

## LITOSTRATYGRAFIA ORDOVIKU W OBNIŻENIU PODLASKIM I W PODŁOŻU NIECKI PŁOCKO-WARSZAWSKIEJ (WSCHODNIA POLSKA)

### LITHOSTRATIGRAPHY OF THE ORDOVICIAN IN THE PODLASIE DEPRESSION AND THE BASEMENT OF THE PŁOCK–WARSAW TROUGH (EASTERN POLAND)

ZDZISŁAW MODLIŃSKI<sup>1</sup>, BRONISŁAW SZYMAŃSKI<sup>1</sup>

**Abstrakt.** W artykule zaprezentowano sformalizowany schemat podziału litostratygraficznego osadów klastyczno-węglanowych ordowiku polskiego fragmentu obniżenia podlaskiego (wschodnia Polska) oraz podłoża niecki płocko-warszawskiej. W sekwencji litologicznej systemu wyróżniono, opierając się na makroskopowej zmienności cech sedymentacyjnych i sedymentacyjno-diastroficznym osadów, 18 formalnych jednostek litostratygraficznych, w tym: 15 o randze formacji oraz 3 w randze ogniwa. Z proponowanych formacji 11 wyróżniono w obniżeniu podlaskim, pozostałe 4 w podłożu niecki płocko-warszawskiej. Część ustanowionych jednostek jest ograniczona regionalnymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych lub sedymentacyjno-erozyjnych i spełnia kryteria właściwe kategoriom litostratygraficznym o charakterze allostratygraficznym (*allostratigraphic units*). Przedstawiono zasięg stratygraficzny, zgeneralizowaną litologię, miąższość i charakter granic poszczególnych jednostek litostratygraficznych, ich następstwo pionowe i wzajemne relacje przestrzenne. Zespoły skalne poszczególnych formacji skorelowano z ich litostratygraficznymi i genetycznymi odpowiednikami w profilach obszarów sąsiednich: Polski, Białorusi, Ukrainy, Litwy i Rosji (Obwód Kaliningradzki).

**Słowa kluczowe:** petrografia, litostratygrafia, ordowik, obniżenie podlaskie, niecka płocko-warszawska, wschodnia Polska.

**Abstract.** Investigations of Ordovician rocks of the Podlasie Depression and Płock–Warsaw Trough (eastern Poland) have resulted in establishing and defining of 18 new formal lithostratigraphical units, including 15 formations and 3 members. Out of the units of formation rank four units have been established within the basement of the Płock–Warsaw Trough, and 11 units in the Podlasie Depression. Some of them show features of allostratigraphic units *sensu* “North American...” (1983) because they are bordered by sedimentary or sedimentary-erosional unconformities. The units have been defined in accordance with the rules of the Polish stratigraphic nomenclature. The description includes as follows: name, history, subdivision, type section, other sections, boundaries, lithology, organic remains and age, sedimentary environment, thickness and age equivalents. The lithology, stratigraphical position, thickness, palaeontological data and spatial relation of the particular units are presented in this paper. Rock sequences of different formations have been correlated with lithostratigraphic and genetic equivalents from the adjacent regions of Poland, Belarus, Ukraine, Lithuania and Russia (Kaliningrad District).

**Key words:** petrography, lithostratigraphy, Ordovician, Podlasie Depression, Płock–Warsaw Trough, eastern Poland.

## WSTĘP

Osady ordowiku w obniżeniu podlaskim i w podłożu niecki płocko-warszawskiej stwierdzono po raz pierwszy w roku 1957 w otworze wiertniczym Żebrak IG 1 k. Siedlec na Podlasiu. Ich występowanie potwierdzono następnie w latach 60. XX wieku w profilach kolejnych 8 otworów wiertniczych, m.in.: w rejonie Mielnika n. Bugiem w otworze

wiertniczym Mielnik IG 1, w rejonie Białowieży w otworach wiertniczych Krzyże IG 4 i Podborowisko IG 1 (wschodnia część obniżenia podlaskiego) oraz w otworach wiertniczych Tłuszcz IG 1 i Płońsk IG 2a (zachodnia część obniżenia). Stopień rozpoznania serii ordowickiej omawianego regionu uległ następnie znacznemu rozszerzeniu w wyniku intensyw-

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

nej prospekcji geologiczno-wiertniczej w latach 70. i 80., która dostarczyła znacznej liczby profili systemu, w tym z 60 otworów wiertniczych wykonanych z pełnym rdzeniowaniem w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego (rejon Białowieża–Bielsk Podlaski) oraz z otworu wiertniczego Bodzanów IG 1 zlokalizowanego w strefie niecki płocko-warszawskiej. Z początkiem lat 90. znajomość serii ordowickiej regionu uzupełniło odwiercenie przez przedsiębiorstwa naftowe w zachodniej części obniżenia podlaskiego otworów: Kałuszyn 1 i Kałuszyn 2, zgłębionych w roku 1992 i 1995 z częściowym poborem prób rdzeniowych.

Zespół skalny ordowiku na omawianym obszarze rozpoznano dotychczas łącznie w profilach 89 otworów wiertniczych o różnej rejonizacji paleogeograficznej i pozycji strukturalnej, odwierconych w większości z pełnym rdzeniowaniem w latach 1957–1995. Z otworów tych, 85 odwiercono w obniżeniu podlaskim, pozostałe 4 na obszarze niecki płocko-warszawskiej. Interwał serii ordowickiej w grupie 69 otworów wiertniczych przebito z pełnym rdzeniowaniem, w 16 z częściowym poborem prób rdzeniowych, natomiast w 4 – bezrdzeniowo (otw. wiertn.: Iwanki–Rohozy IG 3, Waśki IG 2, Grodzisko IG 1 i Skupowo IG 6). Z wierceń osiagających serię ordowicką 77 zostało wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny, a pozostałe 12 przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo (ZNPG Wołomin) (Modliński, 1984; Szymański, 1984). Zestawienie wybranych otworów wiertniczych z rozpoznanymi profilami ordowiku przedstawiono na figurze 1.

Interwały serii ordowickiej rozpoznane w najlepiej stratygraficznie zachowanych profilach poszczególnych otworów wiertniczych są zróżnicowane. Ich wielkość waha się od 25,0–27,0 mb. (otw. wiertn. Sokołów Podlaski 1, głęb. 1712,5–1737,5 m i Tłuszcz IG 1, głęb. 1964,0–1990,0 m) do 56,0–58,0 mb. (otw. wiertn. Kaplanosy IG 1, głęb. 718,0–774,0 m i Mielnik IG 1, głęb. 1120,0–1178,0 m) oraz 71,0 m (otw. wiertn. Płońsk IG 2a, głęb. 3484,0–3555,0 m) (niecka płocko-warszawska). Zakres rdzeniowania osadów w profilach zgłębionych z częściowym poborem prób rdzeniowych waha się od ok. 10,0% (otw. wiertn. Dobrze 1, głęb. 2784,5–2789,1 m; 4,6 mb.) do ok. 25,0% (otw. wiertn. Sokołów Podlaski 1, głęb. 1733,5–1739,5 m; 6,0 mb.). W czterech profilach przekroju białowieskiego serię ordowiku przebito bezrdzeniowo (otw. wiertn.: Iwanki–Rohozy IG 3, Waśki IG 2, Grodzisko IG 5, Skupowo IG 6). Łącznie przewiercono interwał ordowiku o długości ok. 4 tys. mb., uzyskując ok. 3,5 tys. mb. skalnego materiału rdzeniowego, z którego wykonano 320 płytek cienkich i 35 powierzchni polerowanych.

Zespół skalny ordowiku leży niezgodnie sedimentacyjnie bądź na osadach poziomu *Paradoxides paradoxissimus* kambru środkowego (formacja kostrzyńska), bądź domnieманego kambru górnego? (warstwy skupowskie *sensu* Znosko, 1965, 1968; Szymański, 1984; formacja krzyżańska *sensu* Bednarczyk, 1998), i jest przykryty silikoklastykami syluru (landower), permu dolnego, triasu dolnego lub jury środkowej. Zarówno z osadami kambryjskiego podłoża, jak i permio-mezozoicznego nadkładu seria ordowicka graniczy

wzdłuż regionalnych powierzchni erozyjnych. Stwierdzona niepełna miąższość serii osadów ordowickich waha się od 25,0 i 26,0 m w części centralnej obniżenia (otw. wiertn. Sokołów Podlaski 1 i Tłuszcz IG 1) do 58,0–67,1 m we wschodniej części (otw. wiertn. Mielnik IG 1 i Stadniki IG 1) i ok. 68,0–71,0 m w podłożu niecki płocko-warszawskiej (otw. wiertn. Polik IG 1 i Płońsk IG 2a). Zapis stratygraficzny serii tworzą udokumentowane paleontologicznie ekwiwalenty wiekowe tremadoku, arenigu, lanwirnu, karadoku i aszgilu (fig. 2–11).

Jako kryterium wyróżnienia poszczególnych formalnych jednostek litostratygraficznych posłużyły: zmienność ich składu litologicznego, jakościowe i ilościowe zróżnicowanie struktur sedimentacyjnych i zespołów fauny i ichnofauny, charakter granic oraz interpretacje zapisów karotażu geofizycznego (PG, PNG, PO, PS).

Zmienność litologiczną osadów poszczególnych profili wiertniczych przedstawiono zarówno w odcinkach rdzeniowanych, jak i nie rdzeniowanych. 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 najlepiej zachowane stratygraficznie profile, które zgłębiono z pełnym zakresem rdzeniowania na całej długości i z bardzo dużym uzyskiem rdzenia. Są to kolejno profile następujących otworów wiertniczych: w niecce płocko-warszawskiej – Bodzanów IG 1 i Płońsk IG 2a, w obniżeniu podlaskim – Rajsk IG 3, Łochów IG 1 i Żebrak IG 1.

Jako wzorcem klasyfikacji i nomenklatury stratygraficznej posłużono się zalecanymi ustaleniami *Zasad polskiej klasyfikacji* (Birkenmajer, red., 1975) i Polskimi zasadami stratygrafii (Racki, Narkiewicz, red., 2006). W charakterze skali chronostratygraficznej wykorzystano aktualny podział o standardzie globalnym rekomendowany przez Podkomisję Stratygrafii Systemu Ordowickiego (*International Subcommission on Ordovician Stratigraphic Classification* – ISSC) (Bergström i in., 2000, 2004, 2006; Finney, 2005) oraz dwa podziały o statusie skał regionalnych. Są to: klasyczny podział brytyjski (Fortey i in., 1995; Webby, 1998; Weby i in., 2004) oraz podział bałtycki autorstwa Loydella i in. (1998), Nölvaka (1999a, b) a także Loydella, Nestora (2005), uwzględniający specyfikę regionalną rodzimych profili systemu.

Ordowicki wiek liczbowy (bezwzględny) podano według Gradsteina i in. (2004), stosując zasadę przyjmowania raczej umiarkowanych niż ekstremalnych spośród możliwych wielkości (fig. 2). Za test synchroniczności posłużył podstawowy podział ortostratygraficzny ordowiku oparty na graptolitach (Fortey i in., 1995; Webby, 1998). Stopień rozdzielczości tego testu jest ograniczony trwaniem podpoziomu graptolitowego lub konodontowego, szacowanym średnio na od ok. 1,5 (aszgil) do 3,0 (lanwirn) mln lat. Interpretację głębokości w poszczególnych profilach przyjęto na podstawie danych wiertniczych, podając każdorazowo odpowiednie wartości uzyskane z interpretacji pomiarów geofizyki otworowej – głównie krzywych PG i PNG.

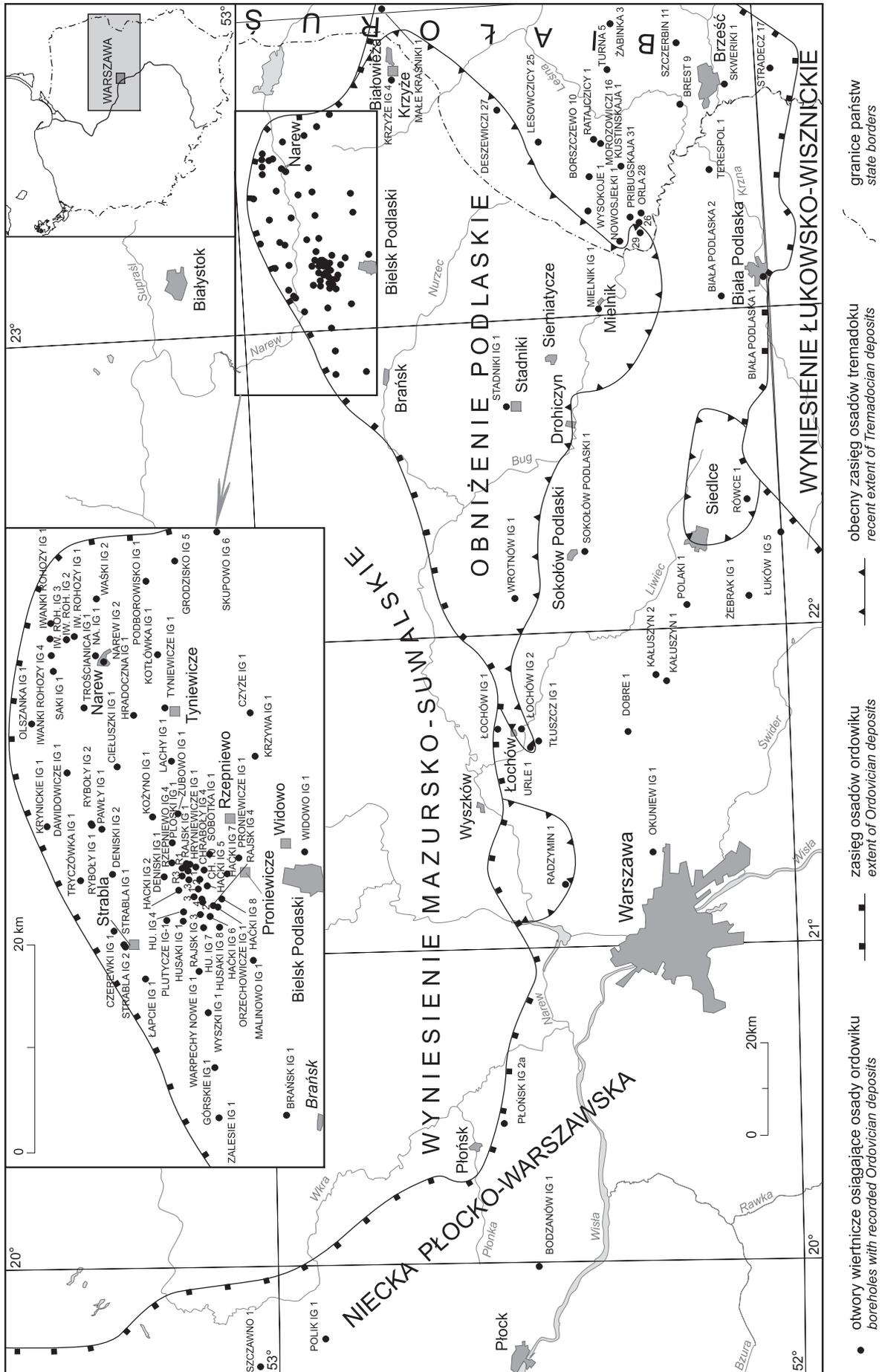


Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych

Location of boreholes

Główne typy skał węglanowych i silikoklastycznych wyróżniono na podstawie składu mineralnego, cech teksturalnych oraz zawartości i charakteru komponentów allochemicznych. Jako podstawą przy klasyfikacji i nazewnictwie wapieni posłużono się nomenklaturą Dunhama (1962) i Chilingara i in. (1967), a skał klastycznych – nomenklaturą Dotta w modyfikacji Pettijohna (1972).

Zastosowano przy tym zasadę, że makroskopową diagnostykę litologiczną poszczególnych typów skał korygowano 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 Folka (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.

Dane dotyczące rozwoju badań i ewolucji poglądów na temat stratygrafii i litologii ordowiku polskiego fragmentu obniżenia podlaskiego i podłoża niecki płocko-warszawskiej można znaleźć w materiałach archiwalnych i publikacjach, m.in.: Tomczykowa (1962, 1964), Znosko (1964, 1965, 1968), Biernat (1964), Bednarczyk (1966, 1969, 1998), Langier-Kuźniarowa (1967, 1971, 1973, 1974), Tomczyk (1971), Bareja (1974), Modliński (1968, 1973, 1974, 1975,

1978, 1990), Modliński i in. (2002, 2007), Szymański (1966, 1968, 1973, 1984, 1985), Lendzion (1978, 1983a, b), Nehring-Lefeld (1987), Podhalańska (1992a, b).

Płytki cienkie i powierzchnie polerowane wykonała Pracownia Szlifierska Muzeum Geologicznego Państwowego Instytutu Geologicznego, komputerowe ilustracje graficzne – T. Grudzień i B. Szymański.

Zbiory dokumentacyjne próbek litologicznych, okazów paleontologicznych, powierzchni polerowanych i płytek cienkich z sekwencji skalnych ustanowionych jednostek litostratygraficznych zdeponowano w Zakładzie Geologii Regionalnej, Surowcowej i Geofizyki PIG w Warszawie (kolekcja Muz. PIG 1722.II).

Dysponentem materiałów dokumentacyjnych wszystkich profili stratotypowych i hipolitostratotypowych jest Skarb Państwa. Próby rdzeniowe tych profili z obniżenia podlaskiego i niecki płocko-warszawskiej są przechowywane w Archiwum rdzeni wiertniczych w Iwicznej k. Piaseczna (otw. wiertn.: Łochów IG 2, Płońsk IG 2a, Proniewicze IG 1, Rąjsk IG 2 i Zubów IG 1), Archiwum Rdzeni Wiertniczych w Hołownie k. Białej Podlaskiej (otw. wiertn. Koźyno IG 1) i Archiwum Rdzeni Wiertniczych w Leszczach k. Kłodawy (Polik IG 1). Geologiczne dokumentacje wynikowe poszczególnych otworów wiertniczych wraz z wykresami pomiarów geofizycznych znajdują się w Centralnym Archiwum Geologicznym PIG w Warszawie.

## OPIS JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

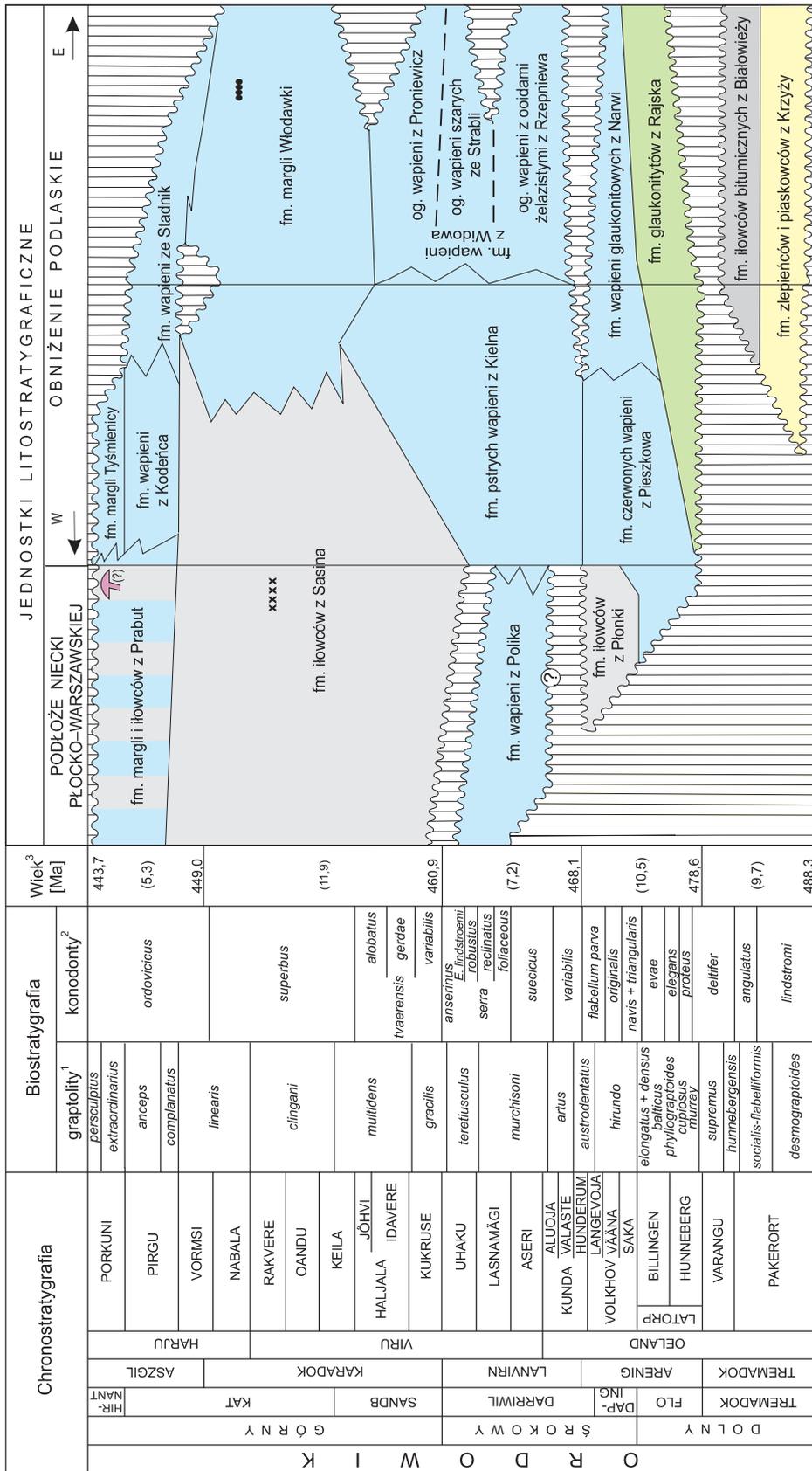
Za sprawą makroskopowego zróżnicowania jakościowego składu litologicznego oraz zmienności pierwotnych cech sedymentacyjnych i sedymentacyjno-diastroficznymi osadów w sekwencji litologicznej systemu wyróżniono 18 formalnych jednostek litostratygraficznych, w tym: 15 jednostek w randze formacji (fm.) oraz 3 w randze ogniwa (og.). Z grupy zdefiniowanych jednostek 11 ustanowiono w sekwencji ordowickiej obniżenia podlaskiego, pozostałe 4 w podłożu niecki płocko-warszawskiej (fig. 2).

Zdefiniowane jednostki litostratygraficzne w kategoriach stratygrafii sekwencji można przyporządkować trzem naturalnie wyodrębnionym transgresywno-regresywnym (T-R) sekwencjom depozycyjnym *sensu* Johnson i in. (1985) (cykлом transgresywno-regresywnym) o odmiennej genezie: tremadockiej – złożonej z silikoklastyków formacji krzyżańskiej i formacji białowieskiej; arenidzko-lanwirńskiej – reprezentowanej przez glaukonityty i kalcsiliklastyki formacji z Narwi, formacji z Pieszkowa, formacji z Widowa, formacji pstrych wapieni z Kielna oraz górnolanwirska (uhaku)-aszgilskiej, na którą składają się odpowiednio: w obniżeniu podlaskim – kalcsiliklastyki i kalcyklastyki

formacji z Kielna, formacji Włodawki, formacji ze Stadnik, formacji z Kodeńca i formacji Tyśmienicy; w niecce płocko-warszawskiej – silikoklastyki i kalcsiliklastyki formacji Płonki, formacji z Płońska, formacji z Sasina oraz formacji z Prabut. Zespoły skalne poszczególnych sekwencji depozycyjnych są rozdzielone w planie regionalnym przez heterochroniczne powierzchnie niezgodności sedymentacyjnych i sedymentacyjno-erozyjnych oraz hiatus stratygraficzny o zmiennym zasięgu czasowym (fig. 2).

Zmienność oboczna litologii wyróżnionych jednostek między obniżeniem podlaskim i niecką płocko-warszawską konsekwentnie wskazuje na bardziej proksymalny, bliższy hipotetycznemu brzegowi basenu, charakter facji na wschodzie, natomiast dystalny – na zachodzie. Za taką polaryzacją przemawia szczególnie wzrost ku wschodowi udziału wapieni ziarnowych przy jednoczesnym spadku proporcji materiału ilastego i wapieni mikrytowych.

Zasięg stratygraficzny, zgeneralizowaną litologię, miąższość i charakter granic poszczególnych jednostek litostratygraficznych, ich następstwo pionowe i wzajemne relacje przestrzenne przedstawiono na figurze 2.



