

Litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego — część lądowa i morska (N Polska)

Zdzisław Modliński*, Bronisław Szymański*, Lech Teller**



Z. Modliński



B. Szymański



L. Teller

The silurian lithostratigraphy of the Polish part of the Peri-Baltic Depression (N Poland). *Prz. Geol.*, 54: 787–796.

S u m m a r y. The Silurian rocks of the Peri-Baltic Depression area (N Poland) were penetrated by 208 boreholes (Fig. 1). Seven new formal lithostratigraphical units were recognized and defined: The Barciany Nodular Limestones Formation (Lower Llandoveryan–Rhuddnian, Aeronian), the Pasłek Bituminous Claystones Formation with the Jantar Bituminous Black Claystone Member (Llandoveryan), the Pelplin Green Claystones Formation (Wenlockian–Ludlovian), the Kociewie Claystones and Siltstones Formation with the Reda Marly Siltstones Member

(Wenlockian–Ludlovian) and the Puck Marly Claystones and Siltstones Formation (Ludlovian (Ludfordian)–Pridolian). Some of the units have a character of the allostratigraphical ones sensu „North American...”, (1983) because are bordered by the sedimentary or sedimentary-erosional unconformities. The lithology, stratigraphical position, thickness, paleontological data and spatial relation of the particular units are presented (Fig. 2). Their boundaries have been established and stratotypic sections are proposed. Rock sequences of different Formations have been correlated with lithostratigraphical and genetical equivalents of the adjacent regions of Lithuania and Russia (Kaliningrad District) and also with Denmark (Bornholm) and Germany (western part of the Peri-Baltic Depression).

Key words: Silurian, lithostratigraphic units, lithology, petrography, palaeogeography

Skały syluru w polskiej części obniżenia perybałtyckiego (= obniżenia bałtyckiego) rozpoznano dotychczas w profilach 208 otworów wiertniczych o różnej rejonizacji strukturalnej, odwierconych w większości z częściowym rdzeniowaniem w latach 1935–2004. Z otworów tych 195 wykonano w części lądowej obniżenia, pozostałe 13 — na obszarze polskiej strefy ekonomicznej akwenu bałtyckiego (ryc. 1).

Jako kryterium wyróżnienia poszczególnych formalnych jednostek litostratygraficznych posłużyły: zmienność ich składu litologicznego, jakościowe i ilościowe zróżnicowanie struktur sedymentacyjnych i zespołów fauny, 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. Rodzaj osadów tych ostatnich zidentyfikowano na podstawie prób okruskowych i interpretacji karotażu geofizycznego — głównie krzywych pomiarów PG i PNG, dokonując ich kalibracji litologicznej i porównując je z profilami odcinków rdzeniowanych. Za wzorce odniesienia posłużyły w szczególności profile Lębork IG 1 i Pasłek IG 1 w pełni rdzeniowane na całej długości i z bardzo dobrym uzyskiem rdzenia.

Jako wzorcem klasyfikacji i nomenklatury stratygraficznej posłużono się zalecanymi ustaleniami *Zasad polskiej klasyfikacji...* (1975)***. Jako skalę chronostratygraficzną wykorzystano natomiast klasyczny podział brytyjski o statusie — rekomendowanego przez Podkomisję Stratygrafii Systemu Sylurskiego (*International Subcommission on Silurian Stratigraphic Classification — ISSC*) — standardu globalnego oraz regionalny schemat autorstwa Urbanka i Tellera (1997), uwzględniający specyfikę regionalną rodzimych profili systemu.

Opis jednostek litostratygraficznych

W sekwencji litologicznej systemu wyróżniono — opierając się na makroskopowym zróżnicowaniu jakościowego składu litologicznego oraz zmienności pierwotnych cech sedymentacyjnych i sedymentacyjno-diastraficznych osadów — 7 formalnych jednostek litostratygraficznych, w tym: 5 o randze formacji (fm) oraz 2 rangi ogniwa (og). Z ustanowionych jednostek część jest ograniczona regionalnymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych lub sedymentacyjno-erozyjnych, spełniając tym samym formalne kryteria właściwe kategoriom litostratygraficznym o charakterze allostratygraficznym.

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

Formacja ilowców z Pasłęka (ryc. 2, 3)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie własnej formacji pochodzi od miejscowości Pasłek, położonej w województwie warmińsko-mazurskim, w

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; Zdzisław.Modliński@pgi.gov.pl; Bronisław.Szymański@pgi.gov.pl

**Instytut Paleobiologii PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; l.teller@twarda.pan.pl

***Z uwzględnieniem późniejszych uściśleń i propozycji zgłoszonych w latach 80. m.in. przez następujących autorów: Szulczewski & Wierzbowski (1979), Szulczewski (1986), Karnkowski (1986), Haczewski (1986), Dadlez (1987), Wieczorek (1988)

po bliziu której zgłębiono otwór wiertniczy Pasłek IG 1. Człon geograficzny nazwy proponowanej jednostki użyty został po raz pierwszy przez Tomczyka (1962), który we wcześniejszych nieformalnych podziałach stratygraficznych profilów syluru Niżu Polskiego wprowadził określenie warstwy pasłeckiej dla wyróżnienia osadów landoweru i wenloku. W prezentowanym ujęciu formacja z Pasłeka odpowiada jedynie dolnym warstwom pasłeckim *sensu* H. Tomczyk, wydkształconym w litofacji ilastej (Tomczyk, 1962–1973).

Podział. Część dolną formacji na większości omawianego obszaru wyróżniono jako ogniwo czarnych iłowców bitumicznych z Jantaru.

Typowy profil. Za litostratotyp formacji proponuje się przyjąć fragment profilu otworu wiertniczego Kościerzyna IG 1: według prób rdzeniowych — z głęb. 4326,5–394,0 m; według pomiarów geofizycznych — z głęb. 4330,0–4397,5 m; natomiast jako hipolitostratotyp — fragment profilu otworu Olsztyn IG 2: według prób rdzeniowych — z głębokości 2349,0–2372,0 m; według pomiarów geofizycznych — z głębokości 2343,0–2365,0 m.

Inne profile. Pełne profile formacji przewiercono w części lądowej i morskiej obniżenia łącznie w ok. 120 otworach wiertniczych. Z grupy tych otworów próby rdzeniowe z całego przewierconego interwału jednostki uzyskano m.in. w następujących otworach wiertniczych: Pasłek IG 1 (głęb. 2618,0–2638,0 m), Gołdap IG 1 (głęb. 1377–1419,0 m) i Bartoszyce IG 1 (głęb. 1777,0–1816,7 m).

Granice. Osady formacji pasłeckiej spoczywają bądź niezgodnie na kompleksie ordowickich margli i iłowców formacji z Prabut (Modliński & Szymański, 1997), z którymi kontaktują wzdłuż powierzchni rozmycia, bądź na osadach wapieni formacji z Barcian. Dolna granica jednostki jest znacząca w miejscu wyraźnej zmiany litologicznej, polegającej na zastąpieniu osadów wapiennych lub marglistych ordowickiego podłoża osadami ilastymi formacji pasłeckiej. Jest to dobrze odwzorowane na wykresach pomiarów geofizycznych (ryc. 3). Z datowań biostratygraficznych wynika, iż przebieg granicy jest wyraźnie heterochroniczny i mieści się w obrębie bądź najwyższego aszgilu, bądź różnych poziomów landoweru. Górna granica formacji jest prowadzona arbitralnie w miejscu zaniku wkładek zielonawych oraz szarozielonawych i pojawienia się szarych i ciemnoszarych iłowców poziomu *Cyrtograptus centrifugus*, wyznaczających spąg osadów formacji pelplińskiej.

Litologia. Zespół skalny formacji tworzą w części przyspagowej czarne iłowce bitumiczne, przechodzące ku górze w iłowce ciemnoszare i szare, laminowane iłowcem zielonawym, szarozielonym i czarnym. Jako podrzędne przewarstwienia sekwencja iłowców niektórych profilów zawiera wkładki iłowców wapienistych barwy brunatnoczerwonej i brunatnej, nieliczne cienkie ławice margli i wapieni marglistych oraz laminy bentonitów.

Szczątki organiczne i wiek. W osadach formacji zidentyfikowano bardzo liczny i zróżnicowany taksonomicznie zespół graptolitów (Tomczyk, 1973–1989; Jaworowski, 1965; Podhalańska, 2003). Z datowań graptolitowych wynika, iż najpełniej rozwinięte stratygraficznie sukcesje formacji napotkano w zachodniej części obszaru (otw. Łeba 8, Hel IG 1). Ich interwał obejmuje osady od

poziomu *Normalograptus persculptus*, najwyższego aszgilu, po poziom *Monograptus spiralis* najwyższego landoweru. Zasięg stratygraficzny formacji w części wschodniej obszaru jest ograniczony wyłącznie do osadów landoweru i rozpoczyna się w poszczególnych otworach wiertniczych odpowiednio następującymi poziomami: otw. Gdańsk IG 1 — *Paracidograptus acuminatus*, otw. Gołdap IG 1 — *Coronograptus cyphus*, *Monograptus triangulatus*, otw. Prabuty IG 1 — *Stimulograptus sedgwicki*, otw. Olsztyn IG 2 — *Monograptus crispus* (Tomczyk, 1974–1989).

