

Skąły silikoklastyczne górnego arenigu (volkhov) z otworu wiertniczego B5–1/01 (N Polska)

Jerzy Domżański*, Zdzisław Modliński**, Jędrzej Pokorski**, Bronisław Szymański**

The silicoclastic rocks of the Upper Arenig (Volkhovian) from offshore bore-hole B5–1/01 (N Poland). *Prz. Geol.*, 52: 151–159.

S u m m a r y. Two silicoclastic beds separated by the 0.75 m thick bed of marly limestone were discovered inside the upper portion of the section of Pieszkowo Red Limestone Formation in the offshore B5–1/01 borehole (Fig. 1). The lower bed (0.2 m thick) consists of brownish-grey limy sandstones with intraclasts. The upper one (0.25 m thick) is represented by light grey quartz sandstones and limy quartz sandstones with glauconite. The beds under study belong to the *Megistaspis limbata* Trilobite Zone (Late Arenig) and can be the equivalent of quartz sandstones in the carbonate Kriukai Formation in western Latvia (Figs 2, 3). The Latvian sandstones are known as "Volkhov collector" and considered a potential hydrocarbon reservoir (Todorovskaya et al., 1976; Laškov & Vosilus, 1987).

Key words: Ordovician, stratigraphy, palaeogeography, lithostratigraphy, lithology, petrography, sandstones, mudstones, limestones, Baltic Depression, Northern Poland

W 2001 r. Przedsiębiorstwo Poszukiwań i Eksploatacji Złóż Ropy i Gazu „Petrobaltic” z Gdańska (PPiEZRiG „Petrobaltic”) ukończyło głębienie kolejnego otworu badawczo-poszukiwawczego B5–1/01, który osiągnął głębokość 2288,0 m, nawiercając skały krystaliczne prote-rozoiku (Domżański i in., 2002). Otwór został zaprojektowany przez zespół geologów i geofizyków firmy „Petrobaltic”. Jest on zlokalizowany na strukturze o symbolu B5 położonej w NE części polskiej strefy ekonomicznej Morza Bałtyckiego i oddalony o ok. 100 km na północ od Gdańska oraz o 45 km na wschód od eksploatowanego złoża ropy naftowej B3.

Zgeneralizowany profil geologiczny pokrywy osadowej otworu wiertniczego B5–1/01 przedstawia się następująco (Domżański i in., 2002). Część górną sekwencji tworzą osady czwartorzędu (głęb. 115,0–123,0 m; 8,0 m) i dewonu (głęb. 123,0–617,0 m; 494,0 m); dolną — syluru (głęb. 617,0–1861,0 m; 1244,0 m), ordowiku (głęb. 1861,0–1951,0 m; 90,0 m), kambru środkowego i dolnego (głęb. 1951,0–2258,0 m; 307,0 m) oraz wendu górnego? (głęb. 2258,0–2263,0 m; 5,0 m).

Zapis stratygraficzny serii ordowickiej profilu zawiera odpowiedniki wiekowe czterech standardowych oddziałów systemu: arenigu (billingen–volkhov), lanwirnu *sensu* Fortey i in. (1995), karadoku i aszgilu. Ich sekwencja skalna ułożona jest niezgodnie sedymentacyjnie na kompleksie silikoklastyków kambru środkowego (fm. dębowska *sensu* Bednarczyk & Turnau-Morawska, 1975), a przykryta w stropie ciemnoszarymi bitumicznymi osadami ilastymi syluru dolnego (landower). Część górną i środkową serii ordowickiej w przedziale głębokości 1861,0–1925,0 m (64,0 m) przewiercono bezrdzeniowo; dolną w interwale 1925,00–1950,11 m (25,11 m) — z ciągłym poborem próbek rdzeniowych przy 100% uzysku rdzenia. Sumaryczna niepełna miąższość serii osadów ordowiku według danych pomiarów geofizyki otworowej wynosi ok. 90,0 m.

W odcinku przystropowym sekwencji węglanowej niższego ordowiku otworu B5–1/01 (głęb. 1927,0–1942,5 m) stwierdzono występowanie cienkich przewarstwień skał silikoklastycznych — piaskowców kwarcowych i mułowców (ryc. 1). Ich pojawienie się w obrębie górnorendzkiej serii węglanowej strefy konfacji centralno-bałtycko-skandynawskiej *sensu* V. Jaanusson (1976) jest zjawiskiem wyjątkowym i dotychczas nie notowanym w profilach zlokalizowanych zarówno w lądowej, jak i morskiej części polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego (Modliński & Szymański, 1997). Z obszarów sąsiednich górnorendzkie skały silikoklastyczne w takim usytuowaniu poznano wcześniej jedynie w kilku lądowych profilach wiertniczych z terenu zachodniej Łotwy (Todorovskaja i in., 1976), gdzie zostały wyróżnione jako tzw. „kolektor volkhovski” typu porowego i uznane za poziom perspektywiczny dla akumulacji węglowodorów. W ostatnich latach piaskowce te budziły zainteresowanie nie tylko jako potencjalny poziom zbiornikowy dla koncentracji węglowodorów (*Offshore Latvia*, 2001), ale przede wszystkim z uwagi na zagadkową genezę i wyjątkowość ich współwystępowania ze skałami węglanowymi w profilu niższego ordowiku (Ainsaar i in., 2002).

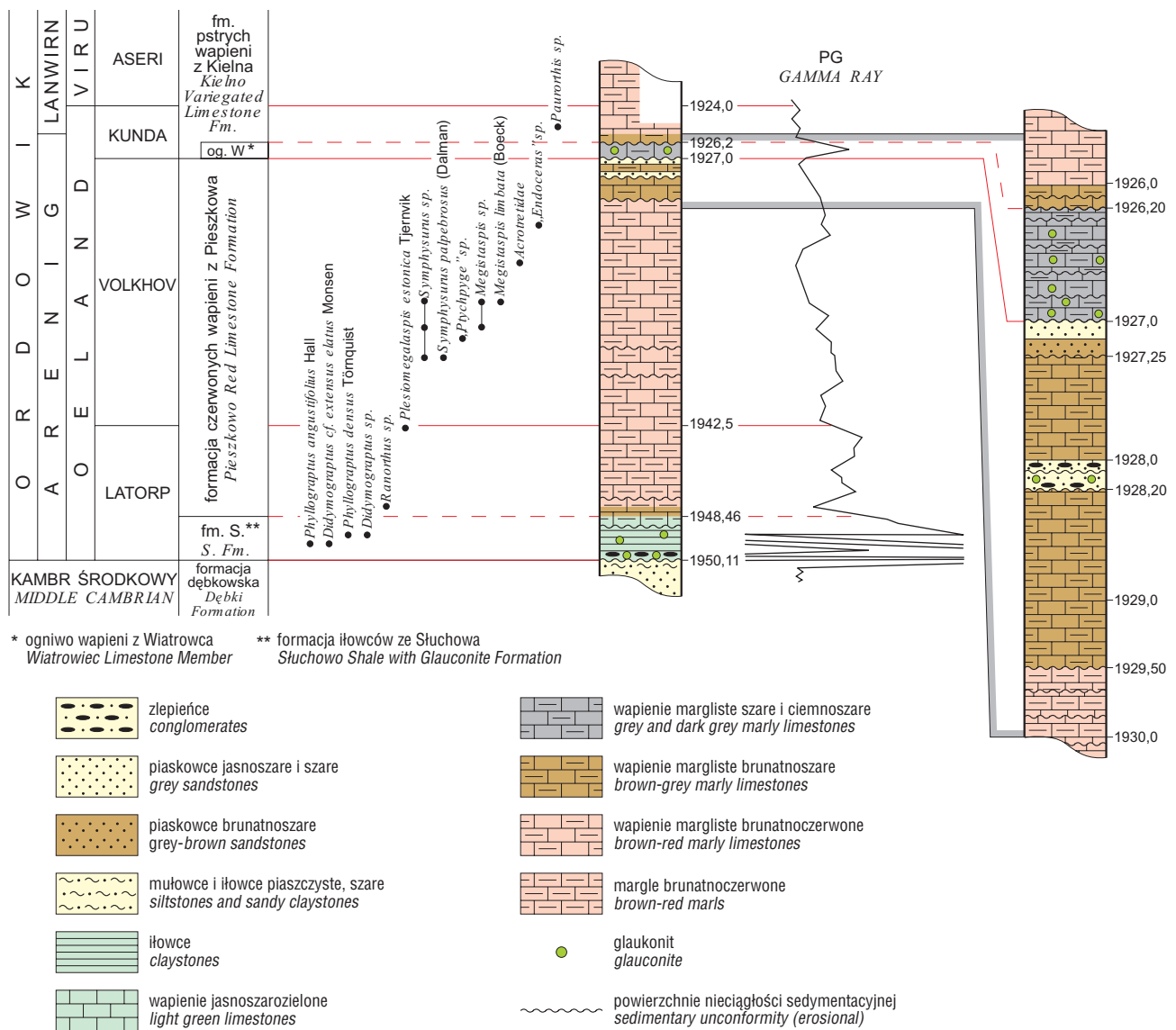
Stratygrafia i litologia arenigu w otworze wiertniczym B5–1/01

