

UKD 551.733.12/.13.022:550.822(084.28):550.83.05(438 – 12 Lubelszczyzna)

Zdzisław MODLIŃSKI

## Stratygrafia potremadockich osadów ordowiku Lubelszczyzny

Przedstawiono wyniki badań litostratygraficznych i biostratygraficznych potremadockich osadów ordowiku Lubelszczyzny. Dokonano korelacji 15 profilów otworów wiertniczych, w których wyróżniono i scharakteryzowano 5 formacji tworzących schemat podziału litostratygraficznego. Za pomocą metod biostratygraficznych dowiedziano formacje do określonych jednostek podziału chronostratygraficznego.

### WSTĘP

Rozpoznanie ordowiku Lubelszczyzny jest słabsze niż w innych obszarach platformy prekambryjskiej w Polsce, aczkolwiek badania nad jego stratygrafią zostały rozpoczęte już w 1962 r. (E. Tomczykowa, 1962), gdy wykonano otwór wiertniczy Kaplonosy IG 1. Od tego czasu osady ordowickie osiągnięto łącznie w 15 otworach (fig. 1–3) Instytutu Geologicznego i Górnictwa Naftowego. Opublikowane wyniki badań osadów tremadoku (K. Lendzion i in., 1979) dotyczą większości otworów, natomiast informacje o osadach potremadockich jedynie poszczególnych profilów (np. E. Tomczykowa, 1964; Z. Modliński, 1970, 1975; A. Langier-Kuźniarowa, 1974). Dane ostatnich lat znacznie rozszerzyły znajomość bio- i litostratygrafii tych osadów, tak że celowe jest dokonanie podsumowania uzyskanych wyników.

Kończąc uwagi wstępne składam podziękowania Dyrekcji i geologom Zakładu Poszukiwań Nafty i Gazu w Wołominie, a zwłaszcza mgr M. Łackiej za udostępnienie do badań próbek rdzeni oraz wykresów pomiarów geofizycznych.

### LITOSTRATYGRAFIA

Prace nad klasyfikacją litostratygraficzną osadów ordowiku platformowego prowadzone były w niewielkim zakresie. Metody litostratygraficzne wykorzystano stosunkowo najszerszej przy korelacji osadów wschodniej części obniżenia podlaskie-

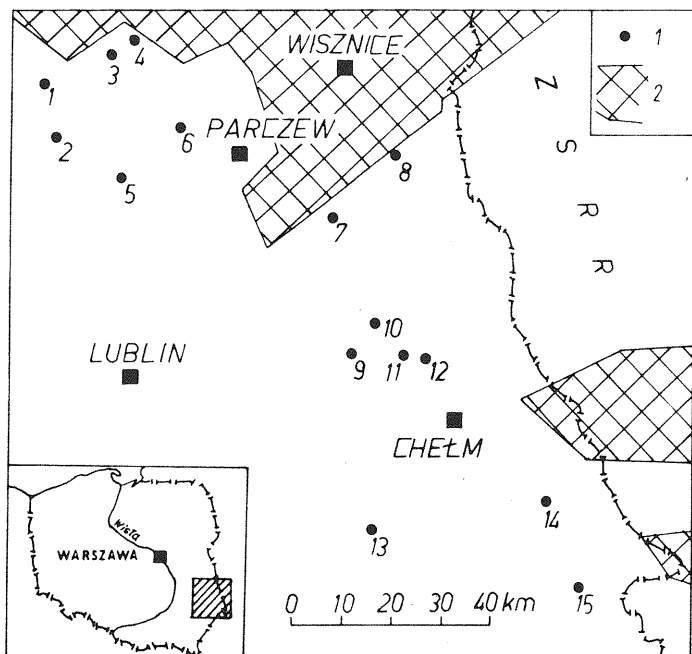


Fig. 1. Szkic lokalizacji obszaru badań  
Location map of the studied area

1 – otwory wiertnicze, w których stwierdzono osady ordowiku; 2 – obszar, w którym osady ordowiku zostały usunięte przez erozję epigenetyczną; otwory wiertnicze: 1 – Siedliska IG 1; 2 – Kock 5; 3 – Radzyń IG 7; 4 – Radzyń IG 8; 5 – Tarkawica 1; 6 – Parczew IG 10; 7 – Krowie Bagno IG 1; 8 – Kaplonosy IG 1; 9 – Busówno IG 1; 10 – Bachus 1; 11 – Wierzbica 1; 12 – Niwa 1; 13 – Łopiennik IG 1; 14 – Białopole IG 1; 15 – Terebin IG 5

go, gdzie na niewielkim obszarze istnieje znaczne zagęszczenie profilów. W typowym profilu rejonu Białowieży wyróżniono (J. Znosko, 1964), a następnie szczegółowo opracowano (B. Szymański, 1968, 1973) szereg kompleksów skalnych, będących w istocie nieformalnymi jednostkami litostratygraficznymi rangi ogniwa. Propozycje nietormalnych podziałów litostratygraficznych zostały przedstawione również dla osadów ordowiku wyniesienia Łęby (T. Podhalańska, 1980; Z. Modliński, T. Topulos, 1974), natomiast zaproponowany wcześniej przez H. Tomczyka (1962) i E. Tomczykową (1962) podział osadów tego wieku na warstwy białowieckie, pomorskie i mazurskie ma raczej charakter regionalnego podziału chronostratygraficznego niż litostratygraficznego.

Rezerwa i pewna niechęć do wprowadzania klasyfikacji litostratygraficznej ordowiku platformowego Polski wynika po części z sytuacji, jaka istnieje w tym zakresie w obszarach sąsiednich, tj. w nadbałtyckich republikach radzieckich i Skandynawii. Prace w tej dziedzinie są tam zaawansowane i utworzono tak dużo schematów klasyfikacyjnych dla poszczególnych regionów, że w konsekwencji doprowadziło to do powstania zbyt wielu (rzędu setek) terminów litostratygraficznych.

Zaproponowany w niniejszym artykule schemat podziału obejmuje 5 formacji stanowiących podstawowe jednostki klasyfikacji litostratygraficznej (*Zasady polskiej*

klasyfikacji .... 1975). Wyróżnione jednostki można łatwo identyfikować na podstawie obserwacji makroskopowych oraz zapisów pomiarów geofizycznych<sup>1</sup>.

## OPIS JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

### FORMACJA WAPIENI UHERKI (fm)

**N a z w a.** Nazwa formacji pochodzi od rzeki Uherki (dopływ Bugu), płynącej przez wschodnią część Wyżyny Lubelskiej i Polesie Lubelskie. Dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowana jest po raz pierwszy.

**Definicja.** Formacja wapieni Uherki to kompleks skał węglanowych zawierający w dole warstwę zlepieńca albo brekcji przechodzącą w glaukonity. Utwory węglanowe reprezentowane są przez wapienie i dolomity margliste, wapienie organodetrytyczne i wapienie organodetrytyczne z ooidami żelazistymi.

**S t r a t o t y p.** Stratotypem formacji jest odcinek profilu otworu wiertniczego Busowo IG 1 z głęb. 2939,5–2922,0 m (fig. 3, 4), zaś hipostratotypem odcinek profilu otworu wiertniczego Terebin IG 5 z głęb. 3029,1–3013,5 m (fig. 3, 4).

**O p i s.** W obrębie formacji wapieni Uherki można wyróżnić kilka ogniw litologicznych, które w przyszłości uzyskają zapewne rangę formalnych jednostek litostratygraficznych niższego rzędu. W najniższej części formacji występuje warstwa transgresywna złożona ze zlepieńca bądź brekcji oraz glaukonitytu. Reprezentowana jest we wszystkich otworach wiertniczych z wyjątkiem Radzynie IG 8, w którym profil rozpoczyna się dolomitem z licznymi ziarnami glaukonitu. Zlepieńce zbudowane są najczęściej ze słabo obtoczonych okruchów skał ilastych, węglanowych oraz fosforanowych, a spoiwo ich jest zazwyczaj węglanowe, ilaste bądź glaukonitowe. Brekcja została stwierdzona tylko w profilu Busowo IG 1 i zbudowana jest z okruchów szaroniebieskawego chalcedonitu. Glaukonityty są różnoziarniste, na ogół ciemnozielone, często zawierają cienkie przerosty ilaste. Łączna miąższość warstwy transgresywnej wynosi od kilkunastu centymetrów do ponad 1,5 m. W spągu tej warstwy wyraźna jest zawsze powierzchnia rozmycia.

Wyżej w profilu występuje ogniwo zbudowane z dolomitów, wapieni dolomitycznych i wapieni marglistych, pstrych – brunatnoczerwonych, szarobrunatnych, szarych i szarozielonych. Charakterystyczną cechą jest tu obecność licznych powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych oraz przekryształizowanych szczątków trylobitów.

Następne ogniwo tworzą wapienie, głównie organodetrytyczne, pstro zabarwione, w których również występują liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych. Cechą specyficzną jest tu obecność warstw wapieni przepelnionych brunatnymi ooidami żelazistymi.

Najwyższa część formacji jest reprezentowana przez wapienie organodetrytyczne i margliste, szare i ciemnoszare, z przerostami i cienkimi wkładkami ilowców ciemnoszarych i szarozielonych.

