

PRACE
PAŃSTWOWEGO
INSTYTUTU
GEOLOGICZNEGO

Teresa Podhalańska

*Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany
– zapis zmian środowiskowych
w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego*

*The Late Ordovician Gondwana glaciation
– a record of environmental changes
in the depositional succession of the Baltic Depression
(Northern Poland)*



Tom 193

Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2009

Przewodniczący
Komitetu redakcyjnego: Andrzej GAŚIEWICZ (Warszawa)

Komitet redakcyjny:

Janusz BADURA (Wrocław)	Jerzy NAWROCKI (Warszawa)
Grzegorz CZAPOWSKI (Warszawa)	Andrzej PIOTROWSKI (Szczecin)
Jacek R. KASIŃSKI (Warszawa)	Jan PRAŻAK (Kielce)
Jarmila KRZYMIŃSKA (Gdańsk)	Barbara RADWANEK-BAK (Kraków)
Janina MAŁECKA (Warszawa)	Lidia RAZOWSKA-JAWOREK (Sosnowiec)
Hanna MATYJA (Warszawa)	Janina WISZNIEWSKA (Warszawa)
Wojciech MORAWSKI (Warszawa)	

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym.

Prace są indeksowane w *Bibliography and Index of Geology* American Geological Institute, Elsevier *GeoAbstracts*, *Bibliografii Geologicznej Polski*.

Redaktor wydawnictwa: Elżbieta Sarnecka

Akceptował do druku dnia 30.10.2009 r.
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
doc. dr hab. Jerzy NAWROCKI

Projekt i opracowanie typograficzne: Elżbieta Sarnecka

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2009

ISSN 0866-9465
ISBN 978-83-7538-638-7

Adres redakcji:
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
00-975 Warszawa, ul. Rakowiecka 4; tel. 022 849-53-51, wew. 480

Nakład 325 egz. Druk PPGK SA, ul. Przyce 20, 01-252 Warszawa

SPIS TREŚCI

Wstęp i cel badań	6
Zakres i metodyka prac, materiał badawczy	8
Historia badań	9
Tło geologiczno-paleoklimatyczne	10
Klimat i paleogeografia	10
Obszar badań	11
Późnoordowicko-wczesnolandowerskie zmiany środowiskowe.	13
Zapis sedimentacyjny	13
Zachodnia część obniżenia bałtyckiego	13
Litostratygrafia	13
Charakterystyka facji i mikrofacji	16
Analiza sedimentologiczna iłowców z pogranicza ordowiku i syluru – implikacje paleośrodowiskowe	24
Wschodnia część obniżenia bałtyckiego	28
Litostratygrafia	28
Charakterystyka facji i mikrofacji	29
Zmiany facji a zmiany środowisk sedimentacji.	32
Zapis paleontologiczny	33
Zachodnia część obniżenia bałtyckiego	33
Biostratygrafia.	33
Zespoły biotyczne w górnym ordowiku i najniższym sylurze	36
Późnoordowickie wymieranie a zmiany zespołów graptolitów	39
Wschodnia część obniżenia bałtyckiego	41
Biostratygrafia.	41
Charakterystyka zespołów biotycznych w górnym ordowiku i najniższym sylurze	43
Zespoły biotyczne jako wskaźnik zmian paleośrodowiskowych	44
Zapis geochemiczny.	45
Zachodnia część obniżenia bałtyckiego	46
Skład mineralny	46
Pierwiastki główne i śladowe oraz TOC	46
Skład izotopowy węgla i tlenu w węglanach	55
Część wschodnia	55
Skład mineralny	55
Pierwiastki główne i śladowe oraz TOC	60
Skład izotopowy węgla i tlenu w węglanach	64
Geochemiczne wskaźniki paleośrodowiskowe	67
Warunki redukcyjno-utleniające	67
Produktywność	70
Charakterystyka składników silikoklastycznych	70
Podsumowanie wyników badań geochemicznych	72

Globalne wydarzenie klimatyczno-ekologiczne w hirnancie w świetle wyników badań – interpretacja i dyskusja	73
Rozwój facjalny a zmiany poziomu morza w basenie bałtyckim	73
Warunki redukcyjno-utleniające w okresie zmian klimatycznych.	74
Paleośrodowiskowe znaczenie fauny <i>Hirnantia</i> i graptolitów	76
Ogólny trend zmian składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach w Basenie Bałtyckim	78
Chronostratygraficzne implikacje wyników analiz składu izotopowego węgla i tlenu	81
Wnioski	83
Literatura.	84
Summary.	91
Tablice.	97

Teresa PODHALAŃSKA
Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4
00-975 Warszawa
e-mail: Teresa.Podhalanska@pgi.gov.pl

Abstrakt. Przeprowadzono badania litofacjalne, paleontologiczne i geochemiczne osadów ordowiku górnego i niższego landoweru, pochodzących ze wszystkich stref facjalnych polskiej części paleobasenu bałtyckiego. Strefy te, od skańskiej na zachodzie poprzez centralno-bałtoską, do litewskiej na wschodzie, reprezentują przekrój środowisk sedymentacji od górnego skłonu i szelfu zewnętrznego do środowisk płytkonerytycznych szelfu wewnętrznego. Stwierdzono znaczące zmiany w środowisku abiotycznym i biotycznym związane z globalnymi zmianami paleośrodowiskowymi, wywołanymi ochłodzeniem klimatycznym i zlodowaceniem Gondwany w późnym ordowiku. Po globalnej destabilizacji ekosystemów nastąpiło ocieplenie klimatyczne, szybka transgresja i postępująca anoksja.

Badania litofacjalne potwierdziły regresywny charakter osadowej sukcesji od katu do niższego hirnantu. Maksimum regresji określono na wyższą część starszego hirnantu. Początek transgresji miał miejsce w późnym hirnancie. Stwierdzono spójność zmian litofacjalnych oraz krzywych względnego poziomu morza badanego obszaru z innymi obszarami Bałtoskandii. Spójność ta implikuje, podobnie jak to jest w innych obszarach tego rejonu, że zmiany poziomu morza w późnym ordowiku mają w dużej mierze charakter zmian eustatycznych.

Analiza paleontologiczna potwierdziła wpływ globalnych zmian klimatycznych i eustatycznych na przebudowę zespołów biotycznych w późnym ordowiku i wczesnym landowerze. Obecność fauny *Hirnantia* dokumentuje, podobnie jak w wielu innych rejonach świata, okres ochłodzenia klimatycznego i regresji; jednocześnie datując go na wczesny hirnant. Na podstawie zapisu kopalnego stwierdzono kryzys faunistyczny w późnym ordowiku oraz wyróżniono fazy ewolucyjne graptolitów, związane z późnoordowicko-wczesnosylurską przebudową zespołów. Udokumentowano współwystępowanie graptolitów i skamieniałości śladowych w strefie pogranicza ordowiku i syluru, wskazujące na stopniowo postępującą anoksję

środowisk sedymentacji w okresie ocieplenia klimatycznego i transgresji w późnym hirnancie i najwcześniejszym rhuddanie.

Badania geochemiczne pozwoliły na określenie zmienności składu mineralnego i chemicznego (w zakresie składników głównych i śladowych) utworów wszystkich stref facjalnych na tle abiotycznych i biotycznych zmian środowiskowych. Do analizy paleośrodowiskowej wykorzystano geochemiczne wskaźniki produktywności, ilości i pochodzenia materiału detrytycznego oraz warunków redoks. Badania te pozwoliły na rekonstrukcję warunków środowiskowych i ich zmian w czasie i przestrzeni.

Przeanalizowano skład izotopowy węgla i tlenu w węglanach. Wyniki tych badań oraz porównania z obszarami sąsiednimi wykazały zgodne odchylenia wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz przeważnie $\delta^{18}\text{O}$ w kierunku wyższych wartości. Tym samym, potwierdzone zostały zmiany oceanograficzne i ekologiczne w hirnancie związane z okresem chłodnym i zlodowaceniem Gondwany. Wykazano, że analogiczny trend zmian izotopowych występuje na całym obszarze basenu bałtyckiego, w zgodności z danymi biostratygraficznymi, co potwierdza chronostratygraficzny potencjał uzyskanych profili izotopowych.

Skorelowano wahania poziomu morza, krzywe składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach oraz wydarzenia biotyczne w basenie bałtyckim z globalnymi zmianami środowiskowymi późnego ordowiku i wczesnego syluru. Przebudowa zespołów biotycznych i zjawiska abiotyczne zarejestrowane w osadach obniżenia bałtyckiego umożliwiają korelację z innymi obszarami Bałtyki i innych paleokontynentów. Zmiany litofacjalne, paleontologiczne i geochemiczne (w tym izotopowe), obserwowane w osadach z rozległego i zróżnicowanego facjalnie basenu bałtyckiego, stanowią ważne uzupełnienie zapisu zdarzeń późnego ordowiku i wczesnego landoweru. Przeprowadzone badania potwierdzają dużą skalę zmian środowiskowych na Bałtyce, które dobrze wiążą się z globalnymi wydarzeniami klimatycznymi, eustatycznymi i ekologicznymi.

Słowa kluczowe: zlodowacenie, facje, wymieranie, graptolity, fauna *Hirnantia*, analizy geochemiczne, skład izotopowy węgla i tlenu, hirnant, obniżenie bałtyckie, Polska.

WSTĘP I CEL BADAŃ

Tematyka wydarzeń klimatycznych i związanych z nimi zmian w środowiskach abiotycznych i biotycznych w przeszłości jest od dawna przedmiotem zainteresowania wielu autorów opracowań naukowych. Późny ordowik oraz przełom ordowiku i syluru charakteryzował się istotnymi zdarzeniami natury globalnej związanymi ze zmianami klimatycznymi i eustatycznymi. Jedno z większych zlodowaceń w historii Ziemi, które dotknęło ogromne obszary południowej półkuli, a następnie ocieplenie i zmiany paleogeograficzne związane z rozpadem Gondwany, powodowały zmiany środowisk sedymentacji, determinując dużą różnorodność zapisu geologicznego w osadach ordowiku górnego i najniższego syluru. Pierwszymi, którzy zwrócili uwagę na związek między zmianami poziomu morza, facji i sukcesją ekologiczną a zlodowaceniem w późnym ordowiku, byli Berry i Boucot (1973).

Zmianom abiotycznych czynników środowiskowych w późnym ordowiku towarzyszyły zmiany w składzie zespołów faunistycznych. Wpłynęły one w sposób katastrofalny na rozwój wielu grup organizmów, powodując ich wymarcie i następnie rozwój nowych taksonów. Był to okres jednego z pięciu największych wymierań w fanerozoiku (Sepkoski, 1982), łączony z klimatycznym ochłodzeniem w hiranacie, przejawiającym się nie tylko kryzysem fauny, ale i zmianami litofacjalnymi oraz anomalią w zapisie izotopowym węgla i tlenu (Wang i in., 1993; Brenchley i in., 1994, 2003; Hallam, Wignall, 1999; Kaljo i in., 1999, 2007; Podhalańska, 2006b, c, 2008).

Badania poświęcone tym zagadnieniom, także w krajach znajdujących się na obszarze dawnego kontynentu Bałtyki, uległy intensyfikacji w związku z realizacją, w latach 2004–2008, międzynarodowego projektu badawczego IGCP 503 „Ordovician Palaeogeography and Palaeoclimate”. Podjęcie przez autorkę badań dotyczących zapisu kopalnego późnoordowickich zmian klimatycznych w polskiej części obniżenia bałtyckiego było ściśle związane z realizacją założeń tego projektu, w ramach tzw. „grupy bałtyckiej” powołanej w celu syntetycznego opracowania problematyki późnoordowickich zmian paleogeograficznych i klimatycznych dla dawnego kontynentu Bałtyki. We wschodniej (estońsko-łotewskiej) i północnej (szwedzko-norweskiej) części obniżenia bałtyckiego wiedza dotycząca tej problematyki była systematycznie pogłębiana. Realizacja niniejszego opracowania była podyktowana koniecznością wypełnienia luki informacyjnej, uzupełnienia i pogłębienia wiedzy o rozwoju polskiej części paleobasenu bałtyckiego w kontekście wydarzeń globalnych z końca ordowiku oraz stworzenia podstaw dla korelacji w obrębie całego basenu.

Celem badań była analiza zapisu stratygraficznego, facjalnego, paleontologicznego i geochemicznego (w tym izotopowego) w sukcesji osadowej górnego ordowiku i najniższego syluru, na przykładzie wybranych profilów obniżenia bałtyckiego na tle zdarzeń klimatycznych i ekologicznych, jakim podlegały w tym czasie rozległe obszary kuli ziemskiej.

„Odczytanie” w sukcesji osadowej zapisu facjalnego i geochemicznego późnoordowicko-wczesnosyludowych zmian klimatycznych oraz związanego z nimi kryzysu biotycznego dokonano na podstawie badań utworów pochodzących z różnych stref facjalnych polskiej części paleobasenu bałtyckiego, reprezentujących środowiska od płytkiego szelfu na wschodzie po szelf zewnętrzny i skłon na zachodzie (fig. 1). Zintegrowane badania litofacjalne, paleontologiczne i geochemiczne w tej części Bałtyki, w przedziale od górnego ordowiku do niższego landoweru, zostały wykonane po raz pierwszy.