Zapis depozycyjny arenigu w profilu B5–1/01 składa się z dwudzielnej litologicznie sekwencji skalnej o charakterze transgresywno-regresywnym (ryc. 1), której część dolną budują osady silikoklastyczne (głęb. 1948,46–1950,11 m), górną — osady węglanowe z grupy kalcysilikoklastyków (głęb. 1926,20–1948,46 m). Ich datowana paleontologicznie pozycja stratygraficzna odpowiada: pierwszych — wiekowym ekwiwalentom części dolnej regionalnego piętra bałtyckiego billingen; drugich — regionalnym podpiętrzem podziału bałtyckiego kolejno górny billingen, volkhov i kunda (Tjernvik, 1956; Männil, 1966; Jaanusson, 1960, 1982, 1984).

Zespół arenidzkich skał klastyczno-węglanowych jest ułożony niezgodnie na nierównej rozmytej powierzchni kompleksu silikoklastyków kambru środkowego (Domżański i in., 2002), reprezentujących osady formacji dębowskiej (K. Jaworowski, inf. ustna). Serie skalne kambru i ordowiku rozdziela tu znacznych rozmiarów hiatus straty-

*Przedsiębiorstwo Poszukiwań i Eksploatacji Złóż Ropy i Gazu „Petrobaltic” Sp. z o.o., ul. Stary Dwór 9, 80-758 Gdańsk; petrobaltic@com.pl

**Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; zmod@pgi.waw.pl; jpok@pgi.waw.pl; bszy@pgi.waw.pl;



Ryc. 1. Profil litologiczno-stratygraficzny dolnej części ordowiku w otworze wiertniczym B5-1/01
Fig. 1. Lower part the Ordovician section in the borehole B5-1/01 — stratigraphy and lithology

graficzny, który wyraża się brakiem osadów najwyższej części kambru środkowego, kambru górnego, tremadoku oraz niższej części arenigu dolnego (hunneberg) (ryc. 1). Zasięg hiatusu został zdeterminowany czynnikami natury wtórnej i stanowi rezultat superpozycji efektów dwu różnowiekowych epizodów emersji i subarealnej erozji: starszego — z szeroko rozumianego pogranicza kambry/tremadok i młodszego — z przełomu tremadok/arenig.

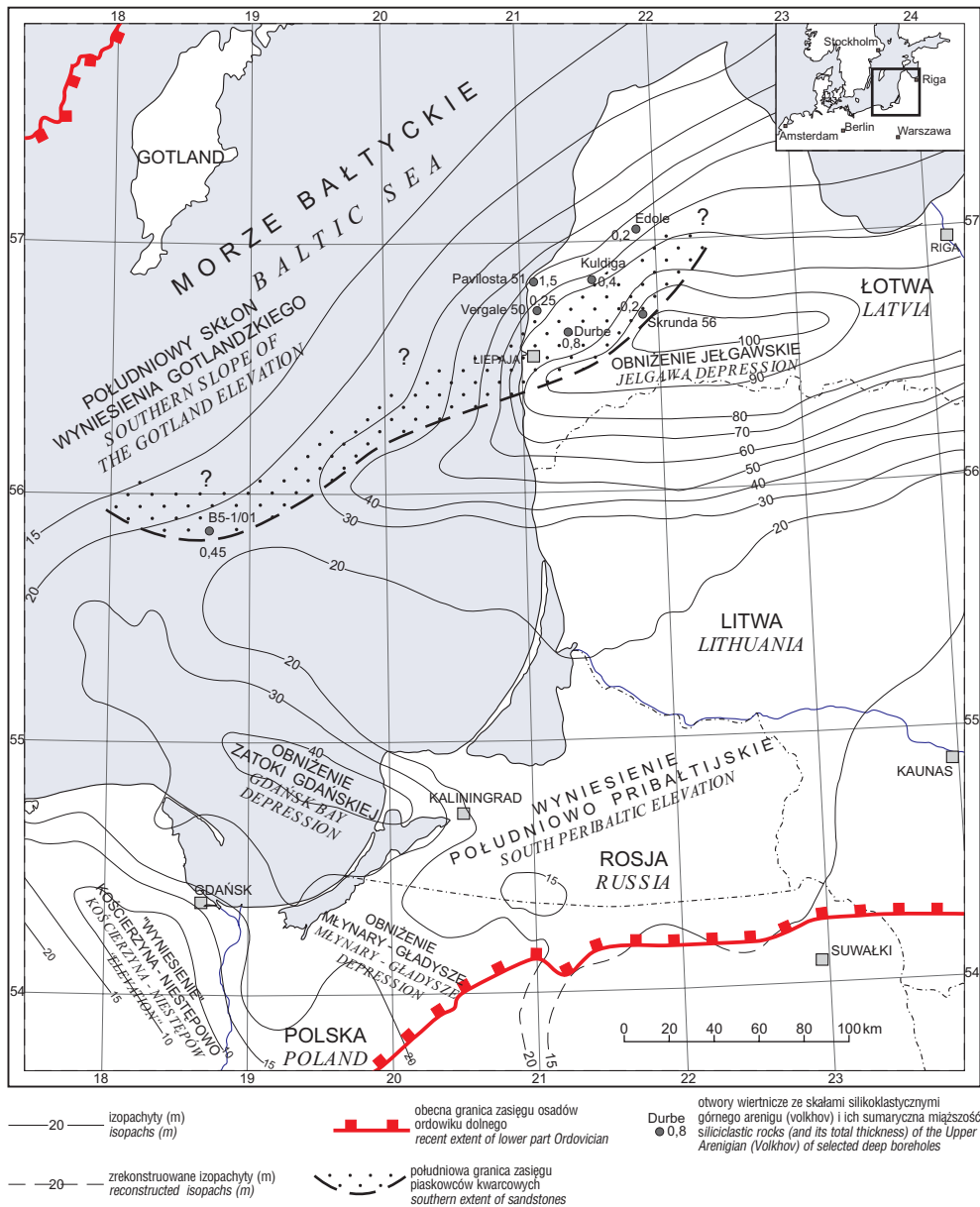
Zestawiony na podstawie obserwacji makroskopowych skalnego materiału rdzeniowego i badań mikroskopowych płytek cienkich profil litologiczny arenigu w otworze wiertniczym B5-1/01 przedstawia się najogólniej biorąc następująco.

Człon bazalny serii ordowickiej tworzą osady formacji iłowców z glaukonitem ze Słuchowa (Modliński & Szymański, 1997), których treść skalna składa się z cienkiej warstwy transgresywnego zlepieńca podstawowego o miąższości około 6 cm oraz nadległej serii ciemnoszarych i szarzielonkawych iłowców z glaukonitem. Jako epizodyczne przewarstwienia wśród iłowców z glaukonitem występują cienkie nieregularne wkładki i przerosty szar-

rych i szarzielonkawych kalcyparytów z nielicznymi ziarnami szkieletowymi pochodzenia biogenicznego.

