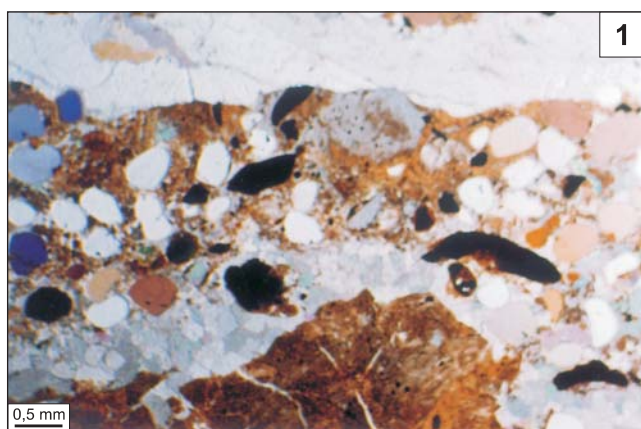
The rock sequences of the particular microfacies were correlated with their genetic equivalents from the adjacent regions of Poland (Podlasie Depression), Denmark (Bornholm), Sweden (Skåne), Lithuania and Russia (Kaliningrad District).



TABLICA I

- Fig. 1. Zlepieniec piaszczysty z glaukonitem, fosfoklastami i klastami wapieni (sparytów); mikrofacja zlepieńców piaszczystych i piaszczysto-glaukonitowych (COsa–COsa-gl); kambry górny – poziom *Agnostus pisiformis*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B6-1/82; głębokość ok. 1435,4 m; nikole częściowo skrzyżowane
- Sandy conglomerate with glauconite, phosphoclasts and limestone clasts (sparite); microfacies of sandy conglomerates and sandy-glauconitic conglomerates (COsa–COsa-gl); Upper Cambrian – zone *Agnostus pisiformis*; Piaśnica Formation; B6-1/82 borehole; depth ca. 1435.4 m; incompletely crossed nicols
- Fig. 2. Zlepieniec piaszczysty z fosfoklastami; mikrofacja zlepieńców piaszczystych i piaszczysto-glaukonitowych (COsa–COsa-gl); tremadok dolny (Pakerort AII) – poziom *desmograptoides*; formacja z Sępopola; otwór wiertniczy Pieszkowo 1; głębokość ok. 2061,3 m; nikole skrzyżowane
- Sandy conglomerate with phosphoclasts; microfacies of sandy conglomerates and sandy-glauconitic conglomerates (COsa–COsa-gl); Lower Tremadocian (Pakerort AII) – zone *desmograptoides*; Sępopol Formation; Pieszkowo 1 borehole; depth ca. 2061.3 m; crossed nicols
- Fig. 3. Zlepieniec piaszczysty z klastem piaskowca kwarcytowego i fosfoklastami; mikrofacja zlepieńców piaszczystych i piaszczysto-glaukonitowych (COsa–COsa-gl); tremadok dolny (Pakerort AII) – poziom *desmograptoides*; formacja z Sępopola; otwór wiertniczy Pieszkowo 1; głębokość ok. 2061,2 m; nikole skrzyżowane
- Sandy conglomerate with quartzite clasts and glauconite; microfacies of sandy conglomerates and sandy-glauconitic conglomerates (COsa–COsa-gl); Lower Tremadocian (Pakerort AII) – zone *desmograptoides*; Sępopol Formation; Pieszkowo 1 borehole; depth ca. 2061.2 m; crossed nicols
- Fig. 4. Kontakt zlepieńca piaszczystego z różnoziarnistym piaskowcem kwarcowym; mikrofacja zlepieńców piaszczystych i piaszczysto-glaukonitowych (COsa–COsa-gl) i mikrofacja piaskowców kwarcowych (SAqw); tremadok dolny (Pakerort AII); – poziom *desmograptoides*; formacja z Sępopola; otwór wiertniczy Pieszkowo 1; głębokość ok. 2061,1 m; nikole skrzyżowane
- Contact between sandy conglomerate and variously grained quartz sandstone; microfacies of sandy conglomerates and sandy-glauconitic conglomerates (COsa–COsa-gl) and quartz sandstones (arenites) (SAqw); Lower Tremadocian (Pakerort AII) – zone *desmograptoides*; Sępopol Formation; Pieszkowo 1 borehole; depth ca. 2061.1 m; crossed nicols