W wielu regionach świata wspomniany interwał czasowy charakteryzuje się niekompletnymi danymi zarówno pod względem litologicznym, jak i faunistycznym. Osady górnego ordowiku i niższego syluru występujące w obszarze polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego, chociaż znane tylko z głębokich wierceń, nie ustępują niektórym profilom uznawanym za standardowe i mogą być uważane za szczególnie wartościowe dla badań tego interwału stratygraficznego. Dotyczy to zwłaszcza profilów marginalnej części kratonu wschodnioeuropejskiego, które ze względów facjalnych nie mają odpowiedników we wschodniej, estońskiej części Bałtyki. Wyniki badań oparte na materiale pochodzącym z zachodniej, marginalnej części Bałtyki stanowią cenne uzupełnienie danych geologicznych dla całego regionu bałtyckiego. Urozmaicony zespół skamieniałości oraz, w niektórych profilach, ciągłość zapisu litologicznego sprawiają, że profile północnej Polski mogą konkurować z profilami europejskimi i światowymi.

Obecność na obszarze północnej Polski trzech stref facjalnych basenu bałtyckiego stanowiła dodatkowy atut w badaniach. Fakt ten umożliwił interpretację zmian facjalnych, zapisu paleontologicznego i zmian geochemicznych, w tym izotopowych w różnych środowiskach w basenie bałtyckim w okresie późnoordowicko-wczesnolandowerskich wydarzeń klimatyczno-eustatycznych. Przyjmując ich globalny charakter, „zapis” ten może służyć jako wysokiej dokładności czynnik korelacyjny w obrębie całego basenu bałtyckiego oraz stanowić ważny element korelacji międzyregionalnych.

Podjęcie zintegrowanych badań litofacjalnych, paleontologicznych i geochemicznych osadów ordowiku górnego i najniższego syluru obniżenia bałtyckiego pozwoliło prześledzić zmiany w środowisku abiotycznym oraz sukcesję zespołów biotycznych, a także udokumentować zmiany geochemiczne, w tym izotopowe, związane pośrednio z globalnymi wydarzeniami późnego ordowiku i wczesnego landoweru.

Ze względu na specyfikę zapisu litofacjalnego oraz paleontologicznego w omawianym przedziale stratygraficznym obszar basenu bałtyckiego na terenie Polski można podzielić na dwie części: zachodnią i wschodnią (Modliński, Szymański, 1997). Część zachodnia odpowiada tzw. skańskiej strefie facjalnej z przewagą sedymentacji ilastej i dużym udziałem

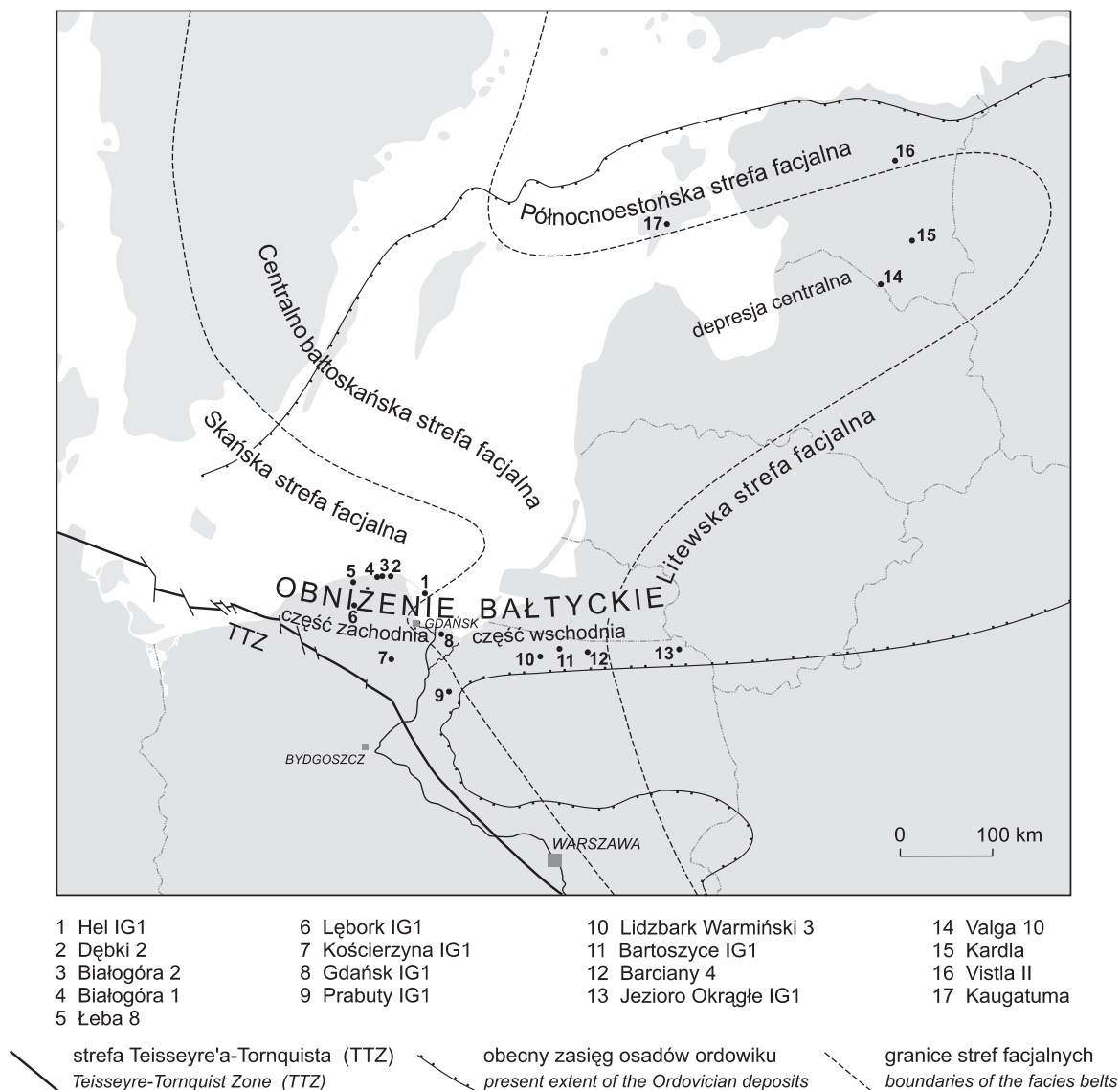


Fig. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych (1–13), otworów wiertniczych z obszaru Estonii służących celom korelacyjnym (14–17) oraz rozmieszczenie stref facjalnych w basenie bałtyckim

Location of the investigated boreholes (1–13) and Estonian boreholes used to correlation (14–17), as well as distribution of facies belts in the Baltic Basin

fauny planktonicznej; część wschodnia – z przewagą osadów węglanowych i fauną o charakterze bentosowym, obejmuje strefy: centralnobałtycką i litewską (fig. 1). Odmienność litofacjalna i paleontologiczna determinuje stosowanie odmiennych podziałów biostratygraficznych, litostratygraficznych i regionalnych chronostratygraficznych: brytyjskiego w zachodniej części i estońskiego (bałtyckiego) we wschodniej części obszaru. Ze względu na powyższe różnice, wyniki przeprowadzonych w ramach niniejszej pracy badań litofacjalnych, paleontologicznych i geochemicznych przedstawione zostały również oddzielnie dla obszaru zachodniej i wschodniej części obniżenia bałtyckiego.

Prezentowana praca, stanowiąca kompleksowe opracowanie rozwoju zbiornika bałtyckiego we wszystkich strefach facjalnych w okresie późnoordowicko-wczesnolandowierskich zmian klimatycznych, jest podsumowaniem badań prowadzonych od 2002 roku w Państwowym Instytucie Geologicznym. Wstępne i częściowe wyniki badań są dostępne w formie opracowań archiwalnych lub w formie artykułów i abstraktów referatów wygłoszonych na krajowych oraz zagranicznych konferencjach naukowych (Podhalańska, 2002, 2003a, 2005, 2006b–d, 2008, 2009). Znaczna część prac wykonywana była w ramach wspomnianego międzynarodowego projektu IGCP 503 „Ordovician Palaeogeography and Palaeoclimate”.

ZAKRES I METODYKA PRAC, MATERIAŁ BADAWCZY

Przedmiot badań stanowiły materiały paleontologiczne i próbki litologiczne pochodzące z głębokich otworów wiertniczych, położonych we wschodniej i zachodniej części obniżenia bałtyckiego w północnej Polsce. Do badań wykorzystano wiercenia wykonane przez Państwowy Instytut Geologiczny: Hel IG 1, Kościerzyna IG 1, Lębork IG 1, Gdańsk IG 1, Prabuty IG 1, Bartoszyce IG 1, Jezioro Okrągłe IG 1, oraz przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A.: Białogóra 1, Białogóra 2, Łeba 8, Dębki 2, Lidzbark Warmiński 3, Barciany 4 (fig. 1). Przy wyborze profilów do badań kierowano się dostępnością materiału, stanem rdzeni wiertniczych i ciągłością zapisu osadowego.

Wszystkie profile w obniżeniu bałtyckim pochodzą z otworów wiertniczych wykonanych w latach od 60. do 80. XX wieku. W związku z tym, dostępne w archiwach rdzenie wiertnicze stanowią jedyny i przez to bezcenny materiał do badań analitycznych. Zbyt pokruszone lub niekompletne rdzenie wiertnicze utrudniają dokładne, wymagające prowadzenia „warstwa po warstwie” obserwacje, dlatego też zakres stosowanych metod w poszczególnych profilach był różny – związany z ich stanem zachowania, kompletnością oraz ciągłością zapisu osadowego.

Zgodnie z najnowszym podziałem chronostratygraficznym, przyjętym przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną (International Stratigraphic Chart, 2009), interwał czasowy stanowiący przedmiot badań obejmował piętra globalne: kat (*sensu* Bergström i in., 2006a), hirnant oraz rhuddan. Stratygraficznymi odpowiednikami piętra kat są: górna część brytyjskiego oddziału karadok i aszgil dolny oraz bałtoskańskie piętra od oandu do pirgu. Piętro hirnant (*sensu* Finney, 2005) korelować można z aszgiem górnym i bałtoskańskim piętrem porkuni; piętru rhuddan syluru odpowiada bałtoskańskie piętro juuru i dolna część piętra raikkula. Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna zaleca upowszechniać nowe globalne jednostki stratygraficzne w ordowiku, nie rezygnując ze stosowania w geologii regionalnej lokalnych nazw jednostek stratygraficznych, takich jak: brytyjskie oddziały lub bałtyckie oddziały i piętra.

Ze względu na specyfikę rozwoju facjalnego basenu bałtyckiego w ordowiku, stosuje się powszechnie dwa podziały regionalne; dla obszaru zachodniej części obniżenia bałtyckiego – regionalny podział brytyjski, dla wschodniej części – regionalny podział estoński (bałtycki), w niniejszej pracy stosuje się oba podziały – brytyjski i bałtycki, skorelowane z podziałem globalnym.

W celu identyfikacji i określenia wzajemnych relacji między zmianami facjalnymi, paleontologicznymi, geochemicznymi oraz zmianami paleośrodowiskowymi zastosowano różne metody badawcze: paleontologiczno-ichnologiczną, sedymentologiczną oraz geochemiczną. Połączenie tych metod przyniosło dobre rezultaty w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych związanych z globalnymi wydarzeniami m.in. w ordowiku, sylurze, dewonie, permie (m.in. Porębska, Sawłowicz, 1997; Racki i in., 2002; Kaljo i in., 2004; Porębska i in., 2004). Do porównań były wykorzystywane oraz reinterpretowane

archiwalne wyniki badań stratygraficznych, paleontologicznych i geochemicznych, znajdujące się w publikacjach serii: „Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego” oraz w dokumentacjach wyników otworów.

Charakterystyka facjalna i mikrofacjalna osadów oparta została na badaniach makroskopowych (tabl. I), obserwacji mikroskopowych płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym (tabl. II–VI) oraz szlifów i przełamów skalnych w elektronowym mikroskopie skaningowym i mikrosondzie (tabl. VII–IX).

Cechy petrograficzne osadów w profilach określono na podstawie badań płytek cienkich. Poparte one zostały badaniami w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) i przy użyciu mikrosondy wykonanymi przy użyciu mikroskopu elektronowego JSM-35 JEOL w Pracowni Mikroskopii Elektronowej PIG. Klasyfikację skał klastycznych oparto na nomenklaturze Pettijohna i innych (1972), a skał węglanowych – Dunhama (1962).

Przeprowadzona w materiale z pogranicza ordowiku i syluru profilów Hel IG 1 oraz Kościerzyna IG 1 analiza przełamów skalnych w mikroskopie skaningowym, umożliwiła obserwacje morfologii ziaren detrytycznych i minerałów diagenetycznych, w tym przede wszystkim pirytu, oraz laminacji w iłowcach, które stanowią istotny czynnik przy określeniu warunków i środowiska sedymentacji silikoklastyków, a także wczesnej diagenety. W niektórych przypadkach zidentyfikowano ziarna mineralne za pomocą mikrosondy.

Próbki wybranych skał węglanowych i marglistych z pogranicza ordowiku i syluru niektórych profilów poddano rozpuszczaniu w celu pozyskania mikroskamieniałości: konodontów, skolekodontów oraz Chitinozoa.