Jakościowy charakter komponentów litologicznych sekwencji odpowiada: zlepieńców podstawowych — skondensowanym osadom transgresywnym powstałym w środowisku płytkowodnym strefy przybrzeżnej w zasięgu normalnej podstawy falowania; iłowców z glaukonitem — osadom strefy proksymalnej otwartego szelfu lub laguny platformowej, zdeponowanym poniżej sztormowej podstawy falowania. Spągowa powierzchnia erozyjna sekwencji jest zapisem osadowym erozji strefy brzegowej zbiornika, natomiast przykrywające ją skondensowane zlepieńce dokumentują moment retrogradacji linii brzegowej.

W iłowcach zidentyfikowano następujące formy istotnych dla biochronologii graptolitów: *Phyllograptus densus* Törnquist, *P. angustifolius* Hall, *Didymograptus* sp. i *D. extensus elatus* Monsen. Ich spektrum datuje jednoznacznie obecność wiekowych ekwiwalentów regionalnego poziomu *Phyllograptus densus*, wyróżnianego w obrębie wyższej części bałtyckiego podpiętra (piętra ?) billingen



Ryc. 2. Szkic paleotektoniczny varangu-kunda centralnej części obniżenia bałtyckiego (według Modliński i in., 1999)

Fig. 2. Paleotectonic sketch the Varangu-Kunda of central part the Baltic Depression (after Modliński et al., 1999)

(Tjernvik, 1956; Männil, 1966; Jaanusson, 1960, 1982, 1984).

Wyżej w profilu występują osady formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa (głęb. 1927,00–1948,46 m). Są to głównie gruzłowe wapienie margliste i margle o charakterze wakstonów bioklastycznych (trylobitowo-ramienionogowych), brunatnoczerwone (głęb. 1929,5–1948,46 m) i brunatnoszare (głęb. 1927,12–1929,5 m), partiami z licznymi, nierównymi śród- i międzywarstwowymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych o genezie subakwalnej*.

* Ich występowanie skłania do przyjęcia poglądu, iż epikontynentalna sedymentacja materiału kalcsilikoklastycznego była w tym czasie wielokrotnie przerywana przez mniej lub bardziej krótkotrwałe epizody niedepozycji

Jakościowy i ilościowy skład wapieni marglistych i margli nie wykazuje w profilu istotnych różnic. Zasadniczym ich komponentem jest mikrytowo-ilaste i mikrytowo-tło skalne z zmienną zawartością bezładnie rozsianego femikrytu. Ziarnowy człon skał tworzą ziarna szkieletowe, glaukonit, nieliczne blaszki hydromik oraz drobne intraklasty wapieni marglistych i margli. Zawartość ziarnowego materiału biogenicznego jest zmienna i waha się od 20 do 40% obj. skały. Struktura skał jest nierównozarnista, pelitowo-aleurytowa, tekstura — bezładna lub partiami niewyraźnie kierunkowo uporządkowana (ryc. 1, 4).

Zespół brunatnoszarych wapieni marglistych i margli górnej części sekwencji zawiera dwie wkładki osadów silikoklastycznych rozdzielone pakietem wapieni marglistych o miąższości około 0,75 m (ryc. 4). Są one wykształcone następująco: dolna (głęb. 1928,0–1928,20 m) — jako szare wapniste piaskowce kwarcowe z intarklastami; górna — jako jasnoszare i brunatnoszare piaskowce kwarcowe i piaskowce kwarcowe z glaukonitem (głęb. 1927,0–1927,25 m).

Spągowe powierzchnie obu wkładek są nierówne, ostre i wyraźne o charakterze erozyjnym. Ich miąższość mierzona na rdzeniu wiertniczym wynosi odpowiednio: pierwszej — 0,20 m; drugiej — 0,25 m (ryc. 1).

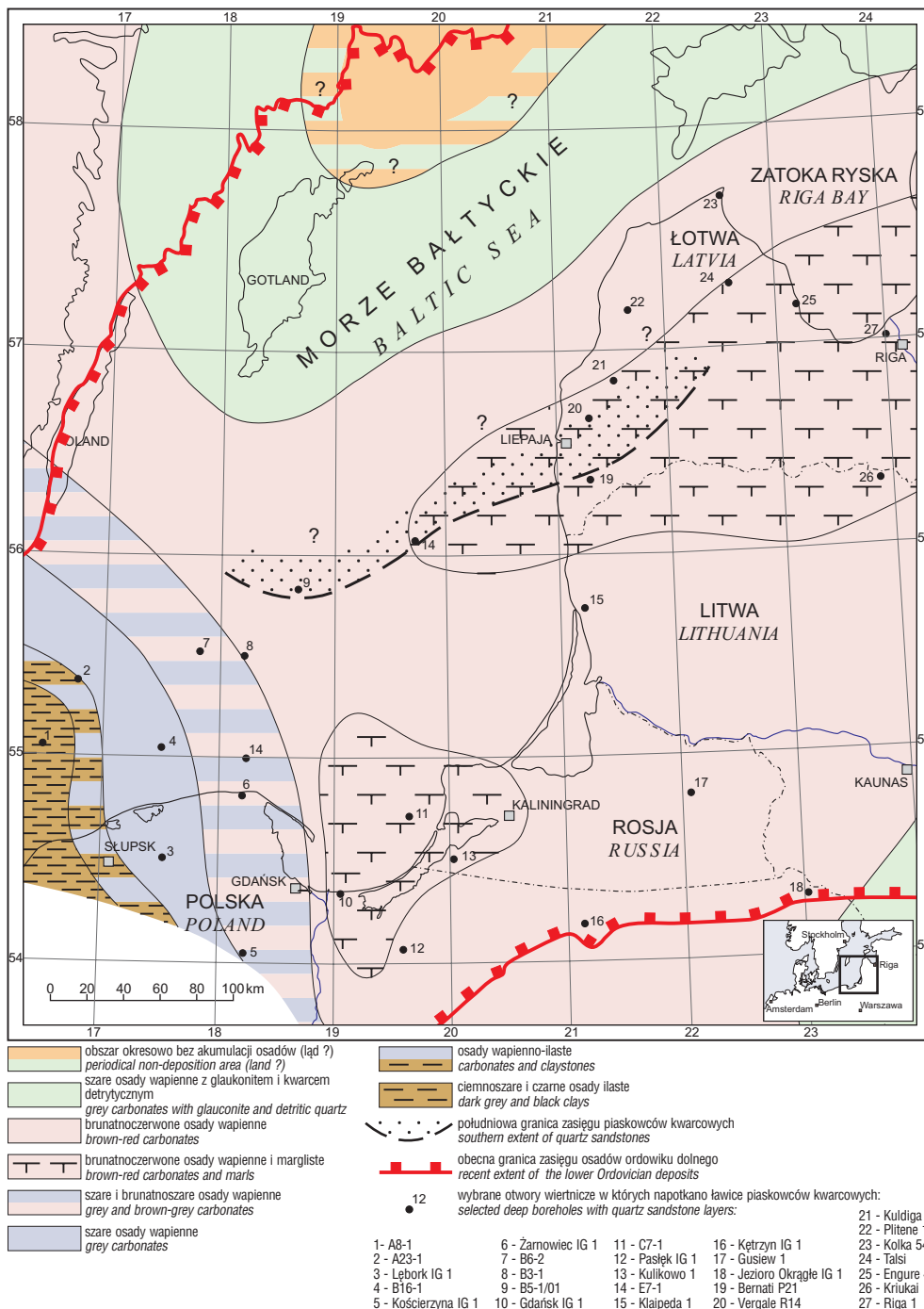
Jakościowy skład teksturalny piaskowców odpowiada: pierwszych — skałom typu arenitów kwarcowych i skałom przejściowym od arenitów do wak (ryc. 5–7, 9); drugich — skałom typu arenitów kwarcowych (ryc. 6, 7). Ziarnowy szkielet skał budują monokrystaliczne ziarna detrytycznego kwarcu (60–65% obj.), glaukonit (1,5% obj.), nieliczne bioklasty (0,5–2,0% obj.), drobne blaszki hydrołytyczków (0,5% obj.) oraz pojedyncze drobne intraklasty (1,0% obj.) i nieliczne minerały ciężkie (cyrkon, amfibol). Zdecydowanie przeważa materiał dobrze lub częściowo obtoczony. Ziarnowy materiał kwarcowy jest słabo wysortowany lub niewysortowany, czasem reprezentowany w równych, w przybliżeniu, proporcjach w składzie wszystkich prze-

działów klasowych wielkości ziarn: od frakcji mułowej po okruchy o rozmiarach do 2,1 mm. Średnia wielkość najczęstszych ziarn kwarcu (d_{mf}) w piaskowcach średnioziarnistych wynosi 0,26 mm, w drobnoziarnistych 0,09 mm; maksymalna (d_{max}) odpowiednio — 0,6 mm i 0,2 mm. Spoiwo jest typu cementu właściwego — węglanowe lub węglanowo-ilaste o charakterze wypełniającym, miejscami — bazalnym. Struktura skał jest nierównozbiorna: — psamitowa średnio- i drobnoziarnista lub partiami psamitowo-aleurytowa; tekstura — albo bezładna, albo partiami płasko laminowana (ryc. 6).