- Fig. 5. Piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty o spoiwie fosforanowo-węglanowym z klastami fosforanów, bioklastami i glaukonitem; mikrofacja piaskowców kwarcowych (arenitów) (SAqw); kambry górny – poziom *Agnostus pisiformis*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B6-1/82; głębokość ok. 1434,8 m; nikole częściowo skrzyżowane
- Medium-grained quartz sandstone with phosphoclasts, bioclasts and glauconite, carbonate-phosphatic cement; microfacies of quartz sandstones (arenites) (SAqw); Upper Cambrian – zone *Agnostus pisiformis*; Piaśnica Formation; B6-1/82 borehole; depth ca. 1434.8 m; incompletely crossed nicols
- Fig. 6. Piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty o spoiwie węglanowym i węglanowo-fosforanowym; mikrofacja piaskowców kwarcowych (arenitów) (SAqw); kambry górny – poziom *Agnostus pisiformis*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy A23-1/88; głębokość ok. 1315,4 m; nikole skrzyżowane
- Medium-grained quartz sandstone; carbonate and carbonate-phosphatic cement; microfacies of quartz sandstones (arenites) (SAqw); Upper Cambrian – zone *Agnostus pisiformis*; Piaśnica Formation; A23-1/88 borehole; depth ca. 1315.4 m; crossed nicols
- Fig. 7. Piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty z bioklastami ramienionogów, spoiwo węglanowo (kalcytowo)-ilaste; mikrofacja piaskowców kwarcowych (arenitów) (SAqw); kambry górny – poziom *Agnostus pisiformis*; formacja z Młynar; otwór wiertniczy Gładysze 2; głęb. ok. 2561,6 m; nikole równoległe
- Medium-grained quartz sandstone with brachiopod bioclasts; carbonate (calcite)-clayey matrix; microfacies of quartz sandstones (arenites) (SAqw); Upper Cambrian – zone *Agnostus pisiformis*; Młynary Formation; Gładysze 2 borehole; depth ca. 2561.6 m; one nicol
- Fig. 8. Piaskowiec kwarcowy różnoziarnisty o cemencie węglanowym; mikrofacja piaskowców kwarcowych (arenitów) (SAqw); tremadok dolny (Pakerort AII) – poziom *socialis-flabelliformis*; formacja z Sępopola; otwór wiertniczy Pieszkowo 1; głębokość ok. 2059,5 m; nikole skrzyżowane
- Variously grained quartz sandstone; carbonate cement; microfacies of quartz sandstones (arenites) (SAqw); Lower Tremadocian (Pakerort AII) – zone *socialis-flabelliformis*; Sępopol Formation; Pieszkowo 1 borehole; depth ca. 2059.5 m; crossed nicols

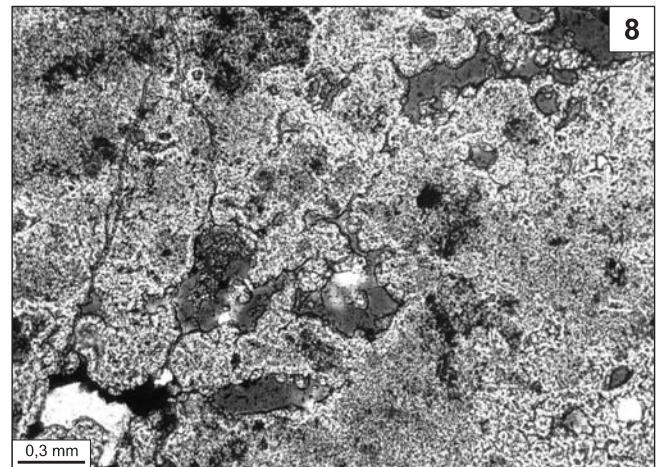
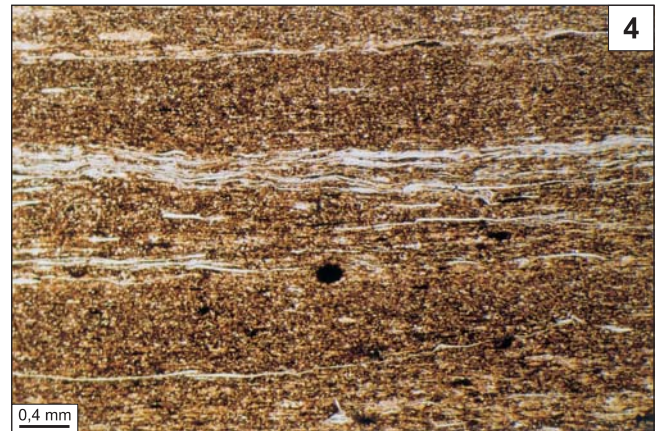
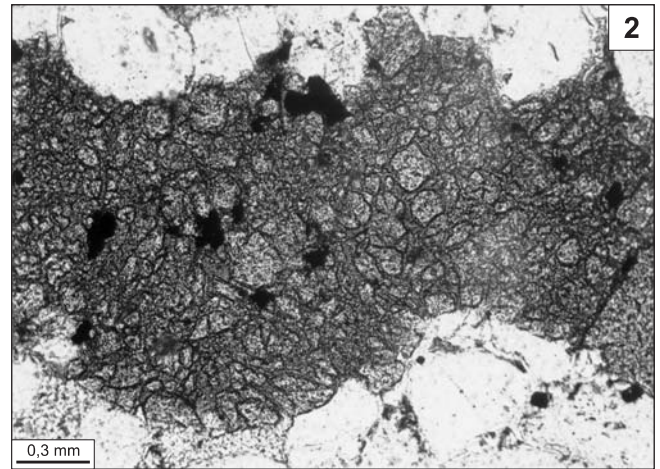
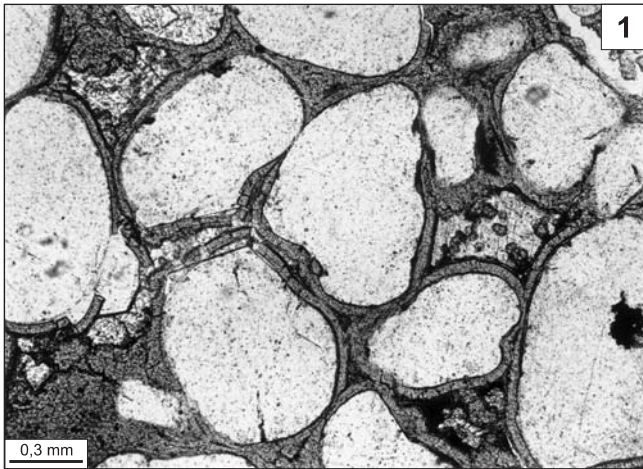




TABLICA II