Środowisko sedymentacji. Zapis osadowy formacji można porównać do iłów/mułów części centralnej otwartego lub okresowo izolowanego szelfu epikontynentalnego z dominacją środowisk, do których rzadko docierał materiał grubszy. Jakościowy skład i cechy osadów wskazują na depozycję ich materiału w środowisku otwartego szelfu silikoklastycznego, o spokojnych warunkach hydrodynamicznych w strefie przydennej (Aigner, 1985; Simpson & Eriksson, 1990), poniżej strefy fotycznej, w środowisku dysoksydacyjnym lub okresami anoksydacyjnym (Jaworowski, 2000a, b, 2002). Zakres i skala anoksji wód zbiornika może być interpretowana — przynajmniej częściowo — jako rezultat istnienia elementów barier morfologicznych, morfologiczno-strukturalnych lub skarp strukturalnych skorupy ziemskiej, które zaznaczały się niemal w sposób ciągły we wczesnym sylurze. Ich system, rozmieszczenie i rozmiary mogły prowadzić do utrudnionej okresami komunikacji z wodami oceanu światowego. Znaczna ilość materii organicznej i siarczków w składzie osadu jest pochodzenia poligenicznego i może być interpretowana jako wynik działalności życiowej mikroorganizmów (endobiotów), w tym głównie fotosyntetyzujących glonów, bakterii anaerobowych, sinic eukariotycznych, akritarch i grzybów, które przy długotrwałej ekspozycji subakwalnej osadu umożliwiły powszechny rozwój intensywnych procesów biomineralizacji.

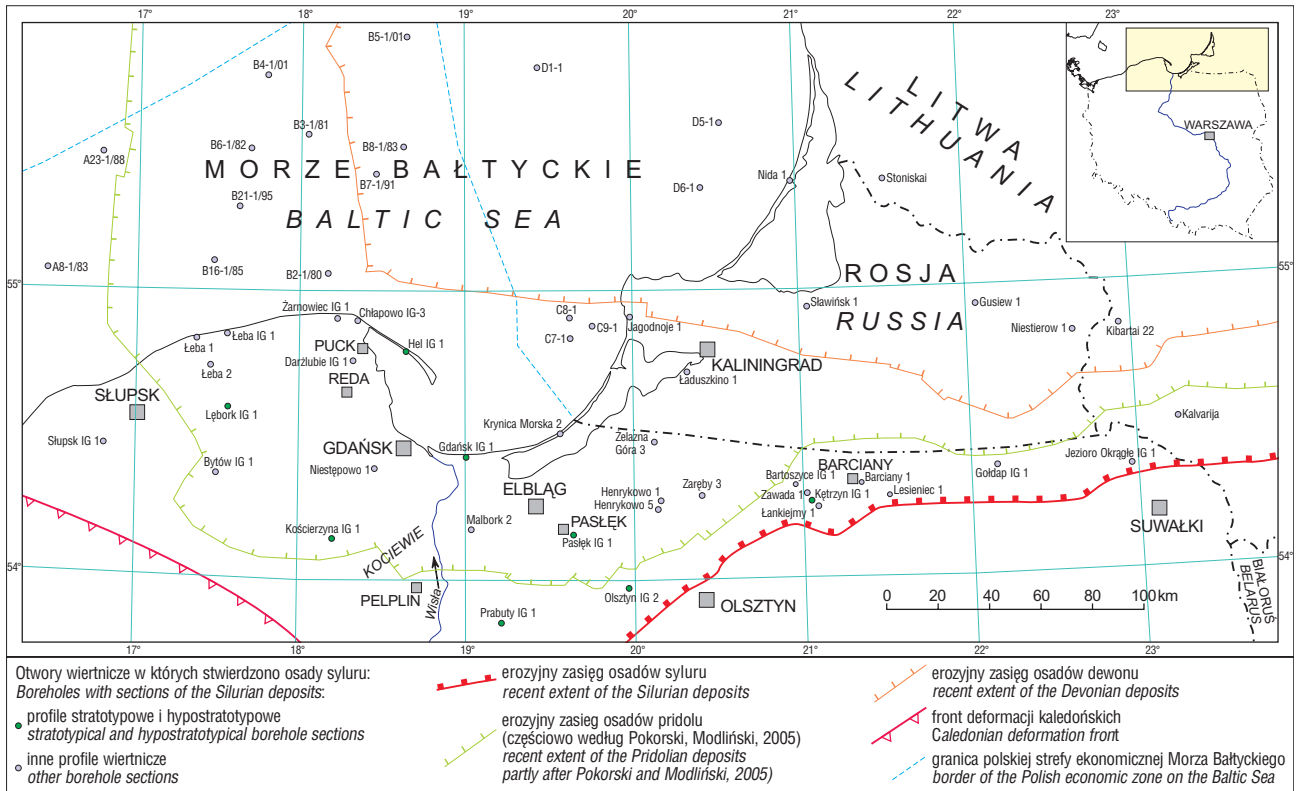
W kategoriach stratygrafii sekwencji osady formacji reprezentują ciąg regresywny systemów depozycyjnych wysokiego poziomu morza. Ich wyróżnikiem jest relatywnie niska powszechnie stopa depozycji, będąca zapisem kopalnym długotrwałego i powolnego — okresami hamowanego — pulsu regresji, który został zapoczątkowany we wczesnym aszgilu.

Rozprzestrzenie i miąższość. Zasięg osadów formacji obejmuje cały obszar polskiego fragmentu obniżenia perybałtyckiego, a miąższość zmienia się w granicach od ok. 70,0 m (otw. Kościerzyna IG 1) do ok. 15,0 m (otw. Prabuty IG 1).

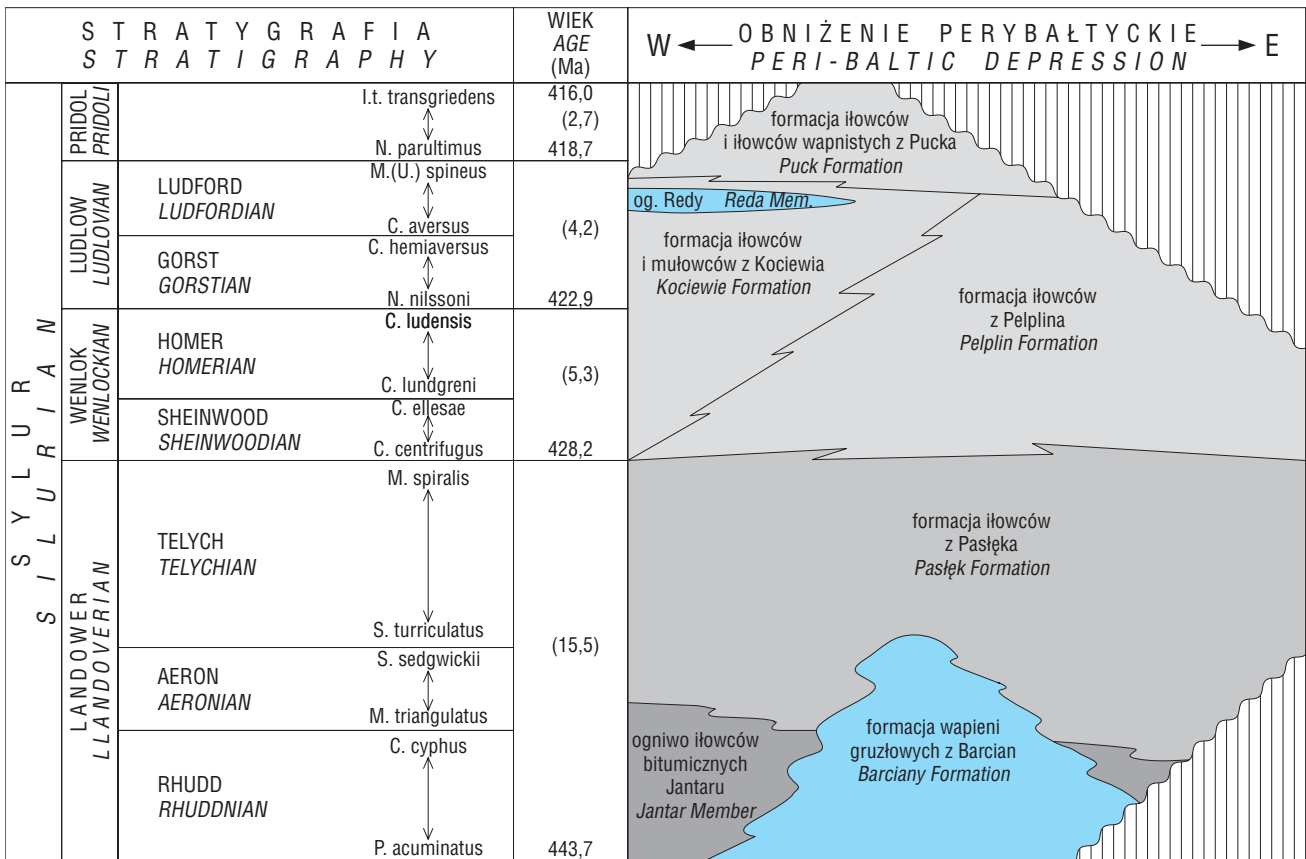
Ekwiwalenty. Jako odpowiedniki litostratygraficzne jednostki w profilach obszarów sąsiednich można wskazać: na Litwie — formację Rasyte (Paškevičius, 1997; Sidaravičienė i in., 1999); w Obwodzie Kaliningradzkim Rosji — svitę Griwinską i część dolną svity Brusowskiej (Zagorodnych i in., 2001; Koren i in., 2005).