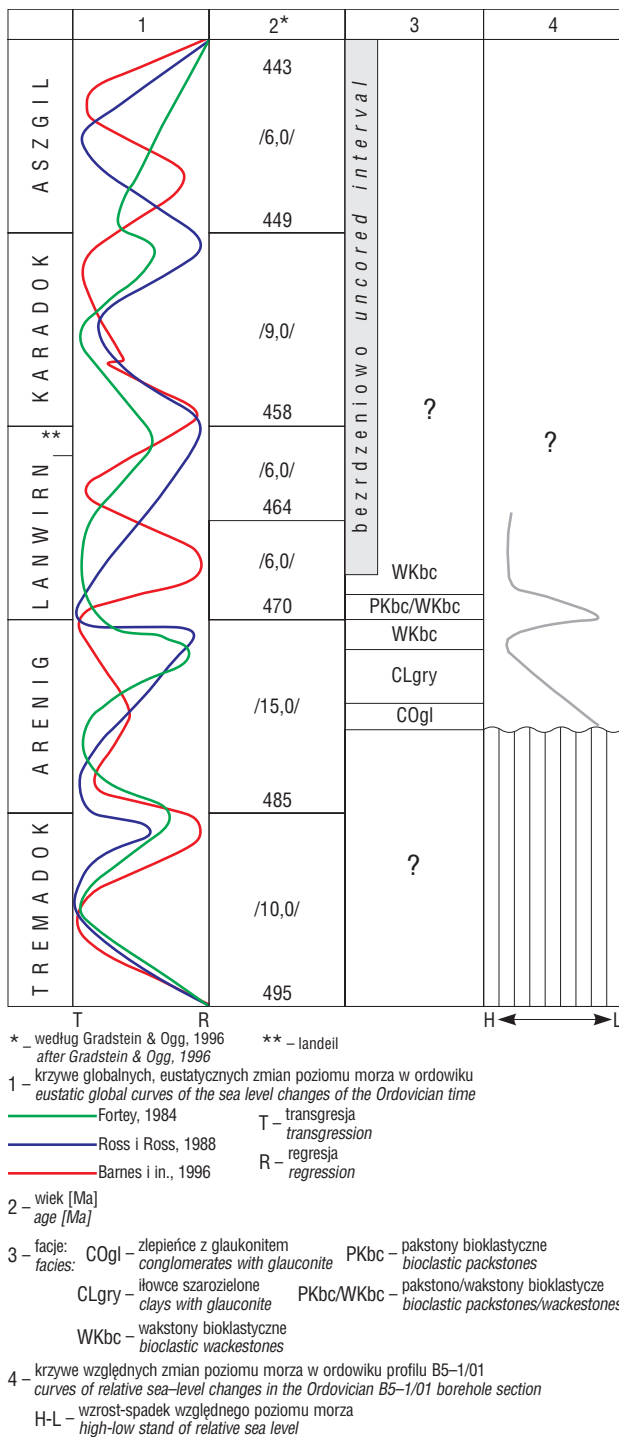
Jakościowy charakter i skład litologiczny, cechy sedymentologiczne, wreszcie architektura depozycyjna osadów jednostki czerwonych wapieni z Pieszkowa wskazują, iż reprezentują one osady powstałe w środowiskach proksymalnej (płytszej) części platformy węglanowej lub na pograniczu głębszej (dystalnej) i płytszej (proksymalnej) części rampy węglanowej. Jednostki warstwowania silikoklastyków towarzyszące węglanom można natomiast sklasyfikować jako osad zdeponowany w okresach wzmoczonej dostawy klastycznego materiału piaszczysto-mułowego, poprzedzonych epizodami niedepozycji węglanowej.

Zaszeregowanie stratygraficzne serii osadów wapienno-marglistych z wkładkami silikoklastyków umożliwia napotkanie w przedziale głębokości 1933,5–1942,7 m szczątki przewodnich trylobitów. W osadach przystropowego odcinka dolnej części serii (głęb. 1942,7 m) stwierdzono występowanie okazów *Plesiomegalaspis estonica* Tjernvik, taksonu wskaźnikowego dla poziomu biostratygraficznego wyróżnianego w najwyższej części podpiętra billingen. Z osadów części środkowej, poniżej poziomów silikoklastycznych (głęb. 1933,5–1939,5 m), zidentyfikowano natomiast m.in. *Megistaspis limbata* (Boeck) i *Symphysurus palpebrosus* (Dalman). Z dwu tych taksonów pierwszy wyznacza na obszarze bałtyckim regionalny poziom biostratygraficzny w wyższej części volkhovu (np. Männil, 1966; Jaanusson, 1982), natomiast drugi — występuje powszechnie w osadach najwyższego volkhovu i dolnej części podpiętra kunda (Modliński, 1973).

W stropie skały formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa są wyraźnie rozmyte i przykryte osadami formacji pstrych wapieni z Kielna (Modliński & Szymański, 1997), rozpoczynającymi się ogniwem wapienia z Wiatrowca (głęb. 1927,00–1926,20 m). Jednostka ta jest wykształcona jako związane wapienie margli-



Ryc. 3. Mapa litofacji arenigu górnego (volkhov) centralnej części obniżenia bałtyckiego (według Männil, 1966; Thorslund & Axberg, 1979; Tjernvik & Johansson, 1979; Modliński, 1982; Laškovas, 2000)
Fig. 3. Lithofacies of the Upper Arenigian (Volkhov) in the central part of the Baltic Depression (after Männil, 1966; Thorslund & Axberg, 1979; Tjernvik & Johansson, 1979; Modliński, 1982; Laškovas, 2000)



Ryc. 4. Krzywe względných zmian poziomu morza w ordowiku profilu B5-1/01 na tle globalnych wydarzeń eustatycznych
Fig. 4. Comparison of the global eustatic Ordovician events and the relative sea-level changes in the B5-1/01 borehole section

ste z rozproszonymi ziarnami glaukonitu, ciemnoszare i szare, miejscami spirytyzowane z licznymi nierównymi powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnych o genezie subakwalnej (ryc. 8). Są to głównie pakstony i pakstono-wakstony bioklastyczne (trylobitowo-ramienionogowe) o zmiennej zawartości ziarnowego materiału biogenicznego, tworzące całą gamę wzajemnych stopnio-