<sup>1</sup> skańskie poziomy graptolity (Cooper, Lindholm, 1991; Lindholm, 1991) <sup>2</sup> północnoatlantyckie poziomy i podpoziomy konodontowe <sup>3</sup> według Gradsteina i in. (2004) after Gradstein et al. (2004)

xxxx bentonity kukersyty skały intruzyjne  
bentonites kukersyty pyroclastic rocks

Fig. 2. Litostratygrafia ordowiku obniżenia podlaskiego i podłoża niecki płocko-warszawskiej

Indeks barw: żółta – siliiklastyki, ciemnoszara – iłowce bitumiczne, jasnoszara – iłowce i mulowce, zielona – glaukonity, niebieska – wapień (kalcyklastyki, kalcsyliiklastyki)

Ordovician lithostratigraphy of the Podlasie Depression and Płock–Warsaw Through

Colour index: yellow – siliciclastic, dark grey – bituminous claystones, slight grey – claystones and siltstones, green – glauconites, blue – limestone (carbonate siliciclastic)

## OBNIŻENIE PODLASKIE

W sekwencji litologicznej ordowiku obniżenia podlaskiego wyróżniono łącznie 14 jednostek litostratygraficznych o statusie formalnym, w tym: 11 jednostek w randze formacji (fm.) oraz 3 w randze ogniwa (og.). Są to kolejno następujące formacje (od najstarszej): w części wschodniej obniżenia – formacja zlepieńców i piaskowców z Krzyży (pakerort), formacja iłowców bitumicznych z Białowieży (pakerort-varangu), formacja glaukonitytów z Rajska (latorp), formacja wapieni glaukonitowych z Narwi (volkhov), formacja wapieni z Widowa (lanwirn), formacja margli Włodawki (keila-vormsi), formacja wapieni ze Stadnik (vormsi, pirgu); w części zachodniej – formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa (latorp, volkhov), formacja pstrych wapieni z Kielna (kunda-keila), formacja wapieni z Kodeńca (pirgu) i formacja margli Tyśmienicy (porkuni). W obrębie formacji wapieni z Widowa wyróżniono 3 jednostki niższego rzędu w randze ogniwa. Są to: ogniwo wapieni z ooidami żelazystymi z Rzepniewa (kunda-aseri), ogniwo wapieni szarych z Strabli (lasnamagi, uhaku) oraz ogniwo wapieni z Proniewicz (kukruse) (fig. 2).

Zdefiniowane jednostki litostratygraficzne w kategoriach paleogeograficznych można przyporządkować dwóm różnym elementom fałdalnym ordowickiego basenu bałtyckiego o odmiennej rejonizacji. W części wschodniej obniżenia jest to konfacja litewska reprezentująca partie zewnętrzne (proksymalne) basenu a w części zachodniej – konfacja centralnobałtycko-skandynawska o charakterze bardziej wewnętrznych. Zespół jednostek litostratygraficznych konfacji litewskiej tworzy grupa 7 formacji wschodniej części obniżenia, a konfacji centralnobałtycko-skandynawskiej – grupa 4 formacji części zachodniej (fig. 2).

Zestawienie wybranych profili litologicznych poszczególnych formacji i ich korelację przedstawiono na figurach zamieszczonych w dalszej części artykułu.

### Formacja zlepieńców i piaskowców z Krzyży (fig. 3)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od miejscowości Krzyże na Podlasiu. W miejscowości tej wykonano w latach 1960–1961, na tzw. przekroju białowieskim, otwór wiertniczy Krzyże IG 4, w którym, po raz pierwszy na obszarze obniżenia podlaskiego nawiercono silikoklastyki tremadoku. Silikoklastyki białowieskie w charakterze kategorii litostratygraficznych jako pierwsi wyróżnili Tomczykowa (1962, 1964) i Znosko (1964). Znosko wprowadził pojęcie warstw krzyżańskich dla czterech łącznie kompleksów litologicznych: tzw. piaskowców obolusowych dolnych, łupków dzielących, piaskowców obolusowych górnych i łupków dictyonemowych, a Tomczykowa – określenie warstw białowieskich dolnych dla czterech wyżej wymienionych kompleksów litologicznych. Zarówno osady warstw krzyżańskich *sensu* Znosko (1964), jak i dolnych warstw białowieskich *sensu* Tomczykowej (1964) były

w całości odnoszone przez ich kreatorów do tremadoku (Znosko, Chlebowski, 1976).

W rezultacie przeprowadzonych w latach następnych badań stwierdzono: w części górnej łupków dictyonemowych graptolity wskazujące na obecność w sekwencji również ekwiwalentów tremadoku górnego (varangu), natomiast w obrębie łupków dzielących – okazy kambryjskich trylobitów z rodziny *Ellipsocephalidae* (Lendzion i in., 1979). Szczegółowa analiza litologiczna i sedymentologiczna wykazała zarazem jakościową odmienną dolnych piaskowców obolusowych i łupków dzielących od występujących wyżej osadów górnych piaskowców obolusowych. Zakres i charakter stwierdzonych różnic przemawia za uznaniem pierwszych za ekwiwalenty wiekowe kambru, drugich – tremadoku dolnego, tj. regionalnego piętra bałtyckiego pakerort (Szymański, 1984).

W 1998 r. Bednarczyk formalizując litostratyografię osadów tremadoku dokonał redefinicji pojęcia „warstwy krzyżańskiej”, wprowadzając w ich miejsce określenie „formacja krzyżańska” i ograniczając jej zasięg do osadów górnych piaskowców obolusowych. W ujęciu prezentowanym w niniejszym artykule zakres formacji przyjęto zgodnie z redefinicją Bednarczyka (1998), uzupełniając jej nazwę własną członem litologicznym i zmieniając – ze względów porządkowych – formę przymiotnikową członu geograficznego na formę rzeczownikową.

Podział. Niedokonany.

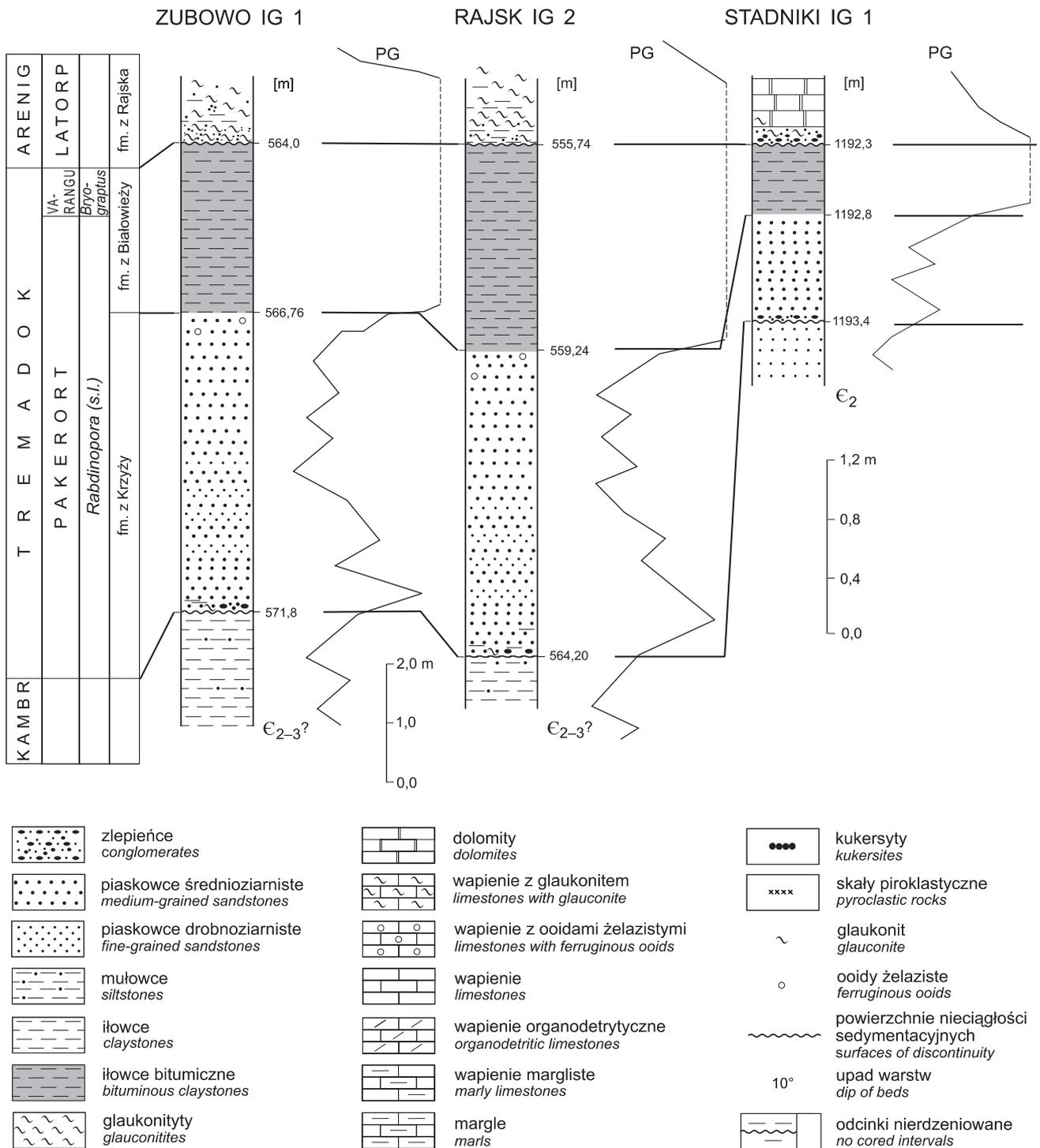
Typowy profil. Litostratotypem formacji jest profil otworu wiertniczego Zubowo IG 1 w interwale 566,76–571,80 m według prób rdzeniowych i 559,5–564,5 m według pomiarów geofizycznych.

Inne profile. Osady formacji opisano w profilach 75 otworów wiertniczych, z których większość to pełnordzeniowane profile zlokalizowane we wschodniej części obniżenia podlaskiego na północ od Brańska, Bielska Podlaskiego i Hajnówki (fig. 1).

Granice. Dolna granica formacji jest tożsama z powierzchnią spagową sekwencji zlepieńców i piaskowców tremadoku, które kontaktują z różnowiekowymi poziomami silikoklastyków kambru. Ich bezpośredni kontakt jest albo typu stopniowego ale szybkiego, pozornie ciągłego przejścia sedymentacyjnego (Znosko, 1964; Znosko, Szymański, 1968; Szymański, 1973), albo lokalnie ma charakter nierównej powierzchni erozyjnej (otw. wiertn.: Górskie IG 1, Łochów IG 2). Zapis granicy w części profili podkreśla cienka ławica transgresywnych zlepieńców bazalnych lub różnoziarnistych piaskowców kwarcowych z pojedynczymi klastami skał podłoża kambryjskiego (Lendzion, 1978).

Górna granica jednostki jest wyznaczona w stropie sekwencji piaskowców i przebiega wzdłuż lekko nierównej powierzchni ich kontaktu z iłowcami bitumicznymi formacji białowieskiej. Zarys płaszczyzny kontaktu obu tych sekwencji skalnych jest powszechnie wyraźny i ostry, pozbawiony cech stopniowego przejścia sedymentacyjnego.

Silikoklastyki formacji krzyżańskiej charakteryzują się wyraźnie niższymi wartościami natężenia naturalnego pro-



**Fig. 3. Korelacja litostratygraficzna profili formacji z Krzyży i formacji z Białowieży**

Lithostratigraphic correlation of sections of the Krzyże Formation and Białowieża Formation

mieniowania gamma (PG), niż bezpośrednio niżej i wyżej występujące skały odpowiednio tzw. „łupków dzielących” i iłowców bitumicznych formacji białowieskiej. Zakres i skala różnic wartości parametrów petrofizycznych zlepieńców i piaskowców oraz skał otaczających sprawia, że zapis geofizyczny zarówno dolnej, jak i górnej granicy jednostki są dobrze czytelne i możliwe do jednoznacznej identyfikacji (fig. 3).

**Litologia.** Jednostkę budują głównie dojrzałe mineralogicznie i teksturalnie piaskowce kwarcowe średnioziarniste, (w dolnym odcinku sekwencji częściowo drobnoziarniste), którym w partii przyspagowej towarzyszą lokalnie transgresywne zlepieńce bazalne lub piaskowce kwarcowe różnoziarniste z pojedynczymi klastami skał podłoża kambryjskiego (Szymański, 1973, 1984; Modliński, 1978). Zlepieńce i piaskowce są na ogół słabozwięzłe, kruche, w różnym stopniu porowate, o barwie jasnoszarej lub szarej, partiami szarozółtej lub szarobrunatnej. Jakościowy skład teksturalny większości piaskowców odpowiada skałom typu arenitów kwarcowych o zwartym szkieletcie ziarnowym i skałom przejściowym od arenitów do wak. Ziarnowy szkielet skał budują mono- i polikrystaliczne ziarna detrytycznego kwarcu (60–65% obj.), skaleni potasowych i plagioklazów (1,0% obj.), liczne bioklasty (0,5–2,0% obj.), drobne blaszki hydrofyszczyków (0,5% obj.), głównie muskowitu oraz pojedyncze drobne intraklasty (2,0% obj.) i miejscami liczne minerały ciężkie (cyrkon, amfibol, turmalin, augit). Skład skały uzupełniają: skupienia kryptokrystalicznej krzemionki, pizoidy żelaziste oraz pseudomorfozy węglanów po ziarnach glaukonitu, fosforanach i bioklastach. Ziarnowy materiał okruchowy jest dobrze lub bardzo dobrze wysortowany o zaawansowanym stopniu obtoczenia, w szczególności frakcji powyżej 0,09 mm. Średnia wielkość najczęstszych ziaren kwarcu ( $d_{mf}$ ) w piaskowcach drobnoziarnistych wynosi ok. 0,09 mm; w piaskowcach średnioziarnistych 0,26 mm, a wielkość maksymalna ( $d_{max}$ ) odpowiednio 0,2 i 0,6 mm. Spoiwo jest umiarkowanie obfite o zmiennym składzie mineralnym: węglanowe lub węglanowo-ilaste, niekiedy ilaste, fosforanowe lub partiami ilasto-żelaziste. Struktura skał piaskowcowych jest psamitowa średnio- i drobnoziarnista, tekstura bezładna, partiami poziomo lub skośnie warstwowana.

Jako podrzędne przewarstwienia w sekwencji piaskowców, miejscami występują cienkie (0,5–15,0 cm) przerosty i nieregularne wtrącenia pstrych, bezwapiennych iłowców i iłupków oraz piaszczystych muszłowców ramienionogowych.

**Szczałki organiczne i wiek.** Zlepieńce i piaskowce omawianej formacji zawierają obfity detrytus i skorupki bezzawiasowych ramienionogów głównie z rodzaju *Obolus*, wśród których stwierdzono m.in. okazy przewodniego gatunku *Obolus apollinis* Eichwald. Ich występowanie w zlepieńcach i piaskowcach wskazuje, że reprezentują one tremadok dolny, tj. niższą część regionalnego piętra bałtyckiego pakerort (Biernat, 1964; Znosko, 1964; Szymański, 1973, 1984). Bednarczyk (1998) w zespole ramienionogów ziden-

tyfikował rodzaj *Ungula* uznając, że formacja krzyżańska może reprezentować kambry górny–najniższy ordowik.

**Środowisko sedimentacji.** Zespół skalny formacji można przyporządkować dwóm systemom depozycyjnym zbiornika morskiego: zlepieńce bazalne i piaskowce kwarcowe różnoziarniste z klastami skał podłoża kambryjskiego – marginalnomorskim środowiskom strefy przybrzeżnej, trwale pozostającym w zasięgu normalnej podstawy fałowania, a średnio- i drobnoziarniste piaskowce kwarcowe – proksymalnej części otwartego szelfu silikoklastycznego.

Jednolity skład mineralny zlepieńców i piaskowców, znaczny 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 fałowania. Zaawansowany stopień wysortowania i obtoczenia materiału terygenicznego może świadczyć zarazem o długotrwałej i złożonej drodze transportu oraz poddaniu go wielokrotnie powtarzającym się krótkotrwałym aktom depozycji, suspensji i przemieszczenia. Za istnieniem związku zlepieńców i piaskowców ze środowiskami depozycyjnymi proksymalnej części szelfu silikoklastycznego przemawia pośrednio również obecność drobnych klastów i intramikroklastów ciemnoszarych iłowców, skał krzemionkowych i skał fosforanowo-ilastych, wyjątkowo – 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 tremadockiej krótkotrwałych okresów subakwalnej erozji między- i śródwarstwowej. O związku analizowanych osadów ze strefą pobrzeża basenu może wreszcie świadczyć powszechne występowanie w ich składzie szczałków bentonicznych ramienionogów (Puura, Holmer, 1993).

Stwierdzenie niezgodnego i przekraczającego ułożenia silikoklastyków formacji na osadach kambry środkowego lub ?górnego prowadzi do wniosku o ich związku genetycznym z szybko postępującą transgresją, a ściślej – z jej najwcześniejszymi fazami inicjalnymi. Jednolicie wykształcone osady zlepieńcowe formacji noszą liczne cechy właściwe dla kategorii zlepieńców podstawowych, tj. grubokruchowych osadów rezydualnych związanych z transgresją morza (Kidwell, 1991; Siggerud, Steel, 1999). Zgradowana powierzchnia podścielająca te osady jest kopalnym zapisem procesu erozji strefy brzegowej, natomiast przykrywające ją zlepieńce dokumentują moment retrogradacji linii brzegowej zbiornika wodnego.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Zwarta pokrywa osadów formacji jest rozprzestrzeniona na obszarze północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego od okolic Mielnika na wschodzie po rejon Łochowa w jego północno-zachodniej części. Zachowane od erozji prearenidzkiej izolowane ich płyty, występują prawdopodobnie w strefach lokalnych obniżen tektonicznych i tektoniczno-erozyjnych, w tym m.in. w rejonie otworów wiertniczych Rówce 1 i Ra-



dzymin 1 (Szymański, 1984). Stwierdzona miąższość osadów formacji zmienia się w granicach od 0,15 m (otw. wiertn. Stadniki IG 1 i Wrotnów IG 1) do ok. 7,80 m w profilu Saki IG 1 (Szymański, 1984).

Ekwiwalenty. Jako odpowiedniki formacji krzyżańskiej można uznać m.in.: w obniżeniu bałtyckim formację zlepieńców i piaskowców z Sępola (Modliński, Szymański, 1997), na Lubelszczyźnie dolną i środkową część kompleksu silikoklastyków rozpoznaną m.in. w profilach otworów wiertniczych Łopiennik IG 1 i Busówno IG 1 (Lendzion i in., 1979; Szymański, 1998), a w strefie Biłgoraj–Narol niższą część formacji piaskowców i iłowców z Biłgoraja, tj. ogniwo piaskowców z Frampola (Modliński, Szymański, 2005). W zachodniej Ukrainie na Wołyniu odpowiednikiem formacji z Krzyży są piaskowce svity wiżińskiej (Pomyanovskaya, 1972; Drygant i in., 2006).

### Formacja iłowców bitumicznych z Białowieży (fig. 3)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od rejonu Białowieży (Bednarczyk, 1998). Jako pierwsi termin „warstwy białowieskie” do nomenklatury stratygraficznej wprowadzili Tomczykowa (1962, 1964) i Znosko (1964). Tomczykowa – dla wyróżnienia osadów tremadoku (dolne warstwy białowieskie) i arenigu (górne warstwy białowieskie) na obszarze polskiego fragmentu kratonu wschodnioeuropejskiego, oraz Znosko – dla wyróżnienia osadów arenigu białowieskiego (warstwy białowieskie). W 1998 r. Bednarczyk dokonał redefinicji pojęcia warstwy białowieskie, wprowadzając w ich miejsce określenie formacja białowieska i ograniczając jej zasięg do osadów tremadoku wykształconych w litofacji ilastej. W niniejszym artykule pojęcie formacja białowieska przyjęto zgodnie z propozycją Bednarczyka (1998).

Podział. Niedokonany.

Typowy profil. Dotychczas jako litostratotyp formacji traktowano profil otworu wiertniczego Rajsk IG 1 (Szymański, 1984; Bednarczyk, 1998). Ze względu na niekompletny stan zachowania skalnego materiału rdzeniowego profilu Rajsk IG 1, proponuje się przyjąć w charakterze neostratotypu profil sąsiedniego otworu wiertniczego Rajsk IG 2 z interwału 555,8–559,16 m według prób rdzeniowych i 556,5–559,0 m według pomiarów geofizycznych.

Inne profile. Sekwencja skalna formacji iłowców bitumicznych z Białowieży stwierdzono w profilach ok. 65 otworów wiertniczych, z których 62 to pełnordzeniowane profile usytuowane we wschodniej części obniżenia podlaskiego na północ od Brańska, Bielska Podlaskiego i Hajnówki. Z pozostałych trzech profili wiertniczych profil Łochów IG 2 jest zlokalizowany w północno-zachodniej części obniżenia, natomiast profile Stadniki IG 1 i Mielnik IG 1 odpowiednio w części środkowej i południowo-wschodniej (fig. 1).

Granice. Dolna granica formacji iłowców bitumicznych jest zarazem górną granicą formacji krzyżańskiej i została scharakteryzowana przy omawianiu tej jednostki. Górna

granica jednostki przebiega wzdłuż wyraźnej i makroskopowo dobrze czytelnej powierzchni rozmycia o zasięgu regionalnym, często ze strukturami drażenia organizmów (Szymański, 1973), powyżej której występują kontrastowo odmienne jakościowo osady chemogeniczne formacji glaukonitytów z Rajaska. Na wykresach pomiarów geofizycznych osady ilaste formacji białowieskiej charakteryzują się anomalnie wysokimi, w relacji do osadów jednostek niżej i wyżej leżących, wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) i neutron-gamma (PNG). Ich płaszczyzna kontaktu ze skałami podłoża jest odwzorowana wyraźnie i precyzyjnie, natomiast z glaukonitytem tworzą zazwyczaj wspólnie jedną anomalię dodatnią (fig. 3).

Litologia. Zespół skalny formacji tworzy monotennie wykształcony pakiet bitumicznych iłowców, skał ilasto-mułowcowych i mułowców, które w następstwie pionowym są zwykle związane stopniowymi i płynnymi na ogół przejściami. Ich granice, zwłaszcza w odcinku przyspągowym sekwencji, są makroskopowo na tyle nieostre i płynne, że niejednokrotnie trudno rozgraniczyć poszczególne odmiany. Zarówno iłowce, jak i skały ilasto-mułowcowe i mułowce są bezwapienne lub słabo wapieniste, bitumiczne, laminowane i mikrolaminowane, o strukturze pelitowej bądź pelitowo-aleurytowej. Ich barwa jest zmienna: w odcinku dolnym ciemnoszara i brunatnoczarna, a w odcinku górnym – ciemnobrunatna i brunatnoszara (Szymański, 1984).

Jakościowy skład mineralny iłowców jest słabo zróżnicowany – monotonny. Skała składa się głównie z mieszaniny substancji ilastej (illit, chloryt, kaolinit), obfitej i nierównomiernie rozmieszczonej substancji bitumiczno-węglistej, izotropowych fosforanów oraz siarczków – głównie pirytu, sfalerytu, galeny i chalkopirytu. W ilościach podrzędnych występują drobne ziarna ciemnozielonego glaukonitu, koncentryczne skupienia kryptokrystalicznej krzemionki oraz strzępiaste skupienia materii węglisto-chitynowej. Składnikami akcesorycznymi uzupełniającymi skład mineralny skały są ziarna detrytycznego kwarcu frakcji aleurytowej, podrzędnie – zwłaszcza w części przyspągowej – psamitowej, nieliczne zwietrzałe drobne ziarna skaleni (plagioklaz, mikroklin), ziarnowy materiał biogeniczny oraz węglany – głównie kalcyt i dolomit, podrzędnie – syderyt i ankeryt. Zespół minerałów ciężkich jest reprezentowany przez cyrkon, turmalin i apatyt.

Podrzedne przewarstwienia sekwencji to nieliczne przerosty i wtrącenia mułowców piaszczystych i piaskowców kwarcowych drobnoziarnistych, których miąższość wynosi od 1,0 cm do 10 cm.

Szczątki organiczne i wiek. Spektrum szczątków organicznych tworzą skamieniałości dwóch grup systematycznych: graptolitów z rodzajów *Rhabdinopora*, *Clonograptus*, *Anisograptus*, *Bryograptus*, *Didymograptus*, *Kiaerograptus*, *Triograptus* oraz bezzawiasowych ramienionogów z rodzajów *Obolus* i *Lingulella* (Szymański, 1966, 1971, 1984). Zidentyfikowany zespół graptolitów jednoznacznie wskazuje, że osady formacji w profilach białowieskich reprezentują wiekowe ekwiwalenty trzech standardowych podpoziomów

górną część poziomu *Rhabdinopora* (= *Dictyonema*) *flabelliforme* (s.l.) tremadoku dolnego (od najstarszego): *Rhabdinopora flabelliforme graptolithinum*, *R. flabelliforme flabelliforme*, *R. flabelliforme bryograptoides* oraz poziom *Bryograptoides* tremadoku górnego (varangu) (Szymański, 1984).