Ogniwo iłowców bitumicznych Jantaru (ryc. 2, 3)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie pochodzi od miejscowości Jantar w województwie pomorskim, w której wykonano otwór wiertniczy Gdańsk IG 1



Ryc. 1. Mapa lokalizacji otworów wiertniczych
Fig. 1. Location map of boreholes



Ryc. 2. Tabela litostratygraficzna syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego
Fig. 2. Silurian lithostratigraphy of the Polish part of the Peri-Baltic Depression

(ryc. 3). W polskim nazewnictwie stratygraficznym proponowana nazwa nie była dotychczas stosowana.

Podział. Nie dokonany.

Typowy profil. Za litostratotyp ogniwa proponuje się przyjąć fragment profilu otworu wiertniczego Gdańsk IG 1 (głęb. 3084,8–3089,0 m według prób rdzeniowych i pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Osady ogniwa z Jantaru rozpoznano w profilach ok. 100 otworów wiertniczych, z których w pełni przedzieleniane zostały m.in. profile otworów Kościerzyna IG 1 (głęb. 4382,0–4394,0 m według prób rdzeniowych i 4385,5–4397,5 m według pomiarów geofizycznych) oraz Hel IG 1 (głęb. 2964,8–2971,5 m według prób rdzeniowych i 2968,0–2975,0 m według pomiarów geofizycznych).

Granice. Dolna granica ogniwa stanowi zarazem dolną granicę formacji pasłęckiej i została scharakteryzowana przy jej omawianiu. Górna granica jestznaczona w miejscu zaniku jednolitego kompleksu czarnych iłowców bitumicznych i pojawieniu się iłowców szarych i ciemnoszarych laminowanych szarozielonymi i czarnymi. Granice ogniwa są dobrze odwzorowane na wykresach pomiarów geofizycznych, ponieważ skały ordowickiego podłoża i wyższej części formacji pasłęckiej charakteryzują się wyraźnie niższymi wartościami naturalnego promieniowania gamma.

Litologia. Zespół skalny ogniwa tworzą iłowce czarne, zawierające liczny piryt, bitumiczne, bezwapniste z laminami i wkładkami ciemnoszarych iłowców wapnistych oraz nielicznymi cienkimi wkładkami i gruzłami ciemnoszarych wapieni marglistych.

Szczałki organiczne i wiek. W iłowcach ogniwa zidentyfikowano bardzo liczny zespół graptolitów dokumentujący (Tomczyk, 1973–1989; Podhalańska, 2003), iż osady te należą do najwyższego aszgilu (poziom *Normalograptus persculptus*) — niższego landoweru (od poziomu *Paracidograptus acuminatus* maksymalnie po poziom *Monograptus triangulatus*).

Środowisko sedimentacji. Osady formacji można porównać do iłow/mułow części centralnej silikoklastycznego szelfu epikontynentalnego z dominacją środowisk o złym natlenieniu i ograniczonej cyrkulacji wód w strefie przydennej, do których rzadko docierał materiał okruchowy o grubszej frakcji. Zakres i skala anoksji wód zbiornika podlegały kontroli czynników scharakteryzowanych na str. 8.

Rozprzestrzenie i miąższość. Osady ogniwa są rozprzestrzenione na większości omawianego obszaru, ich lokalny brak w rejonie Moraża i Kętrzyna wynika z obocznych zmian facjalnych. Miąższość ogniwa zmienia się w granicach od 0 do ok. 12,0 m (otw. Kościerzyna IG 1).

Ekwiwalenty. Za odpowiednik litostratygraficzny ogniwa w profilach obszarów sąsiednich można uznać odpowiednio: na Litwie najniższą część formacji Rastyte (Paškevičius, 1997); w Obwodzie Kaliningradzkim Rosji — część przyspagową svity Griwńskiej (Zagorodnych i in., 2001; Koren i in., 2005). Zespoły skalne czarnych iłowców z wkładkami wapieni bitumicznych formacji Rastyte i svity Griwńskiej nie zostały dotychczas wyróżnione jako odrębne jednostki litostratygraficzne.

Formacja wapieni gruzłowych z Barcian (ryc. 2, 4)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od miejscowości Barciany w województwie warmińsko-mazurskim. W rodzimym nazewnictwie stratygraficznym nazwa ta nie była dotychczas stosowana.

Podział. Nie dokonany.

Typowy profil. Jako litostratotyp formacji proponuje się uznać profil otworu wiertniczego Kętrzyn IG 1 (głęb. 1520,9–1544,5 m według prób rdzeniowych i 1517,0–1540,5 m według pomiarów geofizycznych); w charakterze hipolitostratotypu — profil otworu Prabuty IG 1 (głęb. 3348,6–3356,6 m według prób rdzeniowych i głęb. 3347,0–3355,0 m według pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Osady formacji napotkano w ok. 50 otworach wiertniczych, w tym ich pełny interwał przedzieleniano m.in. w profilu Olsztyn IG 2 (głęb. 2372,0–2376,5 m według prób rdzeniowych oraz 2365,0–2369,5 m zgodnie z pomiarami geofizycznymi) oraz w otworze Bartoszyce IG 1 (głęb. 1803,0–1816,7 m zgodnie z próbami rdzeniowymi oraz 1804,0–1817,5 m według pomiarów geofizycznych).

Granice. Osady formacji wapieni gruzłowych z Barcian są ułożone na odmiennie wykształconych utworach ordowiku formacji margli i iłowców z Prabut lub formacji margli z Ornety, z którymi kontaktują z luką sedimentacyjną wzdłuż dobrze czytelnej powierzchni erozyjnej. Górna granica jest równie dobrze odwzorowana i sytuuje się w miejscu zastąpienia wapieni gruzłowych przez iłowce formacji pasłęckiej. Zarówno dolna, jak i górna granica jednostki są bardzo dobrze czytelne na wykresach pomiarów geofizycznych (ryc. 4).

Litologia. Jednostkę budują wapienie gruzłowe złożone z nieregularnych brył i gruzłów wapiennych i wapienno-marglistych barwy jasnobezowej, żółtawej i szarobrazowej, tkwiących w ciemniejszym ilasto-marglistym i/lub marglistym tle skalnym barwy ciemnoszarej lub brunatnoszarej.

Szczałki organiczne i wiek. W osadach formacji napotkano nieliczne słabo zachowane szczątki makrofauny, w tym m.in. fragmenty nie spłaszczonych graptolitów oraz trylobity, z których w stratotypowym profilu Kętrzyn IG 1 zidentyfikowano okazy *Encrinurus ex gr. kiltiensis* Rosenst. i *Leonaspis olini* Troeds. (Jaworowski & Modliński, 1968). Zidentyfikowane formy nie stanowią jednak podstawy dla wyciągnięcia jednoznacznych wniosków o wieku osadów. Z datowań graptolitowych występujących bezpośrednio pod i nad osadami formacji (Modliński, 1973; Tomczyk, 1974–1977) płynnie pośrednio wniosek, iż jej osady stanowią element sekwencji, mieszczącej się całkowicie w obrębie dolnego landoweru, obejmującego poziomy od *Paracidograptus acuminatus* maksymalnie po poziom *Spirograptus turriculatus*.

Środowisko sedimentacji. Zespół wapieni gruzłowych formacji można interpretować jako wynik depozycji w obrębie otwartego szelfu, w środowisku o niewielkiej głębokości, położonym poniżej normalnej podstawy falowania i charakteryzującym się warunkami redukcyjnymi strefy przydennej. Zdaniem Jaworowskiego

i Modlińskiego (1968) są to skały o genezie poligenicznej, powstałe w wyniku budinażu sedymentacyjnego, predysponowanego rozpuszczającą działalnością prądów przydennych i częściowo procesami osuwiskowymi.

Rozprzestrzenie i miąższość. Zasięg osadów formacji jest ograniczony do terenów położonych między Pasłękiem a rejonem Kętrzyna. Miąższość osadów formacji jest zmienna od 0,2 m w profilu Pasłek IG 1 do 23,6 m w profilu Kętrzyn IG 1.

Ekwiwalenty. Odpowiednikami wiekowym i litologicznym jednostki są kolejno: na obszarze Litwy — występujące w ciągłości sedymentacyjnej z osadami ordowickimi wapienie formacji Stačiūnai i formacji Apaščia (Paškevičius, 1997; Sidaravičiene, 1999); w Obwodzie Kaliningradzkim Rosji — svita Szmelewska (Zagorodnych i in., 2001).