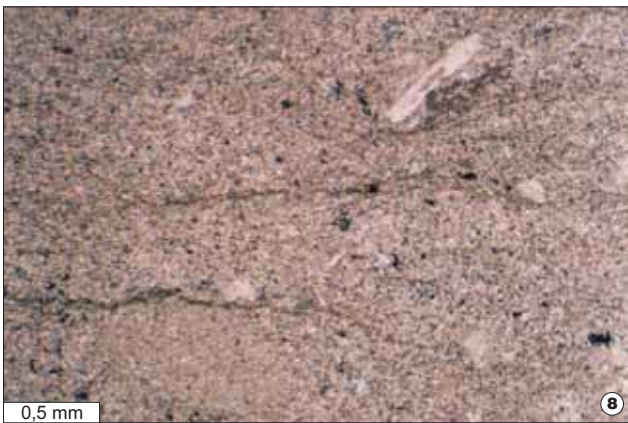
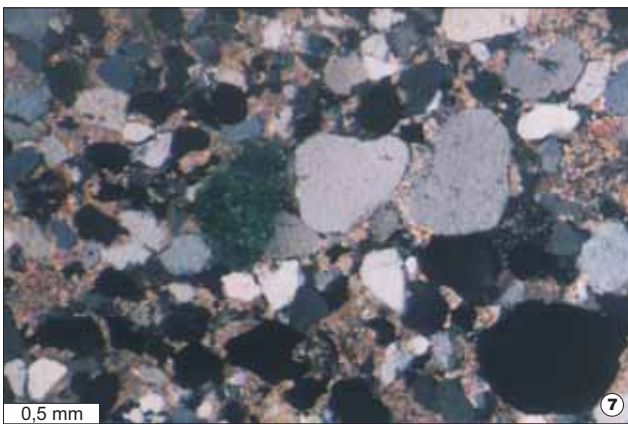
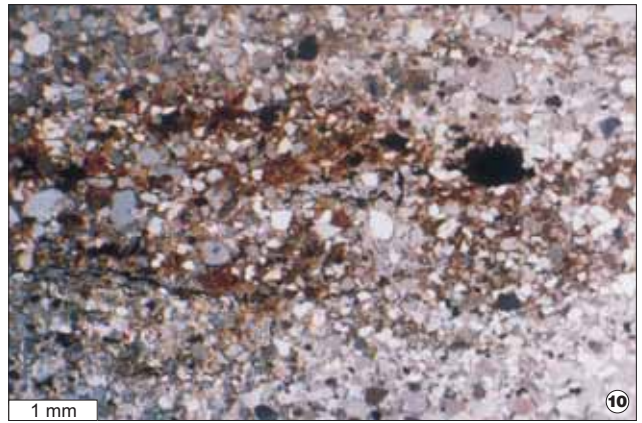
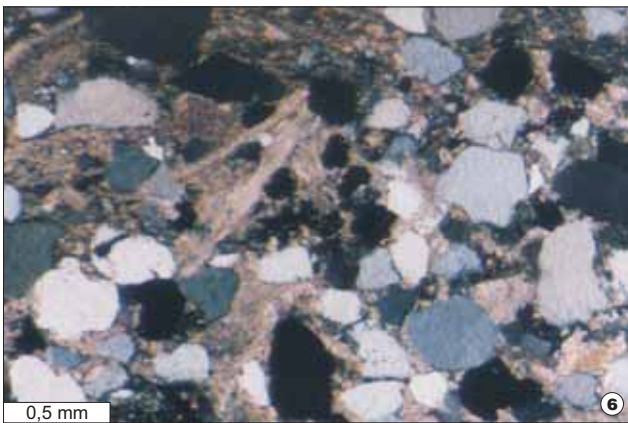
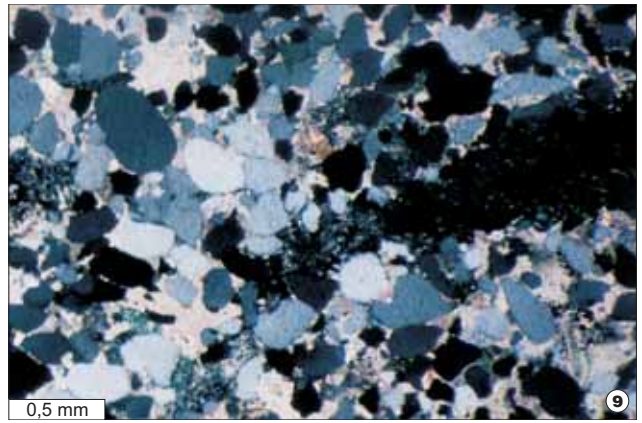
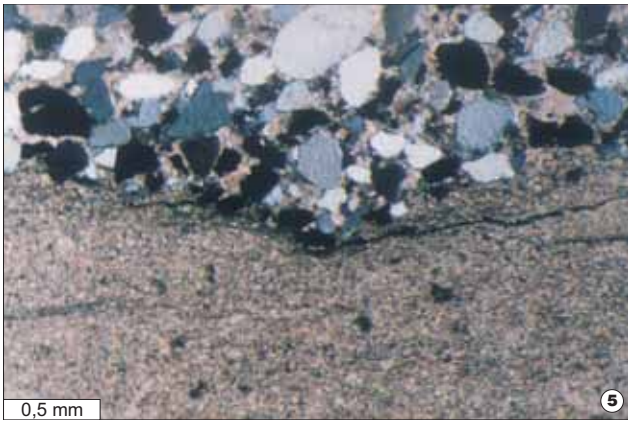
wych przejść od odmian bardziej ziarnistych do odmian mikrytowo-ilastych o rozproszonym (luźnym) szkielecie ziarnowym (pakstony-wakstony). Ich uziarnienie odpowiada w większości kalkarenitom — głównie średnio- i różnoziarnistym, rzadziej drobnoziarnistym, podrzędnie kalkacsilytom (*sensu* Chilingar i in., 1967). Skały te zbudowane są z trzech podstawowych komponentów teksturalnych o różnej genezie, które wymieszane występują w zmiennych proporcjach ilościowych. Są to: ziarnowy materiał szkieletowy (40–60% obj.) i nieszkieletowy (2,0–5,0% obj.), materiał terygeniczny i minerały neogeniczne (1,0–5,0% obj.) oraz spoiwo mieszane — mikrytowe i mikrytowo-ilaste (40–50% obj.). Ziarnowy materiał biogeniczny składa się głównie ze szczątków trylobitów, ramienionogów zawiasowych i bezzawiasowych oraz szkarłupni. Z innych grup fauny w ilościach podrzędnych są reprezentowane szczątki mszywiolów, głowonogów?, małżoraczków, graptolitów, wyjątkowo — spikule gąbek i organizmów o niesprecyzowanej przynależności systematycznej (*indeterminata*). Struktura pakstonych i pakstono-wakstonych jest nierównoziarnista — psamitowa lub psamitowo-aleurytowa, tekstura — bądź bezładna, bądź partiami niewyraźnie kierunkowo uporządkowana. Spoiwo skał jest mikrytowo-ilaste (illit/chloryt) lub mikrytowe o charakterze wypełniającym lub typu tła skalnego.

Jakościowy skład litologiczny osadów jednostki wapienia z Wiatrowca, ich cechy teksturalne i spektrum struktur sedimentacyjnych oraz geometria depozycyjna wskazują, iż reprezentują one osady płytszej, tj. proksymalnej części platformy węglanowej lub strefy przejścia górnej i dolnej rampy węglanowej, powstałe w środowiskach pozostających bądź okresowo, bądź trwale w zasięgu sztormowej podstawy falowania. Jest to przy tym osad skondensowany leżący na powierzchni erozyjnej (*erosion soled condensed deposit*) o zasięgu regionalnym.

W szarych wapieniach marglistych analizowanego profilu nie napotkano szczątków przewodniej makrofauny. Ich pozycja stratygraficzna nie budzi jednak większych wątpliwości i została ustalona na podstawie przesłanek pośrednich, głównie korelacji z równowiekowymi ich odpowiednikami datowanymi paleontologicznie w licznych profilach lądowych i morskich polskiego fragmentu obniżenia bałtyckiego (Modliński & Szymański, 1997).

Jednostka wapienia z Wiatrowca stanowi bardzo charakterystyczną i kontrastowo wyróżniającą się szarą warstwę w obrębie brunatnowisniowej sekwencji niższego ordowiku. Są one zaliczane do środkowej części piętra kunda, a ich wiek jest dobrze datowany przewodnimi formami trylobitów w wielu lądowych profilach polskiej części obniżenia bałtyckiego (Modliński & Szymański, 1997). Za ekwiwalenty litostratygraficzne ogniwa wapienia z Wiatrowca w innych obszarach regionu bałtyckiego można uznać m.in.: ogniwo Śakyna na obszarze N Litwy, W Łotwy i SE Estonii (Paškevicus, 1999), ogniwo Gindivliai formacji Bičiunai we E Litwie, E Łotwie i Obwodzie Kaliningradzkim Rosji (Laškovas, 1999) oraz wapienie jednostki Täljsten w Szwecji (Dronov i in., 2001).