- Fig. 1. Piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty o spoiwie węglanowym i węglanowo-fosforanowym, ziarna kwarcu z obwódkami fosforanowymi i fosforanowo-ilastymi; mikrofacja piaskowców kwarcowych (arenitów) (SAqw); tremadok dolny (Pakerort AII) – poziom *socialis-flabelliformis*; formacja z Sępola; otwór wiertniczy Zareby 2; głębokość ok. 2247,5 m; nikole równoległe  
Medium-grained quartz sandstone-quartz grains with phosphatic rims; carbonate and carbonate-phosphatic cement; microfacies of quartz sandstones (arenites) (SAqw); Lower Tremadocian (Pakerort AII) – zone *socialis-flabelliformis*; Sępól Formation; Zareby 2 borehole; depth ca. 2247.5 m; one nicol
- Fig. 2. Piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty – fosfoklast ze skupieniami siarczków (piryt); mikrofacja piaskowców kwarcowych (arenitów) (SAqw); tremadok dolny (Pakerort AII) – poziom *desmograptoides*; formacja z Sępola; otwór wiertniczy Pieszkowo 1; głębokość ok. 2061,2 m; nikole równoległe  
Medium-grained quartz sandstone – phosphoclasts with pyrite concretions; microfacies of quartz sandstones (arenites) (SAqw); Lower Tremadocian (Pakerort AII) – zone *desmograptoides*; Sępól Formation; Pieszkowo 1 borehole; depth ca. 2061.2 m; one nicol
- Fig. 3. Iłowiec bitumiczny o równoległej laminacji poziomej; mikrofacja ciemnych ilowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi); kambr górny – poziom *Leptoplastus*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B4-1/81; głębokość ok. 1108,8 m; nikole równoległe  
Bituminous claystone, flat parallel lamination; microfacies of black bituminous claystones and black bituminous siltstones (CLbi– SLbi); Upper Cambrian – zone *Leptoplastus*; Piaśnica Formation; B4-1/81 borehole; depth ca. 1108.8 m; one nicol
- Fig. 4. Iłowiec bitumiczny poziomo i faliście laminowany; mikrofacja ciemnych ilowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi); kambr górny – poziom *?Parablina spinulosa*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B4-1/81; głębokość ok. 1108,5 m; nikole równoległe  
Bituminous claystone, flat parallel and wavy lamination; microfacies of black bituminous claystones and black bituminous siltstones (CLbi– SLbi); Upper Cambrian – zone *?Parablina spinulosa*; Piaśnica Formation; B4-1/81 borehole; depth ca. 1108.5 m; one nicol
- Fig. 5. Iłowiec bitumiczny poziomo laminowany; mikrofacja ciemnych i ilowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi); kambr górny – poziom *Acerocare*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B6-1/82; głębokość ok. 1417,0 m; nikole skrzyżowane  