Formacja iłowców z Pelplina (ryc. 2, 5)

Nazwa i historia. Nazwa formacji pochodzi od miasta Pelplin usytuowanego w województwie pomorskim. W polskim nazewnictwie stratygraficznym nazwa ta nie była dotychczas stosowana.

Podział. Nie dokonany.

Typowy profil. Za litostratotyp jednostki proponuje się przyjęcie fragmentu profilu otworu Lębork IG 1 z głębokości 3080,0–3248,0 m (według prób rdzeniowych i pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Inne profile jednostki to m.in. wiercenia Gdańsk IG 1 (głęb. 1650 — do ok. 2460 m według prób rdzeniowych, okruchowych i pomiarów geofizycznych) i Żarnowiec IG 1 (głęb. ok. 2210,0–2582,0 m według prób rdzeniowych i pomiarów geofizycznych).

Granice. Dolna granica jednostki jest zarazem górną granicą formacji pasłęckiej; górna granica — dolną granicą formacji kociewskiej. Ich charakterystykę przedstawiono przy omawianiu dwu w/w jednostek.

Litologia. W niższej części formacji dominują iłowce ciemnoszare i szare, rzadziej czarne, miejscami wapniste z cienkimi wkładkami i soczewkami wapieni marglistych. Część wyższą sekwencji budują iłowce szare i szarozielonawe, laminowane, często mniej lub bardziej wapniste. Jako podrzędne przewarstwienia w serii iłowców spotyka się liczne laminy bentonitów.

Szczałki organiczne i wiek. W iłowcach jednostki zidentyfikowano zróżnicowane taksonomicznie spektrum graptolitów (Tomczyk, 1973–1989; Jaworowski, 1965; Teller, 1976). Dolna granica formacji sytuje się w obrębie osadów poziomu *Cyrtograptus centrifugus*. Granica górna przebiega heterochronicznie i sytuje się w różnych poziomach stratygraficznych. Zgodnie z tym, zasięg czasowy formacji jest niestały: w profilu otworu Kościerzyna IG 1 ogranicza się do osadów niższego wenloku (poniżej poziomu *Gothograptus nassa*); w profilu wiercenia Gdańsk IG 1 — obejmuje wenlok i dolny ludlow (gorst), a w profilu otworu Żarnowiec IG 1 — zawiera się w przedziale od najniższego wenloku po poziom *Bohemograptus praecornutus* górnego ludlowu (Jaworowski, 2000).

Środowisko sedymentacji. Zespół skał ilastych formacji można porównać do iłow/łułów medialnej części otwartego szelfu silikoklastycznego (*offshore*), którego

hemipelagiczne środowiska depozycji były pozbawione dostawy grubszego materiału terygenicznego. Ich strefa przydenna charakteryzowała się okresowo ograniczoną cyrkulacją i złym natlenieniem wód, prowadzącymi do rozwoju warunków redukcyjnych.

Rozprzestrzenie i miąższość. Seria iłowców formacji jest rozprzestrzeniona na całym obszarze polskiego fragmentu obniżenia perybałtyckiego. Jedyne wyjątek stanowi zachodnia część obszaru w rejonie Słupska, w którym sekwencja iłowców ulega całkowitemu wyklinowaniu. Ich maksymalna wartość w profilu Żarnowiec IG 1 i Prabuty IG 1 wynosi ok. 400 m; w profilach Kościerzyna IG 1 i Lębork IG 1 na zachodzie obniżenia osiąga ok. 150–200 m, a w profilach Pasłek IG 1 i Bartoszyce IG 1 na wschodzie wynosi ok. 200–250 m.

Ekwiwalenty. Na przyległych terenach obniżenia perybałtyckiego osadom formacji odpowiadają: na obszarze Litwy — związane ciągłym przejściem sedymentacyjnym osady formacji Raginė–Siesartis–Rusnė (Paškevičius, 1997; Sidaravičiene, 1999; Radzevičius & Paškevičius, 2005); w granicach Obwodu Kaliningradzkiego Rosji — część górna svity Brusowskiej, svita Dubowskaja oraz svita Janowskaja (Zagorodnych i in., 2001; Koren i in., 2005).

Formacja iłowców i mułowców z Kociewia (ryc. 2, 5)

Nazwa i historia. Człon geograficzny w nazwie formacji pochodzi od Kociewia — krainy geograficznej w obrębie Pojezierza Wschodnio-Pomorskiego. W literaturze stratygraficznej nazwa ta nie była dotychczas użyta.

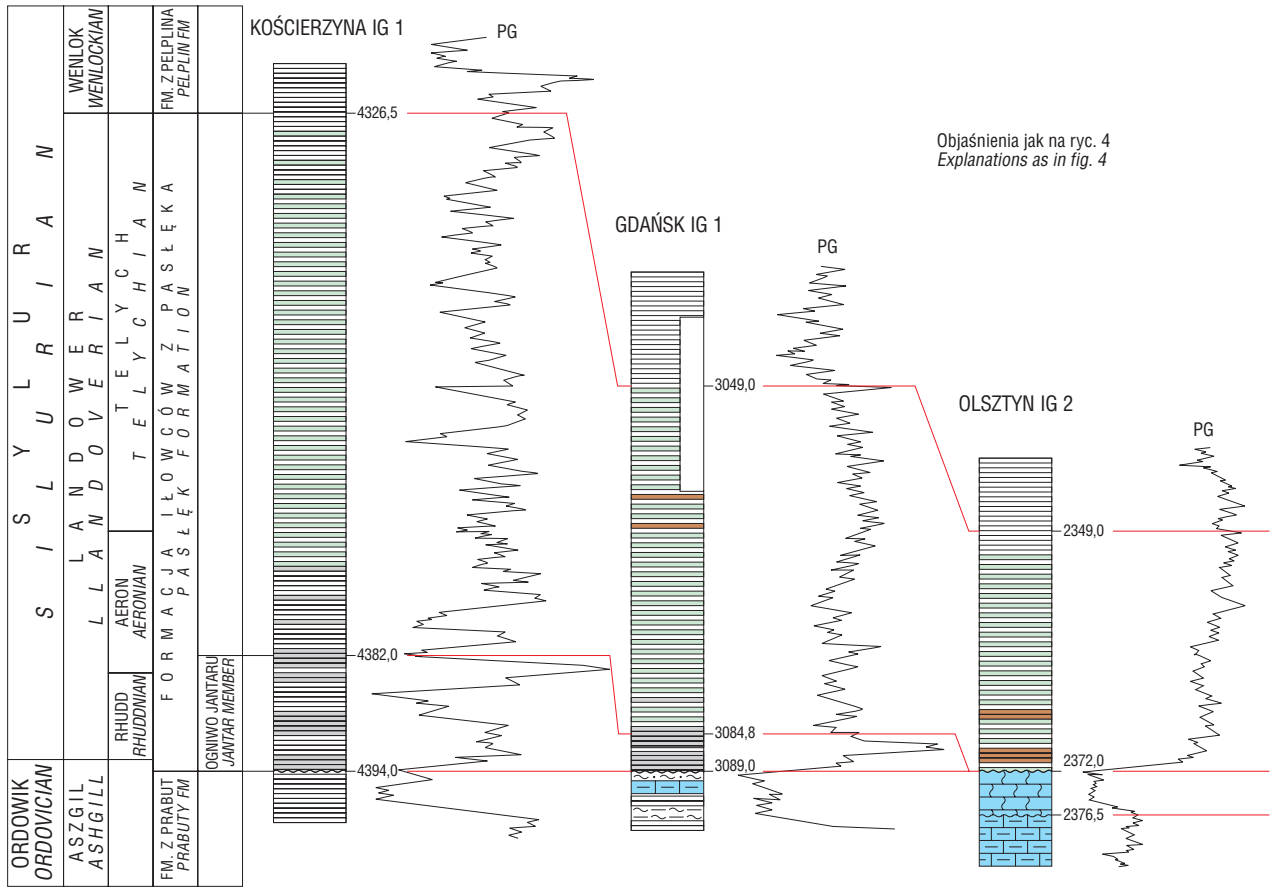
Podział. W wyższej części formacji wyróżniono ogniwo Redy, stanowiące najbardziej charakterystyczny horyzont litostratygraficzny i geofizyczny w obrębie monotonnej serii osadów wyższego syluru.

Typowy profil. Jako litostratotyp formacji przyjęto fragment profilu z otworu wiertniczego Lębork IG 1 (głębokość ok. 1650–3080 m według prób rdzeniowych i pomiarów geofizycznych); natomiast jako hipolitostratotyp proponuje się fragment profilu otworu Gdańsk IG 1 (głęb. ok. 2460–2787,0 według pomiarów geofizycznych).