Jednostki warstwowania silikoklastyków w profilu B5-1/01 występują poniżej ogniwa wapienia z Wiatrowca (ryc. 1), którego ekwiwalentem są wapienie jednostki Täl-



←

Ryc. 5. Piaskowiec kwarcowy — kontakt średnioziarnistego piaskowca kwarcowego (arenit kwarcowy — część górna) z wapieniem marglistym (wakston bioklastyczny — część dolna). Arenig górny (volkhov), formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa /B₁/, dolna ławica silikoklastyczna. Otwór wiertniczy B5–1/01, głęb. 1928,21 m; nikole skrzyżowane. Płytką cienką

Fig. 5. Quartz sandstone — a contact medium-grained sandstones (quartz arenite) in upper part with marly limestones (bioclastic wackestone) in lower part. Upper Arenig (Volkhov). Pieszkowo Red Limestone Formation /B₁/, lower siliciclastic bed. B5–1/01 borehole, depth 1928,21 m; crossed nicols. Thin section

Ryc. 6. Średnioziarnisty piaskowiec kwarcowy (arenit kwarcowy) z bioklastami (centrum, lewy górny róg). Arenig górny (volkhov), formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa /B₁/, dolna ławica silikoklastyczna. Otwór wiertniczy B5–1/01, głęb. 1928,21 m; nikole skrzyżowane. Płytką cienką

Fig. 6. Medium-grained quartz sandstone (quartz arenite) with bioclasts (centre, left upper corner) and bay micritic–clayey material. Upper Arenig (Volkhov). Pieszkowo Red Limestone Formation /B₁/, lower siliciclastic bed. B5–1/01 borehole, depth 1928,21 m; crossed nicols. Thin section

Ryc. 7. Średnioziarnisty piaskowiec kwarcowy (arenit kwarcowy) z glaukonitem (centrum). Arenig górny (volkhov), formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa /B₁/, dolna ławica silikoklastyczna. Otwór wiertniczy B5–1/01, głęb. 1928,12 m.; nikole skrzyżowane. Płytką cienką

Fig. 7. Medium-grained quartz sandstone (quartz arenite) with grain of glauconite (centre). Upper Arenig (Volkhov). Pieszkowo Red Limestone Formation /B₁/, lower siliciclastic bed. B5–1/01 borehole, depth 1928,21 m; crossed nicols. Thin section

Ryc. 8. Wapień marglisty (wakston bioklastyczny). Arenig górny (volkhov), formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa /B₁/, Otwór wiertniczy B5–1/01, głęb. 1928,05 m; nikole skrzyżowane. Płytką cienką

Fig. 8. Marly limestone (bioclastic wackestone). Upper Arenig (Volkhov). Pieszkowo Red Limestone Formation /B₁/, B5–1/01 borehole, depth 1928,05 m; crossed nicols. Thin section

Ryc. 9. Średnioziarnisty piaskowiec kwarcowy (arenit kwarcowy) z skupieniami materiału mikrytowo-ilastego (illit/chloryt). Arenig górny (volkhov), formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa /B₁/, górna ławica silikoklastyczna. Otwór wiertniczy B5–1/01, głęb. 1927,14 m; nikole skrzyżowane. Płytką cienką

Fig. 9. Medium-grained quartz sandstone (quartz arenite) with micritic-clayey material (in right part). Upper Arenig (Volkhov). Pieszkowo Red Limestone Formation /B₁/, upper siliciclastic bed. B5–1/01 borehole, depth 1927,14 m; crossed nicols. Thin section

Ryc. 10. Średnioziarnisty piaskowiec kwarcowy (arenit kwarcowy); w części centralnej — lamina z materiałem mikrytowo-ilastym (illit/chloryt), fosforanami (apatyt) i tlenkami żelaza (getyt, hematyt). Arenig górny (volkhov), formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa /B₁/, górna ławica silikoklastyczna. Otwór wiertniczy B5–1/01, głęb. 1927,14 m; nikole częściowo skrzyżowane. Płytką cienką

Fig. 10. Medium-grained quartz sandstone (quartz arenite) — horizontally laminated with micritic-clayey material, phosphates (apatite) and iron oxides (goethite, hematite). Upper Arenig (Volkhov). Pieszkowo Red Limestone Formation /B₁/, upper siliciclastic bed. B5–1/01 borehole, depth 1927,14 m; partly crossed nicols. Thin section

Ryc. 11. Średnioziarnisty piaskowiec kwarcowy (arenit kwarcowy) z ziarnami glaukonitu (centrum). Arenig górny (volkhov), formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa /B₁/, górna ławica silikoklastyczna. Otwór wiertniczy B5–1/01, głęb. 1927,00 m; nikole skrzyżowane. Płytką cienką

Fig. 11. Medium-grained quartz sandstone (quartz arenite) with glauconite grains (centre). Upper Arenig (Volkhov). Pieszkowo Red Limestone Formation /B₁/, upper siliciclastic bed. B5–1/01 borehole, depth 1927,14 m; crossed nicols. Thin section

Ryc. 12. Wapień marglisty szary (pakston–wakston bioklastyczny) z glaukonitem. Kunda, formacja pstrych wapieni z Kielna /B₂/, ogniwo wapienia z Wiatrowca. Otwór wiertniczy B5–1/01, głęb. 1926,74 m; bez analizatora. Płytką cienką

Fig. 12. Grey marly limestones (bioclastic packestone–wackestone) with glauconite. Kielno Varicoloured Limestone Formation /B₂/, Wiatrowiec Limestone Member. B5–1/01 borehole, depth 1926,74 m; one nicols. Thin section

Uwaga: wszystkie głębokości podano według danych wiertniczych

Note: all depths after the measurements of drilling stem

Zdjęcia wykonał B. Szymański

Photos have been taken by B. Szymański

jesten Szwecji. Zarówno ogniwo wapienia z Wiatrowca, jak i wapień jednostki Täljsten są zaliczane do niższej części piętra kunda. Innymi słowy, wiek występujących niżej w profilu poziomów silikoklastycznych można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć jako górnovolkhovski. Ich postulowana przez Ainsaara i in. (2002) korelacja z szwedzkimi wapieniami jednostki Täljsten powinna być tym samym uznana za nieprawidłową.

Skąły silikoklastyczne arenigu górnego (volkhov) jako potencjalne skąły zbiornikowe dla akumulacji węglowodorów

Górnoarenidzki (volkhov) poziom piaskowcowy napotkany na obszarze zachodniej Łotwy w obrębie wyższej części wapiennych osadów formacji Kriukai wyróżniany jest jako tzw. „kolektor volkhovski” lub „volkhovski poziom roponośny” (np. Todorowska i in., 1976; Laškov & Vosilius, 1987). Z skał tego poziomu, na strukturach Kuldiga i Liepaja (Durbe), uzyskano przemysłowe przepływy ropy naftowej w ilości odpowiednio 1000 l/d i 150 l/d (Laškov & Vosilius, 1987). Stwierdzona miąższość skał zbiornikowych wynosi tu: w części wschodniej obszaru — 0,2 m; natomiast w części zachodniej stopniowo wzrasta do 1,5 m (ryc. 2). Ich parametry petrofizyczne zmieniają się w następujących granicach: porowatość — od 5 do 15%; przepuszczalność — od 1 do 82 mdcy.

Zasięg osadów silikoklastycznych volkhovskiego poziomu zbiornikowego został udokumentowany na obszarze lądowym wierceniami w rejonie Liepaji (ryc. 2, 3), gdzie tworzą one zwartą strefę o rozciągłości NE–SW, której długość wynosi ok. 100 km, szerokość — ok. 50 km. Jak przypuszczano (Laškov & Jakovleva, 1977) strefa ta powinna kontynuować się dalej ku zachodowi na obszarze akwenu Bałtyku. Znalazło to ostatnio potwierdzenie w rezultatach polskiego otworu B5–1/01, położonego w odległości ok. 150 km na SW od rejonu Liepaji (ryc. 2, 3), w którym napotkano volkhovskie skały piaskowcowe o łącznej miąższości 0,45 m. Innymi słowy profil ten potwierdza wcześniejsze prognozy, że porowy „kolektor volkhovski” rozprzestrzeniony jest łącznie w strefie o długości co najmniej ok. 250 km, sięgając po tereny północno-wschodniego fragmentu polskiego sektora ekonomicznego morza Bałtyckiego. Zakres i skalę zmian własności petrofizycznych skał zbiornikowych w zachodnim morskim segmencie strefy trudno oszacować, ponieważ parametry te nie były przedmiotem badań specjalistycznych w profilu B5–1/01.