**G r a n i c e.** Dolna granica formacji wapieni Uherki jest bardzo wyraźna. Jest to jednocześnie granica między osadami arenigu a utworami starszymi reprezentowanymi przez kambr środkowy albo tremadok. Przebiega ona na powierzchni

<sup>1</sup> Głębokość granic jednostek stratygraficznych przedstawionych na fig. 2 i 3 ustalono na podstawie danych geofizycznych, natomiast na fig. 4 zestawiono granice formacji określone na podstawie geofizyki i próbek rdzeni. Różnice między głębokościami granic ustalonymi tymi dwiema metodami nie przekraczają kilku metrów.

rozmycia w spągu warstwy transgresywnej. Granice te doskonale się śledzi na wykresach pomiarów geofizycznych, ponieważ z obecnością glaukonitytu związana jest wąska anomalia natężenia naturalnego promieniowania gamma (fig. 4). Również górna granica formacji jest wyraźna, przebiega w stropie zwartego pakietu wapieni, a pod iłowcami lub marglami reprezentującymi wyższe formacje. Na wykresie profilowania gamma obserwuje się wyraźną zmianę polegającą na wzroście poziomu natężenia w obrębie osadów nadległych formacji (fig. 4).

**Interpretacja genezy osadów stratotypu.** Formacja wapieni Uherki jest osadem rozległego, płytkowodnego zbiornika morskiego transgredującego na płaski, silnie zdenudowany łąd. Utwory tworzyły się w strefie falowania i prądów dennych, a dominuje w nich materiał biogeniczny i bioklastyczny powstały w obrębie zbiornika sedymentacyjnego. Dopływ materiału terygenicznego był znikomy.

**Aspekty regionalne.** Formacja wapieni Uherki stwierdzona została we wszystkich profilach ordowiku Lubelszczyzny. Analogiczne utwory znane są z obniżenia podlaskiego, gdzie obejmują szereg lokalnych ogniw litostratygraficznych od glaukonitytu po wapienie dolnego karadoku (J. Znosko, 1964; B. Szymański, 1968), oraz z terenu Wołynia, gdzie odpowiadają im swity iszowska, lubochińska oraz podswita niżniepiszczkańska (G.M. Pomianowska, 1972). Zmienność lateralna formacji polega na spadku udziału materiału biogenicznego i bioklastycznego ze wschodu ku zachodowi. Miąższość formacji wynosi od około 20 do około 40 m, malejąc w obrębie tzw. paleotektonicznego wyniesienia Sokołowa Podlaskiego (Z. Modliński, 1982, fig. 6–11, 17, 18, 27).

**Wiek.** Formacja wapieni Uherki obejmuje osady od dolnego arenigu po najniższy karadok. Granice formacji są heterochroniczne: dolna na obszarze Lubelszczyzny przebiega w obrębie różnych poziomów arenigu dolnego, górna zaś w obrębie karadoku dolnego – nadbałtyckich pięter kukruse i idavere.

**Dane o profilu stratotypowym i hipostatotypowym.** Profil stratotypowy pochodzi z otworu wiertniczego Busówno IG 1, wykonanego przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie na zlecenie Zakładu Geologii Struktur Wgłębnych Niżu Instytutu Geologicznego w Warszawie. Otwór usytuowany był w Ludwinowie w województwie chełmskim. Zakończony został na głęb. 4154,5 m w 1975 r. Rzędna otworu wynosi około 175 m n.p.m. Osady ordowickie zostały przewiercone z ciągłym poborem rdzenia, a próbki rdzeni przechowywane są w magazynie rdzeni Instytutu Geologicznego w Hołowni koło Włodawy. Oryginalne materiały geofizyczne znajdują się w Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego w Warszawie<sup>2</sup>.

Profil hipostatotypowy pochodzi z otworu wiertniczego Terebin IG 5 wykonanego przez Kombinat Geologiczny „Północ” na zlecenie Zakładu Geologii Regionalnej Obszarów Platformowych Instytutu Geologicznego. Otwór został wykonany w Obrowcu (województwo zamojskie) i zakończony na głęb. 3850,5 m w 1977 r. Rzędna otworu wynosi 209 m n.p.m. Osady ordowickie przewiercone zostały z ciągłym poborem próbek rdzeniowych, które przechowywane są w magazynie rdzeni Instytutu Geologicznego w Hołowni koło Włodawy.

#### FORMACJA MARGLI WŁODAWKI (fm)

**Nazwa.** Nazwa formacji pochodzi od rzeki Włodawki (dopływ Bugu), płynącej przez Polesie Lubelskie. Dla określenia formalnej jednostki litostratygra-

<sup>2</sup> Dotyczy to wszystkich materiałów geofizycznych z omawianych otworów wiertniczych.

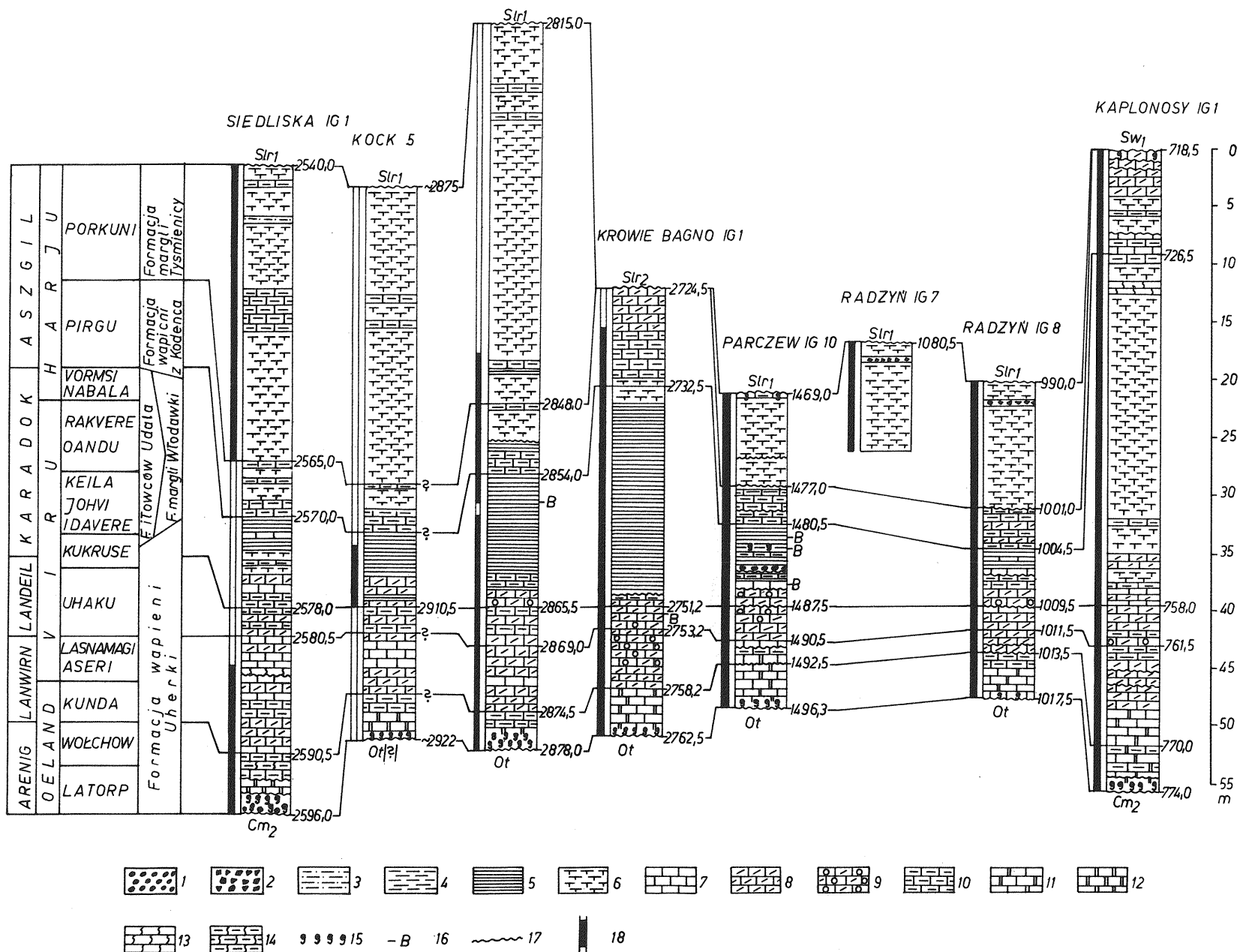


Fig. 2. Zestawienie korelacyjne profili ordowiku Lubelszczyzny (część północna)

Correlation of borehole columns of the Ordovician in the Lublin region (northern part)

1 - zlepieńce; 2 - brekcje; 3 - mułowce piaszczyste; 4 - mułowce; 5 - iłowce; 6 - margle; 7 - wapienie; 8 - wapienie organodetrytyczne; 9 - wapienie organodetrytyczne z ooidami żelazistymi; 10 - wapienie margliste; 11 - wapienie dolomityczne; 12 - dolomity; 13 - wapienie o strukturze gruzłowej; 14 - wapienie margliste o strukturze gruzłowej; 15 - glaukonityt; 16 - wkładki bentonitowe; 17 - ważniejsze powierzchnie rozmyć; 18 - odcinki rdzeniowane; Cm<sub>2</sub> - kambryjśrodkowy; Ot - tremadok; Slr<sub>1</sub> - landower dolny; Slr<sub>2</sub> - landower górny; Sw<sub>1</sub> - wenlok dolny; Sw<sub>2</sub> - wenlok górny; C - karbon