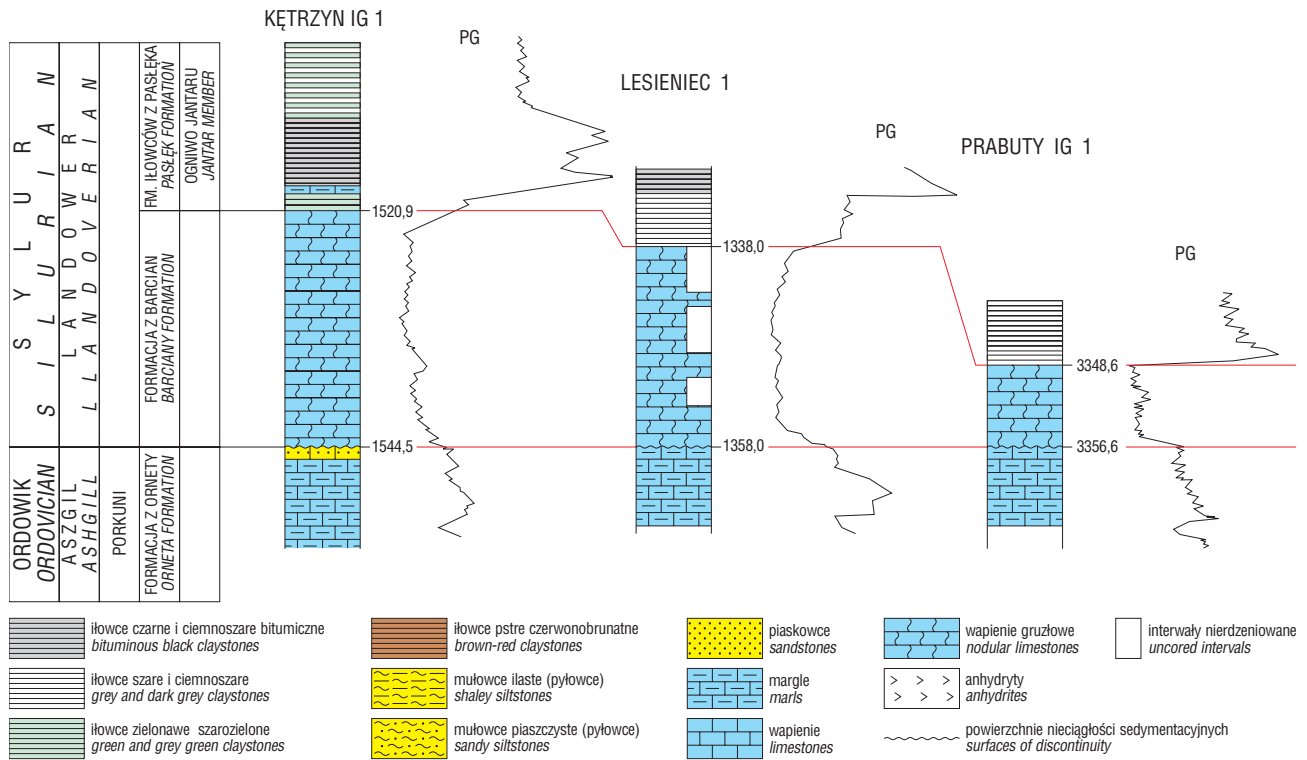
Inne profile. Z innych profilów formacji należy wymienić: w części lądowej i in. otwory Słupsk IG 1 (głęb. ok. 1480–4483,0 (?) m według pomiarów geofizycznych) i Żarnowiec IG 1 (głęb. ok. 1845–2210 m według pomiarów geofizycznych i prób okruchowych); w polskiej strefie ekonomicznej akwenu bałtyckiego — wiercenie B5–1/01 (głęb. ok. 1400–1550 m według pomiarów geofizycznych i prób okruchowych).

Granice. Dolna granica jestznaczona w miejscu stopniowego przejścia od iłowców formacji pelplińskiej do iłowców przeławiconych mułowcami formacji kociewskiej. Granicę górną wyznacza natomiast zanik przeławiceń mułowcowych i pojawienie się ilastych osadów dolnej części formacji puckiej. Obie granice jednostki są wyraźnie heterochroniczne, przy czym dolna przebiega w obrębie różnych poziomów w interwale od dolnego wenloku po górny ludlow, a górna — w obrębie górnego ludlowu, obejmującego najwyższy dolny ludford i niższy górny ludford.

Litologia. Jednostka jest zbudowana z szarych i ciemnoszarych iłowców i iłowców wapnistych, gęsto przeławi-



Ryc. 3. Korelacja litostratygraficzna profili formacji iłowców bitumicznych z Pasłęka
 Fig. 3. Correlation scheme of sections Pasłęk Bituminous Claystones Formation



Ryc. 4. Korelacja litostratygraficzna profili formacji wapieni gruzłowych z Barciany
 Fig. 4. Lithostratigraphical correlation of the sections of the Barciany nodular limestones Formation

conych jasnoszarymi i szarymi mułowcami oraz mułowcami wapnistymi z licznymi blaszkami muskowitu. Sporadycznie spotyka się cienkie wkładki i laminy bentonitów. Zestaw przewarstwień mułowcowych zawiera liczne struktury sedimentacyjne, z których najczęstsze to laminacja pozioma i ripplemarkowa (Jaworowski, 1971).

Szczątki organiczne i wiek. W osadach formacji zidentyfikowano liczny zespół graptolitów (Tomczyk, 1973–1989; Teller, 1976; Szymański & Modliński, 2003), który datuje jej zróżnicowany wiek w poszczególnych profilach. Na skutek obocznej zmienności facjalnej, interwał stratygraficzny serii ilasto-mułowcowej formacji w poszczególnych częściach obniżenia zmienia się w szerokim przedziale czasowym. Najpełniej sekwencja formacji jest rozwinięta w profilu otworu Słupsk IG 1 na zachodzie regionu, gdzie obejmuje przedział od poziomu *Monograptus riccartonensis* dolnego wenloku po poziom *Neocucullograptus kozłowski* dolnego ludlowu (Jaworowski, 2000a, b). W profilach otworów Kościerzyna IG 1 i Lębork IG 1 interwał jej występowania jest węższy i mieści się w przedziale górny wenlok–górny ludlow. Dalej ku północnemu wschodowi ogranicza się do ludlowu, a w profilu Żarnowiec IG 1 — obejmuje poziomy *Bohemograptus praecornutus* — *M. (Slovinograptus) balticus* (ludford dolny i najniższa część ludfordu górnego), na koniec w profilu Gdańsk IG 1 — poziomy od *Saetograptus leintwardinensis* po *Neocucullograptus kozłowski* — dolny ludford (Jaworowski, 2000a, b).

Środowisko sedymentacji. Zespół iłowców i mułowców jednostki można sklasyfikować jako powstały na obszarze rozległej równi głębokowodnej części dystalnej i centralnej zbiornika szelfowego. Jego powolna sedymentacja była przerywana wielokrotnie przez podmorskie sploty grawitacyjne dostarczające do zbiornika materiał pyłowcowy. Część osadów mułowcowych można za Jaworowskim (2000a, b, 2002) uznać za produkt depozycji splotów kohezyjnych. Są to osady, których mechanizm powstania jest najbliższy debrytom. W szczególności dotyczy to warstw pyłowców odznaczających się wyraźną powierzchnią stropową i spagową. Masywne warstwy pyłowców przechodzące stopniowo w nadległy iłowiec są natomiast zapisem sumowania się dwóch wzajemnie związanych procesów depozycyjnych — kohezyjnego splotu materiału pyłowego oraz prądu zawieszinowego. Z kolei, warstwy pyłowców o wyraźnych powierzchniach spagowych z licznymi hieroglifami prądowymi oraz stopniowym przejściem w stropie w nadległy iłowiec, to niewątpliwie osady prądów zawieszinowych, tj. turbidyty. Zespoły warstw tego rodzaju można sklasyfikować jako powstałe na skutek przerobienia osadu pyłowcowego przez prądy denne.

Za obszar źródłowy materiału pyłowcowego dla sekwencji ilasto-mułowcowej formacji posłużyła kaledońska przykła akrecyjna ciągnąca się wzdłuż strefy kolizji kontynentu Bałtyki i terranu Wschodniej Awalonii (Jaworowski, 2000a, b, 2002).

Rozprzestrzenie i miąższość. Zasięg osadów formacji na lądzie jest ograniczony do fragmentu obniżenia położonego na zachód od okolic Braniewa i Ostródy, a na akwenu Bałtyku obejmuje cały obszar obniżenia w granicach polskiej strefy ekonomicznej. Stwierdzona miąższość osadów formacji zmienia się od ok. 300–400 m w rejonie

Pasłęka, Gdańska i Żarnowca, poprzez ok. 1500 m w okolicach Lęborka i Kościerzyny do ponad 3000 m w profilu Słupsk IG 1.

Ekwiwalenty. Na obszarze Litwy i Obwodu Kaliningradzkiego Rosji nie stwierdzono dotychczas ekwiwalentów litologicznych formacji kociewskiej. Jako odpowiedniki litologiczne niższej części formacji kociewskiej na zachodzie obniżenia perybałtyckiego mogą być natomiast traktowane profile dwu obszarów: na Bornholmie — mułowce tzw. „Silur Skifer” (Nielsen, 1993); w otworze G14 wykonanym w niemieckiej strefie ekonomicznej akwenu bałtyckiego — formacja Rastrites–Schiefer (Franke i in., 1994).