Środowisko sedymentacji. Skład jakościowy i wykształcenie osadów wskazuje na depozycję ich materiału w niskoenergetycznych warunkach hydrodynamicznych strefy przydennej (Aigner, 1985; Simpson, Eriksson, 1990), w środowisku euksynicznym, poniżej strefy fotycznej. Ilasty materiał pelityczny w większości był osadzony z zawiesiny w okresach niskiej energii wód środowiska sedymentacji, natomiast grubszy, mułowo-pyłowy, był akumulowany z przesłony trakcyjnej przez wody o większej energii, związane z prądami dennymi i krótkotrwałymi gwałtownymi epizodami katastroficznymi (sztormowymi). Ilasto-mułowcowe osady formacji można porównać do iłow/mułów środowisk anaerobowo-dysaerobowego otwartego lub izolowanego szelfu epikontynentalnego (część medialna) z dominacją środowisk, do których sporadycznie docierał materiał grubszy, głównie frakcji aleurytowej.

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, fosforanów i siarczków w składzie osadu jest poligenicznego pochodzenia i może być interpretowana jako wynik działalności mikroorganizmów (endobiotów, w tym głównie bakterii i grzybów) i/lub aktywności wulkanicznej i podmorskich eskalacji na terenach obrzeżających kraton prekambryjski od zachodu (Petersell i in., 1987). Ich produkty przy długotrwałej ekspozycji subakwalnej umożliwiły powszechny rozwój intensywnych procesów biomineralizacji wywołanej procesami życiowymi zespołów mikrobialnych.

Iłowce i mułowce bitumiczne formacji białowieskiej są odpowiednikiem facjalnym łupków ałunowych Skandynawii (Regnell, 1960; Anderson i in., 1985) i łupków dictyonemowych krajów nadbałtyckich (Estonia, Rosja – obwód Kaliningradzki (Zagorodnych i in., 2001) oraz rejon St. Petersburga i Litwy (Laškova, 1994; Laškovas, 2000; Laškovas, Marčinkevičius, 1994), 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 iłowców bitumicznych syluru (landower, wenlok) macierzystym medium skalnym serii staropaleozoicznej basenu bałtyckiego (Kler, Nenachova, 1971; Burchardt, Nielsen, 1985; Burchardt, Lewan, 1990; Brangulis i in., 1993; Vejbaeck i in., 1994).

Rozprzestrzenienie i miąższość. Zasięg pokrywy osadów formacji iłowców bitumicznych z Białowieży obejmuje tereny północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego – od okolic Łochowa na zachodzie po okolice Mielnika i Siemiatycz na wschodzie. Stwierdzona miąższość osadów waha się od 0,01–0,05 m (otw. wiertn. Mielnik IG 1 i Łochów IG 2) do ok. 4,0 m w otworze wiertniczym Strabla IG 1.

Ekwiwalenty. Za odpowiedniki litostratygraficzne formacji białowieskiej w profilach ordowiku obszarów sąsiednich można uznać m.in.: w zachodniej części obniżenia bałtyckiego formację czarnych iłowców bitumicznych z Piaśnicy (Modliński, Szymański, 1997), na obszarze Lubelszczyzny górną część silikoklastyków tremadoku, rozpoznanych m. in. w profilach otworów wiertniczych Łopiennik IG 1 i Busówno IG 1 (Lendzion i in., 1979; Szymański, 1997), a w strefie Biłgoraj–Narol wyższą część formacji piaskowców i iłowców z Biłgoraja, wyróżnianą jako ogniwo iłowców i mułowców z Goraja (Modliński, Szymański, 2005). W profilach sąsiednich obszarów Białorusi i Ukrainy ekwiwalentów litologicznych omawianej jednostki dotychczas nie stwierdzono (Pomyanovskaya, 1972; Ropot, Pushkin, 1987; Pushkin, 2005).

#### Formacja glaukonitytów z Rajska (fig. 4)

Nazwa i historia. Człon geograficzna nazwy formacji pochodzi od miejscowości Rajsk położonej na Podlasiu, w sąsiedztwie której wykonano w latach 60. kilka otworów wiertniczych osiagających ordowickie osady glaukonitowe. W polskim nazewnictwie stratygraficznym termin ten nie był wcześniej stosowany. Glaukonityty wyróżniano dotychczas jako kompleks lub pakiet litologiczny o statusie nieformalnym i włączano go albo do warstw białowieskich *sensu* Znosko (1964) albo do warstw białowieskich dolnych *sensu* Tomczykowa (1962, 1964). Ich pozycja stratygraficzna była określana w interpretacji Znoski (1964) jako dolny arenig, tj. ekwiwalent regionalnego piętra bałtyckiego latorp (Szymański, 1968, 1973, 1984; Modliński, 1990), a w interpretacji Tomczykowej (1962, 1964) jako tremadok.

Podział. Niedokonany.

Typowy profil. Jako litostratotyp jednostki wyznaczono uprzednio profil otworu wiertniczego Rajsk IG 1 (Szymański, 1984), którego próby rdzeniowe są dziś częściowo zdekompletowane i tym samym nie mogą służyć jako wzorzec. Jako neolitostratotyp proponuje się obecnie profil otworu wiertniczego Rajsk IG 2 (głęb. 555,0–555,8 m według prób rdzeniowych i głęb. ok. 555,5–556,5 m według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypu profil otworu wiertniczego Łochów IG 2 (głęb. 1920,05–1921,90 m według prób rdzeniowych i głęb. 1911,0–1913,0 m według pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Na obszarze obniżenia podlaskiego pełnordzeniowane profile osadów formacji uzyskano w kilkudziesięciu otworach wiertniczych, wśród których szczególnie istotny jest profil Dobrze 1 (głęb. 2729,2–2731,0 m według

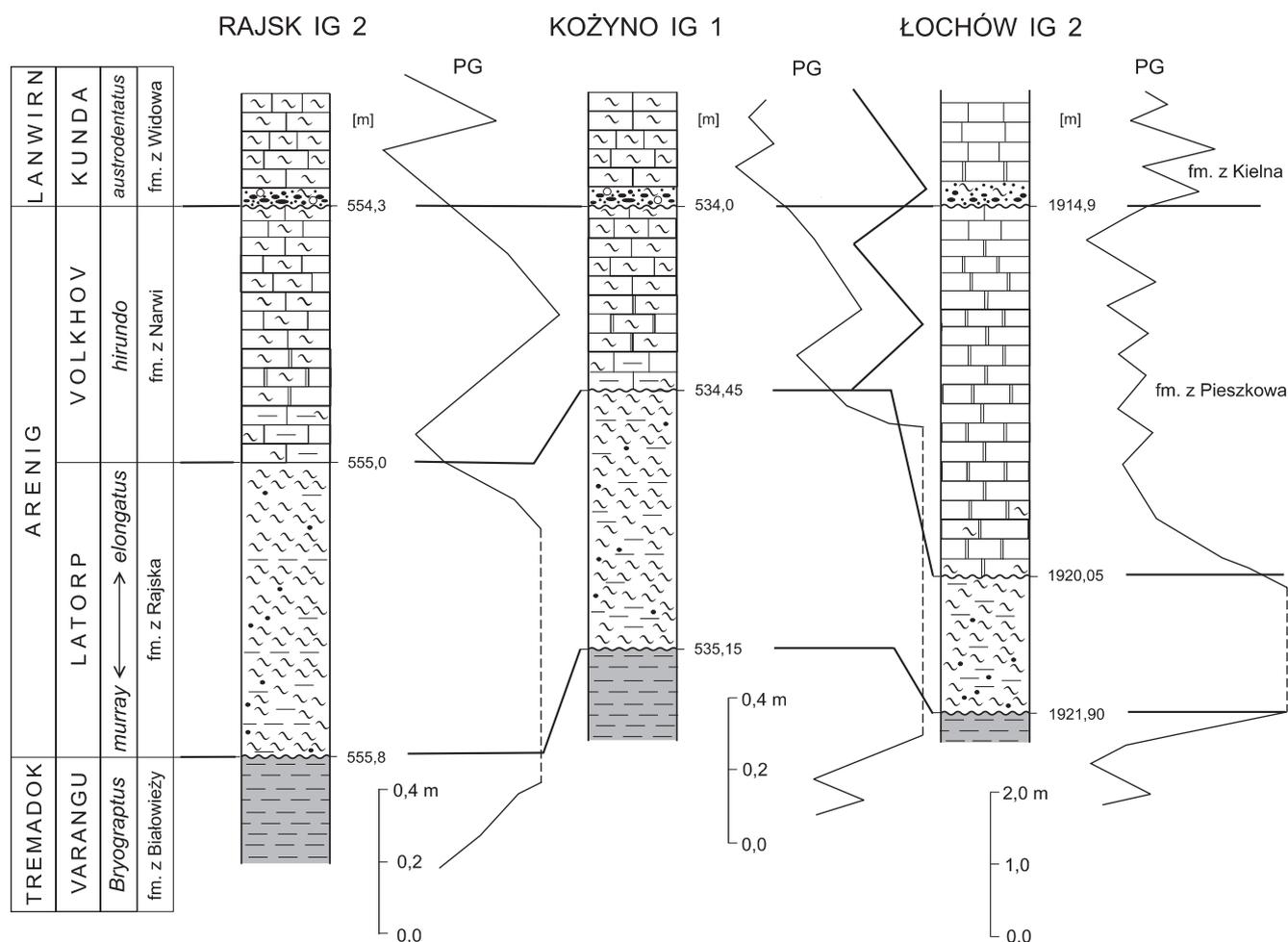


Fig. 4. Korelacja litostratygraficzna profili formacji z Rajska i formacji z Narwi

Objaśnienia na figurze 3

Lithostratigraphic correlation of sections of the Rajska Formation and Narew Formation

For explanations see Figure 3

prób rdzeniowych), w którym wiek glaukonitytów udokumentowano przewodnimi formami graptolitów (Modliński, 1968; Bednarczyk, 1969).

Granice. Osady formacji glaukonitytów z Rajska są ułożone z niezgodnością sedymentacyjną i hiatusem stratygraficznym na różnych ogniwach kambru bądź tremadoku. Ich granica ze skałami podłoża jest zawsze bardzo wyraźna, ostra i przebiega wzdłuż lekko nierównej, falistej powierzchni rozmycia o genezie subarealnej (Szymański, 1984). Górna granica jednostki charakteryzuje się stopniowym, ale szybkim przejściem sedymentacyjnym od glaukonitytów do leżących wyżej wapieni i dolomitów z glaukonitem we wschodniej części obniżenia oraz czerwonych wapieni for-

macji z Pieszkowa w zachodniej części obniżenia (Szymański, 1973). Na wykresach pomiarów geofizycznych pakiet glaukonitytu jest odwzorowany przez wysokie wartości natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) (fig. 3).

Litologia. Zapis litologiczny jednostki tworzy w dolnej części nieznacznej miąższości lokalnie rozwinięta warstwa transgresywnego zlepieńca. Jest ona zbudowana z glaukonitu, detrytycznego kwarcu i klastów skał fosforanowych, fosforanowo-ilastych, ilastych i piaskowców kwarcowych (otw. wiertn. Żebrak IG 1, Dobre 1 i Sokołów Podlaski 1). Przechodzi obocznie w glaukonityt piaszczysty z laminami ilowca przepelnionego glaukonitem. Część środkową i górną jednostki tworzy glaukonit drobno- i średnioziarni-

sty, barwy intensywnie ciemnozielonej (trawiaściezielonej) lub jasnozielonej o spoiwie ilastym, ilasto-fosforanowym lub węglanowym. Ziarnowy szkielet glaukonitytu tworzy zwarta mozaika ziarnistych i łuskowatych agregatów autigenicznego i allochtonicznego glaukonitu, pojedyncze, dobrze obtoczone ziarna detrytycznego kwarcu frakcji aleurytowej, niekiedy psamitowej, ziarna niezblźniaczonych skaleni, ziarna i skupienia izotropowych fosforanów oraz okruchowy materiał biogeniczny i nieliczne litoklasty. Średnia wielkość najczęstszych ziaren glaukonitu ( $d_{mp}$ ) w odmianie drobnoziarnistej wynosi ok. 0,1 mm, w średnioziarnistej – 0,28 mm; wielkość maksymalna ( $d_{max}$ ) odpowiednio – 0,4 i 1,5 mm.

Ziarnowy szkielet skały wiąże spoiwo umiarkowanie obfite o zmiennym składzie mineralnym: węglanowe lub węglanowo-ilaste, niekiedy ilaste, fosforanowe lub partiami ilasto-żelaziste. Struktura skał glaukonitowych jest psamitowa średnio- i drobnoziarnista, tekstura bezładna, partiami – zwłaszcza w odcinku przyspągowym – poziomo lub skośnie warstwowana.

W sekwencji glaukonitytu występują podrzędne przewarstwienia. W części dolnej są to ławice i laminy piaskowca kwarcowo-glaukonitowego, mułowca przepelnionego ziarnami glaukonitu oraz lokalnie przerosty i wtrącenia iłowców jasnoszarych lub szarofioletowych, rzadziej ciemnoszarych o miąższości do 0,1 m (otw. wiertn. Dobre 1). W części górnej cienkie ławice, soczewki i nieregularne gruzły szarych i szarozielonych margli i wapieni marglistych o charakterze wakstonów, wakstono/pakstonów oraz kalcy-sparytów z nielicznymi ziarnami szkieletowymi pochodzenia biogenicznego (Szymański, 1973, 1984).

Jakościowy skład litologiczny formacji jest monotony i nie wykazuje zróżnicowania przestrzennego. Ilościowy udział glaukonitytu w poszczególnych profilach waha się od 70 do 90% (otw. wiertn. Dobre 1 i Krzyże IG 4), natomiast skał grupy silikoklastyków z glaukonitem wynosi od 5 (otw. wiertn. Husaki IG 1) do 30% (otw. wiertn. Dobre 1), najczęściej nie przekracza 10% miąższości (fig. 4).

**Szczałki organiczne i wiek.** W osadach formacji zidentyfikowano niezbyt liczne szczątki organiczne reprezentowane głównie przez ramienionogi, graptolity i konodonty (Znosko, 1964; Bednarczyk, 1966, 1969; Modliński, 1968, 1973, 1990; Szymański, 1971, 1973, 1984; Nehring-Lefeld, 1987). Z istotnych stratygraficznie graptolitów stwierdzono m.in. następujące formy: *Didymograptus deflexus* Elles et Wood, *D. nanus* Lapworth, *D. extenus* Hall, *D. nitidus* (Hall), *D. cf. minutus* Törnquist, *D. simulans* Elles et Wood, *Clonograptus* (*Herrmanograptus*) *cf. milesi* (Hall), *Tetragraptus* sp. Ich występowanie datuje przynależność glaukonitytu do dolnego arenigu, tj. wyższej części piętra latorp, obejmującej poziomy graptolitowe od *Didymograptus balticus* po *Pseudophyllograptus angustifolius elongatus*.

**Środowisko sedymentacji.** Zespół skał glaukonitowych i towarzyszących im silikoklastyków z glaukonitem tworzy łącznie transgresywny człon kompleksu arenidzkiego. Jest on kopalnym zapisem bardzo szybkiej i gwałtownie postępującej transgresji, która po okresie rozległej emersji i pano-

wania warunków subarealnych wtargnęła na tereny ładu o słabo urozmaiconej morfologii. Jakościowy skład litologiczny, cechy sedymentologiczne oraz architektura depozycyjna glaukonitytów wskazują, że reprezentują one osady powstałe w dwóch odmiennych systemach depozycyjnych zbiornika epikontynentalnego. Zespół transgresywnego zlepieńca oraz piaskowców i mułowców kwarcowo-glaukonitowych można interpretować jako osad zdeponowany w strefie przybrzeżnej, w zasięgu normalnej podstawy falowania. Istotnym wyróżnikiem procesu ich depozycji była ograniczona dostawa materiału piaszczysto-mułowcowego oraz powtarzające się okresowo epizody braku depozycji.

Zgodnie z tym, są to osady heterochroniczne, odwzorowujące następujące w różnym czasie w poszczególnych profilach najwcześniejsze epizody transgresji. Ich materiał detrytyczny pochodził z dezintegracji starszych, głównie tremadockich i kambryjskich skał osadowych i został zdeponowany w rezultacie gwałtownych, krótkotrwałych i szybko gasnących zdarzeń depozycyjnych. Część środkową i górną sekwencji glaukonitytu należy interpretować jako powstałą w środowiskach bardziej oddalonych od brzegu, do których dostawa materiału terygenicznego, głównie ilastego, następowała w ograniczonym zakresie. Glaukonityty mogą więc być uznane za osad powstały w środowiskach proksymalnej (płytszej) części równi mułowej lub pogranicza głębszej (dystalnej) i płytszej (proksymalnej) części otwartego szelfu, których wody strefy przydennej charakteryzowały się określami warunkami dysoksydacyjnymi.

Jako hipotetyczne źródło glaukonitu przyjmowane są m.in.: materiał piroklastyczny erupcji wulkanicznych (Znosko, Chlebowski, 1976), produkty intensywnego wietrzenia chemicznego w ciepłym i wilgotnym klimacie skał magmowo-metamorficznych paleoładu białoruskiego (Langier-Kuźniarowa, 1967; Szymański, 1973) oraz cząsteczki substancji ilastej pochodzące z erozji skał osadowych podłoża poddane w toku procesów synsedymencyjnych aglomeracji, przeobrażeniu i glaukonityzacji (Łącka, Wiewióra, 1979).

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Jednolicie wykształcona sekwencja glaukonitytu jest rozprzestrzeniona na całym obszarze obniżenia podlaskiego, zarówno we wschodniej, jak i zachodniej części regionu. Ich występowania nie stwierdzono natomiast w rozpoznanych dotychczas nielicznych profilach ordowiku podłoża niecki płocko-warszawskiej. Stwierdzona miąższość glaukonitytów w profilach obniżenia podlaskiego jest nieznaczna, najczęściej wynosi 0,5–1,3 m, maksymalnie osiąga 1,6–1,85 m (otw. wiertn.: Krzyże IG 4, Dobre 1 i Łochów IG 2).

**Ekwiwalenty.** Jako odpowiedniki stratygraficzne jednostki można wskazać: na Lubelszczyźnie – najniższy fragment formacji wapieni Uherki (Modliński, 1984) a w strefie Biłgoraj–Narol – najniższą część formacji iłowców Tanwi (Modliński, Szymański, 2005). W brzeskiej części obniżenia podlaskiego na Białorusi formacji glaukonitytów z Rajska odpowiada svita leetseskaja (Ropot, Pushkin, 1987; Pushkin, 2005), natomiast w zachodniej Ukrainie na Wołyniu – svita podgorodnaja (Pomyanovskaya, 1972).

### Formacja wapieni glaukonitowych z Narwi (fig. 4)

Nazwa i historia. Człon geograficzna nazwy formacji pochodzi od miejscowości Narew na Podlasiu. W nazewnictwie stratygraficznym termin ten nie był dotychczas stosowany. W nieformalnych podziałach litostratygraficznych osady jednostki wyróżniano dotychczas jako kompleks tzw. wapieni glaukonitowych lub wapieni i dolomitów glaukonitowych (Znosko, 1964; Szymański, 1968, 1973, 1984; Modliński, 1990), który włączano albo do warstw białowieskich *sensu* Znosko (1964), albo do warstw białowieskich górnych *sensu* Tomczykowa (1962, 1964).

Podział. Niedokonany. Zaznaczona dwudzielność litologiczna osadów formacji pozwoli zapewne na wyróżnienie w przyszłości dwóch ogniw składowych: dolnego – wapieni marglistych i dolomitów oraz górnego – wapieni organodetrytycznych.

Typowy profil. Jako litostratotyp jednostki proponuje się przyjąć profil z otworu wiertniczego Rajsk IG 2 (głęb. 554,3–555,0 m według prób rdzeniowych i głęb. ok. 555,0–555,5 m według pomiarów geofizycznych), natomiast w charakterze hipolitostratotypu profil otworu wiertniczego Kożyno IG 1 (głęb. 534,0–534,45 m według prób rdzeniowych i głęb. 531,5–532,0 m według pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Osady formacji wapieni glaukonitowych z Narwi rozpoznano ponadto w profilach kilkudziesięciu pełnordzeniowanych otworów wiertniczych zlokalizowanych we wschodniej części obniżenia podlaskiego.

Granice. Dolna granica jednostki, będąca zarazem górną granicą formacji glaukonitów z Rajska, została scharakteryzowana powyżej (*vide str.*). Górna granica z ogniwem wapieni z ooidami żelazistymi z Rzepniewa jest pozbawiona śladów stopniowego przejścia i przebiega wzdłuż wyraźnej nierównej powierzchni rozmycia z licznymi strukturami drażeń i bytowania organizmów (Szymański, 1968, 1984).

Litologia. Jednostkę buduje dwudzielny litologicznie kompleks skał węglanowych, które wyróżnia powszechna zawartość ziaren glaukonitu i okruczego materiału pochodzenia biogenicznego. Część dolna sekwencji to margle, wapienie margliste, wapienie dolomityczne i dolomity o charakterze zailonych biomikrytów, biomikrytów i dolo-sparytów. Część górna sekwencji to wapienie dolomityczne i wapienie organodetrytyczne typu biosparytów. Zarówno dolomity, jak i wapienie są zazwyczaj intensywnie zdiagenezowane, zwarte, twarde, partiami zrekrytalizowane, o nieregularnym przełamie. Ich barwa jest najczęściej stalowoszara lub szara z odcieniem zielonkawym (Szymański, 1973, 1984). W osadach powszechnie obserwuje się powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej, drobne skupienia, gniazda i konkrecje brunatnej substancji fosforanowej, wodorotlenków i tlenków żelaza oraz pojedyncze kryształy i skupienia siarczków, głównie pirytu.

Jako podrzędne przewarstwienia wapienie margliste i dolomity przyspągowej części sekwencji zawierają niekie-

dy cienkie przerosty i smugi ilaste i ilasto-margliste barwy szarej i jasnoszarej.

Szczątki organiczne i wiek. Osady formacji często wypełnione są szczątkami i detrytusem trylobitów, ramienionogów, głowonogów i innych grup organizmów szkieletowych. Z pozyskanego materiału oznaczono tu dość liczny zespół makroszczątków, w którym najistotniejsza jest obecność przewodnich form trylobitów (Znosko, 1964; Bednarczyk 1966; Szymański, 1968, 1973, 1984; Modliński, 1990). W dolnej części wapieni i dolomitów glaukonitowych zidentyfikowano m.in. *Plesiomegalaspis estonica* Tjernvik, *Nileus* cf. *exarmatus* Tjernvik i *Niobe* aff. *incerta* Tjernvik. Z wymienionych gatunków pierwszy jest taksonem wskaźnikowym dla regionalnego poziomu trylobitowego w najwyższym latorpie (górnym billingen) Skandynawii, w przybliżeniu równowiekowym poziomowi graptolitowemu *Phyllograptus angustifolius elongatus* Skandynawii i Polski (fig. 2). W osadach wyższej części formacji stwierdzono zespół trylobitów i ramienionogów jednoznacznie dokumentujący obecność arenigu górnego tj. piętra volkhov. Zidentyfikowano m.in. *Megistaspis limbata* (Boeck) – takson wskaźnikowy poziomu trylobitowego środkowego volkhovu. Z analizy biostratygraficznej oznaczonych form wynika, że formacja wapieni glaukonitowych obejmuje zapewne najwyższy latorp (górnym billingen) oraz piętro volkhov po poziomie *Megistaspis limbata* włącznie.

Środowisko sedymentacji. Jakościowy skład litologiczny, cechy sedymentologiczne oraz architektura depozycyjna dolomitów i wapieni glaukonitowych wskazują, że reprezentują one osady powstałe w strefie przybrzeżnej, w zasięgu normalnej podstawy falowania. Istotnym wyróżnikiem procesu ich depozycji była ograniczona dostawa materiału terygenicznego, nieznaczna produktywność biologiczna systemu oraz powtarzające się okresowo przerwy w depozycji. Zespół wapieni marglistych i dolomitów części dolnej sekwencji należy interpretować jako powstały w środowiskach bliższych brzegowi zbiornika, do których w ograniczonym zakresie następowała dostawa materiału terygenicznego, głównie ilastego. Wapienie organodetrytyczne górnej części sekwencji należy interpretować natomiast jako deponowane w środowiskach bardziej oddalonych od brzegu i pozbawionych dostawy materiału terygenicznego. Wapienie margliste i dolomity mogą być uznane za osady, które powstały w środowiskach proksymalnej (płytszej) części platformy węglanowej, natomiast wapienie organogeniczne za osady powstałe w strefie pogranicza głębszej (dystalnej) i płytszej (proksymalnej) części otwartego szelfu, których wody strefy przydennej charakteryzowały warunki dobrego natlenienia.

Rozprzestrzenienie i miąższość. Zasięg osadów formacji jest ograniczony do północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego usytuowanej na wschód od Siemiatycz. Stwierdzona miąższość osadów jednostki wynosi od 0,4 do ok. 1,6 m.

Ekwiwalenty. W białoruskiej części obniżenia podlaskiego odpowiednikiem litostratygraficznym i litofacjalnym formacji jest analogicznie wykształcona svita pribugska

(Ropot, Pushkin, 1987; Pushkin, 2005), a w zachodniej części Wołynia i Podola na Ukrainie svita isziwska (Pomyanovskaya, 1972).

### Formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa (fig. 5)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie jednostki pochodzi od wsi Pieszkowo k. Lidzarka Warmińskiego na Pojezierzu Warmińskim. Jednostka została ustanowiona dla wyróżnienia sekwencji czerwonych osadów węglanowych ordowiku strefy konfacji centralnobaltycko-skandynawskiej we wschodniej części polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego (Bednarczyk, 1996; Modliński, Szymański, 1997).

Podział. W najniższej części formacji stratotypowego obszaru wschodniej części obniżenia bałtyckiego wyróżniane jest lokalnie ogniwo piaskowców glaukonitowych z Julianowa (Modliński, Szymański, 1997).

Typowy profil. Za litostratotyp formacji przyjęto zlokalizowany we wschodniej części obniżenia podlaskiego profil otworu wiertniczego Olsztyn IG 2 (głęb. 2431,5–2444,3 m według prób rdzeniowych i głęb. 2425,5–2439,5 m według pomiarów geofizycznych).

Inne profile. W obniżeniu podlaskim pełnordzeniowane profile jednostki uzyskano m.in. z otworów wiertniczych: Okuniew IG 1 (głęb. 3631,6–3636,6 m według prób rdzeniowych i głęb. 3629,5–3634,5 m według pomiarów geofizycznych), Łochów IG 2 (głęb. 1914,90–1920,05 m według prób rdzeniowych i głęb. 1906,0–1911,0 m według pomiarów geofizycznych), Żebrak IG 1 (głęb. 2391,6–2398,3 m według prób rdzeniowych i głęb. 2393,0–2399,5 m według pomiarów geofizycznych).

Granice. Dolna granica jednostki jest w części wschodniej obszaru górną granicą formacji glaukonitytów z Rajaska, a w części zachodniej spągami serii ordowickiej, identycznym z płaszczyzną jej niezgodnego kontaktu z silikoklastykami podłoża środkowokambryjskiego poziomu *Paradoxides paradoxissimus* (formacja kostrzyńska). Granica górna jest prowadzona wzdłuż powierzchni kontaktu z pstryimi wapieniami formacji z Kielna. Jej przebieg podkreśla znaczny kontrast litologiczny i gradację cech teksturalnych między osadami tych jakościowo różnych serii skalnych. W szczególności dotyczy to profili, w których wapień ziarnowy z glaukonitem kontaktują z wapieniami organodetrytycznymi niższej części formacji z Kielna (fig. 7).

Litologia. Jednostkę budują wapień, wapień dolomityczny i dolomity barwy brunatnoczerwonej, brunatnowisniowej, szaroróżowej, szarobrunatnej i szarej z nielicznymi cienkimi wkładkami i przerostami ilastymi i marglistymi. Jakościowy i ilościowy skład większości skał węglanowych odpowiada biosparytom i biomikrytom o zwartym lub rozproszonym szkielecie ziarnowym, podrzędnie dolosparytom z relikami zrekrystalizowanych struktur biogenicznych. Ich sekwencja zawiera wzajemne stopniowe przejścia od odmian bardziej ziarnistych (greistony/pakstony) do odmian mikrytowo-ilastych o rozproszonym (luźnym) szkielecie ziarnowym (wakstony). W osadach jednostki obserwuje się

liczne powierzchnie subakwalnych nieciągłości sedimentacyjnych, z licznymi ziarnami glaukonitu w jej najniższej części.

Szczątki organiczne i wiek. Na obszarze obniżenia podlaskiego w osadach jednostki napotkano szczątki m.in. następujących trzech grup fauny: trylobitów (Modliński, 1974–1978) *Megistaspis limbata* (Boeck), *Symphysurus angustatus* (Sars et Boeck), *S. palpebrosus* Dalman, *Nileus exarmatus* Tjernvik, *Rajmondaspis brevicauda* Tjernvik, *Varvia* sp., „*Ptychopyge*” sp., ramienionogów (Bednarczyk, 1969, Modliński, 1974–1978) *Obolus complexus* Barrande, *Lingulella insons* (Barrande), *Lingulella* sp., *Acrotreta* sp., *Conotreta* sp., *Eostropheomena* sp. oraz dość bogate spektrum konodontów (Bednarczyk, 1969). Zespół stwierdzonych form trylobitów i konodontów wskazuje, że osady formacji należą do arenigu obejmującego regionalne piętra bałtyckie latorp i volkhov (fig. 2).

Środowisko sedimentacji. Jakościowy charakter komponentów litologicznych, spektrum ich struktur sedimentacyjnych i geometria wewnętrzna sugerują, że osady jednostki powstały w środowiskach systemu depozycyjnego strefy pogranicza głębszej (wewnętrznej) i płytszej (proksymalnej) części rozległej platformy węglanowej, których wody strefy przydennej trwale pozostały w zasięgu sztormowej podstawy falowania i charakteryzowały się warunkami dobrego natlenienia. Zasadnicze elementy kształtujące warunki depozycji to m.in.: wolne względne tempo subsydencji, nieznaczna produktywność węglanowa ekosystemu przy znikomej dostawie materiału terygenicznego, powtarzające się na przemian epizody ograniczonej dostawy materiału lub nie-depozycji i erozji subakwalnej związane z działaniem prądów dennych.

Rozprzestrzenienie i miąższość. Zasięg powierzchniowy osadów formacji jest ograniczony do zachodniej części obniżenia podlaskiego. Ich stwierdzona miąższość rzeczywista wynosi od ok. 3,0 do 10,0 m.

Ekwiwalenty. Za odpowiednik omawianej jednostki na sąsiednim obszarze Lubelszczyzny można uznać ogniwo brunatnoczerwonych wapieni, tworzących niższą część formacji wapieni Uherki (Modliński, 1984). Ekwiwalenty litofacyjne formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa są wyróżniane również na obszarze Litwy, Łotwy i Obwodu Kaliningradzkiego Rosji (Reshenya..., 1978; Paškevičius, 1997).

### Formacja pstrych wapieni z Kielna (fig. 5)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od wsi Kielno k. Wejherowa na Pojezierzu Kaszubskim. Jednostka została wprowadzona dla osadów ordowiku strefy konfacji centralnobaltycko-skandynawskiej wschodniej części polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego (Bednarczyk, 1996; Modliński, Szymański, 1997).

Podział. W stratotypowym obszarze wschodniej części obniżenia bałtyckiego w formacji pstrych wapieni z Kielna wyróżniane są dwie jednostki w randze ogniwi. W najniższej

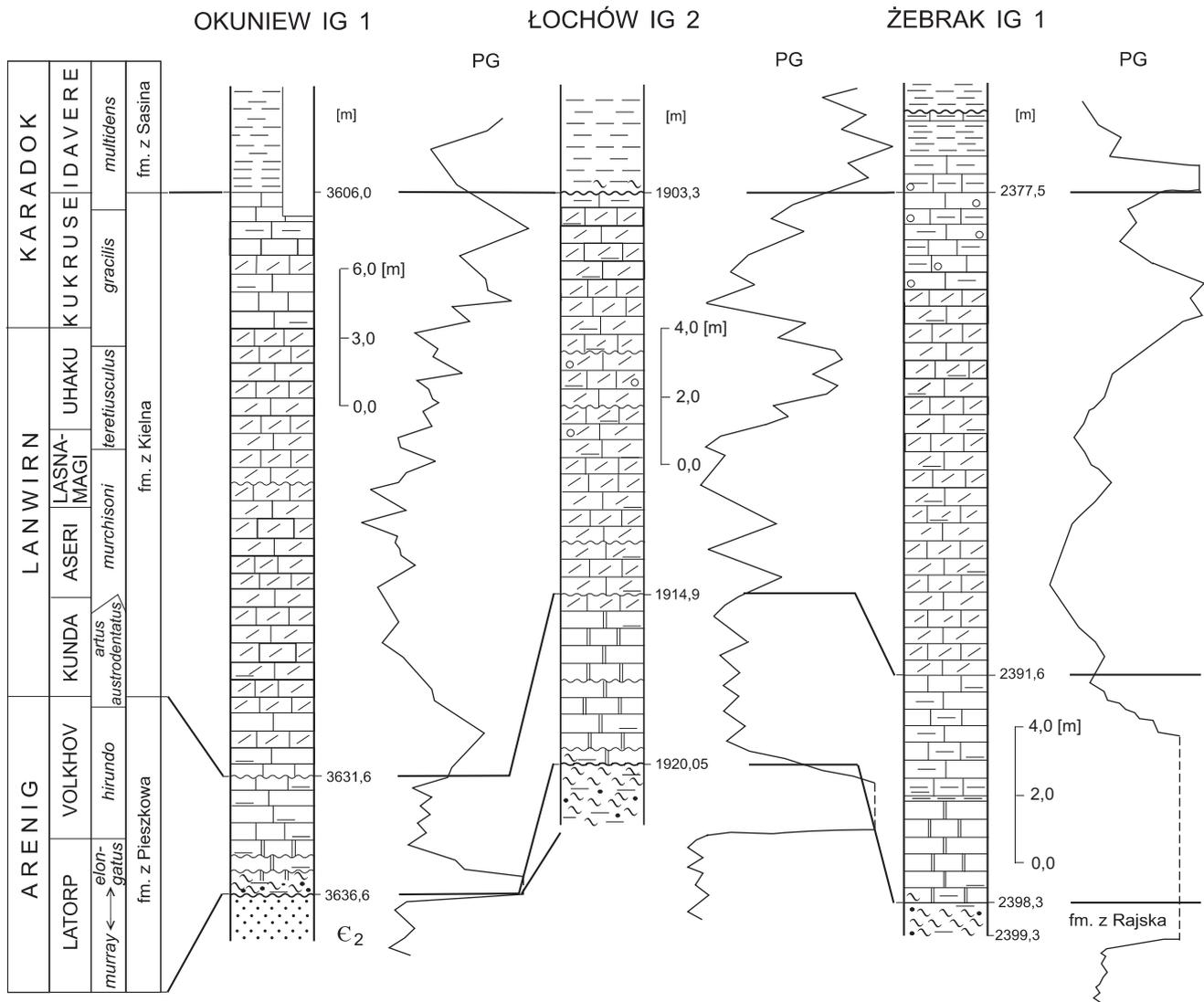


Fig. 5. Korelacja litostratigraficzna profili formacji z Pieszkowa i formacji z Kielna

Objaśnienia na figurze 3

Lithostratigraphic correlation of sections of the Pieszkowo Formation and Kielno Formation

For explanations see Figure 3

części formacji ogniwo wapienia z Wiatrowca, w części górnej – lokalnie – ogniwo wapieni z ooidami z Aniołowa.

**Typowy profil.** W charakterze litostratotypu formacji przyjęto profil ze wschodniej części obniżenia bałtyckiego rozpoznany otworem wiertniczym Kętrzyn IG 1 (głęb. 1572,1–1598,0 m według prób rdzeniowych i głęb. 1569,5–1594,0 m według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypu przyjęto profil otworu wiertniczego Prabuty IG 1 (głęb. 3382,4–3396,0 m według prób rdzeniowych i głęb. 3382,5–3396,0 m według pomiarów geofizycznych) (Modliński, Szymański, 1997).

**Inne profile.** W obniżeniu podlaskim pełnordzeniowane profile jednostki rozpoznano m.in. w otworach wiertniczych: Łochów IG 2 (głęb. 1903,3–1914,9 m według prób

rdzeniowych i głęb. 1894,5–1906,0 m według pomiarów geofizycznych) i Żebrak IG 1 (głęb. 2377,5–2391,6 m według prób rdzeniowych i głęb. 2379,0–2393,0 m według pomiarów geofizycznych).

**Granice.** Dolna granica jednostki jest zarazem górną granicą formacji wapieni glaukonitowych z Narwi – w części wschodniej obszaru i formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa – w części zachodniej obszaru. Górna granica jest prowadzona wzdłuż powierzchni zgodnego sedymentacyjnie kontaktu: na wschodzie z osadami formacji margli Włodawki, na zachodzie z osadami formacji iłowców z Sasina. Zarówno granicę z marglami formacji Włodawki, jak i z iłowcami formacji z Sasina podkreśla znaczny kontrast litologiczny i gradacja cech teksturalnych. W szczególności

dotyczy to grupy profili zachodniej części obniżenia, w których wapienie ziarnowe formacji z Kielna kontaktują z ilowcami niższej części formacji z Sasina.

**Litologia.** Jednostka jest reprezentowana przez niejednorodny kompleks skał węglanowych składający się z wapieni, wapieni organodetrytycznych, wapieni marglistych i dolomitycznych oraz dolomitów i dolomitów marglistych. Zabarwienie skał węglanowych jest zmienne – szare, jasnoszare, szarzielone, rzadziej brunatnoczerwone i szarobrunatne. Wapieniom i dolomitom towarzyszą przewarstwienia, w postaci cienkich, nieregularnych przerostów i wkładek ilowców barwy ciemnoszarej, szarzielonej i czarnej. Sporadycznie obserwuje się nierówne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych o genezie subakwalnej, a w wyższej części sekwencji pojawiają się lokalnie liczne ooidy żelaziste.

**Szczałki organiczne i wiek.** W osadach formacji występują liczne, lecz na ogół słabo zachowane szczątki makrofauny reprezentowane przez fragmenty ramionionogów, trylobitów, cystoidów, graptolitów, krynoidów, głowonogów i innych grup systematycznych. Znaczenie diagnostyczne mają stwierdzone w niższej części jednostki następujące trylobity: *Asaphus* cf. *raniceps* Dalman, *Neoasaphus laevis* Schmidt, *Illaelmus incisus* Jaanusson, *Nileus armadillo* (Dalman), *Celmus* cf. *granulatus* Angelin, *Niobe* cf. *frontalis* Dalman (Modliński, 1974–1978; Modliński, Tomczykowa, 1975). Zespół ten dokumentuje obecność osadów dolnego i górnego lanwirnu odpowiadającego regionalnym piętom bałtyckim od kunda po uhaku. Identyfikacja wieku wyższej części osadów formacji nie została dotychczas jednoznacznie potwierdzona datowaniami paleontologicznymi. Reprezentują one prawdopodobnie ekwiwalenty dolnego karadoku równolegowe z bałtyckimi piętrami regionalnym kukruse i haljala.

**Środowisko sedymentacji.** Jakościowy charakter ziarnowych osadów węglanowych i towarzyszących im ilowców wskazuje, że powstały one w środowiskach systemu depozycyjnego wewnętrznej (głębszej) części rozległej platformy węglanowej, trwale pozostającej w zasięgu sztormowej podstawy falowania i prądów dennych. Zasadnicze elementy kształtujące warunki ich depozycji to m.in.: powolne względne tempo subsydencji, nieznaczna produktywność węglanowa ekosystemu przy znikomej dostawie materiału terygenicznego, powtarzające się na przemian epizody ograniczonej dostawy materiału lub braku depozycji i erozji subakwalnej związane z działaniem prądów dennych.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Zasięg powierzchniowy osadów formacji jest ograniczony do zachodniej części obniżenia podlaskiego. Ich stwierdzona miąższość waha się od ok. 12,0 do 25,0 m.

**Ekwiwalenty.** Jednostce odpowiadają w profilach obszaru Lubelszczyzny osady wyższej części formacji wapieni Uherki (Modliński, 1984). Ekwiwalenty litofacjalne formacji znane są również w obniżeniu bałtyckim na obszarze Litwy, Łotwy i Obwodu Kaliningradzkiego Rosji, gdzie w odpowiadającym jej przedziale wiekowym wyróżnianych jest szereg jednostek w radze regionalnych formacji i svit (Reshenya..., 1978; Paškevičius, 1997).

### Formacja wapieni z Widowa (fig. 6)

**Nazwa i historia.** Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od miejscowości Widowo k. Bielska Podlaskiego w północno-wschodniej części Podlasia. W nazewnictwie stratygraficznym termin ten nie był dotychczas stosowany.

**Podział.** Formacja dzieli się w sposób pełny na trzy jednostki niższego rzędu w randze ogniw. Są to od dołu: ogniwo wapieni z ooidami żelazistymi z Rzepniewa, ogniwo szarych wapieni ze Strabli i ogniwo wapieni z Proniewicz (fig. 2).

**Typowy profil.** Jako litostratotyp formacji proponuje się profil otworu wiertniczego Proniewicz IG 1 (głęb. 622,7–647,45 m według prób rdzeniowych i głęb. ok. 624,0–648,0 według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypu proponuje się profil otworu wiertniczego Kożyno IG 1 (głęb. 514,5–534,0 m według prób rdzeniowych i głęb. ok. 512,5–531,5 według pomiarów geofizycznych).

**Inne profile.** Zespół skalny formacji i tworzących ją ogniw rozpoznano ponadto w profilach kilkudziesięciu pełnordzeniowanych otworów wiertniczych zlokalizowanych we wschodniej części obniżenia podlaskiego (fig. 1).

**Granice.** Granice formacji zostały scharakteryzowane przy omawianiu poszczególnych ogniw tworzących jednostkę.

**Litologia.** Jakościowy skład litologiczny i petrograficzny, następstwo pionowe poszczególnych typów skalnych i ich wzajemne relacje ilościowe podano w zamieszczonych poniżej opisach składowych ogniw tworzących formację.

**Szczałki organiczne i wiek.** Zasięg stratygraficzny formacji i dokumentacja paleontologiczna jej osadów zostały przedstawione przy opisach ogniw tworzących jednostkę. Z analizy paleontologiczno-stratygraficznej wynika, że formacja wapieni z Widowa obejmuje, w najpełniej zachowanych sekwencjach, osady od dolnego lanwirnu po niższy karadok, tj. według regionalnego podziału bałtyckiego interwał od piętra kunda po idavere (fig. 2).

**Środowisko sedymentacji.** Interpretację środowisk sedymentacji osadów tworzących formację przedstawiono w opisie ogniw tworzących jednostkę.

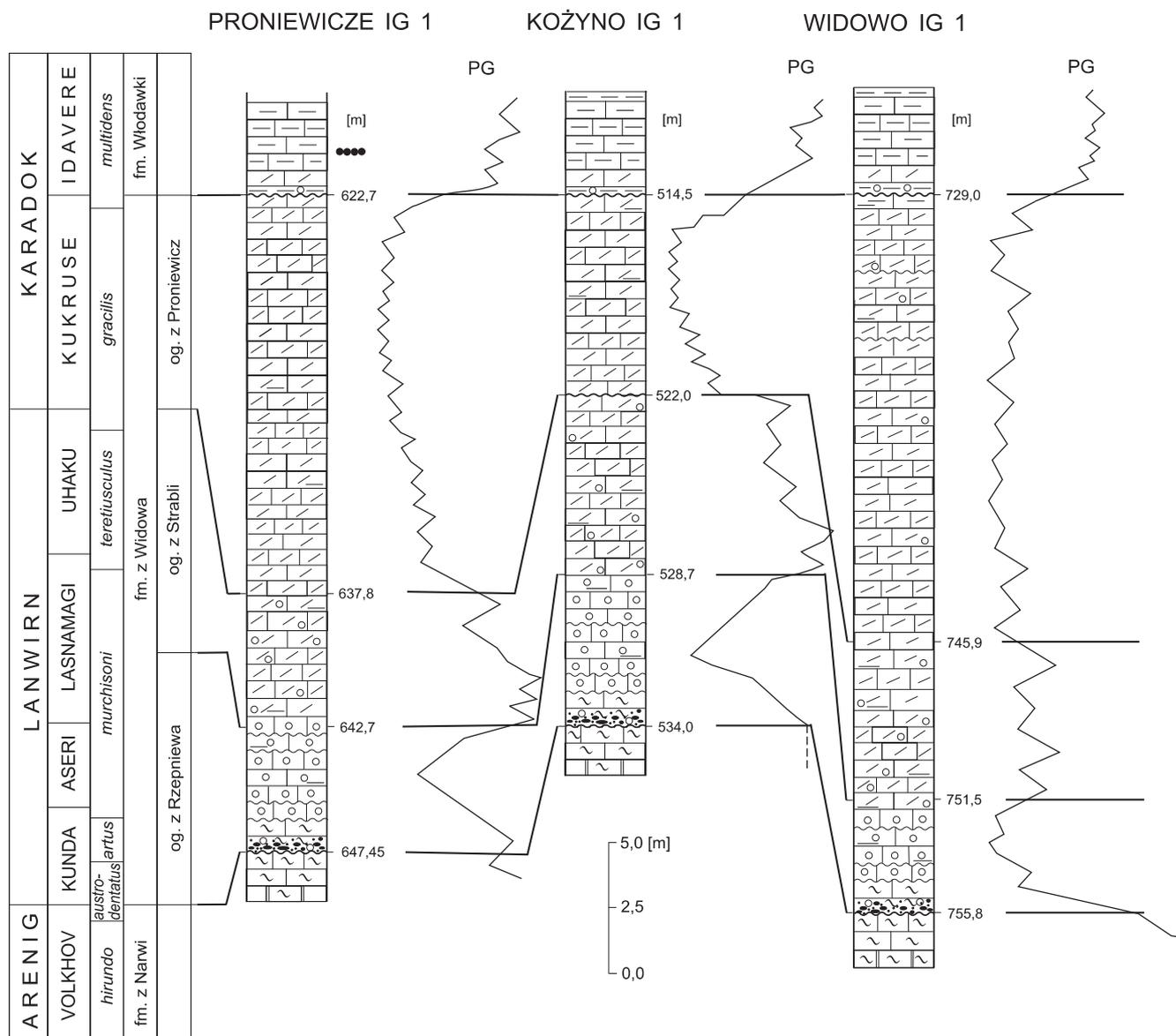
**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Osady formacji rozprzestrzenione są we wschodniej części obniżenia podlaskiego. Stwierdzona pełna miąższość formacji w poszczególnych profilach waha się od poniżej 20,0 m (np. otw. wiertn. Kożyno IG 1 i Narew IG 2) do ponad 35,0 m (otw. wiertn. Brańsk IG 1 i Mielnik IG 1).

**Ekwiwalenty.** Identyczne jak składowych ogniw formacji.

### Ogniwo wapieni z ooidami żelazistymi z Rzepniewa (fig. 6)

**Nazwa i historia.** Człon geograficzny w nazwie ogniwa pochodzi od miejscowości Rzepniewo na Podlasiu. W nieformalnych podziałach litostratygraficznych ordowiku osady te były dotychczas wyróżniane jako tzw. kompleks wa-





**Fig. 6. Korelacja litostratygraficzna profili formacji z Wdowa**

Objaśnienia na figurze 3

Lithostratigraphic correlation of sections of the Widowo Formation

For explanations see Figure 3

pieni oolitowych (Tomczykowa, 1962, 1964; Znosko, 1964), bądź wapieni z oolitami żelazistymi (Szymański, 1968; Modliński, 1990). Ich sekwencje skalne włączano odpowiednio albo do warstw pomorskich *sensu* Znosko (1964), albo do warstw pomorskich dolnych *sensu* Tomczykowa (1962, 1964).

**Podział.** Zapewne w składzie ogniwa można będzie wydzielić w przyszłości dwie jednostki w randze warstw: w odcinku dolnym warstwy zlepieńców i wapieni organodetrytycznych z glaukonitem (otw. wiertn. Proniewicze IG 1, głęb. 646,7–647,45 m) oraz w odcinku górnym warstwy wa-

pieni z ooidami żelazistymi (otw. wiertn. Proniewicze IG 1, głęb. 642,7–646,7 m).

**Typowy profil.** Jako litostratotyp ogniwa proponuje się profil otworu wiertniczego Proniewicze IG 1 (głęb. 642,7–647,45 m według prób rdzeniowych i głęb. 643,5–648,0 m według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypu proponuje się profil otworu wiertniczego Kożyno IG 1 (głęb. 514,5–534,0 m według prób rdzeniowych i głęb. 512,5–531,5 m według pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Identyczne jak dla formacji wapieni z Widowa.

Granice. Dolna granica ogniwa, będąca zarazem górną granicą formacji wapieni glaukonitowych z Narwi, została scharakteryzowana na stronie 91. Granica górna wyznaczona jest umownie w miejscu zaniku ooidów żelazistych, tj. w stropie najwyższej ławicy wapieni ogniwa z Rzepniewa (Szymański, 1968).

Zapis pomiarów geofizycznych ogniwa wapieni z ooidami żelazistymi charakteryzuje się relatywnie niższymi wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) niż występujące poniżej i powyżej serie skalne odpowiednio wapieni glaukonitowych formacji z Narwi i wapieni szarych ogniwa ze Strabli. Zakres i skala różnic w zapisie ich parametrów petrofizycznych sprawia, że sekwencja wapieni ogniwa z Rzepniewa oraz dolna i górna ich granica są powszechnie możliwe do jednoznacznej i precyzyjnej identyfikacji.