1 - conglomerates; 2 - breccias; 3 - sandy mudstones; 4 - mudstones; 5 - claystones; 6 - marls; 7 - limestones; 8 - organodetritic limestones; 9 - organodetritic limestones with ferruginous ooids; 10 - marly limestones; 11 - dolomitic limestones; 12 - dolomites; 13 - limestones with knobby structure; 14 - marly limestones with knobby structure; 15 - glauconite; 16 - bentonite intercalations; 17 - major erosional surfaces; 18 - cored intervals; Cm<sub>2</sub> - Middle Cambrian; Ot - Tremadocian; Slr<sub>1</sub> - Lower Llandoveryan; Slr<sub>2</sub> - Upper Llandoveryan; Sw<sub>1</sub> - Lower Wenlockian; Sw<sub>2</sub> - Upper Wenlockian; C - Carboniferous

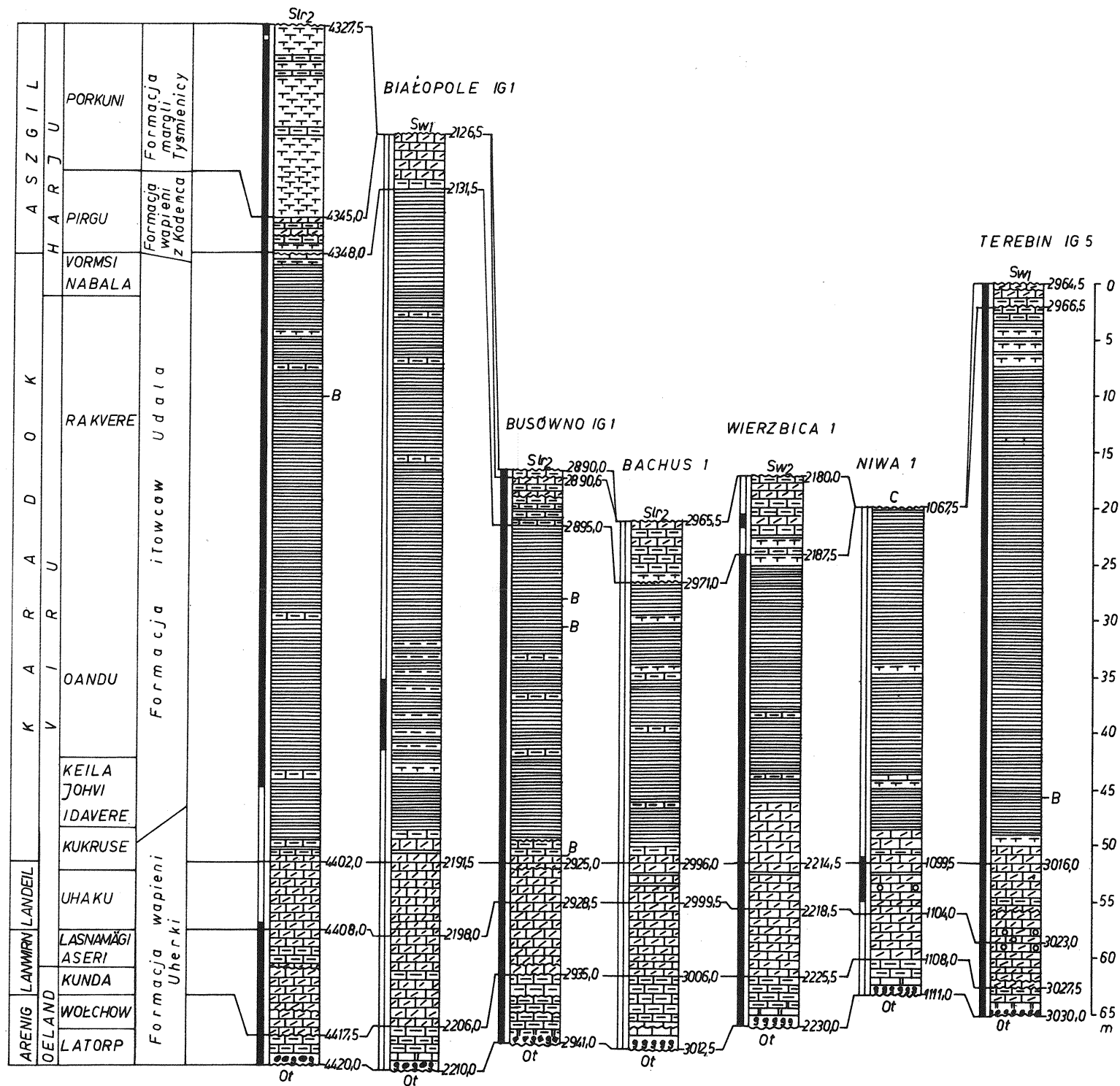


Fig. 3. Zestawienie korelacyjne profili ordowiku Lubelszczyzny (część południowa)  
 Correlation of borehole columns of the Ordovician in the Lublin region (southern part)  
 Objaśnienia jak na fig. 2.

ficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

**Definicja.** Formacja margli Włodawki to kompleks margli szarozielonych i szarych z odcieniem zielonawym, z wkładkami wapieni organodetrytycznych i marglistych. Cechą charakterystyczną formacji jest obecność licznych szczątków fauny, wśród których dominują trylobity i zawiasowe ramienionogi.

**Stratotyp.** Stratotypem formacji jest odcinek profilu otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1 z głęb. 753,4–728,5 m (fig. 2, 4).

**Opis.** Formacja margli Włodawki reprezentowana jest przez margle szarozielone i szare z odcieniem zielonawym, margle ilaste i margle nieco mulaste. W ich górnej części występują wkładki, soczewki i gruzły wapieni marglistych i organodetrytycznych szarych i szarozielonych. Wapienie miejscami wykazują strukturę gruzłową. W osadach licznie występują trylobity z rodzajów *Chasmops*, *Illeenus*, *Panderia*, *Lonchodomas* oraz ramienionogi *Dinorthis*, *Nicolella*, *Dalmanella* i *Sowerbyella*. Napotkano również bezzawiasowe ramienionogi, graptolity, konularie, liliowce, cystoidy, mszywioly, koralowce osobnicze oraz małżoraczki.

**Granice.** Dolna granica formacji w profilu stratotypowym jest wyraźna. Stanowi ją kontakt margli nieco mulastych z przekrystalizowanymi wapieniami organodetrytycznymi należącymi do niżej leżącej formacji wapieni Uherki. Górna granica jest słabiej wyrażona. W stropowej części margli stopniowo pojawiają się coraz liczniejsze i grubsze wkładki wapieni organodetrytycznych, aż w pewnym miejscu zaczynają one dominować i tu przyjmowana jest granica z wyżej leżącą formacją wapieni z Kodeńca. Zarówno dolna, jak i górna granica są dobrze zaznaczone na wykresach pomiarów natężenia naturalnego promieniowania gamma i wyraźnie odgraniczają kompleks margli omawianej formacji od innych osadów (fig. 4).

**Interpretacja genezy osadów stratotypu.** Utwory tej formacji powstały w płytszej i bardziej zewnętrznej części morskiego zbiornika sedimentacyjnego niż osady formacji ilowców Udała. Zbudowane są z najdrobniejszych frakcji materiału terygenicznego oraz z materiału mikrytowego i bioklastycznego powstałego na miejscu w zbiorniku.

**Aspekty regionalne.** Występowanie formacji margli Włodawki ograniczone jest do północno-wschodniej części Lubelszczyzny. Analogicznie wykształcone utwory znane są również ze wschodniej części obniżenia podlaskiego oraz wschodniej części syneklizy perybałtyckiej w rejonie otworów wiertniczych Jezioro Okrągłe 1 i Gołdap IG 1 (J. Znosko, 1964; Z. Modliński, J. Pokorski, 1969; Z. Modliński, 1982, fig. 12–14 i 28–29). Podobne utwory występują na Wołyniu pod nazwą podswity wierchniepiszczańskie i horyzontu wezenbergskiego (G.M. Pomianowska, 1972). Miąższość formacji w profilu otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1 wynosi około 25 m.

**Wiek.** Formacja margli Włodawki zaliczona została na podstawie skamieniałości do karadoku obejmując odpowiedniki nadbałtyckich pięter od idavere po vormsi.

**Dane o profilu stratotypowym.** Profil stratotypowy pochodzi z otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1, wykonanego przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Pile na zlecenie Zakładu Geologii Niżu Instytutu Geologicznego. Otwór znajdował się w odległości około 2,5 km na NNE od Kaplonosów (województwo chełmskie). Zakończony został na głęb. 1940,0 m w 1962 r. Rzędna otworu wynosi 157,2 m n.p.m. Osady ordowickie przewiercone zostały z ciągłym poborem próbek rdzeniowych, a rdzenie przechowywane są w magazynie rdzeni Instytutu Geologicznego w Hołowni koło Włodawy.

## FORMACJA IŁOWCÓW UDALA (fm)

**Nazwa.** Nazwa formacji pochodzi od rzeki Udal (dopływ Bugu), płynącej przez wschodnią część Wyżyny Lubelskiej i Polesie Lubelskie. Dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej użyta zostaje po raz pierwszy.

**Definicja.** Formacja iłowców Udała to pakiet iłowców i iłowców mulastych ciemnoszarych, rzadziej szarych lub zielonawych, zawierających nieliczne cienkie wkładki i soczewki wapieni marglistych i margli. W osadach tych dominują graptolity i bezzawiasowe ramienionogi.