Bituminous claystone, flat parallel lamination; microfacies of black bituminous claystones and black bituminous siltstones (CLbi– SLbi); Upper Cambrian – zone *Acerocare*; Piaśnica Formation; B6-1/82 borehole; depth ca. 1417.0 m; crossed nicols
- Fig. 6. Iłowiec bitumiczny poziomo i faliście laminowany mułowcem; mikrofacja ciemnych ilowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi); kambr górny – poziom *Parablina spinulosa*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy A23-1/88; głębokość ok. 1312,0 m; nikole równoległe  
Bituminous claystone flat parallel and irregular lamination; microfacies of black bituminous claystones and black bituminous siltstones (CLbi–SLbi); Upper Cambrian – zone *Parablina spinulosa*; Piaśnica Formation; A23-1/88 borehole; one nicol, depth ca. 1312.0 m; one nicol
- Fig. 7. Mułowiec bitumiczny poziomo i faliście laminowany ilowcem bitumicznym; mikrofacja ciemnych ilowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi); kambr górny – poziom *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy A23-1/88; głębokość ok. 1313,8 m; nikole równoległe  
Bituminous siltstone with flat parallel and wavy fine layers bituminous claystone; microfacies of black bituminous claystones and black bituminous siltstones (CLbi–SLbi); Upper Cambrian – zone *Olenus* and *Agnostus (Homagnostus) obesus*; Piaśnica Formation; A23-1/88 borehole; depth ca. 1313.8 m; one nicol
- Fig. 8. Iłowiec bitumiczny ze skupieniami fosforanów i chalcedonu; mikrofacja ciemnych ilowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi); tremadok dolny (Pakerort AII) – poziom *?hunnebergensis*; formacja konglomeratów i piaskowców z Sępola; otwór wiertniczy Zareby 2; głębokość ok. 2247,6 m; nikole równoległe  
Bituminous claystone with concentrations of phosphates and chalcedony; microfacies of black bituminous claystones and black bituminous siltstones (CLbi–SLbi); Lower Tremadocian (Pakerort AII) – zone *?hunnebergensis*; Sępól Formation; Zareby 2 borehole; depth ca. 2247.6 m; one nicol

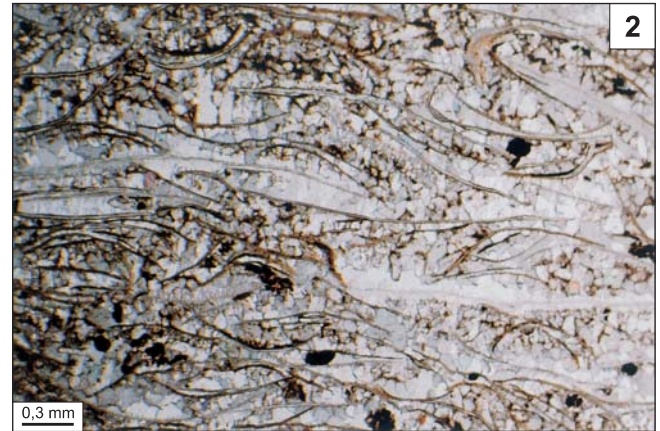
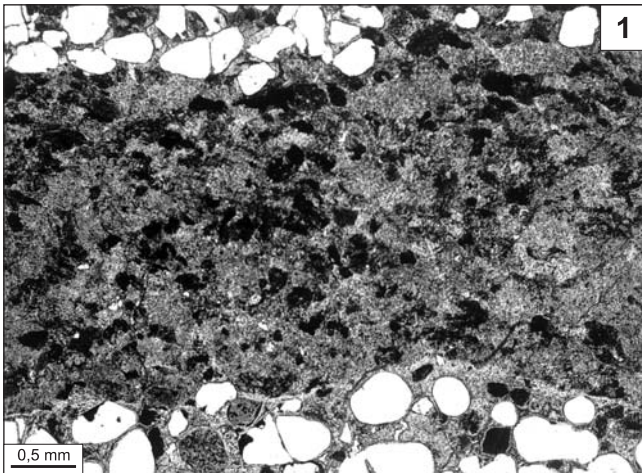






TABLICA III

- Fig. 1. Iłowiec bitumiczny ze skupieniami siarczków; mikrofacja ciemnych iłowców i mułowców bitumicznych (CLbi–SLbi); tremadok dolny (Pakerort AII) – poziom *?hunnebergensis*; formacja konglomeratów i piaszczowców z Sępola; otwór wiertniczy Zaręby 2; głębokość ok. 2247,6 m; nikole równoległe
- Bituminous claystone with concentrations of sulphides; microfacies of black bituminous claystones and black bituminous siltstones (CLbi–SLbi); Lower Tremadocian (Pakerort AII) – zone *?hunnebergensis*; Sępola Formation, Zaręby 2 borehole; depth *ca.* 2247.6 m; one nicol