Litologia. Jednostka składa się z trzech podstawowych odmian litologicznych skał, które wyróżnia powszechna zawartość ooidów żelazistych oraz detrytus organicznego impregnowanego związkami żelaza i fosforanami (Znosko, 1964; Szymański, 1968, 1984). Są to: w części dolnej sekwencji transgresywne zlepionce bazalne i wapienie organodetrytyczne z glaukonitem, w części środkowej i górnej wapienie organodetrytyczne, wapienie margliste i wapienie dolomityczne. Jakościowy skład teksturalny skał węglanowych odpowiada w przypadku wapieni organodetrytycznych z glaukonitem – biosparytom, a wapieni części środkowej i górnej sekwencji – biosparytom, bioomikrytom i dolosparytom z relikami struktur organicznych. Ze składu granulometrycznego i stopnia wysortowania materiału ziarnowego skał węglanowych wynika, że reprezentują one w większości kalkarenity (najczęściej średnioziarniste, rzadziej drobnoziarniste) w rozumieniu Chilingara i in. (1967). Zarówno wapienie, jak i wapienie dolomityczne są zazwyczaj intensywnie zdiagenezowane, zwarte, twarde, partiami zrekrytalizowane, o gruzłowym pokroju i nieregularnej oddzielności. Ich barwa jest niejednolita: w odcinku dolnym sekwencji stalowoszara lub szara z odcieniem zielonkawym, w odcinku środkowym i górnym – szarżółta z odcieniem brunatnym, wiśniowoszara z jaśniejszymi plamami i wiśniowobrunatna. Zespół skał węglanowych powszechnie zawiera bogate spektrum struktur sedymentacyjnych i deformacyjnych. Są to m.in.: liczne erozyjne rozmycia między- i śródwarstwowe oraz nierówne, gładkie i szorstkie, powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej, którym często towarzyszą struktury drażeń i bytowania organizmów, a także skondensowane powłoki osadu rezydualnego z produktami mineralizacji żelazistej, fosforanowej i siarczkowej (getyt, frankolit). Część produktów mineralizacji żelazistej i fosforanowej powłok rezydualnych zawiera miejscami formy indukowane przez czynniki biogeniczne typu bentonicznych zespołów mikrobialnych (epi- i endobionty). Z powierzchniami nieciągłości górnego odcinka sekwencji o intensywnym stopniu kondensacji, powszechnie związane są urozmaicone morfologicznie struktury stromatolitów bio-

genicznych, w tym formy typu poligonalnego i izolowanych kopuł (Szymański, 1985). W tle skalnym wapieni i ich ziarnowym materiale biogenicznym często obserwuje się liczne mikrostylolity, drobne skupienia, gniazda i konkretne brunatnej substancji fosforanowej i fosforanowo-ilastej, impregnacje wodorotlenków i tlenków żelaza oraz pojedyncze kryształy i skupienia siarczków, głównie pirytu.

Jako podrzędne przewarstwienia w sekwencji wapieni powszechnie występują wkładki, nieregularne przerosty i przemazy wiśniowych, brunatnych i zielonkawych iłowców i mułowców wapnistych z ziarnowym materiałem biogenicznym.

Szczątki organiczne i wiek. Osady ogniwa wypełnione są detrytusem i fragmentami głowonogów, ramienionogów, trylobitów, graptolitów, mszywiołów, liliowców, małżoraczków, skolekodontów, konodontów i chitinozoa (Znosko, 1964; Bednarczyk, 1966; Szymański, 1971; Modliński 1990; Podhalańska, 1992; Modliński i in., 2002). Z oznaczonych form skamieniałości najistotniejsza stratygraficznie jest obecność przewodnich trylobitów oraz zespołów kondontów i Chitinozoa. Ich spektrum wskazuje, że ogniwo obejmuje osady lanwirnu począwszy od poziomu *Asaphus raniceps* piętra kunda po piętro lasnamagi. Osady te charakteryzują się niewielką miąższością, która jest wynikiem silnej kondensacji wywołanej licznymi erozyjnymi rozmyciami między- i śródwarstwowymi (Szymański, 1984, 1985; Modliński i in., 2002).

Środowisko sedymentacji. Jakościowy charakter komponentów litologicznych sekwencji, spektrum ich struktur sedymentacyjnych i geometria wewnętrzna prowadzą do wniosku, że osady jednostki powstały w środowiskach systemu depozycyjnego początkowo proksymalnej, a następnie medialnej (głębszej) części rozległej platformy węglanowej, trwale pozostających w zasięgu normalnej podstawy falowania i prądów dennych. Zasadnicze elementy kształtujące warunki depozycji to m.in.: wolne względne tempo subsydencji, tj. nieznaczna pojemność akomodacyjna basenu, nieznaczna produktywność węglanowa ekosystemu przy zmniejszonej dostawie materiału terygenicznego, powtarzające się na przemian epizody ograniczonej dostawy materiału, braku depozycji lub przynajmniej znacznego zwolnienia względnego jej tempa oraz erozji subakwalnej związane z działaniem prądów dennych. Częstym okresom braku depozycji i znacznego zwolnienia względnego tempa sedymentacji towarzyszył rozwój bentonicznych zespołów mikrobialnych, których procesy życiowe prowadziły do stabilizacji osadu i tworzenia twardych den.

Zaawansowany stopień obtoczenia i wysortowania ziaren materiału biogenicznego, liczne struktury drażeń szczątków organicznych, wreszcie obecność produktów mineralizacji bentonicznych zespołów mikrobialnych, występujących zarówno w ziarnach, jak i w nieskonsolidowanym osadzie strefy przydennej, prowadzą do wniosku o długotrwałej i złożonej drodze ich transportu z wielokrotnie powtarzającymi się aktami depozycji, ekspozycji subakwalnej w zasięgu strefy fotycznej o umiarkowanie dobrym natlenieniu, suspenzji i przemieszczania.

Za źródło ziarnowego materiału biogenicznego można przyjąć zróżnicowane ekologicznie środowiska strefy bliskiego pobrzeża i śródziemnych pływn, z których był on redeponowany w okresach zdarzeń katastroficznych do bardziej wewnętrznych partii zbiornika.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Zasięg powierzchniowy osadów jednostki jest ograniczony do obszaru wschodniej części obniżenia podlaskiego, gdzie ich stwierdzona miąższość rzeczywista wynosi ok. 5,0 m (Szymański, 1971). Ku zachodowi miąższość serii wapieni z ooidami żelazystymi stopniowo i konsekwentnie maleje aż do całkowitego ich wyklinowania w rejonie Białej Podlaskiej i Drohiczyzna.

**Ekwiwalenty.** Jako odpowiedniki genetyczne i litofacialne ogniwa wapieni z ooidami żelazystymi należy traktować na obszarze Lubelszczyzny – osady środkowej części formacji wapieni Uherki (Modliński, 1984), a we wschodniej części obniżenia bałtyckiego – osady ogniwa wapieni z ooidami z Aniołowa, stanowiące najwyższą część formacji pstrych wapieni z Kielna (Modliński, Szymański, 1997). Za odpowiedniki jednostki z Rzepniewa można ponadto uznać: wbrzeskiej części obniżenia podlaskiego na Białorusi – osady svity zhabinkowskiej (Ropot, Pushkin, 1987; Pushkin, 2005), a w zachodniej Ukrainie na Wołyniu – utwory svity ljubochińskiej (Pomyanovskaya, 1972).

### Ogniwo wapieni szarych ze Strabli (fig. 6)

**Nazwa i historia.** Człon geograficzny nazwy własnej ogniwa pochodzi od miejscowości Strabla na Podlasiu. We wcześniejszych podziałach litostratygraficznych ordowiku o statusie nieformalnym, osady te były wyróżniane jako tzw. kompleks wapieni szarych (Znosko, 1964; Bednarczyk, 1966; Szymański, 1968, 1973, 1984; Modliński, 1990).

**Podział.** Niedokonany.

**Typowy profil.** Jako litostratotyp ogniwa przyjęto profil otworu wiertniczego Proniewicz IG 1 (głęb. 637,8–642,7 m według prób rdzeniowych i głęb. 638,5–643,5 m według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypu przyjęto profil otworu wiertniczego Kożyno IG 1 (głęb. 522,0–528,7 m według prób rdzeniowych i głęb. 520,0–526,5 m według pomiarów geofizycznych).

**Inne profile.** Tak jak formacji wapieni z Widowa.

**Granice.** Dolna granica ogniwa, będąca zarazem górną granicą wapieni z ooidami żelazystymi ogniwa z Rzepniewa, została omówiona na stronie 96. Górna granicaznaczona jest umownie w miejscu wyraźnej zmiany litologicznej, polegającej na stopniowym ale szybkim zastąpieniu wapieni szarych ogniwa ze Strabli przez sekwencję wapieni organodetrytycznych i wapieni marglistych barwy szarej, jasnoszarej i szarzielonej ogniwa z Proniewicz.

Zespół skał węglanowych ogniwa odznacza się wyraźnie wyższymi wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) niż osady pozostałych ogniw budujących formację. Duży gradient pionowych zmian wartości naturalnego promieniowania gamma (PG) i neutron-gamma (PNG) między wapieniami ogniwa ze Strabli i skałami otaczający-

mi sprawia, że płaszczyzny ich kontaktu na wykresach pomiarów geofizycznych są wyraźnie odwzorowane i możliwe do jednoznacznej identyfikacji (fig. 6).

**Litologia.** Jednostka składa się ze zwięzłych, zrekrystalizowanych wapieni organodetrytycznych o charakterze biosparytów, szarych i jasnoszarych, czasem zielonkawych, które w niższej części sekwencji zawierają w niektórych profilach ooidy żelaziste szybko zanikające ku górze profilu (Znosko, 1964; Szymański, 1968). Wapieniom towarzyszą podrzędnie liczne, nieregularne, cienkie przerosty iłowców o barwie czarnej i szarzielonej oraz margli szaroseledynowych z ziarnowym materiałem bioklastycznym.

**Szczątki organiczne i wiek.** W wapieniach ogniwa występują liczne szczątki głowonogów, brachiopodów, trylobitów, ślimaków, cystoidów, liliowców, mszywiołów, małżoraczków, skolekodontów, konodontów, Chitinozoa i innych grup organizmów (Znosko, 1964; Bednarczyk, 1966; Szymański, 1968, 1971; Modliński 1990; Podhalańska, 1992a; Modliński i in., 2002). Zespół oznaczonych trylobitów zawiera m.in. okazy gatunku *Neosaphus ornatus* (Pompecki) będącego taksonem wskaźnikowym dla poziomu biostratygraficznego w obrębie wyższej części lasnamagi i niższego uhaku obszaru bałtyckiego (Modliński, 1990). Wśród Chitinozoa stwierdzono natomiast formy charakterystyczne dla podpoziomów *clavaherculi* i *tuberculata* wyróżnianych w obrębie piętra uhaku Baltoskandii (Nölvak, Gran, 1993; Modliński i in., 2002). Zidentyfikowany materiał paleontologiczny datuje osady ogniwa jako ekwiwalenty górnego lanwirnu, tj. odpowiedniki wyższej części piętra lasnamagi i piętra uhaku (Znosko, 1964; Bednarczyk, 1966; Szymański, 1985).

**Środowisko sedimentacji.** Istotnymi cechami sekwencji wapieni szarych o dużym znaczeniu interpretacyjnym są m.in.:

- ostre, erozyjne granice większości ławic;
- występowanie licznych powierzchni nieciągłości sedimentacyjnych i sedimentacyjno-erozyjnych (w tym typu twardych den);
- znaczący ilościowo udział ziarnowego materiału biogenicznego o urozmaiconym pochodzeniu środowiskowym, wyróżniający się zaawansowanym stopniem obtoczenia i zmiennym wysortowaniem;
- powszechność struktur mikrodrażeń i bioerozji szczątków organicznych;
- obecność zarówno w tle skalnym, jak i w ziarnach szkieletowych produktów mineralizacji żelazistej, fosforanowej i siarczkowej, w części indukowanych procesami żywymi bentonicznych zespołów mikrobialnych (epi- i endobionty);
- zróżnicowana zawartość mikrytu przy nieznacznym udziale materiału terygenicznego.

Zespół wyżej wymienionych cech sekwencji wapieni szarych świadczy o tym, że osady te powstały w środowiskach medialnej części rozległej platformy węglanowej, trwale pozostających w zasięgu sztomowej podstawy falowania i prądów dennych oraz w zasięgu strefy foteicznej. Zróżnicowany udział mikrytu i częstość występowania po-

wierzchni nieciągłości sedymentacyjnych i sedymentacyjno-erozyjnych (w tym typu twardych den), świadczą zrazem o zmienności ich warunków hydrodynamicznych i powtarzających się okresach braku depozycji lub przynajmniej znacznego zmniejszenia względnego tempa sedymentacji.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Zasięg osadów ogniwa jest ograniczony do wschodniej części obniżenia podlaskiego. W profilach otworów wiertniczych miąższość rzeczywista wapieni ze Strabli wynosi ok. 5,0–10,0 m w rejonie Białowieża–Bielsk Podlaski i wzrasta stopniowo do ponad 15,0 m w okolicach Brańska (fig. 1).

**Ekwiwalenty.** Odpowiednikiem litostratygraficznym ogniwa w profilu ordowiku sąsiedniego obszaru Lubelszczyzny jest wyższa część formacji wapieni Uherki (Modliński, 1990), w białoruskiej części obniżenia podlaskiego svita dolbniewska i niższa część svity lesovczickiej (Ropot, Pushkin, 1987; Pushkin, 2005), a w zachodniej Ukrainie na Wołyniu najniższa część svity piszczkańskiej (Pomyanovskaya, 1972).

### Ogniwo wapieni z Proniewicz (fig. 6)

**Nazwa i historia.** Człon geograficzny nazwy ogniwa pochodzi od miejscowości Proniewiczze na Podlasiu, w pobliżu której wykonano w roku 1971 otwór wiertniczy Proniewiczze IG 1. Dla określenia jednostki litostratygraficznej zaproponowana nazwa została użyta po raz pierwszy.

**Podział.** Niedokonany.

**Typowy profil.** Jako litostratotyp ogniwa wapieni z Proniewicz proponuje się profil otworu wiertniczego Proniewiczze IG 1 (głęb. 622,7–637,8 m według prób rdzeniowych i ok. 624,0–638,5 m według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypu proponuje się profil otworu wiertniczego Kożyno IG 1 (głęb. 514,5–522,0 m według prób rdzeniowych i głęb. 512,5–520,0 m według pomiarów geofizycznych).

**Inne profile.** Identyczne jak formacji wapieni z Widowa.

**Granice.** Dolna granica ogniwa, będąca jednocześnie górną granicą ogniwa wapieni szarych ze Strabli, została omówiona na str. 97. Górna granica wyznaczona jest umownie w miejscu wyraźnej zmiany w litologii, polegającej na zastąpieniu szarych wapieni organodetrytycznych przez szarosedynowe margle formacji Włodawki. Ich płaszczyzna kontaktu w profilach skrajnie wschodniej części obniżenia przebiega wzdłuż dobrze widocznej powierzchni rozmycia o genezie subakwalnej.

Z wykresów pomiarów geofizycznych wynika, że kompleks skalny ogniwa wapieni z Proniewicz charakteryzuje się wyraźnie niższymi wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG), niż leżące niżej utwory ogniwa wapieni szarych ze Strabli i bezpośrednio wyżej występujące osady formacji margli Włodawki. Zakres i skala różnic w wartościach promieniowania gamma sprawia, że granice ogniwa są precyzyjnie odwzorowane i możliwe do jednoznacznej identyfikacji (fig. 6).

**Litologia.** Jednostkę budują szare, jasnoszare i szarozielone wapienie organodetrytyczne i wapienie margliste o cechach teksturalnych biospartytów i biomikrytów z licznymi nieregularnymi przerostami i wkładkami szarych, ciemnoszarych i szarozielonych margli i łożców wapnistych. W niektórych poziomach wapieni obserwuje się powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej oraz miejscami strukturę gruzłową.

**Szczątki organiczne i wiek.** W osadach ogniwa występują bardzo liczne szczątki makrofauny: trylobitów, brachiopodów, głowonogów, krynoidów, cystoidów, mszywołów, a sporadycznie graptolitów. Znaczenie diagnostyczne dla określenia wieku osadów przypada dwóm grupom skamieniałości, tj. mikroszczątkom Chitinozoa oraz trylobitom. Zidentyfikowany w stratotypowym profilu Proniewiczze IG 1 bogaty i silnie zróżnicowany zespół Chitinozoa dobrze dokumentuje obecność ekwiwalentów górnej części piętra uhaku, piętra kukruse oraz być może fragmentu osadów piętra ?strakeila (Modliński i in., 2002). Stwierdzone w profilu stratotypowym ogniwa spektrum trylobitów zawiera m.in. następujące ich formy (Modliński, 1990): w części niższej – *Iliaenus crassicauda* (Wahleberg), *I. cf. kukersianus* Holm, *Lonchodomas rostratus* (Sars) i *Ogmasaphus kiaeri* Henningsmoen, a w części wyższej – *Iliaenus jevensis* Holm, *I. fallx* Holm i *Panderia parvula* Holm. Ich zespoły datują odpowiednio: pierwszy – ekwiwalenty piętra kukruse, a drugi – piętro idavere. Zidentyfikowane spektrum mikro- i makroszczątków pozwala przyjąć, że osady ogniwa można zaliczyć do interwału najwyższy lanwirn–niższy karadok, któremu odpowiadają regionalne piętra bałtyckie od górnego uha-ku po haljala.

**Środowisko sedymentacji.** Najważniejsze główne elementy wykształcenia osadów węglanowych ogniwa, to m.in.: wyraźne, erozyjne granice części ławic, liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych i sedymentacyjno-erozyjnych (w tym typu twardych den), chaotyczne rozmieszczenie i zwarte upakowanie ziaren szkieletowych, zaawansowany stopień ich obtoczenia i zmienne wysortowanie, zróżnicowana zawartość mikrytu przy nieznacznym udziale materiału terygenicznego oraz występowanie drobnych intraklastów. Zestawione cechy osadów ogniwa pozwalają przyjąć, że powstały one w płytkim ruchliwym środowisku związanym z krawędzią platformy węglanowej i strefą płycizn albo płytką rampą węglanową.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Zasięg osadów ogniwa jest ograniczony, analogicznie jak całej formacji wapieni z Widowa, do obszaru wschodniej części obniżenia podlaskiego. Stwierdzona rzeczywista miąższość tych osadów wynosi poniżej 10,0 m w rejonie Narwi i Tyniewicz, ok. 15,0–20,0 m w rejonie Bielsk Podlaski–Brańsk i wzrasta do ponad 25,0 m w okolicach Mielnka na południowym wschodzie (fig. 1).

**Ekwiwalenty.** Odpowiednikiem ogniwa w profilu ordowiku Lubelszczyzny jest najwyższa część formacji wapieni Uherki (Modliński, 1984), w brzeskiej części obniżenia podlaskiego na Białorusi wyższa część svity lesovczickiej i svita

vidomljanska (Ropot, Pushkin, 1987; Puszkina, 2005), a w zachodniej części Ukrainy na Wołyniu środkowa część svity puszczanskiej (Pomyanovskaya, 1972).

### Formacja margli Włodawki (fig. 7)

Nazwa i historia. Jednostka została wprowadzona dla osadów ordowiku Lubelszczyzny. Człon geograficzny w nazwie jednostki pochodzi od rzeki Włodawki, lewobrzeżnego dopływu Bugu (Modliński, 1984).

Podział. Niedokonany.

Typowy profil. Litostratotypem formacji jest profil otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1 w interwale 728,5–753,4 m według prób rdzeniowych i 727,5–754,5 m według pomiarów geofizycznych.

Inne profile. W części wschodniej obniżenia podlaskiego osady jednostki rozpoznano w profilach szeregu pełnordzeniowych otworów wiertniczych, w tym m.in. w profilu Stadniki IG 1 (głęb. 1129,8–1151,1 m według prób rdzeniowych i głęb. 1118,5–1140,0 m według pomiarów geofizycznych) oraz w dobrze datowanym mikropaleontologicznie profilu Proniewicz IG 1 (głęb. 605,25–622,7 m według prób rdzeniowych i głęb. 606,5–624,0 m według pomiarów geofizycznych) (Modliński i in., 2002).

Granice. Dolna granica formacji margli Włodawki jest zarazem górną granicą ogniwa wapieni z Proniewicz, której charakterystykę podano powyżej. Górna granica przebiega wzdłuż płaszczyzny ich kontaktu w profilach części wschodniej obniżenia – z wapieniami formacji ze Stadnik, a w profilach części zachodniej – z iłowcami formacji z Sasina. Zarówno dolna, jak i górna granica formacji są dobrze czytelne na wykresach pomiarów geofizycznych, w szczególności natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG).

Litologia. Zapis litologiczny formacji tworzą szarozielone i szare margle, margle ilaste oraz iłowce wapniste z wkładkami, soczewkami i gruzłami szarych i szarozielonych wapieni marglistych i wapieni organodetrytycznych. Część najniższa ich sekwencji zawiera w niektórych profilach północno-wschodniej części obniżenia cienkie ławice i zestawy izolowanych lamin brunatnego kukersytu.

Szczątki organiczne i wiek. W osadach jednostki występują liczne szczątki trylobitów, brachiopodów, mszywiolów, konularii, liliowców, cystoidów, małżoraczków, konodontów, koralowców i graptolitów. W obniżeniu podlaskim wiek formacji zosyał określony głównie na podstawie szczątków trylobitów, wśród których zidentyfikowano m.in. następujące taksony przewodnie: *Iliaenus fallax* Holm, *Chasmops macrourus* Sjogren, *Ch. inge* Roomusoks, *Ch. wesenbergensis* Schmidt, *Ch. eichwaldi* Schmidt, *Parillaenus roemerii* (Volborth) i *Tretaspis seticornis* Lapworth (Modliński, 1990). Zespół tych form wskazuje, że osady formacji w najpełniej zachowanych profilach należą do karadoku równowiekowego z regionalnymi piętrami bałtyckimi od hałaja po niższą część vormsi (fig. 2).

Środowisko sedymentacji. Jednocześnie wykształcone sekwencje marglisto-wapienne formacji noszą liczne cechy właściwe osadom powstałym w środowiskach szelfu otwartego, które charakteryzowały się umiarkowaną głębokością, dobrym natlenieniem wód strefy przydennej i powolnym ale okresami nierównomiernym względnym tempem dostawy materiału. Główny, marglisty człon sekwencji można interpretować jako rezultat powolnej depozycji drobnego materiału mikrytowo-ilastego w warunkach niskiej energii wód zrościeńczonej prądów zawieszinowych. Człon wapienny natomiast – jako zapis kopalny krótkotrwałych epizodów wysokoenergetycznych indukowanych gwałtownymi zdarzeniami katastroficznymi (sztormy). Za hipotetyczne źródło ziarnowego materiału szkieletowego posłużyły allochtoniczne tafocenozy pochodzące z płytkich stref zbiornika, głównie z ekologicznie różnych biotopów terenów śródmorskich płycizn i/lub strefy bliskiego pobrzeża.

Rozprzestrzenienie i miąższość. Zasięg osadów jest ograniczony do wschodniej części obniżenia podlaskiego. Ich stwierdzona miąższość wynosi poniżej 10,0 m w rejonie Narwi i Tyniewicz, ok. 15,0–20,0 m w rejonie Bielsk Podlaski–Brańsk i wzrasta do ponad 25,0 m w okolicach Mielnika na południowym wschodzie (fig. 1).

Ekwiwalenty. W brzeskiej części obniżenia podlaskiego na Białorusi formacji margli Włodawki odpowiadają łącznie svity vidomljanska i lyszińska (Ropot, Pushkin, 1987; Pushkin, 2005), natomiast w zachodniej Ukrainie na Wołyniu najwyższa część svity puszczanskiej (Modliński i in., 1995).

### Formacja wapieni ze Stadnik (fig. 7)

Nazwa i historia. Nazwa jednostki pochodzi od miejscowości Stadniki na Podlasiu, w której wykonano otwór wiertniczy Stadniki IG 1 (fig. 1). W polskim nazewnictwie stratygraficznym termin ten nie był dotychczas stosowany.

Podział. Niedokonany.

Typowy profil. Jako litostratotyp formacji przyjęto profil otworu wiertniczego Stadniki IG 1 (głęb. 1126,3–1129,8 m według prób rdzeniowych i głęb. 1115,0–1118,5 m według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypów przyjęto profile otworów wiertniczych Łochów IG 2 (głęb. 1893,9–1898,5 m według prób rdzeniowych i 1885,0–1889,5 m według pomiarów geofizycznych) i Proniewicz IG 1 (głęb. 601,7–605,25 m według prób rdzeniowych i 603,0–606,5 m według pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Osady jednostki wapieni ze Stadnik zostały stwierdzone w profilach ponad 30 otworów wiertniczych, których większość (ok. 25 otworów) jest zlokalizowana w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego (rej. Bialska Podlaskiego).