**Stratotyp.** Stratotypem formacji jest odcinek profilu otworu wiertniczego Busówno IG 1 z głęb. 2922,0–2895,0 m (fig. 3, 4), a hipostratotypem odcinek profilu otworu wiertniczego Parczew IG 10 z głęb. 1488,5–1484,0 m (fig. 2, 4).

**Opis.** Formacja iłowców Udała jest wykształcona w postaci ciemnoszarych czasem prawie czarnych, rzadziej szarych lub szarozielonych, iłowców, iłowców wapnistych oraz iłowców mulastych. Niekiedy występują nieliczne cienkie wkładki i soczewki wapieni marglistych i margli. W osadach poza graptolitami i bezzawiasowymi ramienionogami stwierdzono szczątki zawiasowych ramienionogów, trylobitów, małży, ślimaków i głowonogów.

**Granice.** Dolna granica jest jednocześnie górną granicą formacji wapieni Uherki. Górna granica zazwyczaj jest wyraźna i znajduje się w stropie warstwy iłowca, a pod wapieniami formacji wapieni z Kodeńca. Jedynie w profilu Krowie Bagno IG 1 jest ona słabiej zaznaczona, gdyż przebiega między iłowcami a marglami z soczewkami wapieni. Na wykresach pomiarów natężenia naturalnego promieniowania gamma granica dolna i górna są wyraźne, ponieważ omawiana formacja charakteryzuje się znacznie wyższym poziomem jego natężenia niż formacje sąsiednie (fig. 4).

**Interpretacja genezy osadów stratotypu.** Osady tej formacji powstały w głębszej części szelfu poniżej strefy falowania, a składają się z najdrobniejszych frakcji materiału terygenicznego.

**Aspekty regionalne.** Formacja iłowców Udała występuje w zachodniej i południowej części Lubelszczyzny, przechodząc ku północnemu wschodowi w formację margli Włodawki. Podobnie wykształcone osady znane są z zachodniej części obniżenia podlaskiego (Z. Modliński, 1982, fig. 12–14, 19, 29). Miąższość formacji w poznanych profilach zmienia się w granicach od 0 do około 45 m, osiągając największe wartości w obrębie paleotektonicznego obniżenia chełmskiego (Z. Modliński, 1982, fig. 27).

**Wiek.** Na podstawie fauny formacja iłowców Udała została zaliczona do karadoku. Granice formacji są heterochroniczne. Dolina przebiega w obrębie nadbałtyckich pięter kukruse i idavere, górna zaś w obrębie piętra vormsi.

**Dane o profilu stratotypowym i hipostratotypowym.** Profil stratotypowy formacji pochodzi z otworu wiertniczego Busówno IG 1 (patrz opis formacji wapieni Uherki), a hipostratotypowy z otworu Parczew IG 10, odwierconego przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie na zlecenie Zakładu Geologii Struktur Wgłębnych Niżu Instytutu Geologicznego. Ostatni otwór został wykonany w Kolonii Kuraszew (województwo białkopodlaskie) i zakończony na głęb. 2355,0 m w 1974 r. Rzędna otworu wynosi 157 m n.p.m. Osady ordowiku przewiercono z ciągłym poborem próbek rdzeni, które przechowywane są w magazynie rdzeni Instytutu Geologicznego w Hołowni koło Włodawy.



Formacja margli Tyśmienicy

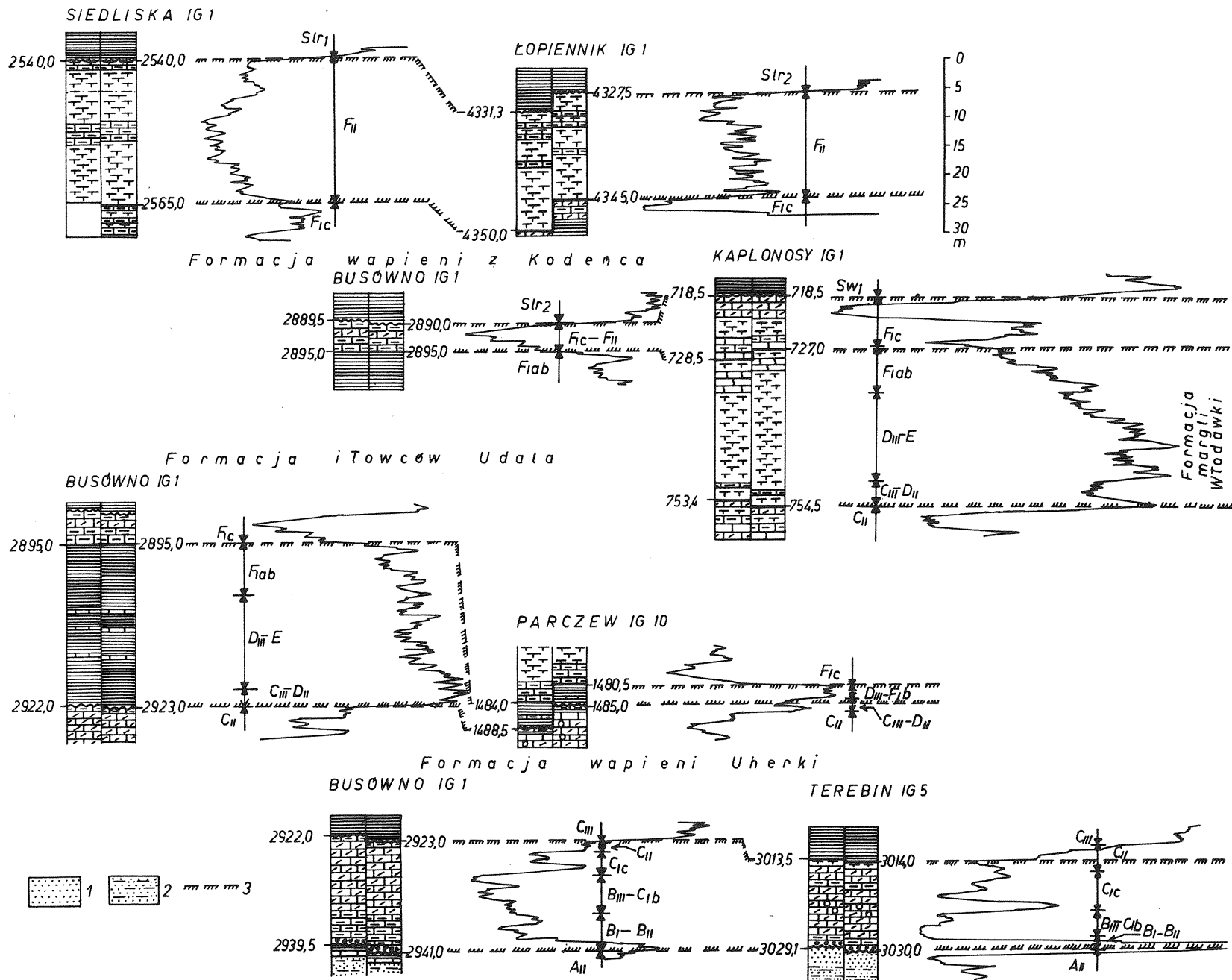


Fig. 4. Profile stratotypowe i hipostatotypowe proponowanych jednostek litostratygraficznych  
Stratotype and hypostatotype sections of the proposed lithostratigraphic units

1 - piaskowce; 2 - piaskowce z wkładkami mułowców i itowców; 3 - granice jednostek litostratygraficznych; A<sub>11</sub> - pakerort; B<sub>1</sub> - latorp; B<sub>11</sub> - wołchow; B<sub>111</sub> - kunda; C<sub>1b</sub> - lasnamägi; C<sub>1c</sub> - uhaku; C<sub>11</sub> - kukruse; C<sub>111</sub> - idavere; D<sub>11</sub> - keila; D<sub>111</sub> - oandu; E - rakvere; F<sub>1a</sub> - nabala; F<sub>1b</sub> - vormsi; F<sub>1c</sub> - pirgu; F<sub>11</sub> - porkuni; lewy słupek oznacza profil wiertniczy, prawy słupek profil według danych geofizycznych; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2

1 - sandstones; 2 - sandstones with mudstone and claystone intercalations; 3 - boundaries of lithostratigraphic units; A<sub>11</sub> - Pakerort; B<sub>1</sub> - Latorp; B<sub>11</sub> - Volkhov; B<sub>111</sub> - Kunda; C<sub>1b</sub> - Lasnamägi; C<sub>1c</sub> - Uhaku; C<sub>11</sub> - Kukruse; C<sub>111</sub> - Idavere; D<sub>11</sub> - Keila; D<sub>111</sub> - Oandu; E - Rakvere; F<sub>1a</sub> - Nabala; F<sub>1b</sub> - Vormsi; F<sub>1c</sub> - Pirgu; F<sub>11</sub> - Porkuni; left column in the section is based on borehole data, and the right - on well logs; for other explanations see Fig. 2