- Fig. 2. Greinston bioklastyczny (trylobitowo-ramienionogowy); mikrofacja greinstonów bioklastycznych (GRbc); kambr górny – poziom *Acerocare*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B7-1/91; głębokość ok. 2323,5 m; nikole równoległe
- Bioclastic grainstone; microfacies of bioclastic grainstones (GRbc); Upper Cambrian – zone *Acerocare*; Piaśnica Formation; B7-1/91 borehole; depth *ca.* 2323.5 m; one nicol
- Fig. 3. Greinston bioklastyczny (trylobitowy) z glaukonitem; mikrofacja greinstonów bioklastycznych (GRbc); kambr górny – poziom *Parablina spinulosa*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy A23-1/88; głębokość ok. 1312,4 m; nikole równoległe
- Bioclastic grainstone with glauconite; microfacies of bioclastic grainstones (GRbc); Upper Cambrian – zone *Parablina spinulosa*; Piaśnica Formation; A23-1/88 borehole; depth *ca.* 1312.4 m; one nicol
- Fig. 4. Greinston/pakston bioklastyczny (trylobitowo-ramienionogowy) ze smugami i skupieniami substancji ilasto-bitumicznej; mikrofacja greinstonów/pakstonów bioklastycznych (GRbc/PKbc); kambr górny – poziom *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B6-1/82; głębokość ok. 1432,0 m; nikole równoległe
- Bioclastic grainstone to packstone with clayey-bituminous concentrations; microfacies of bioclastic grainstones to packstones (GRbc/PKbc); Upper Cambrian – zone *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*; Piaśnica Formation; B6-1/82 borehole; depth *ca.* 1432.0 m; one nicol
- Fig. 5. Pakston/wakston bioklastyczny (trylobitowy); mikrofacja pakstonów/wakstonów bioklastycznych (PKbc/WKbc); kambr górny – poziom *Leptoplastus*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B7-1/91; głębokość ok. 2325,0 m; nikole równoległe
- Bioclastic packstone to wakstone; microfacies of bioclastic grainstones to packstones (GRbc/PKbc); Upper Cambrian – zone *Leptoplastus*; Piaśnica Formation; B7-1/91 borehole; depth *ca.* 2325.0 m; one nicol
- Fig. 6. Wapień grubokrystaliczny (sparyt) z glaukonitem i skupieniami illitu i chlorytu, w centrum – struktury „wachlarzowe” kalcytu; mikrofacja sparytów i mikrosparytów (LMre); kambr górny – poziom *Acerocare*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B4-1/81; głębokość ok. 1107,1 m; nikole skrzyżowane
- Limestone (sparite) with glauconite and concentrations of illite and chlorite, in central part – “fan-like” calcite structures; microfacies sparites and microsparites (LMre); Upper Cambrian – zone *Acerocare*; Piaśnica Formation; B4-1/81 borehole; depth *ca.* 1107.1 m; crossed nicols





TABLICA IV

- Fig. 1. Wapień krystaliczny (sparyt) z glaukonitem; mikrofacja sparytów i mikrosparytów (LMre); kambr górny – poziom *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy B7-1/91; głębokość ok. 2326,7 m; nikole skrzyżowane  