Granice. Osady formacji są ułożone we wschodniej części obniżenia na osadach formacji margli Włodawki, a w zachodniej części na iłowcach formacji z Sasina. Ich granica

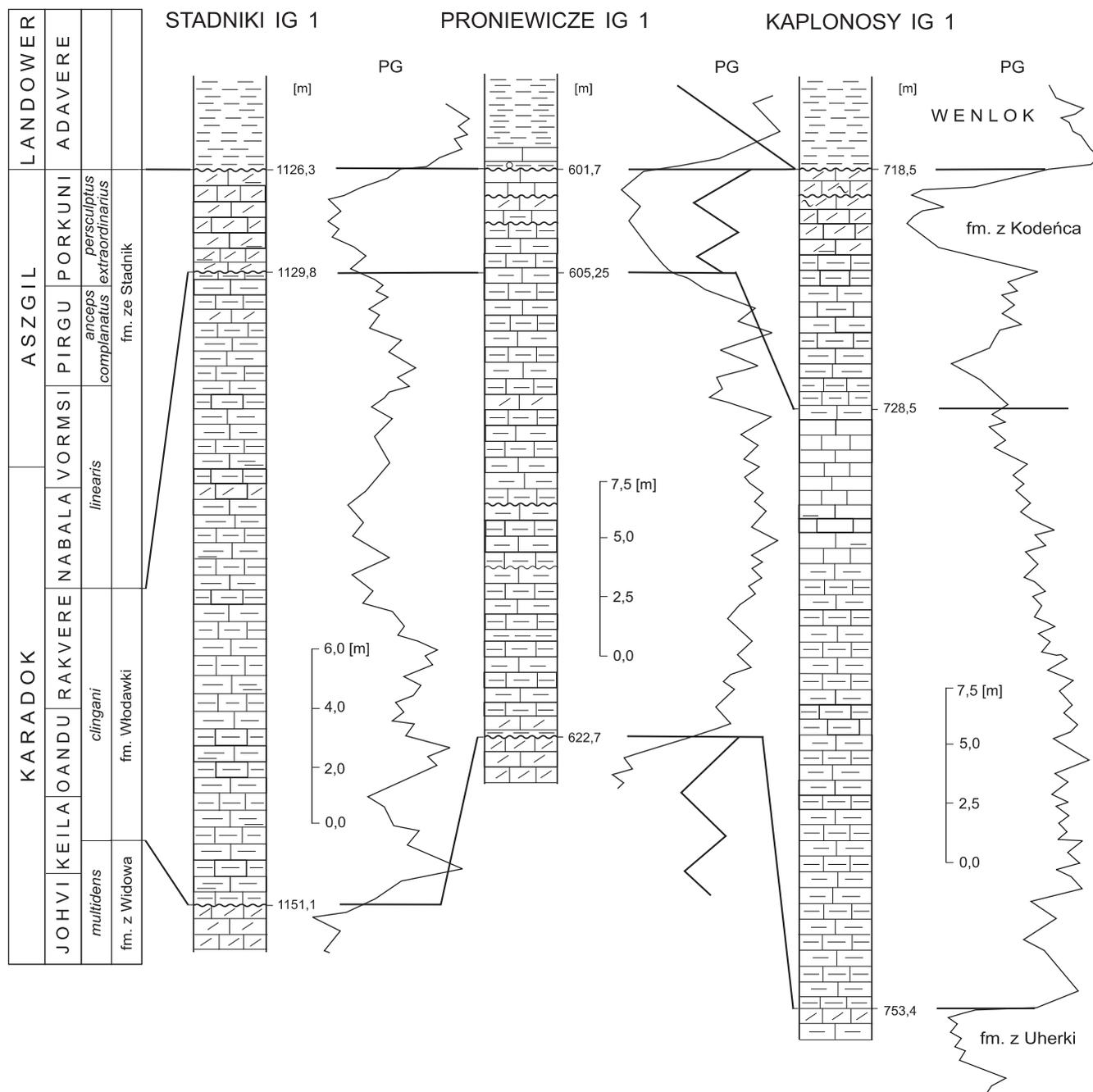


Fig. 7. Korelacja litostratygiczna profili formacji Włodawki i formacji ze Stadnik

Objaśnienia na figurze 3

Lithostratigraphic correlation of sections of the Włodawka Formation and Stadniki Formation

For explanations see Figure 3

z osadami obydwu tych formacji ich granica jest heterochroniczna i przebiega w obrębie różnych poziomów regionalnych pięter bałtyckich vormsi i pirgu. W niektórych profilach płaszczyzna kontaktu formacji z marglami jednostki Włodawki nosi charakter nierównej powierzchni rozmycia. Górna granica jednostki jest bardzo dobrze czytelna i pokrywa się z regionalną powierzchnią rozmycia, impregnowaną

brunatnymi związkami żelaza, powyżej której występują niezgodnie sedymentacyjnie z hiatusem stratygraficznym kontrastowo odmienne osady ilaste różnowiekowych poziomów landoweru.

Skały węglanowe formacji ze Stadnik charakteryzują się wyraźnie niższymi wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) od podścielających osadów for-

macji margli Włodawki i formacji iłowców z Sasina oraz od bezpośrednio wyżej leżących osadów ilastych landoweru.

**Litologia.** Jednostkę budują wapienie margliste i organodetrytyczne barwy jasnoszarej, szarej, szarozielonej i szarozółtej, miejscami z odcieniem brunatnym lub brunatnoróżowym. Osadom tym towarzyszą podrzędne przerosty i cienkie wkładki margli i iłowców wapnistych o miąższości do 0,20 m. W profilu otworu wiertniczego Tłuszcz IG 1 w obrębie osadów formacji występuje warstwa intraformacyjnego zlepionca wapiennego o miąższości 0,5 m. W niektórych poziomach wapieni występuje liczny glaukonit, drobne skupienia pirytu oraz konkrecje fosforanowe, sporadycznie obserwuje się powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych.

**Szczątki organiczne i wiek.** Zespół skał formacji zawiera liczne pokruszone szczątki brachiopodów, trylobitów, liłowców, głowonogów i innych grup skamieniałości. W profilach zachodniej części obszaru (otw. wiertn. Łochów IG 2 i Tłuszcz IG 1) zidentyfikowano m.in. następujące taksony trylobitów (Modliński, 1974, 1978): *Panderia megalophthalma* Linnarss., *Stygina latifrons* (Portlock), *Illaeus* cf. *angustifrons depressa* Holm, *Bumastus* sp., *Tretaspis* sp., oraz brachiopody *Anisopleurella quinquecostata* (McCoy), *Nicollella* sp. i *Orbiculoidea* sp. W profilach części wschodniej obszaru stwierdzono natomiast: trylobity (Modliński, 1990) *Stenopareia linnarssoni* (Holm), *Parillaenus roemeri* (Volborth), *Parill.* aff. *roemeri* (Volborth), *Illaeus* sp., *Chasmops* sp. ?*Flexycalymene* sp., *Remopleurides* sp.; brachiopody z rodzajów *Sowerbyella*, *Platystrophia* i *Orbiculoidea*, szczątki graptolitów z rodzajów *Dictyonema* i *Denderograptus* oraz zespół Chitinozoa zawierający *Spinachitina coronata* (Eisenack), *Tanuchitina bergstroemi* Laufeld i inne formy wskazujące na przynależność osadów do dolnej części piętra vormsi (Modliński i in., 2002). Zidentyfikowane spektrum mikro- i makroszczątków pozwala przyjąć, że osady formacji reprezentują kolejno: w zachodniej części obszaru – aszgil, tj. piętro pirlu i być może najniższą część piętra porkuni, natomiast w części wschodniej – najwyższy karadok–niższy aszgil, tj. piętro vormsi i niższą część piętra pirlu.

**Środowisko sedymentacji.** Jakościowy charakter ziarnistych węglanów oraz towarzyszących im osadów marglistych i ilastych wskazuje, że powstały one w środowiskach systemu depozycyjnego wewnętrznej (głębszej) części rozległej platformy węglanowej, trwale pozostającej w zasięgu sztormowej podstawy falowania i prądów dennych. Zasadnicze elementy kształtujące warunki depozycji tych osadów to m.in.: umiarkowanie szybkie względne tempo subsydencji, nieznaczna produktywność węglanowa ekosystemu przy relatywnie znacznej dostawie mikrytu i materiału terygenicznego frakcji pelitowej oraz zmienny reżim hydrodynamiczny z powtarzającymi się krótkotrwałymi epizodami wysokoenergetycznymi indukowanymi przez gwałtowne, krótkotrwałe zdarzenia katastroficzne.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Zasięg osadów formacji jest ograniczony do obszarów obniżenia podlaskiego rozciągającego się na wschód od linii Wyszaków–Sokołów Podlaski–Siedlce. Ich miąższość zmienia się od ok. 1,5 m w czę-

ści wschodniej (otw. wiertn. Mielnik IG 1 i Biała Podlaska 2) do ok. 5,0 m w ciągu zachodnim (otw. wiertn. Tłuszcz IG 1 i Urle 1).

**Ekwiwalenty.** Częściowymi odpowiednikami wiekowymi i litofacjalnymi jednostki są: w południowo-zachodnim fragmencie obniżenia podlaskiego i na obszarze Lubelszczyzny formacja wapieni z Kodeńca (Modliński, 1984), a w części wschodniej polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego – formacja czerwonych wapieni i margli z Morąga (Modliński, Szymański, 1997).

### Formacja wapieni z Kodeńca (fig. 8)

**Nazwa i historia.** Jednostka została wprowadzona dla osadów ordowiku Lubelszczyzny. Człon geograficzny w nazwie pochodzi od miejscowości Kodeńca k. Parczewa w województwie lubelskim (Modliński, 1984).

**Podział.** Niedokonany.

**Typowy profil.** Litostratotypem jednostki jest profil rozpoznany otworem wiertniczym Kaplonosy IG 1 na Lubelszczyźnie w interwale 718,5–728,5 m według prób rdzeniowych i 718,5–727,7 m według pomiarów geofizycznych.

**Inne profile.** W obniżeniu podlaskim osady formacji wyróżniono m.in. w profilach otworów wiertniczych: Żebrak IG 1 (głęb. 2373,3–2375,0 m według prób rdzeniowych i głęb. 2375,0–2376,5 m według pomiarów geofizycznych), Dobrze 1 (głęb. 2705,0–2708,0 m według pomiarów geofizycznych) i Kałuszyn 1 (głęb. 1992,0–2495,0 m według pomiarów geofizycznych).

**Granice.** Dolna granica formacji przebiega w miejscu zaniku osadów ilastych formacji z Sasina i pojawienia się wapieni o zabarwieniu czerwonym. Górna granica jest prowadzona w miejscu zastąpienia wspomnianych wapieni przez szare margle formacji z Tyśmienicy. Dolna granica jest dobrze czytelna na wykresach pomiarów geofizyki otworowej i charakteryzuje się znacznym spadkiem wartości natężenia naturalnego promieniowania gamma w miejscu kontaktu osadów ilastych z wapieniami.

**Litologia.** Zapis litologiczny formacji tworzą wapienie i wapienie organodetrytyczne szaroróżowe, szarobrunatne i jasnoszare z przerostami margli i iłowców wapnistych. W profilu Żebrak IG 1 ich sekwencja zawiera ciekawą warstwę bentonitu o miąższości 3 mm. W wapieniach obserwuje się intraformacyjne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, strefy pirytyzacji oraz miejscami strukturę gruzłową.

**Szczątki organiczne i wiek.** W obniżeniu podlaskim szczątki makrofauny stwierdzono jedynie w próbach rdzeniowych w profilu otworu wiertniczego Żebrak IG 1 (Modliński, Tomczykowa, 1975). Zidentyfikowano w nim trylobity *Panderia megalophthalma* Linnarsson, *Phillipsinella* sp., *Tretaspis* sp., *Pseudosphaeroxochus* sp., ?*Dindymene* sp. oraz brachiopody *Anisopleurella* sp., *Gunarella* sp. i *Lingula* sp. Zasięg stratygraficzny oznaczonych taksonów wskazuje, że jednostka reprezentuje ekwiwalenty wiekowe dolnego aszgilu odpowiadającego bałtyckiemu piętru pirlu.

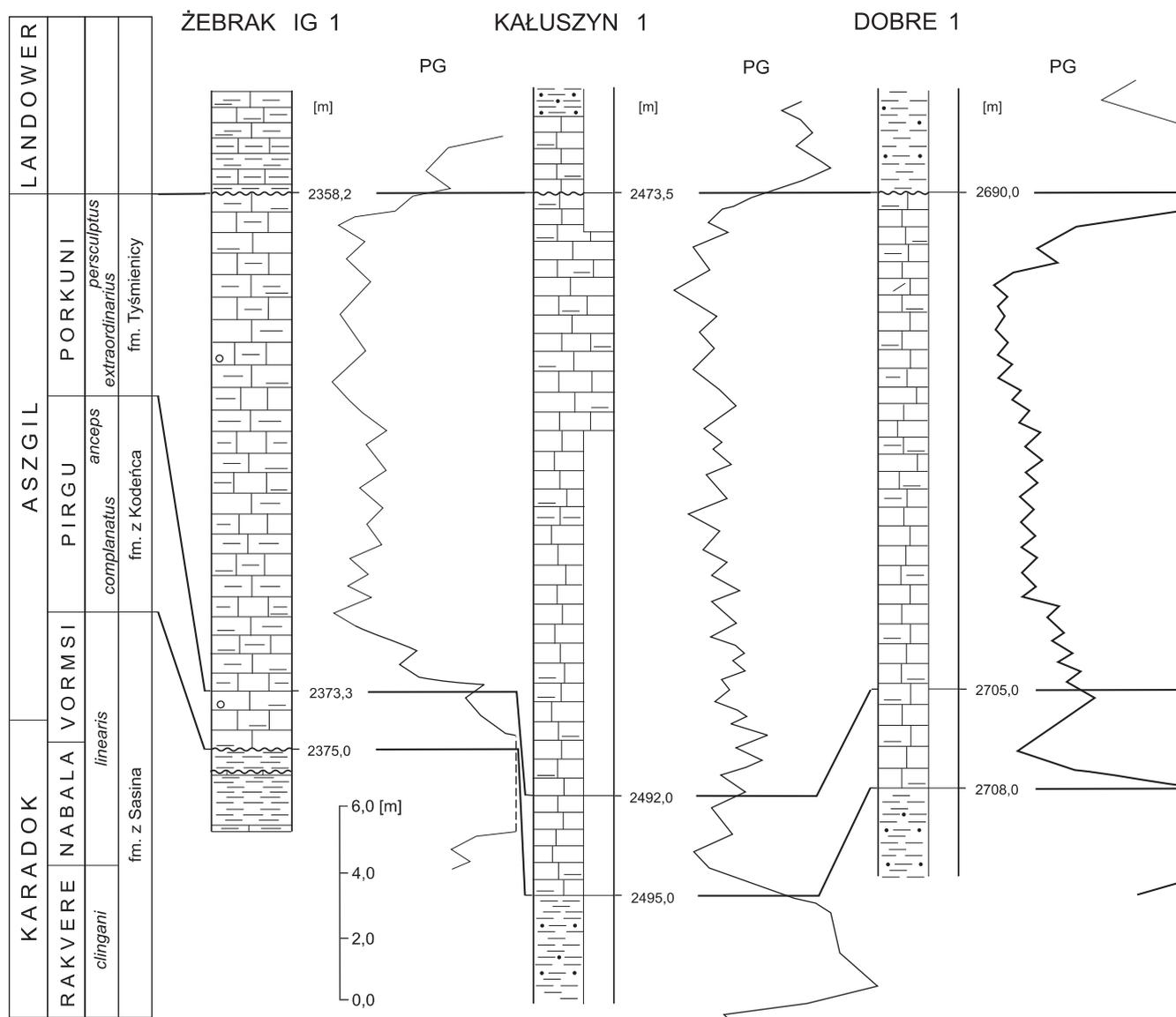


Fig. 8. Korelacja litostratygraficzna profili formacji z Kodeńca i formacji Tyśmienicy

Objaśnienia na figurze 3

Lithostratigraphic correlation of sections of the Kodeńca Formation and Tyśmienica Formation

For explanations see Figure 3

**Środowisko sedymentacji.** Jakościowy charakter osadów wapiennych i towarzyszących margli i iłowców wapnistych świadczy o tym, że powstały one przypuszczalnie w środowiskach systemu depozycyjnego wewnętrznej (głębszej) części rozległej platformy węglanowej, pozostającej okresowo w zasięgu sztormowej podstawy falowania i prądów dennych. Zróżnicowany udział mikrytu i minerałów ilastych, częstość występowania powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych i sedymentacyjno-erozyjnych, w tym typu twardego den, świadczą zarazem o zmienności warunków hydrodynamicznych i powtarzających się okresach braku depozycji lub przynajmniej znacznego zmniejszenia względnego tempa

sedymentacji. Zawartość siarczków można interpretować jako rezultat okresowo pojawiających się warunków redukcyjnych w strefie wód przydennych.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Za sprawą obocznych zmian facjalnych osady formacji są rozwinięte jedynie w południowo-zachodniej części obniżenia podlaskiego. Ich miąższość waha się w przedziale od 1,5 do 25,5 m.

**Ekwiwalenty.** W części wschodniej polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego odpowiednikiem litostratygraficznym jednostki jest formacja czerwonych wapieni i margli z Morąga (Modliński, Szymański, 1997).



### Formacja margli Tyśmienicy (fig. 8)

Nazwa i historia. Nazwa formacji pochodzi od rzeki Tyśmienicy prawobrzeżnego dopływu rzeki Wieprz na Polesiu Lubelskim. Jednostka została wprowadzona po raz pierwszy dla osadów górnego aszgilu Lubelszczyzny (Modliński, 1984).

Podział. Niedokonany

Typowy profil. Litostratotypem jednostki jest profil rozpoznany otworem wiertniczym Siedliska IG 1 w interwale 2540,0–2565,0 m według prób rdzeniowych (fig. 1).

Inne profile. Na obszarze obniżenia podlaskiego interwał formacji margli Tyśmienicy wyznaczono na podstawie prób rdzeniowych z profilu otworu wiertniczego Żebrak IG 1 (głęb. 2358,2–2373,3 m i głęb. 2359,5–2375,0 m według pomiarów geofizycznych), natomiast jedynie na podstawie pomiarów geofizycznych w profilach otworów wiertniczych Dobre 1 (głęb. 2690,0–2705,0 m) i Kałuszyn 1 (głęb. 2473,5–2492,0 m).

Granice. Dolna granica formacji jest tożsama z górną granicą formacji wapieni z Kodeńca. Górna granica przebiega wzdłuż regionalnej powierzchni rozmycia w stropie sekwencji margli i wapieni marglistych, powyżej której występują z hiatusem stratygraficznym ilaste osady landoweru. Zapis ich płaszczyzny kontaktu na wykresach pomiarów geofizycznych wyraża się znacznym wzrostem wartości natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG).

Litologia. Jednostkę tworzą margle i wapień margliste szare, jasnoszare i szarzielone z wkładkami iłowców wapienistych. Część przystropowa ich sekwencji jest zazwyczaj intensywnie spirytywizowana.

Szczątki organiczne i wiek. W profilu otworu wiertniczego Żebrak IG 1 w osadach formacji stwierdzono m.in.: *Mucronaspis* sp., *M. mucronata* (Brongniart) i *Eostropheodonta hirnantensis* (McCoy) (Modliński, Tomczykowa, 1975). Zespół oznaczonych form wskazuje, że osady jednostki reprezentują, analogicznie jak w stratotypowym obszarze Lubelszczyzny górny aszgil, odpowiadający regionalnemu piętru bałtyckiemu porkuni.

Środowisko sedymentacji. Zasadnicze elementy wykształcenia osadów marglistych i ılastych formacji to m.in.: ostre, erozyjne granice części ławic, liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych i sedymentacyjno-erozyjnych, w tym typu twardych den, chaotyczne rozmieszczenie i luźne upakowanie ziaren szkieletowych, zaawansowany stopień ich obtoczenia i zmienne wysortowanie, zróżnicowana zawartość mikrytu przy zmiennym udziale materiału terygenicznego oraz występowanie drobnych intraklastów. Zestawione cechy osadów pozwalają przyjąć, że powstały one w umiarkowanie ruchliwym środowisku związanym z wewnętrzną częścią platformy węglanowej i strefą płyczn albo płytką rampą węglanową.

Rozprzestrzenienie i miąższość. Zasięg osadów formacji jest ograniczony do południowo-zachodniej części obniże-

nia podlaskiego. Stwierdzona miąższość osadów zmienia się w granicach od 12,0 do 18,5 m.

Ekwiwalenty. W polskim fragmencie wschodniej części obniżenia bałtyckiego odpowiednikiem litostratygraficznym jednostki jest formacja szarzielonych margli Ornety (Modliński, Szymański, 1997), natomiast na obszarze Litwy, Łotwy i południowej Estonii – formacja Kuldiga (Paškevičius, 1997; Sidaravičiene, 1999).

### PODŁOŻE NIECKI PŁOCKO-WARSZAWSKIEJ

W profilu litologicznym ordowiku podłoża niecki plocko-warszawskiej wyróżniono 4 formalne jednostki litostratygraficzne w randze formacji, które różnią się jakościowym i ilościowym składem litologicznym oraz zespołem struktur sedymentacyjnych i sedymentacyjno-diastraficznych. Są to kolejno (od najstarszej): formacja ıłowców Płonki (volkhov), formacja wapieni z Polika (kunda-aseri), formacja ıłowców z Sasina (uhaku-vormsi) oraz formacja margli i ıłowców z Prabut (aszgil) (fig. 2).

Zdefiniowane jednostki litostratygraficzne w kategoriach paleogeograficznych reprezentują strefę konfacji skańskiej, tj. osady najbardziej wewnętrznych partii ordowickiego basenu bałtyckiego.

### Formacja ıłowców Płonki (fig. 9)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie własnej formacji pochodzi od rzeki Płonki (prawobrzeżny dopływ Wkry) na Mazowszu. W polskim nazewnictwie stratygraficznym nazwa ta nie była dotychczas stosowana.

Podział. Niedokonany.

Typowy profil. Jako litostratotyp formacji proponuje się przyjąć tymczasowo wcześniej proponowany profil otworu wiertniczego Płońsk IG 2a z głęb. 3546,5–3552,0 m według pomiarów geofizycznych, w którym próby rdzeniowe uzyskano jedynie z interwału 3551,7–3552,8 m (Szymański, 1984).

Inne profile. Profil otworu wiertniczego Płońsk IG 2a jest jedynym udostępnionym dotychczas pełnym profilem formacji.

Granice. Dolna granica formacji jest prowadzona w miejscu erozyjnego kontaktu szarych ıłowców z górnokambryjskimi wapieniami dolomitycznymi formacji Młynar *sensu* Mens i in. (1990). Górna granica nie została dotychczas rozpoznana w próbach rdzeniowych. Prawdopodobnie pokrywa się ona z regionalną powierzchnią rozmycia, powyżej której występują, z hiatusem stratygraficznym, jakościowo zdecydowanie odmienne osady węglanowe formacji wapieni z Polika (Modliński, 1973; Szymański, 1984).

Z wykresów pomiarów geofizycznych wynika, że kompleks skalny formacji charakteryzuje się wyraźnie wyższymi wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma

(PG) niż występujące bezpośrednio niżej osady węglanowe formacji z Młynar i wyżej – formacji z Polika. Skala różnic w wartościach ich natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) powodują, że dolna i górna granica jednostki są wyraźnie odwzorowane i możliwe do wiarygodnej identyfikacji.

**Litologia.** Jednostkę budują zwarte iłowce szare i ciemnoszare, regularnie poziomo laminowane i mikrolaminowane o wyraźnej drobnopłytkowej oddzielności. Są to skały zazwyczaj bezwapniste, miejscami nieco dolomityczne, silnie zdiagenezowane, wykazujące partiami intensywny stopień epigenetycznej sylikfikacji, wyrażonej obecnością nieregularnych skupień i impregnacji opalu lub chalcedonu (Szymański, 1984).

**Szczątki organiczne i wiek.** W osadach formacji stwierdzono obecność graptolitów *Didymograptus hirundo* Salter i *Phyllograptus* sp. oraz bezzawiasowych ramienionogów *Lingulella insons* (Barrande) i *Torynelasma* sp. (Modliński, 1973). Zidentyfikowane formy graptolitów w sposób jednoznaczny datują przynależność osadów formacji do arenigu górnego, tj. regionalnego piętra bałtyckiego volkhov.

**Środowisko sedymentacji.** Zespół skał ilastych formacji może być uznany za osad zdeponowany w środowiskach proksymalnej (płytszej) części równi mułowej lub na pograniczu głębszej (dystalnej) i płytszej (proksymalnej) części otwartego szelfu, których wody strefy przydennej charakteryzowały się okresowo warunkami dysoksyicznymi lub anoksyicznymi. Jako najbardziej prawdopodobny mechanizm ich depozycji, należy wskazać wypadanie w warunkach niskiej energii wód pelitowego materiału ilastego z rozcieńczonych prądów zawieszinowych.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Jednostka iłowców Płonki została stwierdzona dotychczas jedynie w profilu otworu wiertniczego Płońsk IG 2a. Jej miąższość pozorna wynosi ok. 5,5 m. Upad warstw w dolnym rdzeniowym odcinku profilu waha się w granicach 20–25°.