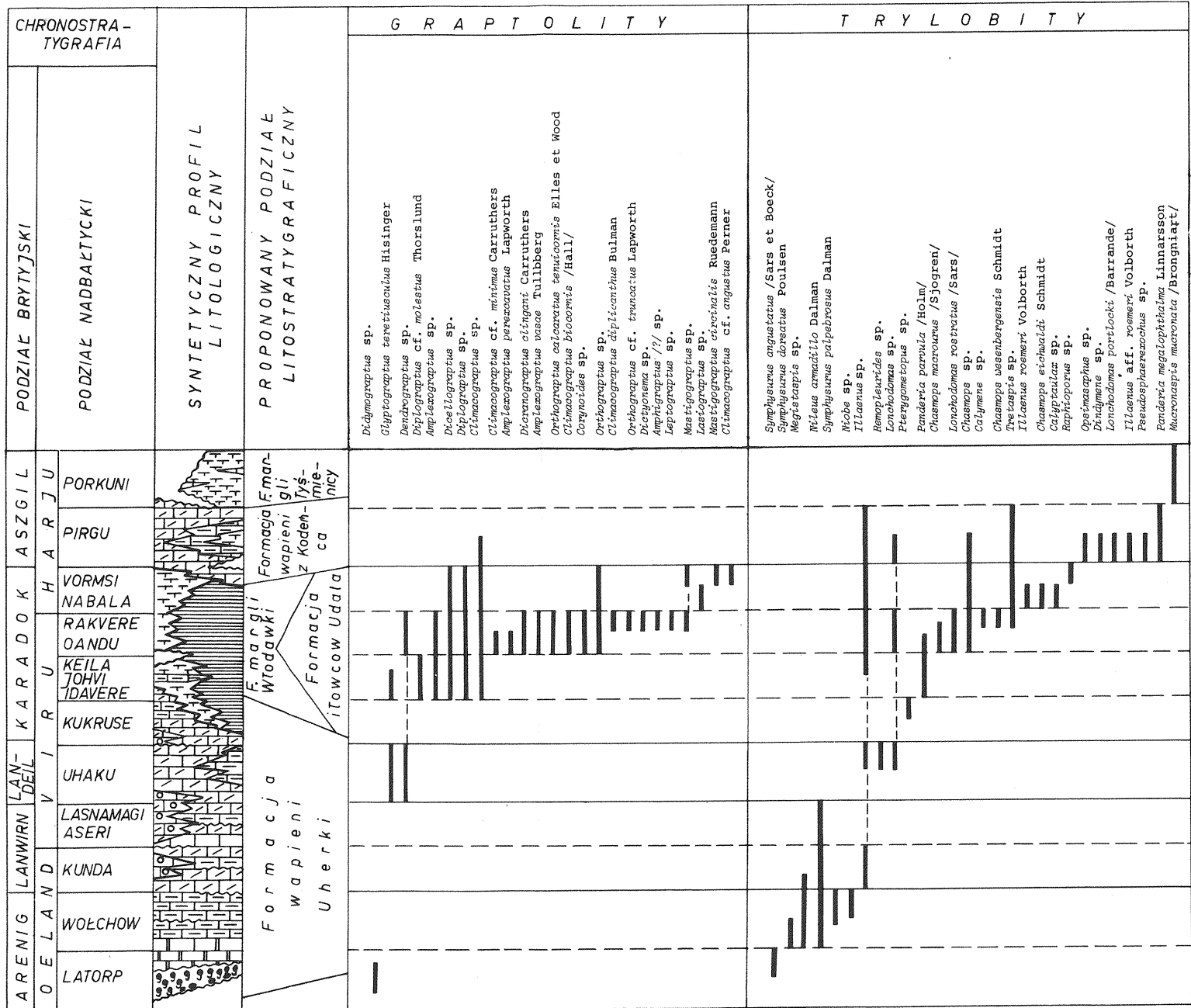


Fig. 5. Syntetyczny profil litologiczno-stratygraficzny ordowiku Lubelszczyzny wraz z pionowym rozprzestrzeniem graptolitów i trylobitów; bez skali  
Summative lithological-stratigraphic section of the Ordovician in the Lublin region and vertical distribution of graptolites and trilobites; not to scale

Objaśnienia jak na fig. 2

Explanations as given in Fig. 2

## FORMACJA WAPIENI Z KODEŃCA (fm)

**N a z w a.** Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Kodeniec (województwo bialskopodlaskie) i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

**Definicja.** Formacja wapieni z Kodeńca to pakiet wapieni marglistych i organodetrytycznych z wkładkami margli, a niekiedy iłowców. Osady mają zmienne zabarwienie, a cechą charakterystyczną jest obecność wkładek o barwie lub odcieniu brunatnoczerwonym i różowym.

**Stratotyp.** Stratotypem formacji jest odcinek profilu otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1 z głęb. 728,5–718,5 m (fig. 3, 4), zaś hipostatotypem odcinek profilu z otworu wiertniczego Busówno IG 1 z głęb. 2895,0–2889,5 m (fig. 3, 4).

**Opis.** Formacja wapieni z Kodeńca reprezentowana jest przez wapienie organodetrytyczne, wapienie margliste z licznym detrytem fauny oraz wapienie margliste. Miejscami pojawiają się wkładki margli i iłowców wapnistych. Zabarwienie osadów jest zmienne – jasnoszare, szare, szarzielone, szarobrunatne, a nawet brunatnowiśniowe. W profilu spotyka się powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, którym w pojedynczych przypadkach towarzyszą wkładki zlepieńców śródformacyjnych. Materiał bioklastyczny reprezentują szczątki szkarłupni, ramienionogów, trylobitów i głowonogów.

**Granice.** Dolną granicę w większości przypadków stanowi kontakt z formacją iłowców Udała, a jedynie w profilu Kaplonosy IG 1 jest to słabiej wyrażona granica z formacją margli Włodawki. Górna granica jest wyraźna, z reguły przebiega wzdłuż powierzchni rozmycia znajdującej się w stropie wapieni, powyżej których zalegają margle formacji Tyśmienicy, a w profilach zlokalizowanych we wschodniej części badanego obszaru iłowce dolnego syluru. Na wykresach natężenia naturalnego promieniowania gamma (fig. 4) na granicy tej następuje wyraźny wzrost poziomu promieniowania odpowiadający iłowcom syluru.

**Interpretacja genezy osadów stratotypu.** Osady formacji wapieni z Kodeńca powstały w okresie spłylenia i wycofywania się morza ku zachodowi. Dominujący wśród osadów materiał bioklastyczny został utworzony w strefie działania falowania i prądów dennych. Dopływ materiału terygenicznego był niewielki.

**Aspekty regionalne.** Formację wapieni z Kodeńca stwierdzono we wszystkich profilach ordowiku Lubelszczyzny z wyjątkiem otworu Niwa 1; brak osadów w tym profilu spowodowany jest późniejszą erozją. Zmienność lateralna formacji polega na zmiennych proporcjach osadów, o zróżnicowanych odcieniach barwy szarej i czerwonej, oraz na wzroście udziału osadów marglistych w północno-zachodniej części badanego obszaru. Miąższość osadów mieści się w granicach od około 3 do 10 m.

**Wiek.** Zasadnicza część formacji wapieni z Kodeńca na podstawie fauny została zaliczona do aszgilu dolnego. Granice jej są jednak nieco heterochroniczne, tak że w niektórych profilach obejmuje ona przystropową część karadoku, a w innych najniższą część aszgilu górnego.

**Dane o profilu stratotypowym i hipostatotypowym.** Profil stratotypowy pochodzi z otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1 (patrz opis formacji margli Włodawki), hipostatotypowy zaś z otworu wiertniczego Busówno IG 1 (patrz opis formacji wapieni Uherki).

## FORMACJA MARGLI TYŚMIENICY (fm)

**N a z w a.** Nazwa formacji pochodzi od rzeki Tyśmienicy (dopływ Wieprza), płynącej przez Polesie Lubelskie, i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej została użyta po raz pierwszy.

**Definicja.** Formacja margli Tyśmienicy to pakiet margli szarych, ciemnoszarych i szarzielonych z wkładkami i laminami wapieni marglistych.

**Stratotyp.** Stratotypem formacji jest odcinek profilu otworu wiertniczego Siedliska IG 1 z głęb. 2565,0–2540,0 m (fig. 2, 4), a hipostratotypem odcinek profilu otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 z głęb. 4350,0–4331,3 m (fig. 3, 4).

**Opis.** Formacja margli Tyśmienicy wykształcona jest w postaci margli i margli ilastych ciemnoszarych, szarych, szarzielonych i zielonych, z wkładkami, soczewkami i laminami wapieni marglistych. W jednym przypadku (otwór Siedliska IG 1) stwierdzono wkładkę ciemnoszarego mułowca piaszczystego. W osadach obserwuje się nieliczne powierzchnie rozmyć, którym czasem towarzyszą cienkie wkładki brekcji (np. otwory Radzyń IG 7 i Radzyń IG 8). W marglach dość licznie występują zawiasowe ramienionogi i trylobity, rzadziej szczątki bezzawiasowych ramienionogów, małży, graptolitów, małżoraczków, głowonogów oraz liliowców.

**Granice.** Dolna granica jest jednocześnie górną granicą formacji wapieni z Kodeńca. Górna granica poprowadzona jest między marglami omawianej formacji a wyżej leżącymi iłowcami dolnego syluru. Kontakt ten podkreśla powierzchnia rozmycia obserwowana we wszystkich profilach. Na wykresach natężenia naturalnego promieniowania gamma zaznacza się ona nagłym wzrostem jego poziomu, odpowiadającym iłowcom syluru (fig. 4).