Ogniwo mułowców wapnistych Redy (ryc. 2, 6)

Nazwa i historia. Człon geograficzny nazwy własnej ogniwa pochodzi od rzeki Redy i miejscowości o tej samej nazwie w województwie pomorskim (ryc. 1). Dla określenia jednostki litostratygraficznej proponowana nazwa użyta zostaje po raz pierwszy.

Podział. Nie dokonany.

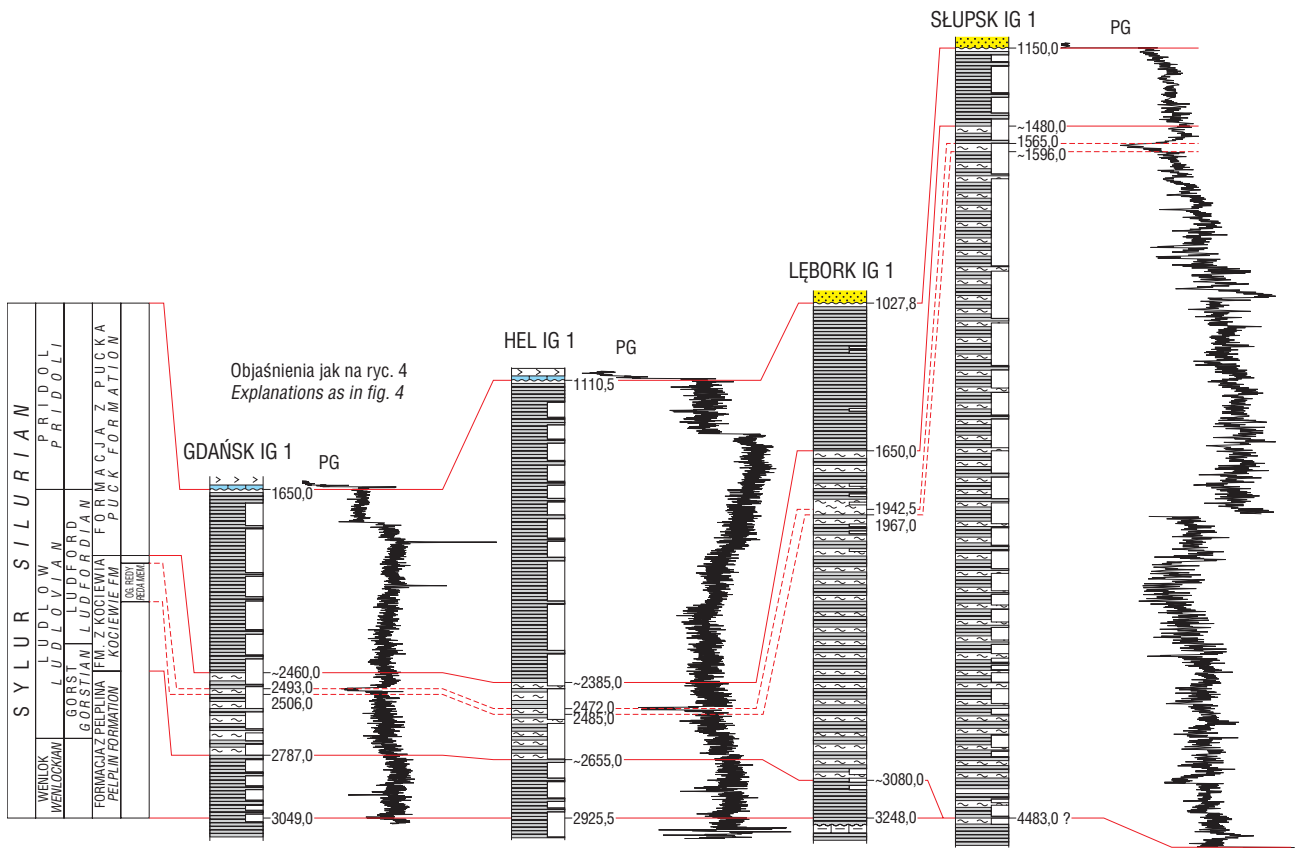
Typowy profil. W charakterze litostratotypu ogniwa proponuje się fragment profilu otworu Pasłek IG 1 (głęb. 2175,5–2186,0 m według prób rdzeniowych i 2174,0–2185,0 według pomiarów geofizycznych); natomiast jako hipolitostratotyp — fragment profilu otworu Lebork IG 1 (głęb. 1942,5–1967,0 m według prób rdzeniowych i pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Z sekwencji osadów ogniwa próby rdzeniowe uzyskano w nielicznych otworach wiertniczych. Są to m.in. częściowo rdzeniowane profile: w polskiej części strefy ekonomicznej akwenu bałtyckiego — otworu B5–1/01 (głęb. 1462,0–1474,0 m według pomiarów geofizycznych, a próby rdzeniowe pobrano z interwału 1467,0–1473,0 m); w części lądowej — otworu Kościerzyna IG 1 (głęb. 2543,5–2570,0 m według pomiarów geofizycznych, a rdzeń — z interwału 2563,5–2572,5 m).

Granice. Na wykresach pomiarów geofizyki otworowej dolna i górna granica ogniwa są dobrze czytelne (ryc. 6). W skalnym materiale rdzeniowym granice jednostki wyrażone są stopniowym przejściem od osadów mułowcowo-wapiennych ogniwa Redy do iłowców z wkładkami mułowców pozostałej części formacji kociewskiej.

Litologia. Jednostkę budują zwarte mułowce wapniste i silnie margliste szare i jasnoszare wapienie z laminami i cienkimi wkładkami iłowców szarych, ciemnoszarych i szarzielonawych. W mułowcach i iłowcach obecny jest liczny rozproszony muskowit.

Szczątki organiczne i wiek. W osadach ogniwa profilu Kościerzyna IG 1 napotkano niezbyt liczne szczątki graptolitów, w tym m.in.: *Pristiograptus cf. dubius* (Suess), *Monoclimacis haupti* (Kühne), *M. tomczyki* Willefert oraz głowonogi „*Orthoceras*” i małże *Cardiola* sp. (Tomczyk, 1982). Z analizy położenia ogniwa w poszczególnych profilach (Tomczyk, 1973–1989) można pośrednio wnioskować, iż stanowi ono poziom izochroniczny usytuowany w obrębie górnego ludfordu — poziom graptolitowego *Pseudomonoclimacis latilobus/M. (Slovinograptus) balticus* (Urbanek & Teller, 1997; Szymański & Modliński, 2003).



Ryc. 5. Korelacja litostratygraficzna profili formacji szarych iłowców z Pelplina, formacji iłowców i mułowców z Kociewia oraz formacji mułowców i iłowców wapienistych z Pucka

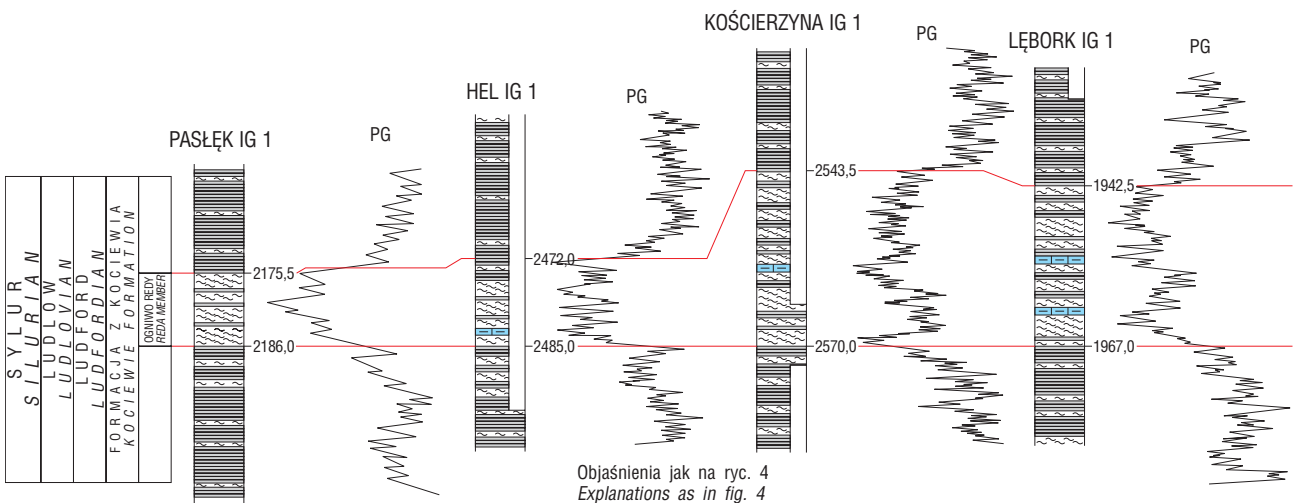
Fig. 5. Lithostratigraphical correlation between the sections of the Pelplin Grey Claystone Formation, of the claystons and siltstones of the Kociewie Formation and of the calcareous siltstones and claystons of the Puck Formation

Środowisko sedimentacji. Zespół mułowców i iłowców jednostki można sklasyfikować jako powstały — analogicznie jak formacji z Kociewia — na obszarze rozległej równi głębokowodnej części centralnej i dystalnej zbiornika szelfowego. Ich powolna sedimentacja była przerywana wielokrotnie przez podmorskie sypywy grawitacyjne dostarczające do zbiornika materiał pyłocowy oraz redeponowany ze strefy pobrzeża i/lub towa-

rzyszących mu terenów śródmorskich płycizn mikrytowy materiał węglanowy.