Analiza paleontologiczna, oparta na wynikach badań własnych oraz wcześniejszych publikacjach (m.in. Modliński, 1973; Podhalańska, 1980; Bednarczyk, 1996; Modliński i in., 2007), obejmowała makroskamieniałości (graptolity, ramienionogi zawiasowe, trylobity), mikroskamieniałości (konodonty, Chitinozoa, skolekodonty) oraz skamieniałości śladowe (tabl. X–XVI). Przeprowadzono badania zespołów graptolitów występujących w osadach ordowiku górnego i najniższego syluru (wyższego katu, hirnantu i rhuddanu), a wyniki badań analizowano w kontekście późnoordowiczego wymierania. Przedstawiono także i zinterpretowano zespół ramienionogów fauny *Hirnantia* na tle zmian klimatycznych.

Celem badań geochemicznych było określenie zmienności składu mineralnego, składników głównych i pierwiastków śladowych w osadach, a także analiza składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach ordowiku górnego oraz dolnej części landoweru wszystkich stref facjalnych paleobasenu bałtyckiego w kontekście abiotycznych i biotycznych zmian paleośrodowiska.

W ramach badań geochemicznych, przeprowadzonych w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego, wybrane próbki poddano następującym analizom:

- rentgenowskiej dyfrakcji proszkowej (XRD), w celu określenia ogólnego składu fazowego; wykonanej na spektrometrze rentgenowskim X'Pert-APD PW 3020 i PW 1840 firmy Philips; pozwalającej na oznaczenie minerałów, o zawartości w próbce > 2%;

- fluorescencyjnej spektrometrii rentgenowskiej (XRF) pozwalającej na oznaczenie składu pierwiastków głównych i śladowych; w wybranych, reprezentatywnych dla poszczególnych stref facjalnych profilach basenu bałtyckiego oznaczono 10 pierwiastków głównych, przedstawionych w postaci tlenków: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ oraz 18 pierwiastków śladowych: As, Ba, Bi, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Sr, Th, U, V, Zn, Zr; zawartości najważniejszych z nich, mających znaczenie dla rozważań geologicznych, zostały przedstawione w tabelach i na wykresach;

- zawartości całkowitego węgla organicznego (TOC).

Integralną częścią badań geochemicznych były analizy składu izotopowego węgla i tlenu w kalcytynie pochodzącym z masy skalnej oraz ze skorupki ramienionogów w profilach reprezentujących różne strefy facjalne paleobasenu bałtyckiego. Do badań wykorzystano próbki pochodzące zarówno z zachodniej, jak i wschodniej części obniżenia bałtyckiego na terenie Polski. Celem badań było prześledzenie zmian wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ oraz korelacja profiliów stratygraficzno-facjalnych z krzywymi izotopowymi. Wykonano 134 analizy w 10 profilach otworów wiertniczych: Białogóra 1, Białogóra 2, Hel IG 1, Lębork IG 1, Kościerzyna IG 1, Gdańsk IG 1, Prabuty IG 1, Lidzbark Warmiński 3, Bartoszyce IG 1 oraz Jezioro Okrągłe IG 1. Próbki do badań izotopowych z tych profiliów pobierane były z masy skalnej, a także, w przypadku profiliów Białogóra 1, Białogóra 2 i Hel IG 1, z kalcytowych skorupki ramienionogów.

Krzywe wartości $\delta^{13}\text{C}$ zostały porównane z krzywymi izotopowymi standardowych profiliów obszaru Estonii, których nazwy podane zostały na [figurze 1](#).

Oznaczenia $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ wykonane zostały w Laboratorium Izotopów Trwałych Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie. Krzywe izotopowe $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w profilu Hel IG 1 wykonane zostały natomiast na podstawie niepublikowanych danych (Gruszczynski, Podhalańska, niepubl).

Próbki do analizy składu izotopowego węgla i tlenu zostały wysuszone w temperaturze 105°C i utarte w moździerzu agatowym do frakcji < 70 μm . Dwutlenek węgla zbierano po 20 godzinach reakcji kalcytu z bezwodnym kwasem fosforowym ($d = 1,90 \text{ g/cm}^{-3}$) w próżni, w temperaturze 25°C. Analizę izotopową CO₂ wykonano przy użyciu trójkolektorowego spektrometru Finnigan Mat Delta^{plus} w Laboratorium Izotopów Trwałych ING PAN w Warszawie. Wyniki przedstawiono jako wartość $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ względem VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite). Powtarzalność oznaczeń obliczona dla wzorca laboratoryjnego (N = 44) była lepsza niż $\pm 0,05\%$ dla $\delta^{13}\text{C}$ i $\pm 0,1\%$ dla $\delta^{18}\text{O}$.

Selekcja próbek do badań izotopowych poprzedzona była bądź to obserwacją płytek cienkich w mikroskopie optycznym, bądź badaniami składu mineralnego metodą XRD, w celu wyboru próbek charakteryzujących się najniższym stopniem diagenety, a szczególnie udziałem dolomitu, którego obecność może zniekształcać pierwotne stosunki izotopowe w skale i tym samym rzutować na ich interpretację. Dla oceny stopnia diagenety wybranych do badań izotopowych skorupki ramienionogów wykonano ich badania katodoluminescencyjne.

Zdjęcia makrofauny (ramienionogów zawiasowych i trylobitów) zostały wykonane w Laboratorium Fotograficznym PIG, część zdjęć graptolitów wykonała autorka pracy.

Próbki litologiczne, okazy makro- i mikroskamieniałości oraz płytki cienkie do badań w mikroskopie optycznym zostały zdeponowane w Muzeum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego (MUZ PIG 1729.II.).

HISTORIA BADAŃ

Pierwsze prace podejmujące problematykę starszego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego pochodziły z końca lat 50. i wczesnych lat 60. XX wieku i dotyczyły głównie badań stratygraficzno-litofacjalnych i, w mniejszym zakresie, paleontologicznych. Były to głównie publikacje dostarczające danych o stratygrafii w poszczególnych rejonach i profilach obniżenia bałtyckiego (Modliński, 1966; Bednarczyk, 1968, 1979; Modliński, Pokorski, 1969; Nehring, 1969; Jaworowski, Modliński, 1972; Modliński Szymański, 1972; Szymański, 1974; Podhalańska, 1978, 1979) oraz kompleksowe opracowania dostarczające szerszej wiedzy na temat stratygrafii i rozwoju facjalnego, biostratygrafii i paleontologii ordowiku północnej i północno-wschodniej Polski (Tomczyk, 1959; Tomczykowa, 1964; Modliński, 1973, 1982a; Tomczykowa, Tomczyk, 1976; Podhalańska, 1980, 1999; Szymański, 1984; Bednarczyk, 1996). W wyniku tych prac rozpoznano ogólny charakter litologiczny oraz przedstawiono koncepcje

podziału lito- i biostratygraficznego ordowiku kratonu wschodnioeuropejskiego.

Kolejne prace dotyczyły głównie zagadnień litostratygrafii ordowiku, w mniejszym zakresie petrografii i mikrofacji oraz zagadnień paleontologicznych i, w niewielkim stopniu, koncentrowały się na problematyce pogranicza ordowiku i syluru oraz globalnych zmianach środowiskowych, jakie miały miejsce w tym interwale stratygraficznym.

Analiza litostratygraficzna osadów ordowiku obniżenia bałtyckiego przedstawiona została w pracy Modlińskiego i Szymańskiego (1997), ci sami autorzy opracowali stratygrafię i litologię Suwalszczyzny (2001) oraz nowelizację stratygrafii syluru (Szymański, Modliński, 2003). Petrografia osadów ordowiku Suwalszczyzny opisana została w pracy Szymańskiego (2002), a w 2008 roku autor ten przedstawił petrografię osadów eusyncicznych ordowiku dolnego. Ewolucja paleotektoniczna obniżenia bałtyckiego we wcze-

snym paleozoiku zaprezentowana została przez Modlińskiego i innych (1999).

Jaworowski (1999, 2002) przedstawił zapis kaledońskiego stadium rozwoju basenu bałtyckiego, wyróżniając w jego obrębie 4 sekwencje depozycyjne stanowiące odzwierciedlenie cykli transgresywno-regresywnych. Nehring-Lefeld i inni (1997) scharakteryzowali ewolucję termiczną zachodniego brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego w ordowiku na podstawie konodontów. W pracy Modlińskiego i innych (2006) przedstawiona została litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia bałtyckiego. Opracowanie stratygrafii opartej na Chitinozoa znajduje się w pracach Modlińskiego i innych (2002a, b, 2007); analizę struktur mikrobialnych oraz charakterystykę poziomów kondensacji i fosfatacji w związku z transgresją w ławnie przedstawiła Podhalańska (1984, 1995). Badania petrograficzne i geochemiczne osadów ordowiku i syluru północnej i północno-wschodniej Polski prowadzone były przez Langier-Kuźniarową (1974a, b). Prace z dziedziny geochemii dotyczyły głównie geochemii organicznej – his-

torii termicznej basenu bałtyckiego i obszarów przyległych (Grotek, 1999, 2006).

Problematyka pogranicza ordowiku i syluru w kontekście zmian środowiskowych, facjalnych i geochemicznych, sukcesji biocenoz w okresie późnoordowickiego kryzysu biotycznego, czy problemy wczesnosylurskiej radiacji rzadko były w Polsce przedmiotem badań, chociaż w ostatnich latach zainteresowanie problematyką wpływu późnoordowickich zdarzeń globalnych na zapis osadowy i paleontologiczny wyraźnie wzrosło (Bednarczyk i in., 1996; Dzik, 1999; Podhalańska, 1999, 2003a, 2006b, c, 2008, 2009; Masiak i in., 2003; Trela, 2005, 2007; Podhalańska, Trela, 2007; Trela, Salwa, 2007; Trela, Podhalańska, 2008; Trela, Szczepanik, 2009). W innych krajach basenu bałtyckiego badania paleontologiczne, sedymentologiczne i geochemiczne interwału ordowik górny–landower niższy były już wcześniej i są nadal intensywnie prowadzone (m.in.: Bergström, 1973; Kaljo, Hints, 1996; Bergström i in., 1999; Kaljo i in., 2001, 2008; Brenchley i in., 2003; Nielsen, Harper, 2003; Brenchley, 2004; Nielsen, 2004; Hansen i in., 2009).

TŁO GEOLOGICZNO-PALEOKLIMATYCZNE

KLIMAT I PALEOGEOGRAFIA

Późny ordowik–wczesny landower był to okres w historii Ziemi, w którym miało miejsce wielkie wydarzenie klimatyczne, związane z rozwojem lądolodu na południowej półkuli, a następnie deglacjacja, ocieplenie klimatyczne i związane z tym eustatyczne zmiany poziomu morza.

Rozległe zlodowacenie w hirnancie przerwało długotrwały okres cieplarniany w ordowiku. Okres ten charakteryzował się ograniczoną cyrkulacją oceaniczną powierzchniową i denną (Railsback i in., 1990) oraz wysoką zawartością CO₂ w atmosferze (Berner, 2001). Niski poziom O₂ w wodach oceanicznych łącznie ze spowolnioną cyrkulacją, a nawet stagnacją w okresie cieplarnianym, poprzedzającym późnoordowickie ochłodzenie klimatyczne, było przyczyną anoksji w głębokich strefach oceanicznych (Barnes, 2004a). Okres ciepły, poprzedzający późnoordowickie zmiany klimatyczne, charakteryzował się najwyższym, eustatycznie uwarunkowanym, poziomem morza w fanerozoiku (Frakes i in., 1992; Hallam, 1992), osiągając maksimum w karadoku; był to także okres silnie zaznaczających się zmian eustatycznych niższego rzędu (Fortey, 1984; Ross, Ross, 1992; Zhang, Barnes, 2002; Nielsen, 2004). Ogromne obszary kontynentów, często spenepienizowane, znajdowały się pod wodą, stanowiąc „kolebkę” różnorodnych paleośrodowisk. W ciepłym klimacie płytkie obszary kratonów, znajdujących się w niskich szerokościach geograficznych, jak Laurencja, Syberia, australijska i północnochińska część Gondwany, były miejscem precypitacji ewaporatów (Barnes, 2004a); zredukowane obszary lądowe były miejscem erozji mechanicznej i chemicznej.

Skomplikowany układ między czynnikami klimatycznymi, oceanicznymi i ekologicznymi został zakłócony w sposób zasadniczy w późnym ordowiku wraz z rozwojem lądolodu na Gondwanie. Ze zlodowaceniem i zmianami klimatu nastąpiło obniżenie poziomu CO₂ w atmosferze, reorganizacja cyrkulacji oceanicznej i wzrost wentylacji prowadzący do przerwania długotrwałej stagnacji ordowickich oceanów (Gibbs i in., 1997; Kump i in., 1999; Poussart i in., 1999; Barnes, 2004a). Zmiany klimatyczne i oceaniczne oraz glacieustatycznie uwarunkowane wahania poziomu morza wpłynęły na reorganizację ustabilizowanych w okresie cieplarnianym ekosystemów, w związku z kształtowaniem odmiennych warunków ekologicznych (Webby i in., 2004). Destabilizacja ekosystemów doprowadziła do jednego z największych wymierań w fanerozoiku (Sepkoski, 1982), które dotknęło w różnym stopniu organizmy bentosowe i planktoniczne.