**Interpretacja genezy osadów stratotypu.** Osady formacji margli Tyśmienicy powstały w kolejnym etapie regresji, będącej rezultatem ogólnego obniżenia poziomu oceanu (J. Bergström, 1973). Składają się one głównie z materiału mikrytowego, powstałego na miejscu w zbiorniku, oraz terygenicznego materiału ilastego. Krótkotrwałe epizody podwyższonej ruchliwości wód powodowały rozmywanie osadów i powstawanie wkładek brekcji.

**Aspekty regionalne.** Występowanie formacji margli Tyśmienicy ograniczone jest do zachodniej i południowej części Lubelszczyzny. Analogiczne osady znane są z zachodniej części obniżenia podlaskiego oraz syneklizy perybałtyckiej z obszaru położonego między Elblągiem a Kętrzynem (Z. Modliński, 1982, fig. 16). Litologiczna zmienność lateralna formacji jest niewielka. Miąższość jej waha się w granicach od 0 do około 25 m.

**Wiek.** Wiek formacji na podstawie stwierdzonych w niej skamieniałości określony został jako górnoaszgileński.

**Dane o profilu stratotypowym i hipostratotypowym.** Profil stratotypowy pochodzi z otworu wiertniczego Siedliska IG 1, wykonanego przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie na zlecenie Zakładu Geologii Struktur Wgłębnych Niżu Instytutu Geologicznego. Otwór usytuowany był w Bystrzycy (województwo siedleckie). Został zakończony na głęb. 3010,3 m w 1970 r. Rzędna otworu wynosi 155 m n.p.m. Próbkę rdzenia zostały pobrane z prawie całego interwału omawianej formacji, z wyjątkiem najniższego odcinka o długości 0,5 m. Rdzenie przechowywane są w magazynie rdzeni Instytutu Geologicznego w Hołowni koło Włodawy.

Profil hipostratotypowy pochodzi z otworu wiertniczego Łopiennik IG 1, który wykonany został przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie na zlecenie Zakładu Geologii Struktur Wgłębnych Niżu Instytutu Geologicznego. Otwór usytuowany był w Małochwieju Dużym (województwo chełmskie). Zakończony

został na głęb. 5632,0 m w 1975 r. Rzędna otworu wynosi 196,7 m n.p.m. Osady omawianej formacji przewiercone zostały z ciągłym poborem próbek rdzenia, które przechowywane są w magazynie rdzeni Instytutu Geologicznego w Iwicznej koło Warszawy.

## BIOSTRATYGRAFIA

Szczątki makrofauny w osadach ordowiku Lubelszczyzny występują na ogół dość licznie, lecz ich stan zachowania często jest zły. W niższej części profilu, obejmującej arenig, lanwirn i landeil, dominują zwięzłe, zazwyczaj przekrystalizowane osady węglanowe, co znacznie utrudnia wypreparowanie skamieniałości. Największe znaczenie dla rozpoziomowania biostratygraficznego osadów mają graptolity i trylobity (fig. 5), licznie występują też ramienionogi, a w niektórych poziomach cystoidy. Ponadto stwierdzono głowonogi: konularie, małże, ślimaki, liliowce, mszywioly, małżoraczki i skorupiaki — *Phyllocarida*. Uzyskany dotychczas materiał biostratygraficzny jest jednak uboższy niż z innych obszarów platformy prekambryjskiej, tj. z syneklizy perybałtyckiej i obniżenia podlaskiego.

### ARENIG

W osadach glaukonitowych występujących w najniższej części profilu arenigu oznaczalne szczątki makrofauny napotkano jedynie w otworze Wierzbica 1. Są to bliżej nieokreślone fragmenty graptolitów z rodzaju *Didymograptus*, pochodzące z cienkich przerostów ilastych w glaukonitycie. Wiek wyżej występujących osadów węglanowych dokumentuje: *Symphysurus angustatus* (Sars et Boeck), *S. dorsatus* Poulsen, *S. palpebrosus* (Dalman), *Megistaspis* sp., *Nileus* sp., *N. armadillo* Dalman, *Niobe* sp., *Acrotreta* sp. i *Caryocaris* sp. Najliczniejsze skamieniałości arenidzkie znaleziono w otworze Siedliska IG 1, w którym zidentyfikowany został *Symphysurus angustatus* (Sars et Boeck) przewodni dla latorpu (= arenig dolny), a następnie *S. dorsatus* Poulsen i *S. palpebrosus* (Dalman), stanowiące kolejne elementy ciągu ewolucyjnego i dokumentujące niższy i wyższy wołchow (= arenig górny).

### LANWIRN

Lanwirn na całym obszarze Lubelszczyzny nie ma jednoznacznej dokumentacji faunistycznej. W utworach formacji wapieni Uherki, powyżej udokumentowanych osadów arenigu górnego stwierdzono: *Megistaspis* sp., *Iliaenus* sp., *Nileus* sp., *N. armadillo* Dalman, *Acrotreta* sp., *Echinospaerites* sp. i „*Endoceras*” sp. Oznaczone tu rodzajowo skamieniałości, z wyjątkiem rodzaju *Megistaspis*, którego zasięg kończy się w lanwirnie, nie dają podstaw dla wyciągania dokładniejszych wniosków stratygraficznych. Również *Nileus armadillo* Dalman jest gatunkiem stosunkowo długowiecznym, bo znanym od arenigu górnego po najniższy karadok. Osady lanwirnu zostały tu więc wyróżnione drogą pośrednią przez korelację litologiczną wapieni z licznymi ooidami żelazistymi analogicznych osadów z obniżenia podlaskiego, gdzie są udokumentowane paleontologicznie (Z. Modliński, 1973).

### LANDEIL

Do landeilu zaliczono wyższe odcinki profilów formacji wapieni Uherki. Dokumentacja faunistyczna tych osadów jest również słaba, chociaż nieco lepsza niż utworów lanwirnu. Z makrofauny zidentyfikowano tu: *Glyptograptus teretiusculus*

Hisinger, *Dendrograptus* sp., *Illaeus* sp., *Remopleurides* sp., *Lonchodomus* sp., *Echinosphaerites* sp. (bardzo liczne) i *Pseudoconularia* sp. Niewątpliwie najistotniejsza jest tu obecność *Glyptograptus teretiusculus* Hisinger, powszechnie uznanego za przewodni dla landeilu. Należy jednak podkreślić, że jego zasięg pionowy jest nieco większy i sięga po najniższy karadok. Ważną wskazówką są tu również liczne cystoidy z rodzaju *Echinosphaerites*, mające dość szeroki zasięg pionowy, lecz najczęściej spotykane w landeilu i najniższym karadoku (W. Bednarczyk, 1968; Z. Modliński, 1973).

#### KARADOK

Do karadoku zaliczona została najwyższa, przystropowa część formacji wapieni Uherki oraz formacja iłowców Udała, która w północno-wschodniej części badanego obszaru przechodzi w formację margli Włodawki. W niektórych profilach (Kapłonosy IG 1, Terebin IG 5) do karadoku sięga też najniższa część formacji wapieni z Kodeńca.

W osadach zaliczonych do najniższego karadoku, obejmującego nadbałtyckie piętro kukruse, oznaczalne szczątki makrofauny, poza charakterystycznymi dla tego piętra nagromadzeniami cystoidów z rodzaju *Echinosphaerites*, są nieliczne. Stwierdzono tu jedynie trylobity *Pterygometopus* oraz ramienionogi *Nicolella* sp., *N. cf. alliku* Oraspyld i *Leptaena* sp.

Znacznie bogatszy zespół fauny zidentyfikowano w wyższych ogniwach karadoku. W osadach zaliczonych do nierozdzielonych pięter idavere — johvi — keila poza graptolitami i trylobitami (fig. 5) stwierdzono liczne ramienionogi *Paterula* sp., *P. portlocki* (Geinitz), *Hisingerella* sp., *Lingula* sp., *Leptobolus* sp., *Platystrophia* sp., *Actinomena* sp. i *Sowerbyella* sp. oraz cystoidy *Echinosphaerites* sp. i *Helio-crinites* sp. Z trylobitów największą wagę dla korelacji stratygraficznych ma *Pandera parvula* (Holm) stwierdzona w dolnej części formacji margli Włodawki. Gatunek ten w osadach pięter idavere — johvi — keila znaleziony został na obszarze nadbałtyckich republik radzieckich (R.M. Miannil, 1966), w Szwecji (D.L. Bruton, 1968), jak również w polskiej części syneklizy perybałtyckiej i w obniżeniu podlaskim (Z. Modliński, 1973). Pośród graptolitów stwierdzonych w dolnej części formacji iłowców Udała oznaczono *Diplograptus cf. molestus* Thorslund dokumentujący piętro idavere.