Uwagi o genezie osadów silikoklastycznych i paleogeografii górnego arenigu (volkhov)

Zagadnieniu genezy volkhovskich osadów silikoklastycznych zachodniej Łotwy nie poświęcano w miniony ćwierćwieczu szczególnej uwagi. Jedynie Ulst i in. (1982) odnotowują, iż depozycja tych osadów silikoklastycznych wiąże się z silnym spłyconiem basenu w późnym volkhovie na obszarze Biernaty–Edole–Skrunda (ryc. 2). Interesującą interpretację mechanizmu ich depozycji przedstawili ostatnio Anisaar i in. (2002), prezentując na V Bałtyckiej Konferencji Stratygraficznej w Wilnie kontrowersyjny pogląd o związku genetycznym górnovolkhovskich silikoklastyków z incydentalnym zdarzeniem geologicznym o charakterze katastroficznym. Jako źródłowym materiałem analitycznym autorzy hipotezy posłużyli się rezultatami badań profilu wiertniczego Vergale 50 formułując pogląd, iż osady tzw. „kolektora volkhovskiego” są odpowiednikami piaszczysto-mułowej warstwy pochodzenia turbidytowego, której materiał został zdeponowany w obrębie dolnej rampy węglanowej rozciągającej się wzdłuż skłonu paleoobniżenia jegławskiego. Jego dostawa może być interpretowana jako rezultat gwałtownie wygasającego pojedynczego prądu zawiesinowego. Zdaniem autorów hipotezy wymaga ona gruntownej rewizji istniejących dotychczas poglądów na temat paleobatymetrii i przyjmowanej dziś powszechnie tezy o płaskiej paleomorfologii dna epikontynentalnego basenu ordowickiego Bałtoskandii.

Jakościowy charakter i pozycja dwu poziomów piaszkowców w osadach górnego volkhovu profilu B5–1/01, wreszcie kontekst paleogeograficzny skłania do opowiedzenia się raczej za przyjęciem innej niż turbidytowa ich genezy. Z wielu możliwych interpretacji najbardziej właściwa — w obecnym stanie znajomości problematyki stratygraficzno-facjalnej regionu — wydaje się hipoteza wiążąca depozycję materiału ziarnowego tych osadów z czynnikiem eustatycznego obniżenia względnego poziomu morza.

Zasadnicze argumenty przemawiające za tego rodzaju interpretacją to m.in.: występowanie w profilu B5–1/01 nie jednego, lecz dwu poziomów piaszkowców, brak w nich charakterystycznej gradacji uziarnienia w następstwie pionowym oraz wewnątrzławicowych struktur sedymentacyjnych właściwych osadom powstałym jako rezultat depozycji ze zwalnianego prądu zawiesinowego (hieroglify prądowe, laminacja przekątna małej skali, laminacja konwolutna), wreszcie forma przestrzenna, tj. geometria piaszczysto-mułowych ciał skalnych i ich kontekst paleogeograficzny.

Jeśli chodzi o pierwszy z tych argumentów to biorąc pod uwagę fakt, że epikontynentalny basen ordowicki Bałtoskandii charakteryzuje się ekstremalnie powolnym względnym tempem akumulacji osadów — rzadko przekraczającym 1–3 mm na 1000 lat według szacunków Dronova i Holmera (2002) — można ocenić, że warstwa wapieni rozdzielająca poziomy piaszkowcowe mierząca 0,75 m, powstała w okresie trwającym ok. 200–800 tys. lat. Innymi słowy, epizod depozycji materiału silikoklastycznego „kolektora volkhovskiego” nie może być interpretowany jako rezultat pojedynczego — z natury rzeczy

krótkotrwałego w skali czasu geologicznego — prądu zawiesinowego.

Z kolei studium rozprzestrzenienia omawianych osadów silikoklastycznych na tle rekonstrukcji paleogeograficznych volkhovu (ryc. 3) i szkicu rozkładu paleomiąższości (paleotektonicznego) osadów dolnego ordowiku z interwału tremadok (varangu) — kunda (ryc. 2) prowadzi do wniosku, że sedymentacja tych osadów jest związana raczej z przebiegiem południowego skłonu paleowyniesienia gotlandzkiego niż skłonem paleoobniżenia jegławskiego. Zrekonstruowany gradient zarejestrowanych zmian paleogeograficznych i paleomiąższościowych jest tu niewielki i przemawia raczej za bardzo płaskim i wyrównanym ukształtowaniem morfologii dna zbiornika. Zgodnie z tym, nie było więc tu warunków dla powstania osadów typu turbidytów (*turbidites*), których genezę można byłoby wiązać z mechanizmem powstania i przepływu prądu zawiesinowego.

Z okresem późnego volkhovu na obszarze basenu bałtyckiego wiąże się powszechnie występowanie osadów świadczących o wyraźnym spłyconiu środowisk sedymentacyjnych, które nastąpiło w rezultacie eustatycznego spadku względnego poziomu morza. Jego amplituda jest różnie oceniana i według szacunków liczbowych zawiera się w przedziale od poniżej 10 m (Laškovas, 2000) do wielkości rzędu 30–40 m (Dronov & Holmer, 2002). Zapis zmienności litologicznej sekwencji volkhovu profilu B5–1/01 dobrze koresponduje z konstrukcjami krzywych eustatycznych (ryc. 4) ordowiku (Barnes i in., 1996). Oznacza to, że jakość osadów tej części sekwencji wczesnoordowickiej, tj. ich litofacjalny rozwój, jest związana z eustatycznymi zmianami poziomu morza. Związek jakościowego charakteru osadów węglanowych zawierających poziomy skał silikoklastycznych z przebiegiem krzywych zmian eustatycznych przedstawia ryc. 4.

Za główny czynnik sprawczy dostawy materiału dla volkhovskich silikoklastyków można uznać epizod eustatycznego obniżenia względnego poziomu morza, wyrażający się progradacją linii brzegowej zbiornika i rozszerzeniem ku południowemu-wschodowi terenów ładu fińskiego, który sięgnął w formie półwyspu aż po część północną wyspy Gotland (Männil, 1966). Zgodnie z tym, jako źródłowy obszar alimentacji materiału piaszczystego i mułowego volkhovskich poziomów silikoklastycznych należy przyjąć obszar ładu fińskiego i odsłaniające się na tych terenach serie piaszkowcowe kambriu i częściowo tremadoku dolnego. Innymi słowy oznacza to, że ich materiał okruchowy jest pochodzenia intrakratonicznego.

Podsumowanie

Z faktu napotkania skał silikoklastycznych górnego arenigu (volkhov) w profilu wiertniczym B5–1/01 wynika możliwość sformułowania następujących stwierdzeń:

1. Skały silikoklastyczne stwierdzono w sekwencji brunatnoszarych wapieni marglistych i margli górnej części formacji czerwonych wapieni z Pieszkowa (głęb. 1927,0–1948,46 m), reprezentujących odpowiedniki wiekowe datowanych paleontologicznie (trylobity) osadów poziomu *Megistaspis limbata* górnego arenigu (volkhov).

2. Z profilu litologicznego wynika, iż skały silikoklastyczne tworzą dwie jednostki warstwowania o charak-

terze izolowanych ławic, rozdzielonych pakietem wapieni marglistych i margli o miąższości ok. 0,75 m. Ich litologia składa się odpowiednio: ławicy dolnej — z szarych wapienistych piaskowców kwarcowych z pojedynczymi intraklastami, ławicy górnej — z brunatnoszarych i jasnoszarych piaskowców kwarcowych z glaukonitem; Zmierzona na rdzeniu wiertniczym miąższość ławic wynosi: pierwszej — ok. 0,20 m; drugiej — ok. 0,25 m (ryc. 1).

3. Jakościowy skład litologiczny i pozycja stratygraficzna skał silikoklastycznych profilu B5–1/01 prowadzi do wniosku, że stanowią one litologiczne i wiekowe odpowiedniki piaskowców kwarcowych występujących w osadach famacji Kriukai na obszarze zachodniej Łotwy (ryc. 2, 3). Ze skał tych, wyróżnianych jako tzw. „kolektor volkhovski” na strukturach Kuldiga i Liepaja (Durbe) uzyskano przemysłowe przyływy ropy naftowej (Laškov & Vosilius, 1987).