Kontynent Gondwany, zajmujący ogromny obszar południowej półkuli (fig. 2, 3A, B), stanowił centrum późnoordowickiego zlodowacenia. Dowodem bezpośrednim na zlodowacenie znacznych obszarów paleokontynentu Gondwany jest obecność tillitów, dropstonów na wielu obszarach południowej półkuli w ordowiku, a także występowanie w osadach kosmopolitycznej fauny *Hirnantia*, charakterystycznej dla sedymentacji w reżimie względnie niskiego poziomu morza (Cocks, Torsvik, 2004). Fauna ta występuje w wielu obszarach świata, w tym Polski (por. fig. 3A), również na obszarze obniżenia bałtyckiego.

Wpływ zlodowacenia Gondwany na późnoordowicki klimat innych kontynentów, w tym Bałtyki, wydaje się nie budzić wątpliwości. Na ówczesny klimat mogła pośrednio wpłynąć także orogeneza takońska, dostarczając ogromnych

ilości materiału wietrzeniowego, powodującego zmiany w składzie atmosfery i w konsekwencji znaczne obniżenie temperatury (Kump i in., 1999). Istotny wpływ na warunki klimatyczne w ordowiku mogła mieć, podobnie jak to jest współcześnie, cyrkulacja oceaniczna uwarunkowana rozkładem paleokontynentów (Berry i in., 1995), a także wzmożone erupcje wulkaniczne w środkowym ordowiku, związane z hipotezą superpióropusza płaszczu (Barnes, 2004b).

W świetle badań paleomagnetycznych, obraz rozkładu paleokontynentów w ordowiku jednoznacznie przemawia za stopniową wędrówką kontynentu Bałtyki ku północy, w stronę równika. Bałtyka przesunęła się z wyższych szerokości geograficznych południowych, jakie zajmowała we wczesnym ordowiku; dokonując rotacji, osiągnęła niższe szerokości geograficzne w późnym ordowiku (Torsvik i in., 1991; Cocks, Torsvik, 2004). W sandbie i wczesnym kacie (karadok) obszary paleobasenu bałtyckiego, usytuowanego w zachodniej części Bałtyki w pobliżu 30° szerokości geograficznej południowej, znalazły się w strefie klimatu ciepłego, chociaż w skali globalnej morza podlegały powolnemu wychładzaniu (Nestor, Einasto, 1997; Cocks, Torsvik, 2004; Trotter i in., 2008; Hansen i in., 2009).

W himancie (późnym aszgilu) kontynent Bałtyki znajdował się na południe od równika, przy czym część kontynentu, obejmująca obszar obniżenia (basenu) bałtyckiego, znajdowała się najbliższym południowego brzegu kontynentu w strefie klimatu umiarkowanego i ciepłego (fig. 3A, B). Wydaje się więc, że sugerowane ochłodzenie na Bałtyce w późnym ordowiku było związane przypuszczalnie z globalnymi zmianami klimatycznymi i zlodowaceniem na południowej półkuli, a nie z jej pozycją paleogeograficzną.

OBSZAR BADAŃ

Obszar obniżenia bałtyckiego stanowi strukturalną część kratonu wschodnioeuropejskiego. Jego podłoże znajduje się na głębokości od kilkuset metrów do około 5 000 m, a skały pokrywy osadowej, leżące płasko lub prawie płasko, obejmują kompleks osadowy od ediakaru po czwartorzęd.

Skały ordowiku i syluru, występujące obecnie w regionie bałtyckim, są pozostałością znacznie rozleglejszej pokrywy osadowej, utworzonej w zbiorniku bałtyckim na prekambryjskim kratonie wschodnioeuropejskim. Obszar ten w ordowiku i sylurze stanowił perykratoniczny zbiornik morski, rozwinięty na krystalicznym podłożu paleoproterozoicznym (Cymerman, 2004), o słabym, prawie płaskim reliefie i lekkim nachyleniu ku południowemu zachodowi. Rozpościerający się wzdłuż południowo-zachodnich brzegów kratonu wschodnioeuropejskiego, w średnich i niskich szerokościach geograficznych południowych oraz w umiarkowanej i ciepłej strefie klimatycznej, basen bałtycki był rozległym morzem epikontynentalnym o płaskich brzegach, w którym panowała głównie powolna sedimentacja osadów węglanowych, marglistych i ilastych o niewielkich miąższościach.

Osady ordowiku basenu bałtyckiego podzielone zostały na cztery strefy facjalne, od facji górnego skłonu i głęboko-

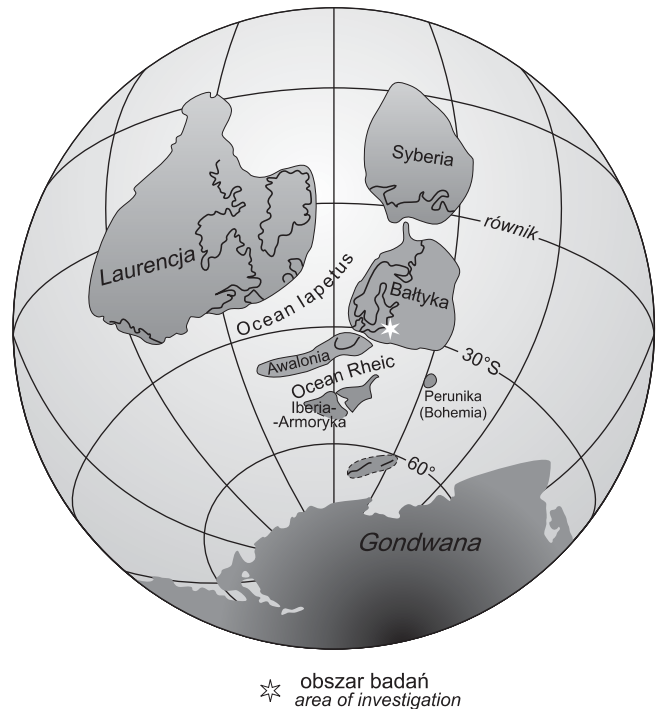


Fig. 2. Paleogeografia w późnym ordowiku (wg Cocks, 2000)

Late Ordovician palaeogeography (after Cocks, 2000)

nerytycznych, przylegających bezpośrednio na zachodzie do facji basenowych, ku przybrzeżnym na wschodzie (Männil, 1966; Nestor, Einasto, 1997). Od zachodu są to: strefa skańska, centralnobałtoskańska wraz z depresją centralną oraz północnoestońska i litewska (fig. 1). Jaanusson (1976) nazwał te strefy konfacjami, wyróżniając je na podstawie specyficznego składu litologicznego i faunistycznego w poszczególnych częściach basenu.

W kierunku zachodnim osady górnego proterozoiku i dolnego paleozoiku basenu bałtyckiego kontaktują wzdłuż uskoków strefy tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista (TTZ) ze zdeformowanymi tektonicznie osadami ordowiku i syluru strefy Koszalin-Chojnice, stanowiącej wschodnie ograniczenie tzw. strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) i platformy paleozoicznej (Znosko, 1998; Dadlez, 2000).

Obszar obniżenia bałtyckiego, stanowiący część prekambryjskiego kratonu wschodnioeuropejskiego, podlegał wpływom procesów tektonicznych, jakie zachodziły przy brzegu kratonu. Według ostatnio prowadzonych badań, w późnym ordowiku nastąpiło częściowe zamknięcie morza Tornquista, oddzielającego od południowego zachodu Bałtykę od Perygondwany, poprzez przesunięcie bloku Awalonii do Bałtyki (Katzung, 2001; Torsvik, Rehnström, 2003; Cocks, Torsvik, 2004; Poprawa, 2006). Zwężeniu uległ także ocean Iapetus, oddzielający na zachodzie Bałtykę od Laurentji. Na ewolucję południowo-zachodniego (obecnie) brzegu Bałtyki, a także miąższość oraz charakter osadów ordowiku i syluru, frakcję materiału detrytycznego i kierunek transportu, mogły więc

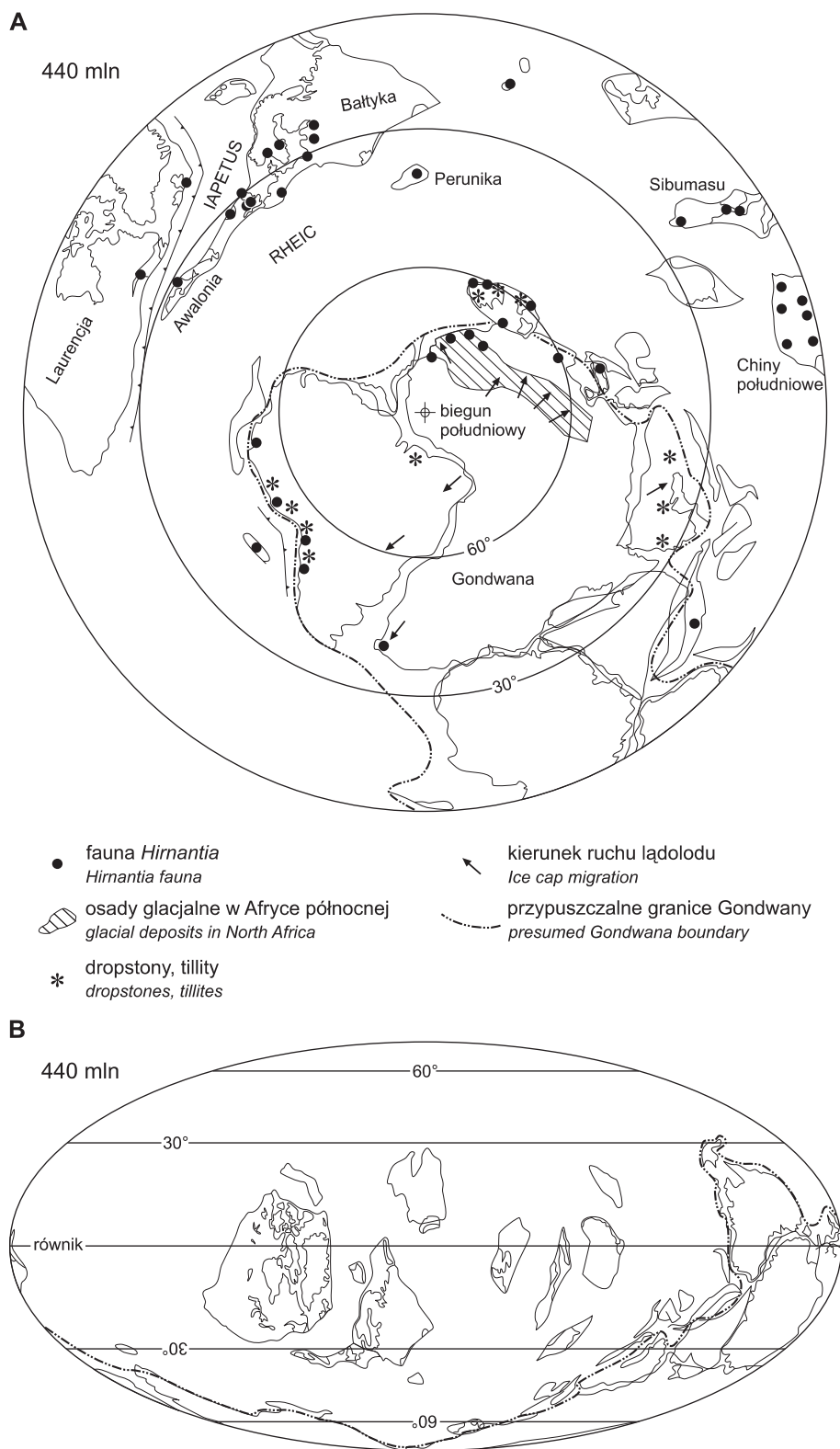


Fig. 3. Rozmieszczenie osadów glacialnych, peryglacialnych i profilów z fauną *Hirnantia* w późnym ordowiku (Cocks, Torsvik, 2004, zmodyfikowane)

A – widok od strony bieguna południowego; B – widok od strony równika

Distribution of glacial and periglacial deposits and distribution of *Hirnantia* fauna in the Late Ordovician (according to Cocks and Torsvik, 2004, modified)

A – view from the S pole's side; B – view from the equator's side

mieć wpływ procesy zachodzące przy południowo-zachodnim brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Przyjmuje się, że obszar źródłowy materiału detrytycznego pochodzącego z zachodu, dla utworów ordowiku górnego i syluru, stanowiła kaledońska strefa kolizji, rozwijająca się u czoła przemieszczającej się ku SE (w obecnym układzie geograficznym) Awalonii (Poprawa, 2006).

Zaprezentowane poniżej wyniki badań, na tle późnoordowickich zmian klimatycznych i eustatycznych, przedstawione zostały oddzielnie dla dwóch regionów obniżenia

bałtyckiego: zachodniego i wschodniego, odpowiadających w ogólnych zarysach dystalnej i proksymalnej strefie paleobasenu bałtyckiego. Granicę między wschodnią i zachodnią częścią obniżenia bałtyckiego przyjęto, podobnie jak w pracy Modlińskiego i Szymańskiego (1997), na linii Wisły, zakładając, że wiercenie Gdańsk IG 1 jest położone na granicy strefy skańskiej, reprezentującej strefę głębokoneretyczną oraz górną część skłonu kontynentalnego i strefy centralnobaltooskańskiej, obejmującej pozostałą część strefy neretycznej zbiornika bałtyckiego.