W wyższej części karadoku odpowiadającej nadbałtyckim piętrům oandu — rakvere występuje najliczniejszy zespół fauny, w którym obecne są skamieniałości przewodnie. Poza graptolitami i trylobitami przedstawionymi na fig. 5, ze środkowej części formacji iłowców Udała, oznaczono: *Paterula bohemia* Barrande, *P. portlocki* (Geinitz), *Hisingerella* sp., *Orbiculoidea* sp., *Lingula* sp., *Pseudolingula* sp., *Oniella* sp., *Actinomena* sp., *Vellamo cf. praeemarginulata* Alichova, *Sowerbyella* sp., *Leptaena* sp., *Clitambon* sp., *Cyrtonotella* sp., *C. kuckersiana frechi* (Wysogórski), „*Orthoceras*” sp. i „*Conularia*” sp., a ze środkowej części formacji margli Włodawki — *Dalmanella wesenbergensis* (Wysogórski), *Nicollella oswaldi* (Buch), *Pseudolingula* sp. i *Sowerbyella* sp. Wśród wymienionych skamieniałości występuje szereg gatunków przewodnich jednoznacznie określających pozycję stratygraficzną osadów. Na podstawie graptolitów można wyznaczyć jeden poziom *Dicranograptus clingani*, który udokumentowuje takson wskaźnikowy *Dicranograptus clingani* Carruthers oraz gatunki *Amplexograptus vasae* Tullberg i *Climacograptus bicornis* Hall. Poziomowi temu odpowiadają dwa poziomy trylobitowe *Chasmops macrourus* i *Ch. wesenbergensis*, określone również przez występowanie taksonów wskaźnikowych. Na Lubelszczyźnie w obrębie pięter oandu — rakvere zostały stwierdzo-

ne identyczne poziomy biostratygraficzne jak w polskiej i radzieckiej części syneklizy perybałtyckiej (Z. Modliński, 1973).

Do górnego karadoku odpowiadającego nadbałtyckim piętróm nabala i vormsi zaliczono najwyższą część formacji iłowców Udala i formacji margli Włodawki, a w niektórych profilach (Kaplonosy IG 1, Terebin IG 5) ponadto przyspągowe części formacji wapieni z Kodeńca. W osadach tych występuje zespół trylobitów i graptolitów (fig. 5) oraz ramienionogów: *Dinorthis (Plesiomys) solaris* (Buch), *Platystrophia* sp., *Sowerbyella* sp., *Nicolella* sp., *Leptaena* sp., *Oniella* sp., *Lingula* sp. i *Pseudolingula* sp. Z przytoczonej fauny węższy zasięg stratygraficzny, ograniczony do górnego karadoku i dolnego aszgilu, mają jedynie trylobity *Iliaenus roemeri* Volborth, *Chasmops eichwaldi* Schmidt, graptolit *Climacograptus* cf. *angustus* Perner oraz ramienionog *Dinorthis (Plesiomys) solaris* (Buch).

#### ASZGIL

Cechą charakterystyczną osadów aszgilu Lubelszczyzny, podobnie jak i pozostałego obszaru platformowego Polski, jest prawie całkowity zanik graptolitów oraz obecność dość licznych trylobitów i ramienionogów.

Do aszgilu dolnego, odpowiadającego nadbałtyckiemu piętru pirlgu, zaliczono zasadniczą część formacji wapieni z Kodeńca. Wiek tych osadów udokumentowany jest obecnością zespołu trylobitów (fig. 5), w którym występują m.in. przewodnie gatunki *Panderia megalophthalma* Linnarsson i *Lonchodomas portlocki* (Barrande). Ważną wskazówką są również liczne szczątki z rodzaju *Tretaspis*, który w innych obszarach, np. w syneklizie perybałtyckiej (Z. Modliński, 1973) czy w Górach Świętokrzyskich (Z. Kielan, 1960), maksimum swego rozwoju osiąga właśnie w aszgilu dolnym. Poza wspomnianymi trylobitami zidentyfikowano ramienionogi z rodzajów *Anisopleurella*, *Sowerbyella*, *Dalmanella* i *Plocatrypa* (?).

Do aszgilu górnego zaliczono formację margli Tyśmienicy, której wiek jednoznacznie wyznaczają trylobity z gatunku *Mucronaspis mucronata* (Brongniart) oraz ramienionogi *Platymena*(?) *polonica* Temple, *Eostropheodonta* sp., *Leptaena* sp. i *Dalmanella* sp.

Zakład Geologii  
Regionalnej Obszarów Platformowych  
Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Nadesłano dnia 11 maja 1983 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W. (1968) – Ordowik rejonu Kętrzyna (NE Polska). Acta Geol. Pol., 18, p. 707–744, nr 4.
- BERGSTRÖM J. (1973) – Palaeoecologic aspects of an Ordovician *Tretaspis* fauna. Acta Geol. Pol., 23, p. 179–206, nr 2.
- BRUTON D.L. (1968) – The trilobite genus *Panderia* from the Ordovician of Scandinavia and the Baltic areas. Norsk Geol. Tidss., 48, p. 1–53, nr 1–2.
- KIELAN Z. (1960) – Upper Ordovician trilobites from Poland and related forms from Bohemia and Scandinavia. Palaeont. Pol., 11.

- LANGIER-KUŹNIAROWA A. (1974) — Ordowik. W: Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2 — Pokrywa osadowa. Pr. Inst. Geol., **74**, p. 48—60.
- LENDZION K., MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B. (1979) — Tremadok Lubelszczyzny. Kwart. Geol., **23**, p. 713—724, nr 4.
- MODLIŃSKI Z. (1970) — Ordowik. W: Przew. 42 Zjazdu Pol. Tow. Geol. 3—5 września Lublin, p. 139—140.
- MODLIŃSKI Z. (1973) — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. Pr. Inst. Geol., **72**.
- MODLIŃSKI Z. (1975) — Ordowik. W: Krowie Bagno IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., nr 25.
- MODLIŃSKI Z. (1982) — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol., **102**.
- MODLIŃSKI Z., POKORSKI J. (1969) — Stratygrafia ordowiku w wierceniu Jezioro Okrągłe 1. Kwart. Geol., **13**, p. 777—793, nr 4.
- MODLIŃSKI Z., TOPULOS T. (1974) — Wzorcowy profil geologiczno-geofizyczny ordowiku wschodniej części wyniesienia Łęby. Kwart. Geol., **18**, p. 257—265, nr 2.
- PODHALAŃSKA T. (1980) — Stratigraphy and facial development of Middle and Upper Ordovician deposits in the Łęba Elevation (NW Poland). Acta Geol. Pol., **30**, p. 327—390, nr 4.
- SZYMAŃSKI B. (1968) — Wapienie z oolitami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. Kwart. Geol., **12**, p. 1—13, nr 4.
- SZYMAŃSKI B. (1973) — Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. Pr. Inst. Geol., **69**.
- TOMCZYK H. (1962) — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Pr. Inst. Geol., **35**.
- TOMCZYKOWA E. (1962) — Ordowik. W: Budowa geologiczna Nizy Polskiego. Pr. Inst. Geol. (bez numeru).
- TOMCZYKOWA E. (1964) — Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. Kwart. Geol., **8**, p. 491—504, nr 3.
- ZNOSKO J. (1964) — Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika. Kwart. Geol., **8**, p. 60—72, nr 1.
- ZASADY POLSKIEJ KLASYFIKACJI, TERMINOLOGII I NOMENKLATURY STRATYGRAFICZNEJ (1975) — Instrukcje i metody badań geologicznych, z. 33. Inst. Geol. Warszawa.
- МЯННИЛЬ Р.М. (1966) — История развития Балтийского бассейна в ордовике. Валгус. Таллин.
- ПОМЯНОВСЬКА Г.М. (1972) — Волинське підняття. В: Стратиграфія УРСР, **3**, ч. 2 — Ордовик, стр. 159—169. Київ.

Здзіслав МОДЛИŃСКИ

## СТРАТИГРАФИЯ ПОСЛЕТРЕМАДОКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА НА ЛЮБЛИНЩИНЕ

### Резюме

Отложения ордовика на Люблинщине впервые были открыты в 1962 г. в скважине Каплонсы IG 1. С того времени они были вскрыты в 15 скважинах, а полученные данные позволили более широко познать био- и литостратиграфию этих пород.

В статье дается схема литостратиграфического расчленения пяти свит, служащих основными



элементами классификации. Эти свиты легко различимы в разрезе и по макронаблюдениям и по геофизическим данным. Ниже приводится подробная характеристика свит.

Свита известняков Угерки (фиг. 3, 4) представляет собой комплекс карбонатных пород, в нижнем интервале которого имеется пропласток конгломерата или брекчии, переходящей в глауконит. В пределах этой свиты можно выделить несколько литологических звеньев, которые в будущем возможно обретут значение формальных литостратиграфических единиц низшего порядка. Карбонатные отложения представлены поочередно: известняками и мергелистыми доломитами, биокластическими известняками с железистыми оолитами, а также биокластическими мергелистыми известняками. Свита залегает на среднем кембрии или тремадоке с эрозионным несогласием. В ее разрез входят отложения от нижнего аренига до самых низов карадока. Латеральная изменчивость свиты выражается в убыли биогенного и биокластического материала с востока на запад. Мощность свиты от 20 до 40 м, уменьшается на палеотектоническом поднятии Соколова Подляского. Стратотипом этой свиты является разрез скважины Бусувно ИГ 1, а гипостратотипом — разрез скважины Терebin ИГ 1.

Свита мергелей Влодавки (фиг. 2, 4) представлена серозелеными и серыми мергелями с пропластками известняков. Она залегает на свите известняков Угерки, а многочисленные брахиоподы и трилобиты позволяют отнести эти отложения к карадоку, включая прибалтийские ярусы от идавере до ворнси. Отложения данной свиты залегают только на СВ Люблинщины и в ЮЗ направлении замещаются свитой аргиллитов Удаля. Стратотипом свиты служит интервал разреза скважины Каплоносы ИГ 1, мощностью около 25 м.