**Ekwiwalenty.** Jako odpowiednik litostratygraficzny i litofacjalny formacji można traktować górną część formacji iłowców Tanwi wyróżnioną w strefie Biłgoraj–Narol (Modliński, Szymański, 2005).

### **Formacja wapieni z Polika (fig. 9)**

**Nazwa i historia.** Nazwa formacji pochodzi od głębokiego otworu wiertniczego Polik IG 1 wykonanego w miejscowości Rościszewo k. Bieżunia na Mazowszu. W polskiej terminologii stratygraficznej nazwa nie była dotychczas stosowana.

**Podział.** Niedokonany.

**Typowy profil.** Za litostratotyp formacji proponuje się uznać profil otworu wiertniczego Polik IG 1 w interwale 4506,3–4507,0 m według prób rdzeniowych i ok. 4504,0–4505,0 m według pomiarów geofizycznych (fig. 10).

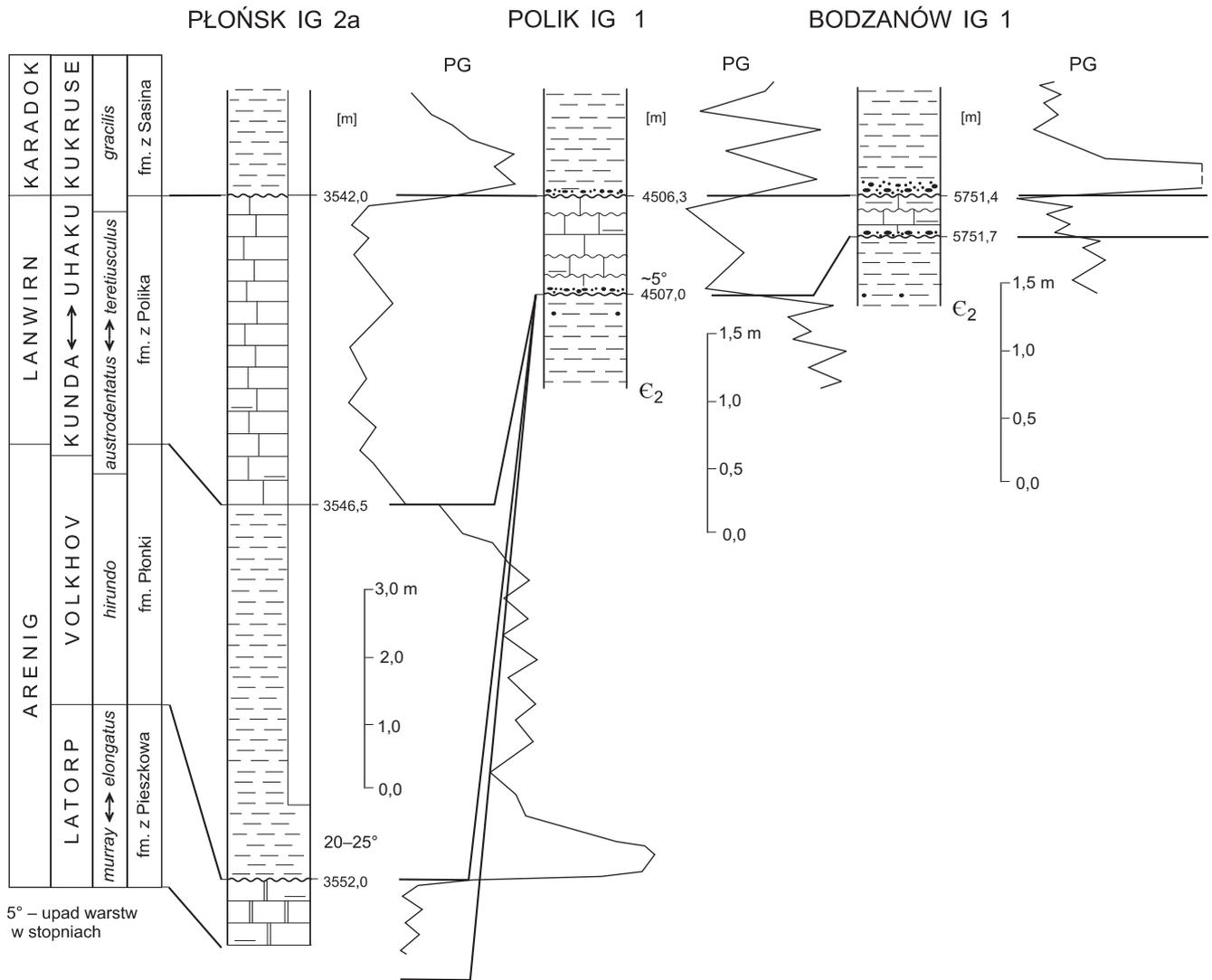
**Inne profile.** Osady jednostki rozpoznano także w profilach otworów wiertniczych: Bodzanów IG 1 (głęb. 5751,4–5751,7 m według prób rdzeniowych i ok.

5754,7–5755,0 m według pomiarów geofizycznych), Szczawno 1 (głęb. 4425,8–4431,8 m według prób rdzeniowych i głęb. ok. 4430,5–4436,5 m według pomiarów geofizycznych) oraz Płońsk IG 2a (głęb. 3542,0–3546,5 m według pomiarów geofizycznych).

**Granice.** W pełnordzeniowanych profilach otworów wiertniczych Polik IG 1 i Bodzanów IG 1 dolna i górna granica jednostki są wyznaczone przez wyraźnie odwzorowane powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, wzdłuż których osady węglanowe formacji kontaktują z kontrastowo odmiennymi litologicznie seriami skalnymi jednostek występujących bezpośrednio wyżej i niżej. Są to: w dole – sekwencja piaskowców kambru środkowego formacji kostrzyńskiej, w górze – osady ilaste formacji z Sasina. Z uwagi na znikomą miąższość osadów jednostki, na podstawie pomiarów geofizycznych w sposób jednoznaczny można wyznaczyć jedynie jej dolną granicę, tj. kontakt skondensowanych osadów formacji wapieni z Polika, charakteryzujących się stosunkowo wysokim natężeniem naturalnego promieniowania gamma, z relatywnie słabiej promieniotwórczymi silikoklastykami formacji kostrzyńskiej kambru środkowego (fig. 9).

**Litologia.** W części przyspagowej jednostkę buduje warstwa transgresywnego zlepieńca złożonego głównie ze słabo obtoczonych i ostrokrawędzistych okruchów czarnych iłowców oraz skał fosforanowych i fosforanowo-ilastych. W pozostałym odcinku sekwencji – zrekrystalizowane wapienie i wapienie margliste jasnoszare, szare i ciemnoszare z nieregularnymi wkładkami i przerostami iłowców i iłowców wapienistych szarych i ciemnoszarych. Ich skondensowana sekwencja powszechnie zawiera liczne powierzchnie śród- i międzywarstwowych nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej. W niektórych profilach wapienie w odcinku przystropowym są intensywnie spirytyzowane (otw. wiertn. Polik IG 1).

**Szczątki organiczne i wiek.** W osadach formacji stwierdzono jedynie nieliczne i słabo zachowane szczątki ramienionogów oraz trylobitów z rodzaju *Illaenus*, które nie pozwalają na bliższe określenie ich pozycji stratygraficznej. Z maceratów wapieni z otworu wiertniczego Polik IG 1 pozyskano natomiast dość bogate i urozmaicone taksonomicznie spektrum mikroszczątków, w tym konodontów, małżoraczek i drobnych ramienionogów *Inarticulata*. W próbach z interwału 4506,3–4506,8 m Nehring-Lefeld (inf. ustna) zidentyfikowała następujący zespół konodontów: *Pygodus serra* (Hadding), *Eoplacognathus robustus* Bergström, *Baltoniodus prevariabilis* Fahræus, *Sagittodontina kielcensis* (Dzik), dokumentujących obecność poziomu konodontowego *serra* (fig. 2) oraz bardziej długowieczne ich taksony – *Protopanderodus rectus* Lindström (larorpuhaku), *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva) (volkhov–lasnamagi), *Spinodus spinatus* (Hadding) (uhaku–kukruse). Z konodontami współwystępują małżoraczki z gatunku *Euprimities locknesis* (Thorslund) (o zasięgu aseri–keila) oraz liczne drobne ramienionogi *Inarticulata* o nie ustalonej przynależności gatunkowej. Na podstawie obecności zespołu tych form można wnioskować, że osady formacji re-



**Fig. 9. Korelacja litostratygraficzna profili formacji Płonki i formacji z Polika**

Objaśnienia na figurze 3

Lithostratigraphic correlation of sections of the Płonka Formation and Polik Formation

For explanations see Figure 3

prezentują wyższy lanwirm odpowiadający zapewne regionalnym piętróm bałtyckim od ?aseri po uhaku.

Środowisko sedimentacji. Jakościowo zróżnicowany charakter komponentów litologicznych sekwencji, spektrum ich struktur sedimentacyjnych, pozycja w profilu i geometria wewnętrzna świadczą, że osady jednostki powstały w środowiskach dwóch różnych systemów depozycyjnych. Człon zlepieńcowy ich sekwencji można interpretować jako osad zdeponowany w strefie przybrzeżnej, w zasięgu normalnej podstawy fałowania przy ograniczonej dostawie głównie lokalnego materiału okruchowego, którego depozycja następowała w rezultacie gwałtownych, krótkotrwałych i szybko gasnących zdarzeń depozycyjnych. Zgodnie z tym, są to osady heterochroniczne, odwzorowujące następujące

w różnym czasie w poszczególnych profilach najwcześniejsze epizody transgresji. Człon węglanowy należy natomiast interpretować jako powstały w środowiskach bardziej oddalonych od brzegu, do których dostawa materiału terygenicznego, głównie ilastego i mikrytu, następowała w ograniczonym zakresie. Wapienie mogą być więc uznane za osad powstały w środowiskach systemu depozycyjnego proksymalnej (płytszej) lub strefy przejścia proksymalnej i medialnej części platformy węglanowej, trwale pozostającej w zasięgu sztormowej podstawy fałowania i prądów dennych. Ich cechy wyróżniające, to m.in.: powtarzające się na przemian epizody ograniczonej dostawy materiału lub niedepozycji ierozji subakwalnej oraz okresami słaba cyrkulacja wód, prowadząca do niedoboru tlenu i powstania w strefie przy-

dennej warunków dysoksycznych. Za czynnik sprawczy okresów ograniczenia dostawy materiału lub braku depozycji i erozji subakwalnej oraz anoksji można wskazać ogólne spłylenie basenu natury eustatycznej (Nielsen, 2004).

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Zasięg osadów jednostki jest ograniczony do podłoża niecki płocko-warszawskiej. Ich stwierdzona miąższość w poszczególnych profilach zmienia się w granicach od 0,3 m (otw. wiertn. Bodzanów IG 1) do 6,0 m (otw. wiertn. Szczawno 1).

**Ekwiwalenty.** Jednostka wapieni z Polika wykazuje najwyżej analogii litostratygraficznych i litofacjalnych z formacją wapieni z Suśca, wyróżnioną w profilu ordowiku strefy Biłgoraj–Narol (Modliński, Szymański, 2005) oraz do wyższej części formacji wapieni z Kopalina w zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński, Szymański, 1997).

### Formacja iłowców z Sasina (fig. 10)

**Nazwa i historia.** Jednostka została wprowadzona dla osadów ordowiku strefy konfacji skańskiej polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego, a jej nazwa pochodzi od miejscowości Sasino na Pojezierzu Pomorskim (Bednarczyk, 1996; Modliński, Szymański, 1997).

**Podział.** W części wschodniej obniżenia bałtyckiego oraz lokalnie także w części zachodniej, w wyższej części formacji wyróżniane jest ogniwo wapienia z Bramki (Modliński, Szymański, 1997).

**Typowy profil.** Litostratotypem jednostki jest profil rozpoznany w obniżeniu bałtyckim otworem wiertniczym Żarnowiec IG 1 w interwale 2655,3–2689,2 m według prób rdzeniowych i pomiarów geofizycznych, a hipolitostratotypami – profil otworu wiertniczego Olsztyn IG 2 (głęb. 2392,4–2401,9 m) i Bartoszyce IG 1 (głęb. 1846,1–1855,7 m według prób rdzeniowych i głęb. 1854,5–1855,5 m według pomiarów geofizycznych).

**Inne profile.** Na analizowanym obszarze formacja napotkana została w profilach ponad 15 otworów wiertniczych. Z całego interwału jednostki próby rdzeniowe uzyskano m.in. w profilach: Polik IG 1 (głęb. 4454,7–4506,3 m według prób rdzeniowych i 4452,0–4504,0 m według pomiarów geofizycznych), Łochów IG 2 (głęb. 1898,5–1903,3 m według prób rdzeniowych i 1889,5–1894,5 m według pomiarów geofizycznych) oraz Tłuszcz IG 1 (głęb. 1968,8–1973,9 m według prób rdzeniowych i 1969,0–1974,0 m według pomiarów geofizycznych).

**Granice.** Dolna granica jednostki z osadami formacji pstrych wapieni z Kielna i formacji wapieni z Polika jest wyraźnie heterochroniczna i przebiega w obrębie górnego lanawirnu (uhaku)–dolnego karadoku (kukruse–keila). Jednostka iłowców z Sasina przykryta jest kolejno od zachodu ku wschodowi utworami formacji margli i iłowców z Prabut, formacji wapieni z Kodeńca i formacji wapieni ze Stadnik (fig. 2). Z danych biostratygraficznych wynika, że przebieg granicy jest prawie izochroniczny i sytuuje się w poszcze-

gólnych profilach w stropie najwyższego poziomu karadoku *Climacograptus styloideus* (= *Pleurograptus linearis*).

Na wykresach pomiarów geofizycznych dolna i górna granica formacji są wyraźnie odwzorowane, ponieważ ich sekwencja odznacza się znacznie powszechnie wyższymi wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) niż skały jednostek sąsiednich.

**Litologia.** Jednostka iłowców z Sasina składa się głównie z iłowców ciemnoszarych i czarnych, rzadziej szarych lub szarozielonych, zastąpionych miejscami przez iłowce wapieniste, często spirytyzowane, a w niektórych profilach zsylikowane (np. otw. wiertn. Bodzanów IG 1 i Polik IG 1). Jako podrzędne przewarstwienia w iłowcach występują izolowane wkładki szarych i ciemnoszarych, zrekrytalizowanych wapieni i wapieni marglistych z okrucowym materiałem szkieletowym oraz sporadycznie pojawiające się cienkie przerosty spirytyzowanych zlepieńców intraformacyjnych o miąższości do 0,10 m, złożonych z intraklastów czarnych iłowców. W profilach podłoża niecki płocko-warszawskiej sekwencja iłowców zawiera, podobnie jak w stratotypowym obszarze obniżenia bałtyckiego, liczne wkładki i laminy popielatoszarych i oliwkowych bentonitów o miąższości dochodzącej maksymalnie do 0,6–0,8 m (otw. wiertn. Szczawno 1 i Polik IG 1).

**Szczałki organiczne i wiek.** W osadach ilastych formacji zidentyfikowano urozmaicony zespół graptolitów dokumentujący ich różnicowany zasięg stratygraficzny w poszczególnych profilach. Na zachodzie obszaru w podłożu niecki płocko-warszawskiej (otw. wiertn. Bodzanów IG 1 i Polik IG 1), formacja obejmuje osady od górnego lanawirnu – poziomu graptolitowego *Hustedograptus* (= *Glyptograptus*) *teretiusculus* po najwyżej karadok – poziom *Climacograptus styloideus*. W obniżeniu podlaskim w rejonie Łochowa (otw. wiertn. Tłuszcz IG 1 i Łochów IG 2) interwał stratygraficzny jednostki jest zawężony do wyższego karadoku – poziomów *Dicranograptus clingani*–*Climacograptus styloideus*.

Zespołowi graptolitów powszechnie towarzyszą licznie występujące bezzawiasowe ramienionogi: *Paterula* sp., *P. cf. bohémica* Barrande, *P. cf. portlocki* (Gein), *Hisingerella* sp., *H. nitens* (Hisinger) i inne, mniej liczne zawiasowe ramienionogi: *Sericoidea restrica* (Hadding), *Oniella* sp., *O. cf. bancrofti* Lindsterm *Sowerbyella* sp. *Chonetoidea* sp., trylobity *Cyclopyge* sp. oraz *Nautiloidea*, ślimaki, małże, liłowce i małżoraczkki.

**Środowisko sedymentacji.** Jednolicie wykształcona seria szarych i ciemnoszarych iłowców formacji nosi liczne cechy właściwe dla osadów powstałych w środowiskach systemu depozycyjnego dystalnej części skłonu platformy węglanowej lub strefy basenowej zbiornika, pozostających okresami w zasięgu sztormowej podstawy falowania. Zaznaczona powszechnie nieregularność w pionowym następstwie osadów wskazuje zarazem na występowanie częstych zmian w kierunkach i reżimie transportu materiału, którym towarzyszyły w strefie przydennej zbiornika okresy warunków dysoksycznych, wywołanych stagnacyjnym charakterem wód.

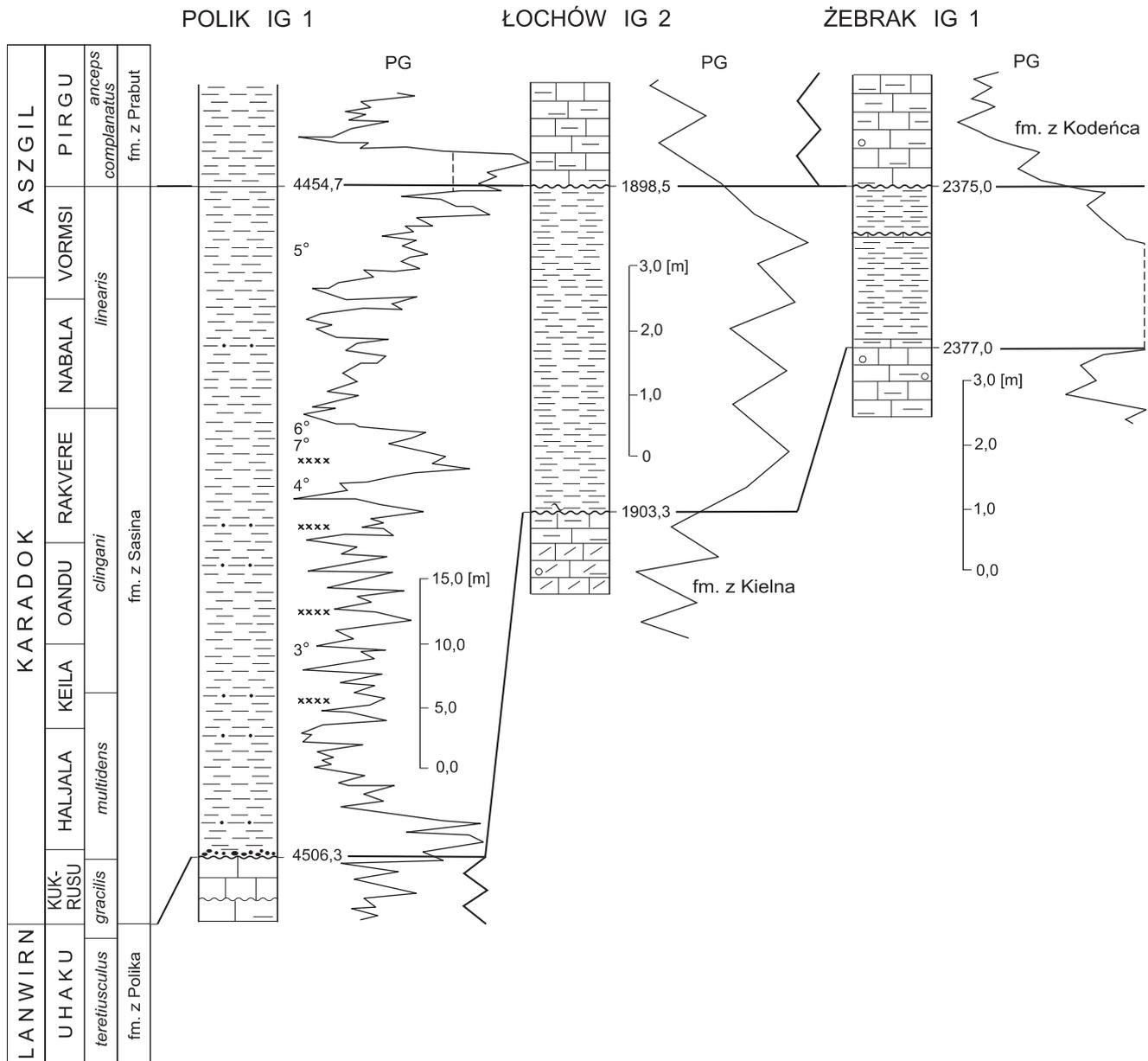


Fig. 10. Korelacja litostratygraficzna profili formacji z Sasina

Objaśnienia na figurze 3

Lithostratigraphic correlation of sections of the Sasino Formation

For explanations see Figure 3

Za źródło materiału ilastego oraz detrytycznego mikrytu i okruchowego materiału biogenicznego osadów należy przyjąć strefy pobraża zbiornika i/lub obszarów śródmorskich płyczn. Pochodzenie materiału piroklastycznego można wiązać z obszarami egzogratonicznej aktywności wulkanicznej.

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Formacja występuje we wszystkich profilach podłoża niecki płocko-warszawskiej oraz w profilach obniżenia podlaskiego zlokalizowanych na

południowy zachód od Sokołowa Podlaskiego. Stwierdzona miąższość rzeczywista jej osadów zmienia się od ok. 1,5 m w rejonie Siedlec i Sokołowa Podlaskiego do 52,0 m w profilu Polik IG 1 na północnym zachodzie.

**Ekwiwalenty.** Odpowiednikiem litostratygraficznym formacji są m.in.: na obszarze Lubelszczyzny formacja iłowców z Udala (Modliński, 1984), a w strefie Biłgoraj–Narol formacja iłowców i wapieni z Cieszanowa (Modliński, Szymański, 2005).

### Formacja margli i iłowców z Prabut (fig. 11)

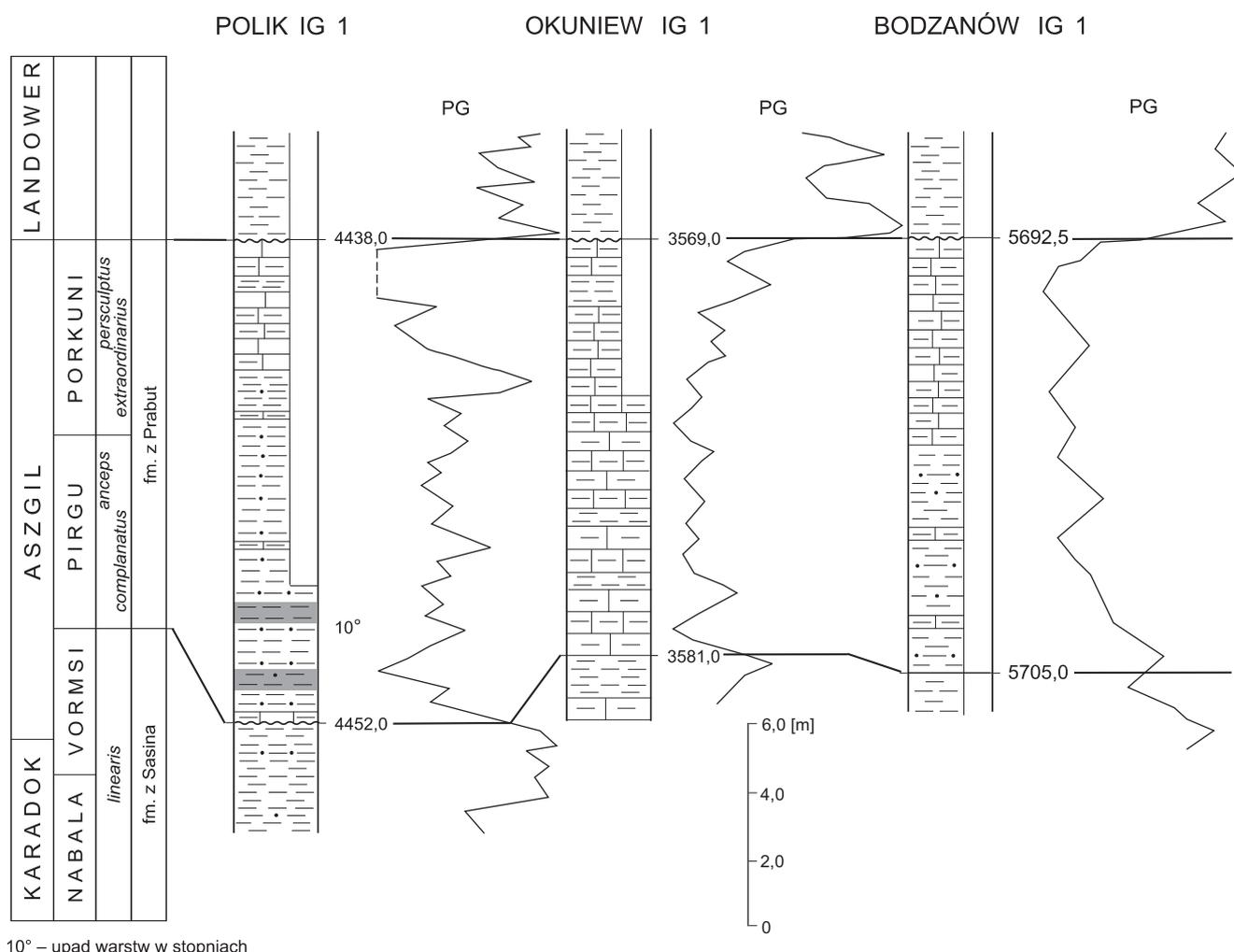
Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od miasta Prabuty na Pojezierzu Mazurskim. Jednostka została wyróżniona przez Modlińskiego i Szymańskiego (1997) w profilach z obszaru zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Podział. Niedokonany.