PÓŻNOORDOWICKO-WCZESNOLANDOWERSKIE ZMIANY ŚRODOWISKOWE

ZAPIS SEDYMENTACYJNY

Basen bałtycki, zgodnie z przyjętą powszechnie rekonstrukcją paleogeograficzną, w ordowiku i sylurze jako perykratoniczny zbiornik morski był usytuowany na południowo-zachodnim skłonie paleokontynentu Bałtyki. Zapis sedymentacyjny ordowiku i najniższego syluru reprezentowany jest przez kompleks mało urozmaiconych skał osadowych, o niewielkiej miąższości. Zdecydowana ich większość to skały silikoklastyczne oraz węglanowo-silikoklastyczne zawierające w swym składzie zmienne proporcje obu składników.

Przyjmuje się, że sukcesja osadowa ordowiku w zbiorniku bałtyckim w znacznym stopniu związana jest z eustatycznymi zmianami poziomu morza (Nielsen, 2004). Dla obszaru Bałtoskandii została skonstruowana krzywa zmian względnego poziomu morza (*op. cit.*) (fig. 4) oraz wydzielone zostały okresy wysokiego i niskiego względnego poziomu morza (wpm, *sensu* Porębski, 1996) dla późnego ordowiku i wczesnego syluru. Są to – wysoki wpm w późnym lanwirnie, karadoku oraz w landowerze i niski wpm w aszgilu. Obniżenie poziomu morza pod koniec ordowiku związane było z ochłodzeniem klimatu i rozwojem lądolodu na Gondwanie (Brenchley, 2004).

ZACHODNIA CZĘŚĆ OBNIŻENIA BAŁTYCKIEGO

W osadach dolnego paleozoiku w północnej Polsce rozpoznane zostały cztery sekwencje depozycyjne stanowiące odzwierciedlenie cykli transgresywno-regresywnych, których rozwój litofacjalny związany był z eustatycznymi zmianami poziomu morza (Jaworowski, 2002). Osady ordowiku, od arenigu po aszgil bez najwyższej części, stanowią III sekwencję depozycyjną, podzieloną na dwie subsekwencje, rozdzielone wyraźną powierzchnią erozyjną. Dolną subsekwencję reprezentują osady rozpoczynające się zlepieniem podstawowym, mułowce i wapienie margliste arenigu i lanwirnu; górną – czarne iłowce z graptolitami najwyższego lanwirnu i karadoku oraz margle i mułowce aszgilu, bez najwyższej części. Osady landoweru stanowią według Jaworowskiego (*op. cit.*) początek IV sekwencji depozycyjnej, rozpoczynającej kolejny cykl transgresywno-regresywny.

Litostratygrafia

Pierwsze nieformalne schematy podziałów litostratygicznych przedstawili Modliński i Topulos (1974) oraz Podhalańska (1980), a propozycję formalnego podziału zaprezentowali Bednarczyk (1996) oraz Modliński i Szymański (1997). Według tego ostatniego schematu, w ordowiku wyróżniono, dla części zachodniej i wschodniej obniżenia bałtyckiego, szereg regionalnych jednostek litostratygicznych o randze formacji. Dla części zachodniej są to: formacja iłowców ze Słuchowa, formacja wapieni z Kopalina, formacja iłowców z Sasina oraz formacja iłowców i margli z Prabut. Przedmiotem badań były dwie ostatnie formacje należące do ordowiku górnego.

Formacja iłowców z Sasina (w skr. formacja z Sasina), reprezentowana głównie przez iłowce z graptolitami karadoku, oddzielona jest od starszej formacji wapieni z Kopalina (lanwirn) wyraźną powierzchnią erozyjną stanowiącą granicę subsekwencji depozycyjnych. Są to iłowce czarne, ciemnoszare i szarozielonkawe, często bitumiczne, miejscami wapniste. Występują w nich wkładki i laminy tufów i bentonitów, reprezentujących wulkanizm kwaśny, związany prawdopodobnie z magmą typu dacytowego i riodycycytowego, a wielkość ziaren materiału piroklastycznego obserwowanego w płytkach cienkich, wskazuje na niezbyt daleki transport materiału do zbiornika sedymentacyjnego (Przybyłowicz, 1980). Powstanie poziomów osadów piroklastycznych w obrębie iłowców karadoku związane było z procesami tektonicznymi oraz wulkanizmem zachodzącym na zachód od Bałtyki na skutek zwięzania się oceanu Iapetus, a także stopniowego zamykania morza Tornquista, następującym w związku z postępującą kolizją Awalonii i Bałtyki w późnym ordowiku (Pharaoh i in., 1993; Torsvik, Rehnström, 2003; Cocks, Torsvik, 2004; Poprawa, 2006).

W osadach formacji z Sasina dominującą grupą skamieniałości są szczątki organizmów planktonicznych: graptolitów i ramienionogów bezzawiasowych. Zidentyfikowana makrofauna wskazuje, iż formacja z Sasina obejmuje osady wyższego lanwirnu po najwyższy karadok, a więc odpowiadające utworom bałtyckich pięt od lasnamägi po vormsi. Zgodnie z globalnym podziałem chronostratygraficznym osady formacji iłowców z Sasina odpowiadają najwyższej części globalnego

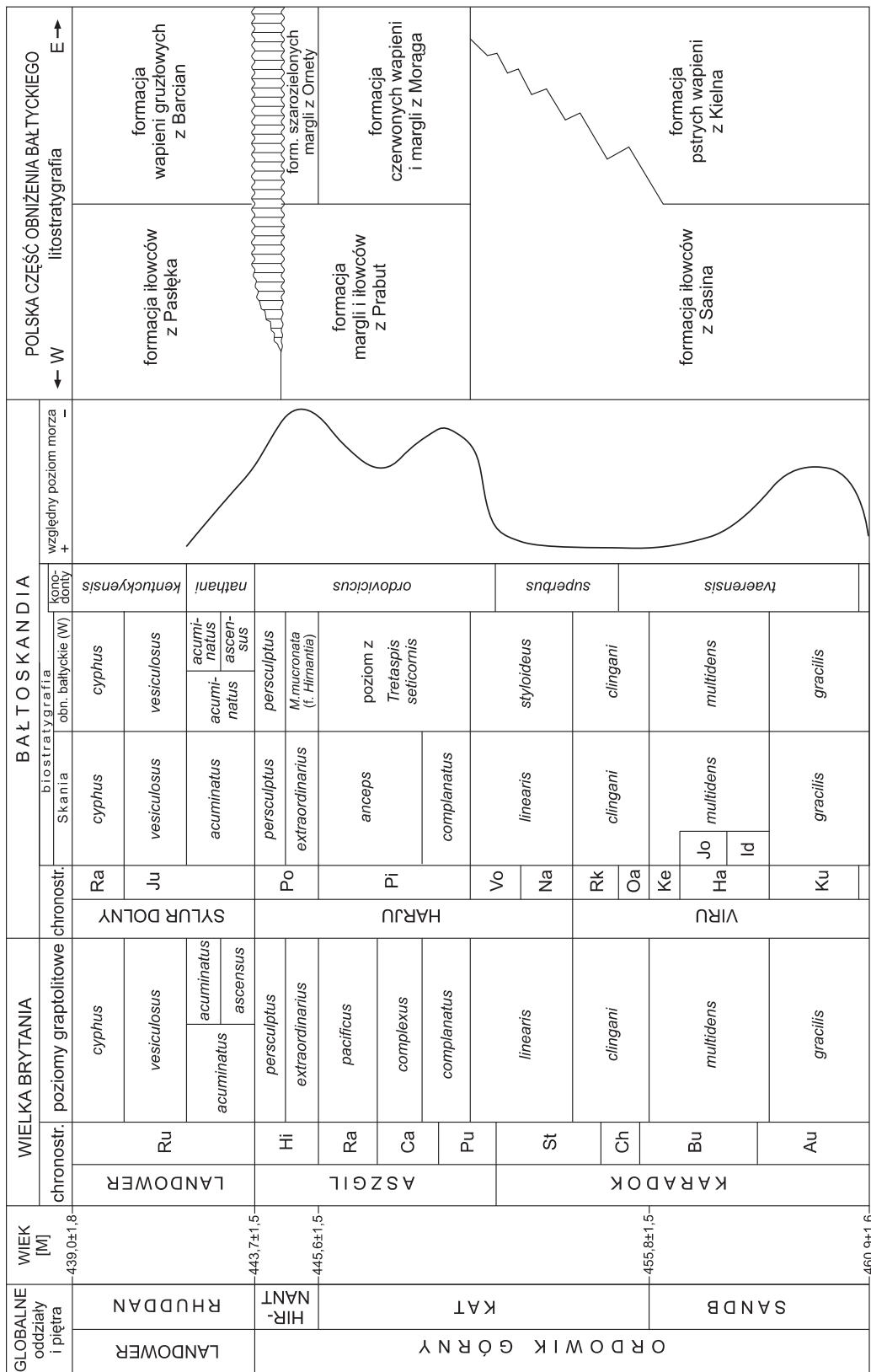


Fig. 4. Podział globalny i podziały regionalne (brytyjski i bałtoskański), krzywa względnego poziomu morza dla obszaru Bałtoskandii oraz stratygrafia górnego ordowiku i najniższego landoweru (rhuddanu) obniżenia bałtyckiego

Global and regional (British and Baltoscandian) subdivisions, sea-level curve for Baltoscandia and stratigraphy of the Upper Ordovician and lowest Llandovery (Rhuddanian) of the Baltic Depression

Objaśnienia do fig. 4
Explanation for Fig. 4

Podział globalny – Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna, 2009 (www.stratigraphy.org)
Global subdivision – International Commission of Stratigraphy, 2009

Wiek – Tabela Stratygraficzna (Wagner, red., 2008)
Age – Stratigraphical Chart (Wagner, red., 2008)

Podział brytyjski – Fortey i in. (1995), Koreń i in. (1996), Cooper, Sadler (2004), Melchin i in. (2004)
British subdivision – Fortey et al. (1995), Koreń et al. (1996), Cooper, Sadler (2004), Melchin et al. (2004)

Podział bałtoskański – Kaljo, Hints (1996), Nölvak i in. (2006)
Baltoscandian subdivision – Kaljo, Hints (1996), Nölvak et al. (2006)

Biostratygrafia zachodniej części obniżenia bałtyckiego – Podhalańska (2003a)
Biostratigraphy of the western part of the Baltic Depression – Podhalańska (2003a)

Poziomy konodontowe w sylurze – Melchin i in. (2004)
Silurian conodont zones – Melchin et al. (2004)

Krzywa względnego poziomu morza dla obszaru Bałtoskandii – Nielsen (2004), zgeneralizowana
Relative sea level curve for Baltoscandia – Nielsen (2004), generalized

Litostratygrafia – Modliński, Szymański (1997), Modliński i in. (2006)
Lithostratigraphy – Modliński, Szymański (1997), Modliński et al. (2006)

Skróty nazw pięter regionalnych, używanych w tekście
Symbols of regional stage names used in text

brytyjskich:
British:

Ru – Rhuddan, Hi – Hirnant, Ra – Rawthey, Ca – Cautley, Pu – Pusgill, St – Strefford, Ch – Cheney,
Bu – Burrell, Au – Aureluc

bałtoskańskich:
Baltoscandian:

Ra – raikkula, Ju – juuru, Po – porkuni, Pi – pirlu, Vo – vormsi, Na – nabala, Rk – rakvere, Oa – oandu,
Ke – keila, Ha – haljala, Ku – kukruse, Id – idavere, Jo – jöhvi

piętra darriwil, piętru sandb i dolnej części piętra kat. Globalny podział stratygraficzny ordowiku górnego i niższego lądowca oraz jego korelację z regionalnym podziałem brytyjskim i bałtoskańskim, biostratygrafię w obszarze obniżenia bałtyckiego oraz jednostki litostratygraficzne w zachodniej i wschodniej części obszaru bałtyckiego przedstawiono na figurze 4.

Osady wyższej części profilu ordowiku zaliczane są do formacji margli i iłowców z Prabut, wydzielonej przez Modlińskiego i Szymańskiego (1997). Wcześniej wyróżniano je jako warstwy mazurskie (Tomczykowa, 1964), kompleks wapieni marglistych i piaszczystych (Podhalańska, 1980) lub formację kaszubską (Bednarczyk, 1996). Jednostkę tę stanowią margle, margle ilaste i mułowcowe oraz iłowce mułowcowe i margliste głównie szare i ciemnoszare. W przystropowej części następuje zmiana facji na gruboklastyczną – pojawiają się piaskowce lub mułowce piaszczyste. Miąższość osadów formacji z Prabut w profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego zmienia się w granicach od około 3 do 10 m. Faunie trylobitów towarzyszą ramienionogi oraz występujące w niektórych interwałach głębokościowych skamieniałości śladowe. Osady te odpowiadają wiekowo poziomom graptolitowym *complanatus* oraz *anceps* i *extraordinarius* dokumentującemu wyższy kat i niższy hirnant w podziale globalnym (fig. 4).

W dolnej części formacji z Prabut występują trylobity: *Illaeus* sp., *Nankinolithes* sp., *Lonchodomas* sp. (Modliń-

ski, 1973, 1986, 1989), a poza tym *Tretaspis* sp., *Opsimasaphus* sp., *Calliops* sp. (Podhalańska, 1980). W górnej części formacji występuje zespół ramienionogów zawiasowych, m.in. *Plectothyrella* sp., *Eostropheodonta hirnantensis* (M'Coy), *Hirnantia saggitifera* (M'Coy), *Platymena polonica* Temple i inne, stanowiące charakterystyczne gatunki fauny *Hirnantia* oraz trylobity *Mucronaspis mucronata* (Brongniart), a także małżoraczki i fragmenty łodzików. Fauna ta określa wiek górnej części formacji na hirnant w podziale globalnym. Występujące wyżej, w niektórych ciągłych profilach (np. Lębork IG 1) osady z przewagą iłowców mogą należeć już do formacji iłowców z Pasłęka.