4. Zrekonstruowany zasięg powierzchniowego rozprzestrzenienia górnopaleozoicznych silikoklastyków stwierdzonych w profilu B5–1/01 i w profilach zachodniolotewskich umożliwia przyjęcie stwierdzenia, iż tworzą one łącznie fragmenty rozległego płaskiego i wydłużonego ciała skalnego, rozciągającego się subrownołężnikowo na odcinku co najmniej ok. 250 km (ryc. 2, 3).

5. Zasięg powierzchniowy górnopaleozoicznych silikoklastyków jest ograniczony — w obecnym stanie ich rozpoznania — do terenów południowo-wschodniego skłonu hipotetycznego paleowyniesienia gotlandzkiego (ryc. 2).

6. Za główny czynnik sprawczy dwu incydentalnych epizodów depozycji materiału silikoklastycznego w tej części górnopaleozoicznego basenu epikontynentalnego można przyjąć wpływ eustatycznego obniżenia względne poziomu morza, którego następstwem była progradacja linii brzegowej zbiornika i rozszerzenie ku południowemu-wschodowi terenów paleolądu fińskiego. Za źródło alimentacji okruczego materiału terygenicznego dla tych górnopaleozoicznych silikoklastyków posłużyły przypuszczalnie odsłonięte w tym czasie i poddane procesom erozji subarealnej serie skał klastycznych kambriu i dolnego tremadoku.

Literatura

- AINSAAR L., MEIDLA T., TINN O. & STINKULIS G. 2002 — The „Volkhov Collector” in Western Latvia — A siliciclastic turbidite bed in the Ordovician epeiric carbonate basin. 5th Baltic Stratigraphic Conference „Basin Stratigraphy — Modern Methods and Problems”: 11–13. Vilnius.
- BARNES C.R., FORTEY R.A. & WILLIAMS S.H. 1996 — The Pattern of Global Bio-Events during the Ordovician Period. [In:] Walliser O. (ed.) — Global Events and Event Stratigraphy., 139–172. Springer.
- BEDNARCZYK W. & TURNAU-MORAWSKA M. 1975 — Cambrian formations in the Łeba area (northern Poland). Acta Geol. Pol., 25: 537–564.
- CHILINGAR G.V., BISSEL H. J. & FAIRBRIDGE R.W. 1967 — Carbonate rocks. Origin, Occurrence and Classification. Developments in Sedimentology 9A: pp. 1–144. Elsevier. Amsterdam.
- DOMŻAŁSKI J., POKORSKI J., MAZUREK A., ANOLIK P. & WAGNER R. 2002 — Nowy otwór wiertniczy na Bałtyku B5–1/01. Prz. Geol., 50: 589–591.
- DRONOV A. & HOLMER L. 2002 — Ordovician sea — level curve: Baltoscandian view. 5th Baltic Stratigraphic Conference „Basin Stratigraphy — Modern Methods and Problems”: 33–35. Vilnius.
- DRONOV A., HOLMER L., MEIDLA T., STURESSON U., TINN O. & AINSAAR L. 2001 — Detailed litho- and sequence stratigraphy of the „Täljsten” Limestone unit and its equivalents in the Ordovician of Baltoscandia. [In:] WOGOGOB–2001. Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia. Rensund Region, mid-May 2001. Abstracts: 8–9.
- FORTEY R.A. 1984 — Global early Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. [In:] Burton B.L. (ed.) — Aspects of the Ordovician System. Paleontological Contributions from the University of Oslo., 295: 37–50. Universitetsforlaget.
- FORTEY R.A., HARPER D.A.T., INGHAM J.K., OWEN A.W. & RUSHTON A.W.A. 1995 — A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. Geol. Mag., 132: 15–30.
- GRADSTEIN F.M. & OGG J. 1996 — A Phanerozoic time scale. Episodes. 19: 3–5.
- JAANUSSON V. 1960 — Graptoloids from the Ontikan and Viruan (Ordov.) limestones of Estonia and Sweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 38: 289–366. Uppsala.
- JAANUSSON V. 1976 — Faunal dynamics in the middle Ordovician (Viruan) of Balto–Scandia. [In:] The Ordovician system: proceedings of a Palaeont. Ass. Symp. Birmingham, 1974: 301–326. Cardiff.
- JAANUSSON V. 1982 — Introduction to the Ordovician of Sweden. [In:] Bruton D.L., Williams S.M. (eds) — Field excursion guide. IV Intern. Symposium on the Ordovician System. Paleont. Contr. Univ. Oslo, 279: 1–10.
- JAANUSSON V. 1984 — Ordovician benthic macrofaunal associations. [In:] Burton D.L. (ed.) — Aspects of the Ordovician System. Paleont. Contr. Univ. Oslo, 295: 127–139.
- LAŠKOV J.M. & JAKOVLEVA V. I. 1977 — Prognosis of collector capabilities of the Ordovician oil-bearing beds in the coastal offshore area of the Baltic Sea. (in Russian). [In:] Lithology and Mineral Resources of the Palaeozoic deposits in East Baltic: 87–96. Riga
- LAŠKOV J.M. & VOSILIUS G.B. 1987 — Ordovikskaja sistiema. [In:] Nieftjanyje miestoroždjenja Pribałtiki: 23–35. Izd. „Mokslas”. Vilnius.
- LAŠKOVAS J. 1999 — Bičiunai Formation. [In:] Lithuanian Stratigraphic Units: 134. Vilnius.
- LAŠKOVAS J. 2000 — The sedimentation environments of the Ordovician basin in the south-western margin of the East European Platform and lithogenesis of deposits. Institute of Geology. Vilnius.
- MÄNNIL R.M. 1966 — Evolution of the Baltic Basin during the Ordovician (in Russian with English summary). Valgus. Tallinn.
- MODLIŃSKI Z. 1973 — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. Pr. Inst. Geol., 72.
- MODLIŃSKI Z. 1982 — The development of Ordovician lithofacies and palaeotectonics in the area of the Precambrian Platform in Poland. Pr. Inst. Geol., 102.
- MODLIŃSKI Z., JACYNA J., KANEV S., KHUBLDIKOV A., LASKOVA L., LASKOVAS J., LENDZION K., MIKIZANE I., POMERANCEVA R. 1999 — Palaeotectonic evolution of Baltic Syncline during the Early Palaeozoic as documented by palaeo-thickness maps. Geol. Quart., 43: 285–296.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 1997 — The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). Geol. Quart., 41: 273–288.
- OFFSHORE LATVIA 2001 — First Hydrocarbon Licensing Round. Geological Overview. Riga.
- PAŠKEVIČIUS J. 1999 — Šakyna Formation (Member). [In:] Lithuanian Stratigraphic Units: 150. Vilnius.
- ROSS A.Ch. & ROSS J.P.R. 1988 — Late Paleozoic transgressive deposition. SEPM Special Publication, 42: 227–246.
- THORSLUND P. & AXBERG S. 1979 — Geology of the southern Bothnian Sea. Part I. Bull. of the Geol. Inst. of the University of Uppsala, N.S., 8: 35–62. Uppsala.
- TJERNVIK T. 1956 — On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 36: 1–284.
- TJERNVIK T.E. & JOHANSSON J.V. 1979 — Description of the upper portion of the drill-core from Finngrundet in the South Bothnian Bay. Bull. Geol. Inst. University of Uppsala, N.S., 8: 173–204. Uppsala.
- TODOROWSKAJA W.N., VOSILIUS G.B., ŁAPINSKAS P.P., ŁASZKOW J.M., JAKOVLEVA V.I. 1976 — Zakonomiarnosti izmienenija kolektorskich svojstv ordovikskich otložnij w predielach Bałtijskoj sineklizy. [In:] Problemy Neftienosnosti Niżnego Paleozoja Bałtijskogo Bassejna., 40–51. Izd. „Mokslas”. Vilnius.
- ULST R.Z., GAJLITE L.K. & JAKOVLEVA V.I. 1982 — Ordovik Latwii „Zinatne”. Riga.