Zdaniem Jaworowskiego (2000a, b, 2002) mułowce sekwencji, reprezentują drobnoziarniste debryty i dystalne turbidyty, które pod wieloma względami przypominają flisz łupkowy.

Rozprzestrzenie i miąższość. Zasięg osadów ogniwa jest identyczny z rozprzestrzeniem formacji kociewskiej. Stwierdzona pełna ich miąższość wynosi w rejonie Pasłęka,



Ryc. 6. Korelacja litostratygraficzna profili ogniwa mułowców wapienistych Redy

Fig. 6. Lithostratigraphical correlation of the sections of the calcareous siltstones of the Reda Member

Gdańska i Helu ok. 10,0–15,0 m osiągając maksymalnie 34,0 m w profilu otworu Słupsk IG 1.

Ekwiwalenty. Na sąsiednich obszarach Litwy i Obwodu Kaliningradzkiego Rosji nie wyodrębniono dotychczas litostratygraficznych odpowiedników ogniwa Redy. Jednak należy przypuszczać, iż odpowiada mu środkowa część formacji pagégaiskiej, tj. warstwy rukaiskie z graptolitami poziomu *M. (Slovinograptus) balticus* (Paškevičius, 1977; Sidaravičienė, 1999).

Formacja iłowców i iłowców wapnistych z Pucka (ryc. 2, 5)

Nazwa i historia. Nazwa formacji pochodzi od miasta Puck w województwie pomorskim. W nazewnictwie stratygraficznym nazwa ta użyta zostaje po raz pierwszy.

Podział. Nie dokonany.

Typowy profil. Za litostratotyp formacji proponuje się przyjąć fragment profilu otworu Hel IG 1 (głęb. 1110,5 — ok. 2385 m według pomiarów geofizycznych).

Inne profile. Inne niepełne stratygraficznie profile formacji to m.in.: fragmenty profili z otworów Lębork IG 1 (głęb. 1027,8 — ok. 1650 m według prób rdzeniowych), otworu B8–1/83 (głęb. 768,0 — ok. 1680 m według pomiarów geofizycznych) oraz otworu Gdańsk IG 1 (głęb. 1650,0 — ok. 2460 m według pomiarów geofizycznych).

Granice. Dolna granica formacji znaczone jest umownie w miejscu ciągłego przejścia sedymentacyjnego od osadów mułowcowo-ilastych formacji kociewskiej do wyłącznie ilastych osadów dolnej części formacji puckiej. Znaczone jest ona w stropie najwyższej usytuowanej ławicy mułowców. Z danych biostratygraficznych wynika, iż przebieg granicy jest heterochroniczny i sytuuje się w obrębie różnych poziomów górnego ludlowu (ryc. 2).

Górna granica, w większości profili, przebiega wzdłuż bardzo wyraźnej powierzchni niezgodności, a na osadach formacji występują bezpośrednio utwory permu. Granica ta jest również dobrze wyrażona na wykresach pomiarów geofizycznych. W dwóch profilach wiertniczych usytuowanych w akwenu polskiej części Bałtyku (otw. B7–1/91 i B8–1/83) na formacji puckiej leżą osady dewonu dolnego reprezentowane przez tzw. dolną pstrą serię terygeniczną należąca najprawdopodobniej do żedy- nu. Z wykresów geofizycznych i próbek okruchowych wynika, iż granica formacji z utworami dewonu w dwu tych profilach przebiega w obrębie ciągłej sedymentacyjnej sekwencji osadów ilastych wykształconych w facjach morskich.

Litologia. Jednostkę budują w niższej części iłowce i iłowce wapniste szare miejscami z odcieniem zielonawym, laminowane, sporadycznie z laminami bentonitów. Ku górze przechodzą one w iłowce wapniste szarozielonawe, laminowane z wkładkami i soczewkami wapieni marglistych i organodetrytycznych jasnoszarych oraz margli z licznym detrytem fauny.

Szczałki organiczne i wiek. W niższej części formacji zidentyfikowano (Tomczyk, 1973–1989) liczny zespół graptolitów, dokumentujący obecność górnego ludlowu (górną ludford) od poziomu *Monograptus (Slovinograptus) balticus* i niższego prydolu po poziom *Neocolonograptus lochkovens* (Urbanek & Teller, 1997). Począwszy od poziomu graptolitowego *Monograptus (U.) spineus* w osadach

pojawiają się szczątki przewodnich form małżoracz- ków (Tomczykowa & Witwicka, 1972, 1974; Nehring-Le- feld, 1988), które dokumentują obecność najwyższego ludlowu — poziomu *Hemsiella hemsiensis* oraz wszystkich poziomów prydolu od *Neobeyrichia incerta* po *Nodibeyrichia gedanensis*.

Środowisko sedymentacji. Zespół mułowców i iłowców jednostki można interpretować jako powstały — analogicznie jak formacji z Kociewia — na obszarze rozległej równi głębokowodnej części centralnej i dystalnej zbiornika szelfowego. Ich intensywna sedymentacja przebiegała w środowisku hemipelagicznym i wielokrotnie była przerywana przez podmorskie sploty grawitacyjne dostarczające do zbiornika materiał pyłowcowy oraz mikrytowy materiał węglanowy redeponowany ze strefy pobraża i/lub towarzyszących mu terenów śródmorskich płytczn.

Rozprzestrzenie i miąższość. Osady formacji występują na całym obszarze polskiego fragmentu obniżenia perybałtyckiego. Najpełniejsze stratygraficznie sekwencje zachowały się w dwu obszarach: w polskiej strefie ekono- micznej akwenu bałtyckiego w profilu otworu B8–1/83 oraz w rejonie Władysławowa i Półwyspu Helskiego. W profilach pierwszego z tych obszarów przyjmuje się ciągłość sedymentacji w facjach morskich między sylurem i dewonem; w drugim — erozja epigenetyczna usunęła jedynie część osadów najwyższego poziomu *Nodibeyri- chia gedanensis* prydolu (Modliński i in., 1994).

Stwierdzona miąższość formacji w otworze B8–1/83 wynosi ponad 900,0 m, natomiast jej miąższość niepełna w profilach rejonu Władysławowo–Hel osiąga ok. 1300,0 m (otw. Hel IG 1). Na zachód od tego rejonu miąższość osadów maleje do ok. 300,0 m w profilu Słupsk IG 1, nato- miast w kierunku wschodnim następuje stopniowa redukcja ich miąższości aż do całkowitego wyklinowania na północnym skłonie wyniesienia mazursko-suwalskiego.

Ekwiwalenty. W charakterze ekwiwalentów formacji można traktować kolejno: na Litwie osady wyższej części formacji Pagégai, formacji Minja i formacji Júra (Paškevičius, 1997; Paškevičius i in., 1994); w granicach Obwodu Kaliningradzkiego Rosji — swiętę Okuniewską (Kaljo & Sarv, 1976; Zagorodnych i in., 2001).

*

Płytki cienkie i powierzchnie polerowane wykonała Pracownia Szlifierska Muzeum Geologicznego PiG, komputerowe ilustracje graficzne — T. Grudzień i B. Szymański.

Zbiory dokumentacyjne próbek litologicznych, okazów paleontologicznych, powierzchni polerowanych i płytek cienkich z sekwencji skalnych ustanowionych jed- nostek litostratygraficznych zdeponowano w Zakładzie Geologii Regionalnej i Naftowej PiG w Warszawie.

Skalny materiał rdzeniowy poszczególnych profili jest przechowywany w Archiwum Rdzeni Wiertniczych i Próbek Geologicznych Centralnego Archiwum Geologicz- nego (CAG) w Iwicznej k. Piaseczna (otw. Kętrzyn IG 1, Lębork IG 1, Prabuty IG 1) oraz w Archiwum w Hołownie k. Białej Podlaskiej (otw. Olsztyn IG 2, Kościerzyna IG 1, Gdańsk IG 1, Hel IG 1, Żarnowiec IG 1, Paśłek IG 1). Ich wynikowe dokumentacje geologiczne wraz z wykresami

pomiarów geofizycznych są zdeponowane w CAG w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie. Szczegółowe profile litologiczno-stratygraficzne otworów Bartoszyce IG 1, Bytów IG 1, Gdańsk IG 1, Gołdap IG 1, Hel IG 1, Kościerzyna IG 1, Olsztyn IG 2, Pasłęk IG 1, Prabuty IG 1 i Żarnowiec IG 1 zostały opublikowane w zeszytach serii wydawniczej *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych* Państwowego Instytutu Geologicznego (1973–1989).