W osadach formacji z Prabut nie znaleziono konodontów. Bardzo liczne konodonty, występują w starszych osadach: w wapieniach środkowego ordowiku formacji z Kopalina (Podhalańska, 1978; Bednarczyk, 1996). Z przyczyn facjalnych nie występują one także w iłowcach otwartego morza formacji z Sasina. Nie stwierdzenie ich w węglanowo-silikoklastycznych osadach formacji z Prabut może być spowodowane przyczynami facjalnymi związanymi z ochłodzeniem w późnym ordowiku i/lub bardzo niską ich frekwencją w osadach.

Wykształcenie osadów sylurskich kratonu wschodnioeuropejskiego poznano w profilach kilkudziesięciu otworów wiertniczych. Reperowymi profilami dla zachodniej części regionu są profile Kościerzyna IG 1 oraz Lębork IG 1 znajdujące się w brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego

oraz profile pochodzące z obszaru Łeby, takie jak Hel IG 1, Białogóra 1, Białogóra 2, Żarnowiec IG 1, Łeba 8. Na szczególną uwagę zasługuje profil Lębork IG 1, w którym osady sylurskie były prawie całkowicie rdzeniowane, a Tomczyk (1977) oznaczył tu graptolity poziomu *persculptus*, sugerując ciągłość sedimentacji między ordowikiem i sylurem.

Sukcesja osadowa syluru w zachodniej części basenu bałtyckiego charakteryzuje się ciągłością sedimentacyjną i reprezentowana jest przez monotonnie wykształcony kompleks osadów silikoklastycznych o znacznej miąższości (Tomczyk, 1976, 1982; Jaworowski, 2000; Szymański, Modliński, 2003; Podhalańska, Modliński, 2006). Dominują iłowce i mułowce z cienkimi wkładkami drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych. Podrzędny udział mają skały nieterygeniczne, ograniczone do sporadycznie pojawiających się cienkich wkładek osadów piroklastycznych (bentonity, tufity) oraz skał węglanowych, margli, wapieni marglistych i organogenicznych, których występowanie związane jest z najwyższym odcinkiem sylurskiej sukcesji osadowej – piętnem przydol.

Ilasto-mułowcowe osady syluru występujące w zachodniej części obniżenia bałtyckiego zostały scharakteryzowane przez Jaworowskiego (2000), który określił je jako egzoflisz deponowany w basenie przedgórskim utworzonym w brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego.

Przedmiotem badań sylurskiej części profilów prowadzonych w ramach niniejszej pracy jest część formacji iłowców z Pasłęka – ogniwo iłowców bitumicznych z Jantaru, którego wiek określa się na rhuddan (Modliński i in., 2006). Wcześniej osady te stanowiły część „warstw pasleckich dolnych”, *sensu* Tomczyk, 1962.

Charakterystyka facji i mikrofacji

Wykształcenie litofacjalne górnego ordowiku i niższego landoweru we wszystkich badanych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego jest podobne. Wyróżnić tu można dwa typy facji: silikoklastyczne i mieszane. Facje silikoklastyczne reprezentowane są przez iłowce, charakterystyczne dla karadoku, aszgilu dolnego i landoweru niższego, oraz piaskowce i mułowce, występujące w stropowej części formacji z Prabut. Facje mieszane, węglanowo-silikoklastyczne (z przewagą składników silikoklastycznych) oraz silikoklastyczno-węglanowe (z przewagą składników węglanowych), są charakterystyczne przede wszystkim dla aszgilu górnego (hirnantu). Generalizując, następstwo facji w ordowiku górnym wykazuje coraz bardziej płytkowodny charakter. Osady najwyższego hirnantu i najniższego landoweru reprezentują facje głębszego morza. Profile stratygraficzno-litologiczne wraz z występowaniem zespołów biotycznych oraz interpretacją środowisk sedimentacji przedstawiono na [figurach 5–9](#).

Facja iłowców

Facja iłowców występuje zarówno w dolnej, jak i górnej części badanej sukcesji osadowej ([fig. 5–9](#)). Reprezentuje ona formację z Sasina karadoku oraz dolną część formacji z Prabut dolnego aszgilu. W górnej części badanej sukcesji osado-

wej facja ta występuje także w poziomie *persculptus* niektórych profilów oraz reprezentuje ogniwo z Jantaru rhuddanu (Modliński i in., 2006). Facja iłowców reprezentowana jest przez: iłowce i, rzadko, łupki ilaste, często z pirytem rozproszonym albo skupionym w laminach lub gniazdach. Makroskopowo iłowce są przeważnie czarne lub szare, masywne lub laminowane (tabl. I, fig. 1, 3, 4); mikroskopowo wykazują często laminację poziomą lub smużystą (tabl. II, fig. 1–4). W zależności od barwy oraz zespołu obserwowanych struktur sedimentacyjnych, wyróżniono dwie subfacje – iłowców czarnych i iłowców szarych, między którymi przeważnie istnieje stopniowe przejście.

Subfacja iłowców czarnych składa się z iłowców i łupków ilastych czarnych z często drobną laminacją poziomą, wyrażoną równoległym ułożeniem łusek illitu oraz naprzemianległością laminek ciemniejszych (ilastych lub ilasto-organicznych) i jaśniejszych (bardziej mułkowych) (tabl. II, fig. 2–3; tabl. III, fig. 6).

Badania przy użyciu skaningowego mikroskopu elektronowego wykazały, że podstawowym minerałem jest illit, występujący przeważnie w formie równolegle ułożonych cienkich łusek, tworzących równoległe lub lekko faliste agregaty z niewielką tylko zawartością ziaren kwarcu i innych składników detrytycznych. Między falistymi agregatami illitu występuje dość powszechnie piryty w formie drobnych framboidów. Piryty ten, o charakterze wczesnodiagenetycznym mógł powstać w miejscach rozkładu substancji organicznej, być może powłok bakteryjnych (Podhalańska, 2002) (tabl. III, fig. 7, 8). Subfacja ta związana jest z występowaniem organizmów otwartego morza: planktonicznych graptolitów, ramienionogów bezzawiasowych oraz palinomorfów i Chitinozoa.

Przykładem osadów należących do tej subfacji są iłowce i łupki ilaste karadoku, tworzące trzon formacji z Sasina oraz skondensowane iłowce dolnej części formacji z Pasłęka (ogniwo z Jantaru) zaliczanej do rhuddanu.

Subfacja iłowców szarych składa się z masywnych, szarych iłowców czasem lekko marglistych, miejscami ze skamieniałościami śladowymi *Chondrites* isp. (tabl. I, fig. 3, 4). Niekiedy obserwuje się bardzo słabo zaznaczającą się laminację poziomą lub smużystą (tabl. II, fig. 4).

Badania przy użyciu SEM wykazały, że głównym minerałem jest illit, jego drobnołuseczkowa odmiana, rzadko tworząca ciągłe laminki. Między łuseczkami illitu stwierdza się ziarna kwarcu różnej wielkości oraz pojedyncze ziarna skaleni i dolomitu. W próbie z pogranicza ordowiku i syluru (profil Hel IG 1, głęb. 2971,3 m) charakterystyczne jest występowanie bardzo dobrze wykształconych agregatów złożonych z wydłużonych kryształów celestynu (tabl. VII, fig. 3). Piryty, występujący makroskopowo w formie smug (tabl. II, fig. 1), stanowi zbiór klasycznie wykształconych framboidów o wielkości około 10 μm. Jego skupienia są prawdopodobnie związane z miejscowym nagromadzeniem substancji organicznej.

Przykładem tej subfacji są iłowce i iłowce lekko margliste najwyższej części formacji z Prabut i najniższej części formacji z Pasłęka (w profilach charakteryzujących się ciągłością

sedymentacji na granicy ordowik/sylur; fig. 6). Dokumentacja biostratygraficzna pozwala określić wiek tych osadów na hirnancie wyższy–najniższy rhuddan. Do tej subfacji należą także szare iłowce występujące w dolnej części formacji z Prabut, których wiek określono na górną część katu (fig. 5, 6, 8, 9).

Interpretacja. Facja iłowców związana jest z sedymentacją drobnych silikoklastyków o charakterze terygenicznym. Drobnoklastyczny charakter osadów świadczy, że powstały one z dala od stref brzegowych i/lub ich materiał pochodził z erozji drobnoziarnistych skał. Bardzo rzadko obserwowane przejawy działania prądów świadczą, że osady te stanowią rezultat depozycji z zawiesiny w stagnujących lub bardzo wolno płynących wodach. Środowiskiem sedymentacji tych osadów była najgłębsza i najbardziej oddalona od brzegu część zbiornika charakteryzująca się najniższą energią wód, odpowiadająca dystalnej części szelfu zewnętrznego i prawdopodobnie strefie górnego skłonu.

Osady reprezentujące dwie wyróżnione subfacje w obrębie facji iłowców różnią się głównie stosunkiem warunków redokcyjnych do utleniających w strefie dennej basenu sedymentacyjnego. Świadczy o tym barwa osadu, a także wyniki badań geochemicznych omawiane w dalszej części pracy. Zmienność warunków redoks w strefie dennej w czasie sedymentacji iłowców przejawia się także różnorodnością składników pochodzenia biogenicznego. ıłowcom czarnym towarzyszą głównie graptolity. ıłowcom szarym, występującym w górnej części katu, towarzyszą skamieniałości śladowe *Chondrites* isp. Występujące w górnej części hirnantu i na granicy ordowik/sylur ıłowce szare ze skamieniałościami śladowymi, ślimakami, hyolitami wskazują na obecność tlenu w strefie dennej basenu sedymentacyjnego, odpowiadającej warunkom dysaerobowym. Potwierdzają to także wyniki badań geochemicznych. Jak można wnosić z powyższej charakterystyki osady należące do subfacji ıłowców czarnych powstały poniżej minimum tlenowego. Osady subfacji ıłowców szarych, związane najprawdopodobniej ze strefą szelfu zewnętrznego, powstały w zmiennych warunkach redoks od suboksycznych do dysoksydacyjnych.

Facje mieszane, silikoklastyczno-węglanowe

Reprezentujące je osady zawierają zmienną ilość i zmienne proporcje drobnoklastycznych składników terygeniczných oraz węglanów. Facje te reprezentują szare lub szarozielonkawe masywne margle, wapienie margliste, ıłowce margliste, tylko niekiedy ze słabo zaznaczającą się równoległą laminacją płaską. Osady tych facji, tworzące trzon formacji margli i ıłowców z Prabut, odpowiadają aszgilowi górnemu (poza najwyższą częścią) oraz częściowo aszgilowi dolnemu. Osady facji mieszanych występują we wszystkich badanych profilach chociaż wzajemne proporcje między poszczególnymi typami osadów są zmienne w poszczególnych profilach (fig. 5–9).

W osadach dolnego aszgilu (katu górnego) dominuje facja ıłowców marglistych z podrzędną ilością margli. Takie wykształcenie dolnego aszgilu jest charakterystyczne dla większości profilów zachodniej części obniżenia bałtyckiego: Hel IG 1, Lębork IG 1, Kościerzyna IG 1, Gdańsk IG 1.

Bardziej marglisty charakter osadów dolnego aszgilu występuje tylko w profilu Białogóra 2.

W osadach górnego aszgilu (hirnancie bez najwyższej części) dominuje facja marglista; przykładem mogą być profile Lębork IG 1 oraz Gdańsk IG 1 (fig. 7, 9). Facja wapieni marglistych występuje w profilu Białogóra 2 (fig. 6). Najbardziej silikoklastyczny charakter wykazują osady hirnantu w profilu Kościerzyna IG 1, wykształcone jako ıłowce margliste (fig. 8).

Makroskopowo w skałach tych stwierdza się obecność skorupki ramienionogów zawiasowych oraz trylobitów, a także w niektórych interwałach stratygraficznych skamieniałości śladowe. Skały węglanowe hirnantu reprezentowane są przez madstony i wakstony bioklastyczne (tabl. II, fig. 7, 8), miejscami słabo zbioturbowane. Ziarna szkieletowe tworzą głównie fragmenty trylobitów i ramienionogów oraz skorupki małżoraczków. Materiał ziarnowy jest źle wysortowany. Wśród składników allochemicznych stwierdzono niezbyt liczne, słabo wysortowane i mało pokruszone fragmenty skorupki ramienionogów, pancerzy trylobitów (tabl. II, fig. 7; tabl. III, fig. 1), rzadko małżoraczków, a także inny niezidentyfikowany detrytus. Szczątki organiczne są dobrze zachowane, nieobtoczone, słabo wysortowane, z przewagą dużych fragmentów, a niekiedy całych skorupki ramienionogów. Miejscami występują nieregularnego kształtu skupienia amorficznej materii organicznej (tabl. III, fig. 2).