Свита аргиллитов Удаля представлена пачкой темносерых и серозеленых аргиллитов (фиг. 3, 4), покоящихся на известняках Угерки. По заключенной в них фауне, главным образом по граптолитам, ее относят к карадоку. Гетерохронность ее границ выражается в том, что нижняя проходит, вероятно, внутри ярусов кукрузе и идавере, а верхняя — внутри яруса ворнси. Свита аргиллитов Удаля залегает на западе и юге Люблинщины, а мощность ее колеблется от 0 до 45 м, достигая максимальной величины в палеотектонической Хелмской впадине.

Стратотипом этой свиты служит разрез скважины. Бусувно ИГ 1, а гипостратотипом — разрез скважины Парчев ИГ 10.

Свита известняков Коденьца сложена известняками и мергелями разной окраски, для нее характерны пропластки кричневокрасного оттенка (фиг. 2—4). Эта свита перекрывает аргиллиты Удаля или покоится на мергелях Влодавки. В большинстве разрезов в ее состав входят отложения нижнего ашгиля, соответствующие прибалтийскому пиргускому ярусу. Латеральная изменчивость свиты выражается в изменчивости пропорций серых и коричневых пород разреза и в увеличении мергелистости разреза на СЗ площади. Мощность свиты колеблется от 3 до 10 м.

Стратотипом служит разрез скв. Каплоносы ИГ 1, а гипостратотипом — разрез скв. Бусувно ИГ 1.

Свита мергелей Тысьменицы представляет собой пачку серых и серозеленых мергелей с пропластками известняков (фиг. 2—4). Она залегает на известняках Коденьца и встречается только на западе и юге Люблинщины. Латеральная изменчивость литологии этой свиты невелика, а мощность колеблется от 0 до 25 м. Возраст свиты — верхний ашгилль.

Стратотипом служит разрез скв. Седлишка ИГ 1, а гипостратотипом — разрез скв. Лопенник ИГ 1.

Образцы кернов из стратотипных и гипостратотипных разрезов собраны в кернохранилище Геологического института в Холвне около Влодавы, кроме кернов из скв. Лопенник ИГ 1, которые находятся в кернохранилище Ивична, около Варшавы.

Важнейшим элементом биостратиграфического расчленения пород является граптолитовая и трилобитовая фауна (фиг. 5).

Отложения нижнего и верхнего аренига определяются в частности по трилобитам *Symphysurus angustatus* (Sars et Boeck), *S. dorsatus* Poulsen, *S. palpebrosus* (Dalman). Планвири на всей Люблинской территории не означаются по единой фауне, слабо означаемы фауной также отложения лландейля и самых низов карадока, соответствующие ярусу кукрузе с тем, что в лландейле при-

существует руководящая фауна *Glyptograptus teretiusculus* Hisinger. Высшая часть разреза карадока хорошо определяется по фауне. В отложениях нерасчлененных ярусов идавере—йыхви—кеили отмечены в частности *Panderia parvula* (Holm). Самая обильная фауна принадлежит ярусам оанду—раквере, в которых отмечен грантолитовый горизонт *Dicranograptus clingani* а также, соответствующие ему два трилобитовых горизонта *Chasmops macrourus* и *Ch. wesenbergensis*. Самый верхний карадок того же возраста, что и ярусы набала—вормси содержит меньше фауны, важнейшими представителями которой являются: *Chasmops eichwaldi* Schmidt, *Iliaenus roemeri* Volborth, *Climacograptus cf. angustus* Perner. В нижнем ашгилле руководящими трилобитами являются *Panderia megalophtalma* Linnarsson, *Lonchodomas portlocki* (Barrande), а верхний ашгилль безусловно озаначается по *Mucronaspis mucronata* (Brongniart).

Zdzisław MODLIŃSKI

## STRATIGRAPHY OF POST-TREMADOCIAN ORDOVICIAN ROCKS IN THE LUBLIN REGION

### Summary

In the Lublin region, Ordovician rocks have been encountered for the first time in the borehole column Kaplonosy IG 1 in 1962. Up to the present they have been recorded in 15 borehole columns and the gathered data markedly contributed to the knowledge of their bio- and lithostratigraphy.

The paper presents lithostratigraphic subdivision of the strata into 5 formations which are the basic classification units here. The units may be easily identified on the basis of macroscopic observations and analysis of well logs. Their brief characteristics are as follows:

**Uherka Limestone Formation** (Figs. 3, 4) is a complex of carbonate rocks with a basal layer of conglomerate or breccia, passing upwards into glauconitite. Within rocks of that formation it is possible to differentiate a number of lithological members which will presumably be recognized as formal lithostratigraphic units of lower rank. Carbonate rocks are represented by (from the base upwards): marly limestones and dolomites, organodetrital limestones with ferruginous ooids and organodetrital and marly limestones. The formation rests on either Middle Cambrian or Tremadocian with erosional unconformity and it comprises strata ranging in age from the Lower Arenigian to Caradocian. Its lateral variability is connected with decrease in share of biogenic material and bioclasts from the east westwards. Thickness of the strata ranges from 20 to 40 m, decreasing in the area of the Sokółów Podlaski paleotectonic elevation.

The stratotype section of this formation comes from the borehole column Busówno IG 1, and the hypostratotype — from the borehole column Terebin IG 5.

**Włodawka Marl Formation** (Figs. 2, 4) is represented by gray-green and gray marls with limestone intercalations. It occurs in the Uherka Limestone Formation and the recorded rich fauna of brachiopods and trilobites made possible dating its rocks at the Caradocian — Peribaltic stages from the Idavere to Vormsi. The formation occurs in NE part of the Lublin region only, passing into the Udal Claystone Formation to SW.

The interval of the borehole column Kaplonosy IG 1, in which the formation is about 25 m thick, is its stratotype.

**Udal Claystone Formation** is a packet of dark-gray and gray-green claystones (Figs. 3, 4), resting on the Uherka Limestone Formation. The rocks are dated at the Caradocian on the basis of the recorded fauna, mainly graptolites. Boundaries of this formation seem heterochronous: lower

boundary presumably passes within the Kukruse and Idavare stages, and the upper— within the Vormsi stage. The formation is known from western and southern parts of the Lublin region. Its thickness is varying from 0 to 45 m, being the greatest in the Chelm paleotectonic depression.

The stratotype section of this formation comes from the borehole column Busówno IG 1, and the hypostratotype — from the borehole column Parczew IG 1.

K o d e n i e c L i m e s t o n e F o r m a t i o n is represented by limestones and marls varying in colour and it is characterized by the presence of brown-red intercalations (Figs. 2–4). It rests on either the Udal Claystone Formation or Włodawka Marl Formation. In the majority of sections, it comprises Lower Ashgillian rocks, corresponding to the Peribaltic Pirgu stage only. Its lateral variability is connected with varying relations of gray and brown-red coloured rocks and increase in share of marly rocks in NW part of the studied area. The thickness ranges from 3 to 10 m.

The stratotype section of this formation comes from the borehole column Kaplonosy IG 1, and the hypostratotype — from the borehole column Busówno IG 1.

T y ś m i e n i c a M a r l F o r m a t i o n comprises a packet of gray and gray-green marls with limestone intercalations (Figs. 2–4). It rests on the Kodeniec Limestone Formation and its distribution appears limited to western and southern parts of the Lublin region. Lateral variability in its lithology is rather small whereas thickness is varying from 0 to 25 m. The rocks are dated at the Upper Ashgillian.

The stratotype section comes from the borehole column Siedliska IG 1, and the hypostratotype — from the borehole column Łopiennik IG 1.

Core samples from the stratotype and hypostratotype sections are housed in the Core Repository at Hołowno near Włodawa, except for those from the borehole Łopiennik IG 1, housed in the Repository at Iwiczna near Warsaw.

The fauna of graptolites and trilobites is of utmost importance for biostratigraphic subdivision of the rocks (Fig. 5). Rocks of the Lower and Upper Arenigian are dated on the basis of trilobites *Symphysurus anguststus* (Sars et Boeck), *S. dorsatus* Poulsen and *S. palpebrosus* (Dalman) and other fossils. The faunistic record for the Llandvirnian cannot be treated as unequivocal throughout the Lublin region. That for the Llandeilian and Lower Caradocian (corresponding to the Kukruse stage) is also poor but it should be noted that the guide species *Glyptograptus teretiusculus* Hisinger is known from the former. The faunistic record may be regarded as good in the case of upper part of the Caradocian. In strata of unsubdivided Idavere-Johvi-Keila stages there have been found some taxa including *Panderia parvula* (Holm). The richest faunistic assemblage is known from strata of the Oandu-Rakvere stage, in which there were differentiated graptolite *Dicranograptus clingani* zone and two corresponding trilobite zones: *Chasmops macrourus* and *Ch. wesenbergensis*. The uppermost Caradocian, corresponding to the Nabala-Vormsi stage, has somewhat poorer faunistic record. More important taxa of those found in these strata include *Chasmops eichwaldi* Schmidt, *Iliaenus roemeri* Volborth and *Climacograptus* cf. *angustus* Perner. In the Lower Ashgillian, there were found guide trilobite species, including *Panderia megalophthalma* Linnarsson and *Lonchodomas portlocki* (Barrande), and the presence of the Upper Ashgillian is unequivocally shown by the record of *Mucronaspis mucronata* (Brongniart).