Typowy profil. Jako litostratotyp jednostki przyjęto profil otworu wiertniczego Prabuty IG 1 w interwale głęb. 3356,6–3368,0 m według prób rdzeniowych i 3355,0–3367,0 m według pomiarów geofizycznych (Modliński, Szymański, 1997).

Inne profile. Na omawianym obszarze osady formacji zostały napotkane w częściowo rdzeniowych profilach sześciu otworów wiertniczych. Ich pełne sekwencje według pomiarów geofizycznych wyróżniono w następujących otworach wiertniczych: Bodzanów IG 1 (głęb. 5692,5–5705,0 m), Okuniew IG 1 (głęb. 3569,0–3581,0 m), Płońsk IG 2a (głęb. 3481,0–3498,5 m), Polik IG 1 (głęb. 4438,0–4452,0 m), Radzymin 1 (głęb. 2696,0–2720,0 m) i Szczawno 1 (głęb. ok. 4392,5–4399,5 m).

Granice. Osady formacji margli i iłowców z Prabut związane są ciągłym przejściem sedimentacyjnym z iłowcami formacji z Sasina, a przykryte z niezgodnością sedimentacyjną osadami ilastymi landoweru. W obniżeniu podlaskim górna granica formacji nie została prześlędzona w próbach



10° – upad warstw w stopniach

**Fig. 11. Korelacja litostratygraficzna profili formacji z Prabut**

Objaśnienia na figurze 3

Lithostratigraphical correlation the sections of the Prabuty Formation

Explanations see Figure 3

rdzeniowych. Zapewne przebiega ona wzdłuż regionalnej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej. Z wykresów pomiarów geofizyki otworowej wynika, że skały formacji charakteryzują się wyraźnie niższymi wartościami natężenia naturalnego promieniowania gamma (PG) od skał podłoża i nadkładu. Zakres różnic sprawia, że obie granice jednostki są dobrze czytelne i umożliwiają ich wiarygodną identyfikację (fig. 11).

**Litologia.** Zapis litologiczny formacji składa się z margli i margli piaszczystych oraz iłowców wapnistych i iłowców mułastych, ciemnoszarych i szarych z wkładkami iłowców marglistych. Zarówno margle, jak i iłowce często są spirytyzowane.

**Szczałki organiczne i wiek.** W stratotypowym obszarze zachodniej części obniżenia bałtyckiego w osadach formacji stwierdzono faunę trylobitów i brachiopodów, która dobrze dokumentuje obecność dolnego i górnego aszgilu. Na obszarze obniżenia podlaskiego oznaczalne szczątki skamieniałości napotkano jedynie w profilach otworów wiertniczych Okuniew IG 1 i Radzymin 1. W otworze wiertniczym Radzymin 1 w niższej części profilu jednostki zidentyfikowano słabo zachowane brachiopody *Orbiculoidea* sp. i graptolity *Leptograptus* sp., natomiast w otworze wiertniczym Okuniew IG 1 w wyższej części profilu stwierdzono zespół makrofauny: *Mucronaspis mucronata* (Brongniart), *M. cf. olini* (Temple), *Mucronaspis* sp., *Eostropheodonta hirnantensis* (M'Coy), *E. sp.?*, *Hirnantia cf. kielanae* Temple, *Plectatrypa* sp., *Dalmanella?* sp., *Orbiculoidea* sp. dobrze dokumentujący obecność aszgilu górnego (hirnant), odpowiadającego piętru porkuni (Modliński, 1975). Zgodnie z tym można przyjąć, że formacja z Prabut na omawianym obszarze, tak jak i w obszarze stratotypowym zachodniej części obniżenia bałtyckiego obejmuje osady aszgilu dolnego i górnego.

**Środowisko sedymentacji.** Jednolicie wykształconą serię szarych i ciemnoszarych kalcylikoklastyków i silikoklastyków formacji można łącznie zaklasyfikować, analogicznie jak w przypadku formacji z Sasina, do kategorii osadów powstających w środowiskach systemu depozycyjnego dystalnej części skłonu platformy węglanowej lub strefy basenowej zbiornika, pozostających trwale w zasięgu sztormowej podstawy falowania. Ich cechy wyróżniające to m.in.: umiarkowanie intensywne względne tempo dostawy terygenicznego materiału frakcji pelitowej i mułkowej oraz detrytycznego mikrytu i okruczowego materiału biogenicznego, redeponowanego ze strefy pobrzeża zbiornika i/lub obszarów śródmorskich płyiczn. Charakterystyczne dla tego środowiska są też częste zmiany w kierunkach i warunkach transportu materiału, wyrażające się słabą regularnością w pionowym następstwie osadów. Istnienie na przemian warunków dysoksydacyjnych wywołanych stagnacyjnym charakterem wód strefy przydennej oraz okresów krótkotrwałej niedepozycji i/lub subakwalnej erozji związanych z działaniem prądów dennych. Za czynnik sprawczy okresów ograniczenia dostawy materiału lub braku depozycji, erozji subakwalnej oraz anoksjii można wskazać m.in. ogólne spłylenie basenu natury eustatycznej (Bergström, 1973; Nielsen, 2004).

**Rozprzestrzenienie i miąższość.** Formacja margli i iłowców z Prabut występuje jedynie w profilach skrajnie północno-zachodniej części obniżenia podlaskiego oraz podłoża niecki płocko-warszawskiej, a jej miąższość wynosi od ok. 7,0 m w profilu Szczawno 1 do 24,0 m w profilu Radzymin 1.

**Ekwiwalenty.** Odpowiednikiem litostratygraficznym i litofacjalnym formacji w profilach południowo-wschodniej Lubelszczyzny jest formacja iłowców wapnistych z Narola (Modliński, Szymański, 2005).

## LITERATURA

- AINGER T., 1985 — Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences. T. 3. Springer-Verlag, Berlin.
- ANDERSON A., DAHLMANN B., GEE D.G., SNÄLL S., 1985 — The Scandinavian Alum Shales. *Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca.*, **56**: 1–56.
- BAREJA E., 1974 — Wstępne wyniki badań geochemicznych dolnego ordowiku obniżenia podlaskiego. *Kwart. Geol.*, **18**, 2: 246–256.
- BEDNARCZYK W., 1966 — Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. *Kwart. Geol.*, **10**, 1: 33–43.
- BEDNARCZYK W., 1969 — Ordowik z wierceń Dobrze 1 i Sokółów Podlaski 1 (zachodnia część obniżenia podlaskiego). *Acta Geol. Pol.*, **19**, 4: 779–791.
- BEDNARCZYK W., 1998 — Stratigraphical position of the “Obolus Sandstones” (Upper Cambrian–?Lowermost Ordovician) in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **46**, 1: 43–54.
- BERGSTRÖM J., 1973 — Palaeoecologic aspects of an Ordovician Tretaspis fauna. *Acta Geol. Pol.*, **23**, 2: 179–206.
- BERGSTRÖM S.M., FINNEY S.C., CHEN X., PÅLSSON C., WANG ZHI-HAO, GRAHN Y., 2000 — A proposed global boundary for the base of the Upper series of the Ordovician system. The Fågelsång section, Scania, southern Sweden. *Episodes*, **23**: 102–109.
- BERGSTRÖM S.M., LÖFGREN A., MALETZ J., 2004 — The GSSP of the second (Upper) stage of the Lower Ordovician series: Diabasbrattet at Hunneberg, Province of Västergötland, southwestern Sweden. *Episodes*, **27**: 265–272.
- BERGSTRÖM S.M., STANLEY C., FINNEY S.C., CHEN X., GOLDMAN D., LESLIE S.A., 2006 — The new Ordovician global stage names. *Lethaia*, **38**, 3: 287–288.
- BIERNAT G., 1964 — *Obolus apollinis* Eichwald z otworu wiertniczego w Podborowisku. *Kwart. Geol.*, **8**, 1: 73–76.
- BIRKENMAJER K. (red.), 1975 — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **33**.
- 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. J.R. Parker). Proceedings of the 4th Conference: 651–656. Geol. Soc., London.

- BUCHARÉDT B., NIELSEN A.T., 1985 — Carbon and oxygen isotope composition of Cambro-Silurian limestone and anthraconite 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. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **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.
- DRYGANT D., MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 2006 — Korelacja litostratygraficzna ordowiku strefy Biłgoraj–Narol z równoległymi osadami sąsiednich obszarów brzeżnej strefy kratonu wschodnioeuropejskiego Polski i Ukrainy. *Prz. Geol.*, **16**, 3: 474–476.
- 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.
- FOLK R.L., 1959 — Practical petrographic classification of limestones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **43**, 1: 1–38.
- FOLK R.L., 1968 — Petrology of sedimentary rocks. The University of Texas, Austin.
- 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.
- FINNEY S., 2005 — Global series and stages for the Ordovician system. A progress report. *Geol. Acta*, **3**, 4: 309–316.
- GRADSTEIN F., OGG J., SMITH A., 2004 — A Geological Time Scale. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- JAANUSSON V., 1976 — Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Balto-Scandia. The Ordovician system: 301–326. Univ. of Wales Press and National Mus. of Wales, Cardiff.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A., 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euroamerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 567–587.
- KLER V., NENACHOVA V.F., 1971 — Geologiczeskije zapasy goruczich slancev w SSSR. *Sov. Geol.*, **3**: 20–28. Moskwa.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1967 — Petrografia ordowiku i syluru na Niżu Polskim. *Biul. Inst. Geol.*, **197**: 115–327.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1971 — New data on petrography of the Ordovician and Silurian of the Polish Lowland. *Biul. Inst. Geol.*, **245**: 253–351.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1973 — Charakterystyka mikrofałjalna skał ordowiku z wierceń Wrotnów IG 1 i Stadniki IG 1 (obniżenie podlaskie). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- 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. Problems of entralis research, utilisation and protection in Lithuania: 20–21. 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. *Inst. Geol., Vilnius*.
- LAŠKOVAS J., MARČINKEVICIUS V., 1994 — Ordovician sequence on the Lithuanian aquatory of the Baltic Sea. Problems of entralis research, utilisation and protection in Lithuania. 22–23: Vilnius.
- 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.
- LENDZION K., 1978 — Kambr. *W: Łochów IG 1 Łochów IG 2* (red. B. Areń). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **44**: 75–79, 81–84.
- 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., MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 1979 — Tremadok Lubelszczyzny. *Kwart. Geol.*, **23**, 4: 713–726.
- LOYDELL D.K., KALJO D., MÄNNIK P., 1998 — Integrated biostratigraphy of the lower Silurian of the Ohesaare core, Saaremaa, Estonia. *Geol. Mag.*, **135**, 6: 769–783.
- LOYDELL D.K., NESTOR V., 2005 — Integrated graptolite and chitinozoan biostratigraphy of the Upper Telychian (Llandovey, Silurian) of the Ventspils D-3 core, Latvia. *Geol. Mag.*, **142**, 4: 369–376.
- ŁAČKA B., WIEWIÓRA A., 1979 — Geneza glaukonitytu z osadów arenigu obniżenia podlaskiego. *Cz. I. Petrologia osadów z glaukonitem. Arch. Miner.*, **35**: 7–86.
- MAREK S., 1997 — Wprowadzenie. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 5–9.
- MÄNNIL R.M., 1966 — Evolution of the Baltic Basin during the Ordovician. Valgus, Tallinn.
- MENS K., BERGSTRÖM J., LENDZION K., 1990 — The Cambrian system on the East European Platform. *International Union of Geol. Sc. Publ.*, **25**. Trondheim.
- MODLIŃSKI Z., 1968 — O pozycji stratygraficznej ordowickich glaukonitytów w zapadliku podlaskim. *Prz. Geol.*, **16**, 10: 474–476.
- MODLIŃSKI Z., 1973 — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **72**: 1–74.
- MODLIŃSKI Z., 1974 — Ordowik. *W: Tuszcz IG 1* (red. B. Areń). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **13**: 68–71, 100–103.
- MODLIŃSKI Z., 1975 — Ordowik. *W: Okuniew IG 1* (red. B. Areń). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **29**: 36–40, 52–55.
- MODLIŃSKI Z., 1978 — Ordowik. *W: Łochów IG 1, Łochów IG 2* (red. B. Areń). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **44**: 42–43, 71–74, 84–88.
- MODLIŃSKI Z., 1984 — Stratygrafia potremadockich osadów ordowiku Lubelszczyzny. *Kwart. Geol.*, **28**, 1: 1–16.
- MODLIŃSKI Z., 1990 — Uwagi o biostratygrafii ordowiku wschodniej części obniżenia Podlaskiego. *Kwart. Geol.*, **34**, 4: 585–610.
- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J., SZYMAŃSKI B., 2002 — Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Proniewiczze IG 1 (NE Polska). *Prz. Geol.*, **50**, 1: 64–71.



- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J., SZYMAŃSKI B., 2007 — Stratygrafia osadów pogranicza ordowiku i syluru północno-wschodniej Polski i ich korelacja ze stratotypowymi profilami Estonii. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **427**: 61–78.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 1997 — The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). *Geol. Quart.*, **41**, 3: 273–288.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 2005 — Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj–Narol. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **416**: 45–79.
- MODLIŃSKI Z., TOMCZYKOWA E., 1975 — Ordowik. *W: Żebrak IG 1 (red. K. Lendzion). Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **28**: 68–71, 75–77.
- MODLIŃSKI Z., NEHRING-LEFELD M., SUDOVCEV W., 1995 — Post-Tremadoc Ordovician sediments of the Polish-Ukrainian boundary. *Geol. Quart.*, **39**, 2: 165–176.
- NEHRING-LEFELD M., 1987 — Konodonty ordowickie obniżenia podlaskiego. *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3: 279–322.
- NÖLVAK J., 1999a — Ordovician chitinozoan biozonation of Baltoscandia. *Acta Univ. Carolinae, Geologia*, **43**, 1/2: 287–291.
- NÖLVAK J., 1999b — Distribution of chitinozoans. *W: Taga-Roostoja (25A) drill core. Estonian Geol. Sec. Bull.*, **2**: 10–12, app. 6.
- NÖLVAK J., GRAHN Y., 1993 — Ordovician chitinozoan zones from Baltoscandia. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **79**: 245–269.
- NIELSEN A.T., 2004 — Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. *W: The Great Ordovician Biodiversification Event (red. I.G. Persival): 84–93. Columbia University Press, New York.*
- PAŠKEVIČIUS J., 1997 — The geology of the Baltic Republics. Vilnius.
- PETERSLL 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.
- PODHALAŃSKA T., 1992a — Phosphatization of the Lower-Middle Ordovician sediments from the Podlasie Depression (Eastern Poland). *Arch. Miner.*, **48**, 1/2: 27–40.
- PODHALAŃSKA T., 1992b — Struktury mikrobialne w osadach ordowiku basenu bałtyckiego i ich znaczenie dla rekonstrukcji paleośrodowiskowych. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **58**, 10: 4–6.
- POMYANOVSKAYA G.M., 1972 — The Volyn Elevation. *W: Stratigraphy of the Ukrainian SSR. Part 2. The Ordovician. 159–168. Nauk. Dumka, Kiev.*
- 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.
- PUSHKIN V.I., 2005 — Stratigraphic chart of Ordovician deposits of Belarus. *Lithosphere*, **1**, 22: 53–61.
- PUURA I., HOLMER L.E., 1993 — Lingulate brachiopods from the Cambrian-Ordovician boundary beds in Sweden. *Geol. För. Stockh. För.*, **115**: 215–237.
- REGNELL G., 1960 — The Lower Palaeozoic of Scania. Inter. Geol. Congress 21 ses. Norden. Guide to excursions, Nos A22 and C17. Copenhagen.
- SHANMUGAM G., 1997 — The Bouma sequence and the turbidite mind set. *Earth Sc. Rev.*, **42**: 201–229.
- SIMPSON E.L., ERIKSSON K.A., 1990 — Early Cambrian progradation and transgressive sedimentation patterns in Virginia: an example of the early history of a passive margin. *J. Sedim. Petrol.*, **60**: 84–100.
- RACKI G., NARKIEWICZ M. (red.), 2006 — Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RESHENYA mezvedomstvennogo regionalnogo stratigraficheskogo soveshtchanya po razrabotkie unificirovannyh stratigraficheskoykh skhem pribaltiki, 1978. Mezved. Stratig. Komitet USSR, Leningrad.
- ROPOT V., PUSHKIN V., 1987 — Ordovik Belorussii. Nauka i Tekhnika, Minsk.
- SIGGERUD T.T., 1958 — O miastoroždzeniach urana i toria w Norwegii. Materiały Międzynarodowej Konferencji po mirowmu ispolzowanju atomnoj energii. WNIGRI, 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. *J. Sedim. Res.*, **69**: 365–383.
- SIDARAVIČIENE N., 1999 — Lithuanian Stratigraphic Units. Geological Survey of Lithuania, Vilnius.
- SIMPSON E.L., ERIKSSON K.A., 1990 — Early Cambrian progradation and transgressive sedimentation patterns in Virginia: an example of the early history of a passive margin. *J. Sedim. Petrol.*, **60**: 84–100.
- SZYMAŃSKI B., 1966 — Łupki dictyonemowe warstw krzyżańskich w rejonie Białowieży. *Kwart. Geol.*, **10**, 1: 44–62.
- SZYMAŃSKI B., 1968 — Wapienie z oolitami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. *Kwart. Geol.*, **12**, 1: 1–13.
- SZYMAŃSKI B., 1971 — Dolny ordowik północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwart. Geol.*, **15**, 3: 528–546.
- SZYMAŃSKI B., 1973 — Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. *Pr. Inst. Geol.*, **69**: 1–92.
- SZYMAŃSKI B., 1984 — Osady tremadoku i arenigu w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **118**: 1–88.
- SZYMAŃSKI B., 1985 — Stromatolity lanwirnu górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. *Kwart. Geol.*, **29**, 3/4: 597–624.
- SZYMAŃSKI B., 1998 — Petrology and lithofacies of the Tremadoc epicontinental-marinesiliciclastic sequence in the Lublin area (SE Poland). *Kwart. Geol.*, **42**, 4: 421–442.
- TOMCZYKOWA E., 1962 — Ordowik. *W: Budowa geologiczna Niżu Polskiego (red. W. Pożaryski). Pr. Inst. Geol.*: **35a**: 85–96.
- TOMCZYKOWA E., 1964 — Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **8**, 3: 491–504.
- TOMCZYK H., 1971 — The Arenigian transgression in Poland and its relation to earlier formations. *Mem. du BRGM*, **73**.
- VEJBAEK O.V., STOUGE S., POULSEN K.D., 1994 — Palaeozoic tectonic and sedimentary evolution and hydrocarbon prospectivity in the Bornholm area. *Danmarks Geologiske Undersogelse Serie A*, **34**. Copenhagen.
- WEBBY B.D., 1998 — Steps toward a global standard for Ordovician stratigraphy. *Newsl. Stratigr.*, **36**, 1: 1–33.
- WEBBY B.D., COOPER R.A., BERGSTRÖM S.M., 2004 — Stratigraphic framework and time silices. *W: The Great Ordovician*

- biodiversification event (red. B.D. Webby i in.): 41–47. Columbia University Press, New York.
- ZAGORODNYCH W.A., DOWBNAJA A.W., ŻAMOJDA W.A., 2001 — Stratigrafia Kaliningradzkiego Regiona. Min. Prir. Res. Rassi. Kaliningrad.
- ZNOSKO J., 1964 — Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika. *Kwart. Geol.*, **8**, 1: 60–72.
- ZNOSKO J., 1965 — Sinian i kambr północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **9**, 3: 465–485.
- ZNOSKO J., 1968 — Opracowanie profili litologicznych skał osadowych z otworów: Suwałki IG 1, Krasnopol 1-5, Sokółka 1-8, Kruszyniany 1-6, Białowieża 1-6, Hołszów 1. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZNOSKO J., SZYMAŃSKI B., 1968 — Tremadoc and Arenig of north-eastern Poland and their significance to the adjacent areas. *Biul. Inst. Geol.*, **237**: 29–37.
- ZNOSKO J., CHLEBOWSKI R., 1976 — Rewizja stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **46**, 1/2: 135–152.

## SUMMARY

Ordovician rocks of the Podlasie Depression and the basement of the Płock–Warsaw Trough (Eastern Poland) were penetrated by 89 fully or partly cored boreholes drilled for various purposes between 1957 and 1995. Out of the total number of boreholes, 85 were drilled in the Podlasie Depression and the remaining four wells in the Płock–Warsaw Trough (Fig. 1).

The Ordovician sequence rests unconformably on eroded sediments of the Middle Cambrian zone *Paradoxides paradoxissimus* (Kostrzyń Formation) or on presumed Upper Cambrian (?) deposits (Skupowo beds *sensu* Znosko, 1965; Szymański, 1984; Kostrzyń Formation *sensu* Bednarczyk, 1998). It is covered either by Lower Silurian (Llandovery) clayey sediments with graptolites or by Lower Permian, Lower Triassic or Middle Jurassic siliciclastics. Thickness of the partly eroded Ordovician siliciclastic-carbonate deposits varies from 25.0–26.0 m in the central part of the Podlasie Depression (Sokołów Podlaski 1 and Tłuszcz IG 1 boreholes) to 58.0–67.1 m in the eastern part (Mielnik IG 1 and Stadniki IG 1 boreholes) and about 68.0–71.0 m in the basement of the Płock–Warsaw Trough (Polik IG 1, Płońsk IG 2a borehole). Stratigraphically section of the Ordovician sequence consists of palaeontologically documented age equivalents of Tremadoc, Arenig, Llanvirn, Caradoc and Ashgill beds (Figs. 3–11).

Eighteen new formal lithostratigraphic units were distinguished and defined within the Ordovician sequence, including 15 formations and 3 members. Ten units were defined in the eastern part of the Podlasie Depression; four units – in the western part, and the remaining four units – within the basement of the Płock–Warsaw Trough. Some of these units show an allostratigraphic character allostratigraphic because they are bordered by sedimentary or sedimentary-erosional unconformities (Fig. 2).

In the Podlasie Depression 11 formations and three members were distinguished and defined. Ten formal units were defined in the eastern part of the Podlasie Depression, four units – in the western part. In the eastern part these are (in ascending order): Krzyże Conglomerate and Sandstone

Formation (Pakerort), Białowieża Bituminous Claystone Formation (Pakerort–Varangu), Rajsk Glauconitites Formation (Latorp), Narew Glauconitic Limestone Formation (Latorp), Widowo Limestone Formation (Llanvirn) with three members (Rzepniewo Limestone with ferruginous ooids Member (Kunda–Aseri), Strabla Grey Limestone Member (Lasnamagi, Uhaku) and Proniewiczze Limestone Member (Kukuruse)), Włodawka Marl Formation (Keila–Vormsi) and Stadniki Limestone Formation (Vormsi, Pirgu). In the western part these are: Pieszkowo Red Limestone Formation (Latorp, Volkhov), Kielno variegated Limestone Formation (Kunda–Keila), Kodeniec Limestone Formation (Pirgu) and Tyśmienica Marl Formation (Porkuni).

Within the basement of the Płock–Warsaw Trough, four formal Ordovician formations were distinguished and defined: Płonka Claystone Formation (Latorp–Volkhov), Polik Limestone Formation (Kunda, Aseri, Lasnamagi), Sasino Claystone Formation (Uhaku–Vormsi) and Prabuty Marl and Claystone Formation (Ashgill) (Fig. 2).

Lithology, stratigraphic position, thickness, palaeontological data and spatial relation of the particular units are presented (Figs. 2–11). Lithostratigraphic correlations of the sections representing individual formations are shown in Figures 3–11.

The lithostratigraphic units can be classified in terms of palaeogeography into three different facies elements of the Ordovician Baltic Basin, later of various regionalization (Männil, 1966; Jaanusson, 1976). In the eastern part of the depression this is the Lithuanian confacies representing outer parts (= proximal) of the basin; in the western part – the Central Baltic-Scandinavian confacies of presumably inner type and within the basement of the Płock–Warsaw Trough this is the Skone confacies corresponding to the inner parts of the Ordovician Baltic Basin. The assemblage of the lithostratigraphic units in the above-mentioned zones constitutes a group of seven formations in the eastern part of depression; a group of four formations in the western part, and a group of four formations in the Płock–Warsaw Trough (Fig. 2).