Stwierdzono nierównomierne rozmieszczenie grubszych składników allochemicznych w marglach i wapieniach marglistych (np. bioklastów), drobnych silikoklastyków i mułu wapiennego; w górnym kacie, w profilu Kościerzyna IG 1, na głębokości 4396,5 m w zbioturbowanych ciemnoszarych marglach i ıłowcach marglistych stwierdzono, poza fragmentami skorupki ramienionogów i trylobitów, liczne nagromadzenia detrytusu mszywiolów i szkarłupni (tabl. III, fig. 3, 4). Dobry stan zachowania bioklastów świadczy o ich niedalekim transporcie. Stwierdzone szczątki alg w podobnej pozycji stratygraficznej w profilu Hel IG 1 (Modliński, 1986) mogą sugerować erozję płytszych obszarów w okresie obniżenia poziomu morza związanego z globalnym wydarzeniem Boda w górnym kacie (Fortey, Cocks, 2005).

Interpretacja. Obecność facji mieszanych w zachodniej części obniżenia bałtyckiego jest odzwierciedleniem początku sedymentacji węglanowej, przy nieprzerwanym od karadoku dopływie do zbiornika sedymentacyjnego drobnego materiału silikoklastycznego.

Środowisko sedymentacji osadów facji mieszanych wraz z występującym tam zespołem biotycznym, zdominowanym przez bentosowe organizmy – trylobity i ramienionogi zawiasowe, można interpretować jako środowisko szelfu zewnętrznego, o sedymentacji węglanowo-silikoklastycznej i silikoklastyczno-węglanowej. Wzajemne relacje między zawartością mułu wapiennego i terygenicznego w osadzie, jak również stopień natlenienia w strefie dennej określony badaniami litofacjalnymi, a także paleontologicznymi i geochemicznymi (interpretowanymi w dalszej części pracy) ulegały zmianie.

Chronostratygrafia				Poziom	Litostratygrafia	Głęb. [m]	Litologia	Graptolity	Trylobity i ramienio-nogi	Skam. śladowe	Inne	Charakterystyka środowiskowa														
Globalna	Wlk.Bryt.	Bałtosk.	środkowisko									facja	+	wpm	-											
O R D O W I K O R D O W I K K A T	S Y L U R L A N D O W E R R H U D D A N L A N D O W E R R h u d d a n	K A R A D O K S t r e f f o r d R a k v e r e - V o r m s i	A S Z G I L P u s g i l l - R a w t h e y	P o r k u n i	M u c r o n a s p i s m u c r. H i m a n t i a	2970,0 2971,3 2975,0 2980,0 2981,0 2985,0		typy I, J, M typ I typ H typ A, G, K, D, H				Formacja z Pasłęka Formacja z Prabut Formacja z Sasina	szelf zewnętrzny siliklastyczny-górny skłon dysaerobowo-anaerobowy szelf zewnętrzny siliklastyczno-węgl. aerobowy szelf zewnętrzny węglanowo-siliklastyczny dysaerobowo-aerobowy szelf zewnętrzny siliklastyczny-górny skłon anaerobowy iłowców czarnych	iłowców czarnych margli, ił. marglistych Sz.d.p.? p-ców margli margli iłowców szarych, iłowców marglistych i margli iłowców czarnych												
															cyphus	vesiculosus	acuminatus acuminatus	ascipus	?persc.	styloideus	clingani	szelf zewnętrzny siliklastyczny-górny skłon dysaerobowo-anaerobowy	szelf zewnętrzny siliklastyczno-węgl. aerobowy	szelf zewnętrzny węglanowo-siliklastyczny dysaerobowo-aerobowy	szelf zewnętrzny siliklastyczny-górny skłon anaerobowy	iłowców czarnych

Fig. 5. Profil stratygraficzny, litologia, zespoły biotyczne oraz środowiska sedimentacji i zgeneralizowana lokalna krzywa zmian względnego poziomu morza dla górnego ordowiku i rhuddanu w otworze Hel IG 1 (przykład ciągłości sedimentacji na granicy ordowik/sylur)
























1 – *Akidograptus ascensus* Davies, głęb. 2971,1 m; 2 – *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson), głęb. 2970,2 m; 3 – *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), głęb. 2969,3 m; 4 – *Normalograptus avitus* (Davies), głęb. 2971,3 m; 5 – *Normalograptus ?persculptus* (Elles et Wood), głęb. 2971,3 m; 6 – *Planolites* isp., głęb. 2971,3 m; 7 – *Planolites* isp. oraz wczesne stadium rozwoju graptolita rodzaju ?*Akidograptus*; głęb. 2971,3 m; 8 – *Eostropheodonta hirnantensis* (M'Coy), głęb. 2972,5 m; 9 – *Kinnella kielanae* (Temple), głęb. 2972,5 m; 10 – *Mucronaspis mucronata* Brongniart, pygidium, głęb. 2973,5 m, 11 – *Mucronaspis mucronata* Brongniart, cephalon, głęb. 2973,5 m; 12, 13 – *Tretaspis* cf. *granulata* (Wahlenberg) części cephalonu, głęb. 2976,5 m

Stratigraphic section, lithology, biotic assemblages, depositional environments and generalized relative sea level curve for the Upper Ordovician and Rhuddanian in the Hel IG 1 borehole (an example of depositional continuity at the Ordovician/Silurian boundary)

1 – *Akidograptus ascensus* Davies, depth 2971.1 m; 2 – *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson), depth 2970.2 m; 3 – *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), depth 2969.3 m; 4 – *Normalograptus avitus* (Davies), depth 2971.3 m; 5 – *Normalograptus ?persculptus* (Elles et Wood), depth 2971.3 m; 6 – *Planolites* isp., depth 2971.3 m; 7 – *Planolites* isp. and the early ontogenic stage of ?*Akidograptus*; depth 2971.3 m; 8 – *Eostropheodonta hirnantensis* (M'Coy), depth 2972.5 m; 9 – *Kinnella kielanae* (Temple), depth 2972.5 m; 10 – *Mucronaspis mucronata* Brongniart, pygidium, depth 2973.5 m; 11 – *Mucronaspis mucronata* Brongniart, cephalon, depth 2973.5 m; 12, 13 – *Tretaspis* cf. *granulata* (Wahlenberg), parts of cephalon, depth 2976.5 m



Objaśnienia do figur 5–9
Explanation for Figs 5–9

 iłowce czarne black claystones	 małżoraczki ostracods
 iłowce szare grey claystones	 łodziki nautiloids
 piaskowce, mułowce i margle piaszczyste sandstones, siltstones and sandy marls	 glony algae
 iłowce margliste marly claystones	 detrytus trylobitowo-ramienionogowy trilobite-brachiopod detritus
 margle marls	 detrytus mszywiolowo-szkarłupniowy bryozoa-echinoderm detritus
 wapień margliste marly limestones	 powierzchnia erozyjna erosional surface
 bentonity bentonites	 analizy geochemiczne geochemical analysis
 trylobity trilobites	 analizy w SEM SEM analysis
 fauna <i>Hirnantia</i> <i>Hirnantia</i> fauna	 analizy izotopowe całej skały whole rock isotope analysis
 inne ramienionogi zawiasowe other articulate brachiopods	 analizy izotopowe skorupki shell isotope analysis
 ramienionogi bezzawiasowe inarticulate brachiopods	typ A, G, K, D, H, I, J, M typy rozwoju kolonii graptolitów (wg Melchin, Mitchell, 1991)
 ślimaki gastropods	Sz/d.p.? szelf/dolne przybrzeże shelf/lower shoreface transition
 hiolity hyoliths	wpm względny poziom morza relative sea level

Chronostratygrafia			Poziom	Litostratygrafia	Głęb. [m]	Litologia	Graptolity	Trylobity i ramienionogi	Skam. śladowe	Inne	Charakterystyka środowiskowa																																																																	
Globalna	Wlk. Bryt.	Bałtosk.									środowisko	facja																																																																
O R D O W I K G Ó R N Y	LANDOWER	HIRNANT		Formacja z Pasłęka	3270,0		typy H, I, J, M		—		szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych																																																																
		RHUDDAN	Porkuni										Formacja z Prabut	3272,5		typ H			szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych																																																								
	LANDOWER	Hirnant																			Formacja z Prabut	3275,0					szelf zewnętrzny siliko- klastyczny-węglanowy aerobowy	margli																																																
	Rhuddan	Pirgu																											Formacja z Prabut	3276,3					szelf zewnętrzny węglanowo-silikoklastyczny ?dysaerobowy	itowców marglistych																																								
	Juuru	Pirgu																																			Formacja z Prabut	3280,0					szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych																																
	Raikkula	Pirgu																																											Formacja z Prabut	3281,0					szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych																								
		Pirgu																																																			Formacja z Prabut	3285,0					szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych																
		Pirgu																																																											Formacja z Prabut	3285,0					szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych								
		Pirgu																																																																			Formacja z Prabut	3285,0					szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych
		Pirgu																																																																										
	Pirgu		Formacja z Prabut	3285,0					szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych																																																																		
	Pirgu										Formacja z Prabut	3285,0					szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych																																																										
	Pirgu																		Formacja z Prabut	3285,0					szelf zewnętrzny silikoklastyczny– górny skłon anaerobowy	itowców czarnych																																																		

Fig. 7. Profil stratygraficzny, litologia, zespoły biotyczne oraz środowiska sedimentacji w otworze Lębork IG 1

Stratigraphic section, lithology, biotic assemblages and depositional environments in the Lębork IG 1 borehole

Chronostratygrafia				Poziom	Litostratygrafia	Głęb. [m]	Litologia	Graptolity	Trylobity i ramienionogi	Skam. śladowe	Inne	Charakterystyka środowiskowa				
Globalna	Wlk. Bryt.	Bałtyk.										środowisko	facja	+	wpm	-
DARRIWIL	LANWIRN	Uhaku	KAT	SANDB	ORDOWIK	4415,0	Formacja z Kopalina					szelf wewnętrzny aerobowy	wapieni marglistych			
LANWIRN	KARADOK	Uhaku	KAT	SANDB	ORDOWIK	4400,0	Formacja z Sasina					szelf zewnętrzny siłkoklastyczny-górny skłon anaerobowy	iłwoców marglistych i iłwoców czarnych			
LANWIRN	KARADOK	Uhaku	KAT	SANDB	ORDOWIK	4398,7	Formacja z Sasina					szelf zewnętrzny siłkoklastyczny-węglanowo-siłkoklastyczny - silikoklastyczny dysaerobowo-aerobowy	iłwoców szarych i iłwoców marglistych			
LANWIRN	KARADOK	Uhaku	KAT	SANDB	ORDOWIK	4395,9	Formacja z Prabut					szelf zewnętrzny węglanowo-siłkoklastyczny - silikoklastyczny dysaerobowo-aerobowy	iłwoców szarych i iłwoców marglistych			
LANWIRN	KARADOK	Uhaku	KAT	SANDB	ORDOWIK	4394,0	Formacja z Prabut					szelf zewnętrzny węglanowo-siłkoklastyczny - silikoklastyczny dysaerobowo-aerobowy	iłwoców szarych i iłwoców marglistych			
LANWIRN	KARADOK	Uhaku	KAT	SANDB	ORDOWIK	4392,7	Formacja z Pasłęka					szelf zewnętrzny siłkoklastyczny-górny skłon anaerobowy	iłwoców czarnych			
LANWIRN	KARADOK	Uhaku	KAT	SANDB	ORDOWIK	4392,7	Formacja z Pasłęka					szelf zewnętrzny siłkoklastyczny-górny skłon anaerobowy	iłwoców czarnych			

4394,0

1 cm



0,5 mm



Fig. 8. Profil stratygraficzny, litologia, zespoły biotyczne oraz środowiska sedymentacji i zgeneralizowana lokalna krzywa zmian względnego poziomu morza dla górnego ordowiku i rhuddanu w otworze Kościerzyna IG 1 (przykład nieciągłej sedymentacji i erozji na granicy ordowik/sylur)

Stratigraphic section, lithology, biotic assemblages and depositional environments and generalized local sea level curve for the Upper Ordovician and Rhuddanian in the Kościerzyna IG 1 borehole (an example of discontinuity and erosion at the Ordovician/Silurian boundary)

Facja piaskowców i mułowców

Fację tę reprezentują piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste, nierównoziarniste, niewysortowane, jasno- lub ciemnoszare, przeławicane soczewkami i smugami mułowców i margli piaszczystych (tabl. I, fig. 1, 2; tabl. II, fig. 5). Występują one w formie warstewek lub części nieregularnych, smużystych wtrąceń lub soczewek, o miąższości od 1,0 do 10,0 cm, w obrębie margli lub wapieni marglistych. W dłuższych odcinkach profilu można zaobserwować

soczewki lub smugi piaskowca przedzielone klastami i soczewkami marglistymi (tabl. I, fig. 2). W piaskowcach tych nie zaobserwowano warstwowania ani laminacji.

Klasyfikację piaskowców przeprowadzono na podstawie podziału Pettijohna i innych (1972). Według tej klasyfikacji utworów terygenicznym, w tym piaskowców, osady omawianej facji odpowiadają wacom litycznym.