Literatura

- AIGNER T. 1985 — Strom Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences, 3: 174. Springer-Verlag, Berlin.
- DADLEZ R. 1987 — Allostratygrafia, cykliczność sedymentacji, litostratygrafia. *Kwart. Geol.*, 31: 637–678.
- FRANKE D., GRÜNDEL J., LINDERT W., MEISSNER B., SCHULZ E., ZAGORA I. & ZAGORA K. 1994 — Die Ostseebohrung G 14 — eine Profilübersicht. *Zeitschr. Geol. Wiss.*, 22: 235–240.
- HACZEWSKI G. 1986 — Miejsce i rola litologicznych poziomów przewodnich w lito- i chronostratygrafii. *Prz. Geol.*, 34: 247–250.
- HEDBERG H. D. (ed.) 1976 — International stratigraphic guide. J. Wiley Sons. New York, London, Sidney, Toronto, p. 200.
- HUGHES R.A. 1995 — The durations of Silurian graptolite zones. *Geol. Mag.*, 132: 113–115.
- KALJO D. & SARV L. 1976 — Stratigraphy of the Upper Silurian section of the Dubovskoye boring (Kaliningrad Region). *Geologia*, 4: 325–333. Tallinn.
- KARNKOWSKI P. H. 1986 — Jednostki allostratygraficzne — propozycja nowych wydziałów formalnych w polskiej klasyfikacji stratygraficznej. *Prz. Geol.*, 34: 255–257.
- KOREN T. N., SUYARKOVA A.A. & ZAGORODNYKH Z. 2005 — Silurian graptolite succession of the Kaliningrad District, Northwest Russia. New Information from Drill-Cores. [In:] The sixth Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts., 53–56. St. Petersburg.
- JAWOROWSKI K. 1964 — Struktury nagromadzeń graptolitów na powierzchniach warstwowania. *Kwart. Geol.*, 8: 91–101.
- JAWOROWSKI K. 1965 — Strop warstw pasłeckich w obniżeniu litewskim a granica wenlok-ludlow. *Kwart. Geol.*, 9: 511–523.
- JAWOROWSKI K. 1971 — Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. *Acta Geol. Pol.*, 21: 519–571.
- JAWOROWSKI K. 2000a — Sylurskie pyłowce północnej Polski — turbidyty czy debryty? *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 56: 13–14.
- JAWOROWSKI K. 2000b — Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania. *Geol.Quart.*, 44: 297–315.
- JAWOROWSKI K. 2002 — Profil dolnego paleozoiku w północnej Polsce — zapis kaledońskiego stadium rozwoju basenu bałtyckiego. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 58: 9–10.
- JAWOROWSKI K. & MODLIŃSKI Z. 1968 — Dolnosylurskie wapienie gruzłowe w północno-wschodniej Polsce. *Kwart. Geol.*, 12: 493–506.
- MODLIŃSKI Z. 1973 — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 72.
- MODLIŃSKI Z., NEHRING-LEFELD M. & RYBA J. 1994 — The Palaeozoic Complex in the Polish Part of the Baltic Sea. *Zeitsch. Geol. Wiss.*, 22: 227–234. Berlin.
- NEHRING-LEFELD M. 1988 — Biostratygrafia piętra podlaskiego (górnego syluru) w polskim akwenie Bałtyku. *Kwart. Geol.*, 32: 577–604.
- North American Stratigraphic Code 1983 — *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 847–873.
- NOWLAN G.S. 1995 — Left hand column for correlation charts. *Silurian Times*, 3: 8.
- NIELSEN A.T. 1993 — 6. Exkursion B „Phanerozoic of Bornholm”. [In:] *Rügen-Bornholm Exkursionsführer Gesell. f. Geowiss.* — Berlin: 151–178.
- PAŠKEVIČIUS J., LAPINASKAS P., BRAZAUSKAS A., MUSTEIKIS P. & JACYNA J. 1994 — Stratigraphic Revision of the Regional Stages of the Upper Silurian in the Baltic Basin. *Geologija*, 17: 64–87. Academia. Vilnius.
- PAŠKEVIČIUS J. 1997 — The Geology of the Baltic Republics. Vilnius University — Geological Survey of Lithuania. Vilnius.
- PODHALAŃSKA T. 2003 — Late Ordovician to Early Silurian transition and the graptolites from Ordovician/Silurian boundary near the SW rim of East European Craton (northern Poland). *INSUGEO, Serie Correlation Geologica*, 18: 165–171.
- POKORSKI J. & MODLIŃSKI Z. (eds) 2005 — Mapa geologiczna południowego Bałtyku bez utworów permu i mezozoiku. *Inst. Geologiczny. CAG 839/2006.*
- Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 1973–1989 — Pasłęk IG 1 (z. 9 — 1973), Bartoszyce IG 1, Gołdap IG 1 (z. 14 — 1974), Prabuty IG 1 (z. 27 — 1975), Żarnowiec IG 1 (z. 32 — 1976), Olsztyn IG 2 (z. 39 — 1977), Kościerzyna IG 1 (z. 54 — 1982), Hel IG 1 (z. 63 — 1986), Gdańsk IG 1 (z. 67 — 1989), Bytów IG 1 (z. 40 — 1997). *Inst. Geol. RADZEVIČIUS S. & PAŠKEVIČIUS J. 2005 — Revision of late Wenlock biostratigraphy in Lithuania. [In:] The sixth Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts: 100–103. St. Petersburg. SIDARAVIČIENĖ N. (red.), 1999 — Lietuvos stratigrafiniai padaliniai. Lietuvos Geologijos Taryba. Vilnius.*
- SIMPSON E.L. & ERIKSSON K.A. 1990 — Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: an example of the early history of a passive margin. *J. Sediment. Petrol.*, 60: 84–100.
- SZULCZEWSKI M. 1986 — Koncepcje i rzeczywistość klasyfikacji stratygraficznej. *Prz. Geol.*, 34: 233–237.
- SZULCZEWSKI M. & WIERZBOWSKI A. 1979 — W sprawie doboru stratotypu jednostki litostratygraficznej. *Kwart. Geol.*, 23: 579–582.
- SZYMAŃSKI B. & MODLIŃSKI Z. 2003 — Nowelizacja stratygrafii syluru w wybranych profilach wiertniczych obniżenia bałtyckiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 405: 109–138. Warszawa.
- TELLER L. 1976 — Morphology of some Upper Wenlockian Cyrtograptinae from Zawada 1 profile (NE Poland). *Acta Geol. Pol.*, 26: 469–484.
- TELLER L. 1997a — The subsurface Silurian in the East European Platform. *Palaeon. Polonica.*, 56: 7–21. Warszawa.
- TELLER L. 1997b — Graptolites and Stratigraphy of the Pridoli Series in the East European Platform. *Palaeon. Polonica*, 56: 59–70.
- TOMCZYK H. 1962 — Stratigraphic problems of the Ordovician and Silurian in Poland in the light of recent studies. *Pr. Inst. Geol.*, 35: 1–134.
- TOMCZYK H. 1973 — Sylur. Pasłęk IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 9: 57–65, 85–95.
- TOMCZYK H. 1974a — Sylur. Bartoszyce IG 1, Gołdap IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 14: 53–59; 93–100; 122–137. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1974b — Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Sylur. Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Słupsk IG 1. CAG 119304.
- TOMCZYK H. 1975 — Sylur. Prabuty IG1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 27: 39–47; 69–76. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1976 — Sylur. Żarnowiec IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 32: 20–28, 56–68. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1977a — Sylur. Bytów IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 40: 42–62. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1977b — Sylur. Olsztyn IG 1, Olsztyn IG 2. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 39: 76–84; 107–123. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1977c — Profil syluru otworu Lębork IG 1. Dokumentacja wynikowa otworu Lębork IG 1. CAG, 67709.
- TOMCZYK H. 1982 — Sylur. Kościerzyna IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 54: 37–55; 84–116. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1986 — Sylur. Hel IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 63: 21–37; 63–85. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1989 — Sylur. Gdańsk IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. *Inst. Geol.*, 67: 27–40; 76–93. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E. & WITWICKA E. 1972 — Z badań stratygrafii górnego syluru w obszarze bałtyckim. *Kwart. Geol.*, 16: 1006–1008.
- TOMCZYKOWA E. & WITWICKA E. 1974 — Stratigraphic correlation of Podlasiian deposits on the basis of ostracodes and trilobites [In:] Tomczykowa E. & Witwicka E. Peri-Baltic Area of Poland (Upper Silurian). *Bull. Inst. Geol.*, 276: 55–86.
- WIECZOREK J. 1988 — Zasady polskiej klasyfikacji stratygraficznej — ocena krytyczna. *Prz. Geol.*, 36: 98–102.
- URBANEK A. & TELLER L. 1997 — Graptolites and stratigraphy of the Wenlock and Ludlow Series in the East European Platform. *Palaeont. Pol.*, 56: 23–57. Warszawa.
- ZAGORA K. 1994 — Die Ostseebohrung G 14 — eine Profilübersicht. *Zeitschr. Geol. Wiss.*, 22: 235–240.
- ZAGORODNYCH W. A., DOWBNAJA A. W. & ŻAMOIDA W. A. 2001 — Stratygrafia Kaliningradzkiego Regionu. Kaliningrad.
- Zasady Polskiej Klasyfikacji, Terminologii i Nomenklatury Stratygraficznej, 1975 — Instrukcje i metody badań geologicznych, 33. *Inst. Geol. Warszawa.*

Praca wpłynęła do redakcji 06.10.2005 r.

Akceptowano do druku 12.07.2006 r.