Limestone (sparite) with glauconite; microfacies of sparites and microsparites (LMre); Upper Cambrian – zone *Olenus* and *Agnostus (Homagnostus) obesus*; Piaśnica Formation, B7-1/91 borehole; depth ca. 2326.7 m; crossed nicols
- Fig. 2. Wapień piaszczysty dolomityczny (sparyt); mikrofacja sparytów i mikrosparytów (LMre); kambr górny – poziom *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy Kościerzyna IG 1; głębokość ok. 4424,7 m; nikole skrzyżowane  
Sandy dolomitic limestone (sparite); microfacies of sparites and microsparites (LMre); Upper Cambrian – zone *Olenus* and *Agnostus (Homagnostus) obesus*; Piaśnica Formation; Kościerzyna IG 1 borehole; depth ca. 4424.7 m; crossed nicols
- Fig. 3. Wapień z detrytycznym kwarcem frakcji aleurytowej (sparyt); mikrofacja sparytów i mikrosparytów (LMre); kambr górny – poziom *Olenus* i *Agnostus (Homagnostus) obesus*; formacja z Piaśnicy; otwór wiertniczy Kościerzyna IG 1; głębokość ok. 4424,9 m; nikole skrzyżowane  
Limestone (sparite) with detrital quartz; microfacies of sparites and microsparites (LMre); Upper Cambrian – zone *Olenus* and *Agnostus (Homagnostus) obesus*; Piaśnica Formation; Kościerzyna IG 1 borehole; depth ca. 4424.9 m; crossed nicols
- Fig. 4. Wapień krystaliczny (sparyt) z detrytycznym kwarcem; mikrofacja sparytów i mikrosparytów (LMre); kambr górny – poziom *Parablina spinulosa*; formacja z Młynar; otwór wiertniczy Dębowiec Warmiński 2; głębokość ok. 2581,5 m; nikole równoległe  
Limestone (sparite) with detrital quartz; microfacies of sparites and microsparites (LMre); Upper Cambrian – zone *Parablina spinulosa*; Młynary Formation; Dębowiec Warmiński 2 borehole; depth ca. 2581.5 m; one nicol
- Fig. 5. Wapień krystaliczny (sparyt) z detrytycznym kwarcem i skupieniami substancji ilastej; mikrofacja sparytów i mikrosparytów (LMre); kambr górny – poziom *Parablina spinulosa*; formacja z Młynar; otwór wiertniczy Młynary 1; głębokość ok. 2792,2 m; nikole równoległe  
Limestone (sparite) with detrital quartz and clay concentrations; microfacies of sparites and microsparites (LMre); Upper Cambrian – zone *Parablina spinulosa*; Młynary Formation; Młynary 1 borehole; depth ca. 2792.2 m; one nicol
- Fig. 6. Wapień krystaliczny (sparyt); mikrofacja sparytów i mikrosparytów (LMre); kambr górny – poziom ?*Parablina spinulosa*; formacja z Młynar; otwór wiertniczy Olsztyn IG 2; głęb. ok. 2444,4 m; nikole skrzyżowane  
Limestone (sparite); microfacies of sparites and microsparites (LMre); Upper Cambrian – zone ?*Parablina spinulosa*; Młynary Formation; Olsztyn IG 2 borehole; depth ca. 2444.4 m; crossed nicols