W skałach tych składnikiem dominującym ilościowo są ziarna kwarcu (tabl. IV). Okruchy skalne, takie jak okruchy skał marglistych (tabl. IV, fig. 4) i fosforanowych (tabl. IV,

Chronostratygrafia			Poziom	Litostratygrafia	Głęb. [m]	Litologia	Graptolity	Trylobity i ramienionogi	Skam. śladowe	Inne	Charakterystyka środowiska									
Globalna	Wlk. Bryt.	Bałtosk.									środowisko	facja								
ORDOWIK GÓRNY	LANDOWER	RHuddan	Ra	Formacja z Pasłęka	3089,0 3090 3092,0 3095 3095,7						szelf zewnętrzny silikoklastyczny- górnego skłona anaerobowy	iłowców czarnych								
		Rhuddan	Juuru										<i>vesiculosus</i> <i>acuminatus</i>	szelf zewnętrzny silikoklastyczny- górnego skłona anaerobowy	iłowców czarnych					
	KARADOK	KAT	HIRNANT	Ra							Formacja z Prabut							szelf zewnętrzny silikoklastyczny- górnego skłona anaerobowy	iłowców czarnych	
																				ASZGIL
			Ca	Pirgu							<i>Tretaspis seticornis</i>							szelf zewnętrzny silikoklastyczny- węglanowo- ino-węglanowy -silikoklastyczny dysaerobowy	iłowców szarych	
																				Pu

Fig. 9. Profil stratygraficzny, litologia, zespoły biotyczne oraz środowiska sedymentacji w otworze Gdańsk IG 1

Stratigraphic section, lithology, biotic assemblages and depositional environments in the Gdańsk IG 1 borehole

fig. 6) występują w niewielkiej ilości. Obserwowano ziarna kwarcu monokrystaliczne oraz polikrystaliczne (tabl. IV, fig. 1). Większe ziarna kwarcu bywają obtoczone, ale spotyka się też ostrokrawędziste. Stopień wysortowania ziaren jest bardzo niski, ich wielkość waha się od 0,1 do 2,0 mm. Sporadycznie, jak np. w profilu Lębork IG 1, wielkość ziaren kwarcu dochodzi do 8 mm (Modliński, 1982a). Inne składniki ziarniste, takie jak: glaukonit, mikroblaszki muskowitu, ziarna skaleni, występują akcesorycznie.

Spoiwo stanowi substancja ilasta z domieszką wodorotlenków żelaza. Szczególnie duża domieszka wodorotlenków żelaza w spoiwie piaskowców pochodzących z profilu Kościerzyna IG 1 nadaje im barwę ciemną, prawie czarną (tabl. IV, fig. 5). W opisywanych skałach występują także terygeniczne ziarna kwarcu pochodzące ze starszych skał osadowych, jak i ziarna wulkaniczne oraz metamorficzne. Niejednokrotnie bowiem pod mikroskopem obserwuje się ziarna kwarcu lub ich fragmenty ostrokrawędziste, kanciaste, a nawet szpikulcowate pochodzenia piroklastycznego (tabl. IV, fig. 6) oraz kwarc pochodzący ze skał metamorficznych (metamorfizm ciśnieniowy) (tabl. IV, fig. 2, 3).

Omawiane osady występują we wszystkich profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego. Ich pozycję stratygraficzną w analizowanych profilach przedstawiono na figurach 5–9. W profilu Hel IG 1 (fig. 5) facja ta występuje na głęb. 2971,6–2972,0 m, w profilu Białogóra 2 (fig. 6) przeławienia drobnoziarnistego piaskowca, piaszczystego marglu i mułowca występują na głęb. 2604,7 do 2604,9 m, w Lęborku IG 1 (fig. 7) – 3273,1–3273,4 m, w Kościerzynie IG 1 (fig. 8) – 4394,0–4394,3 m, w profilu Gdańsk IG 1 (fig. 9) – 3089,0–3089,2 m, a w nieilustrowanym profilu Dębki 2 na głęb. 2594,7–2595,7 m.

Występująca w najwyższym ordowiku, hirnancie, facja piaskowców i mułowców obejmuje wyższą część formacji z Prabut. Jej miąższość waha się od 0,2 do 1,0 m. Często oddzielona jest od młodszych osadów – iłowców rhuddanu niższego, powierzchnią nieciągłości sedymentacyjnej i powierzchnią erozji podmorskiej (tabl. I, fig. 1). Przykładem mogą być profile Kościerzyna IG 1 (fig. 8), oraz Gdańsk IG 1 (fig. 9).

Interpretacja. Osady facji piaskowców są najpłytszym ogniwo w ordowickiej sukcesji osadowej. Brak wysortowania oraz ich beładna struktura wskazują, że mogły być deponowane w warunkach sztormowych i zbioturbowane w strefie przejściowej szelfu i dolnego przybrzeża.

Obecność grubszych silikoklastyków w górnej części niższego hirnantu może dokumentować maksimum spłycenia i erozji w obszarach alimentacyjnych, w okresie obniżenia względnego poziomu morza na obszarze paleobasenu bałtyckiego.

Powyżej facji piaskowców i mułowców następuje „powrót” facji ilastej w najwyższym hirnancie i rhuddanie (fig. 5–9). Podobnie jak w karadoku, facja ta związana jest ze środowiskiem górnego skłonu i szelfu zewnętrznego. Zmiana charakteru osadu z facji grubszych silikoklastyków na fację ilastą (iłowce z graptolitami) jest związana z globalną trans-

gresją morską, która rozpoczęła się w poziomie *persculptus* i odzwierciedliła się w zapisie osadowym górnego ordowiku wielu basenów sedymentacyjnych rozpościerających się na peryferiach Gondwany, Laurencji, Bałtyki, południowych Chin i innych paleokontynentów (Williams, 1988; Loydell, 1998; Lüning i in., 2000; Armstrong i in., 2009).

Analiza sedymentologiczna iłowców z pogranicza ordowiku i syluru – implikacje paleośrodowiskowe

Analizowane przy użyciu SEM próbki skał należą do facji iłowców występującej na pograniczu ordowiku i syluru oraz w najniższym rhuddanie.

Obserwacje sedymentologiczne iłowców przeprowadzono na podstawie analizy próbek z profilów Hel IG 1 oraz Kościerzyna IG 1. W przypadku profilu Hel IG 1, oprócz próbek z pogranicza ordowiku i syluru, analizowano dla porównania próbkę iłowca karadoku. Badania przy użyciu mikroskopu skaningowego koncentrowały się na badaniu cech laminacji, ziaren detrytycznych i form występowania minerałów akcesorycznych, w tym przede wszystkim pirytu.

Cechy laminacji w iłowcach są ważnym czynnikiem służącym określeniu środowiska sedymentacji oraz procesów jakie zachodziły podczas ich sedymentacji, w szczególności związanych z energią środowiska, warunkami redoks, wpływającymi na obecność lub brak bioturbacji i dopływem materiału detrytycznego z ładu (O'Brien i in., 1998; Schieber, 1998). Gęsta, ciągła laminacja w iłowcach wyrażona płaskim ułożeniem i równoległą orientacją łusek illitowych, przy braku ziaren detrytycznych grubszej frakcji, odpowiada sedymentacji w głębszym, oddalonym od brzegu i anaerobowym środowisku, w którym dominuje sedymentacja z zawiesiny. Przypadkowe ułożenie łusek illitu, w połączeniu z wyklinowywaniem się i przerywaniem ciągłości lamin lub ich całkowity brak, wskazuje na bioturbację, a więc także i obecność tlenu w dennej strefie (O'Brien i in., 1998). Wyklinowywanie się lamin w połączeniu z obecnością kwarcu i innych ziaren detrytycznych frakcji pyłowej może wskazywać na podwyższenie energii wód i działalność prądów dennych przypuszczalnie w płytszym środowisku. Laminacja falista natomiast może powstawać, jak sugeruje Schieber (1998), przy współdziałaniu bentonicznych mikroorganizmów (mat mikrobialnych). Zgodnie z powyższą charakterystyką, nieuporządkowana lub słabo uporządkowana struktura iłowców, stanowiąca zwykle odzwierciedlenie bioturbacji, oraz obecność znacznej ilości ziaren detrytycznych, głównie kwarcu, świadczy o stosunkowo płytkowodnym charakterze sedymentacji oraz o suboksydacyjno-dysoksydacyjnych warunkach panujących w strefie dennej. Równoległa, ciągła laminacja wskazuje na sedymentację w środowisku niskoenergetycznym i anoksydacyjnym.

W analizie paleośrodowiskowej facji ilastej z pogranicza ordowiku i syluru oraz rhuddanu obniżenia bałtyckiego wykorzystano także morfologię ziaren pirytu, wielkość framboidów pirytowych oraz ich ilość (względne wzbogacenie

w stosunku do innych próbek). Występowanie pirytu framboidalnego w osadach związane jest ze środowiskiem dysoksyicznym i anoksyicznym w tym euksynicznym. Wielkość framboidów pirytowych jest zależna od warunków środowiskowych panujących na dnie zbiornika sedymentacyjnego, ściślej od stopnia jego niedotlenienia. Mało urozmaicone wielkościowo framboidy, z przewagą drobnych, o wielkości $< 5 \mu\text{m}$, powstają w silnie niedotlenionym środowisku odpowiadającym warunkom anoksyicznym i euksynicznym. Większe zróżnicowanie wielkości framboidów pirytowych oraz obecność dużych, o średnicy $> 10 \mu\text{m}$, świadczyć może o mniejszym deficycie tlenu w środowisku, odpowiadającym dysoksji (Wignall, Newton, 1998; Zatoń i in., 2008). Inne formy pirytu, np. piryt euhedralny, mogą powstawać w oksyicznych warunkach środowiskowych (*op. cit.*).

Profil Hel IG 1

Próbka z głębokości 2971,3 m

Opis makroskopowy. Próbka ta pochodzi z pogranicza ordowiku i syluru. Jest to iłowiec masywny, szary, niewykazujący łupliwości. Na powierzchniach skały występują skamieniałości śladowe oraz sikule graptolitów i formy reprezentujące wczesne stadia rozwoju graptolitów. Współwystępowanie graptolitów i skamieniałości śladowych na powierzchni warstw wskazuje na suboksyiczne warunki sedymentacji (Podhalańska, 2003a, 2005).

Cechy mikrofacjalne. Osad, w których stwierdzono współwystępowanie graptolitów i skamieniałości śladowych, mikroskopowo jest iłowcem mułowcowym, nielaminowanym lub ze słabo i sporadycznie wyrażoną laminacją, podkreśloną obecnością lamin wzbogaconych w materiał frakcji mułowcowej oraz smugami wzbogaconymi w piryt.

W obrazie SEM (tabl. VII) skała ta jest iłowcem z domieszką ziaren detrytycznych frakcji mułkowej. Podstawowym minerałem ilastym jest illit; inne minerały detrytyczne to kwarc i skaleni. Poza tym występują kryształy dolomitu oraz framboidy pirytowe. Łuski illitu zwykle nie są uporządkowane (tabl. VII, fig. 1); laminy są przeważnie nieciągłe, rzadko dobrze wykształcone (tabl. VII, fig. 2). Między łuskami illitu stwierdzono ziarna kwarcu różnej wielkości oraz pojedyncze ziarna skaleni (tabl. VII, fig. 1; tabl. VIII, fig. 1). Charakterystyczne dla tej próbki jest powszechne występowanie, widoczne w obrazie skaningowym, bardzo dobrze wykształconych agregatów złożonych z wydłużonych kryształów celestynu (tabl. VII, fig. 3).

Piryt występujący makroskopowo w formie smug stanowi zbiór różnej wielkości framboidów, m.in. o wielkości $> 10 \mu\text{m}$ (tabl. VII, fig. 4; tabl. VIII, fig. 2). Warstewki framboidów między łuszczykami illitu mogą wskazywać na mikrobialną genezę pirytu (tabl. VIII, fig. 2).

Interpretacja. Przedstawione powyżej cechy makro- i mikrofacjalne osadu łącznie z niektórymi geochemicznymi wskaźnikami warunków redoks (fig. 10) pozwalają na określenie warunków sedymentacji kompleksu iłowców z pogranicza ordowiku i syluru. Obecność szarych (a nie czarnych) iłowców, w których obok zespołu planktonicznych graptoli-

tów występują skamieniałości śladowe bentosowych nieskieletowych organizmów, wskazuje na umiarkowane niedotlenienie w strefie dennej oraz w kolumnie wody.

Nieuporządkowana struktura iłowców, brak dobrze wykształconych lamin illitowych, duża ilość różnorodnych składników detrytycznych frakcji mułkowej świadczy, że iłowce te powstały w stosunkowo płytkim środowisku, w którym zaznaczał się wyraźny wpływ ładu na sedymentację. Brak drobnej laminacji poziomej charakterystycznej dla drobnoziarnistych silikoklastyków, powstających w głębszym i anoksyicznym środowisku, świadczyć może o suboksyicznych warunkach sedymentacji w początkowej fazie rozwoju sedymentacji ilastej, związanej ze wstępną fazą pogłębienia zbiornika morskiego w okresie ocieplenia klimatycznego w późnym ordowiku.

Za taką interpretacją przemawiają także duże rozmiary występujących w tej próbce framboidów pirytowych, wynoszące $> 10 \mu\text{m}$. Niektóre osiągają średnicę $15 \mu\text{m}$.

Cechy makroskopowe, takie jak: szara barwa osadu oraz współwystępowanie fauny planktonicznej i bezskorupowego bentosu również wskazują na suboksyiczne warunki sedymentacji.

Parametry geochemiczne, takie jak niewielkie zawartości TOC (0,59) oraz inne wskaźniki geochemiczne określające warunki redoks w strefie dennej ($V/Cr = 1,3$; $Th/U = 1,7$) (por. fig. 10) także potwierdzają niewielki stopień stresu środowiskowego, spowodowanego umiarkowanym niedotlenieniem.

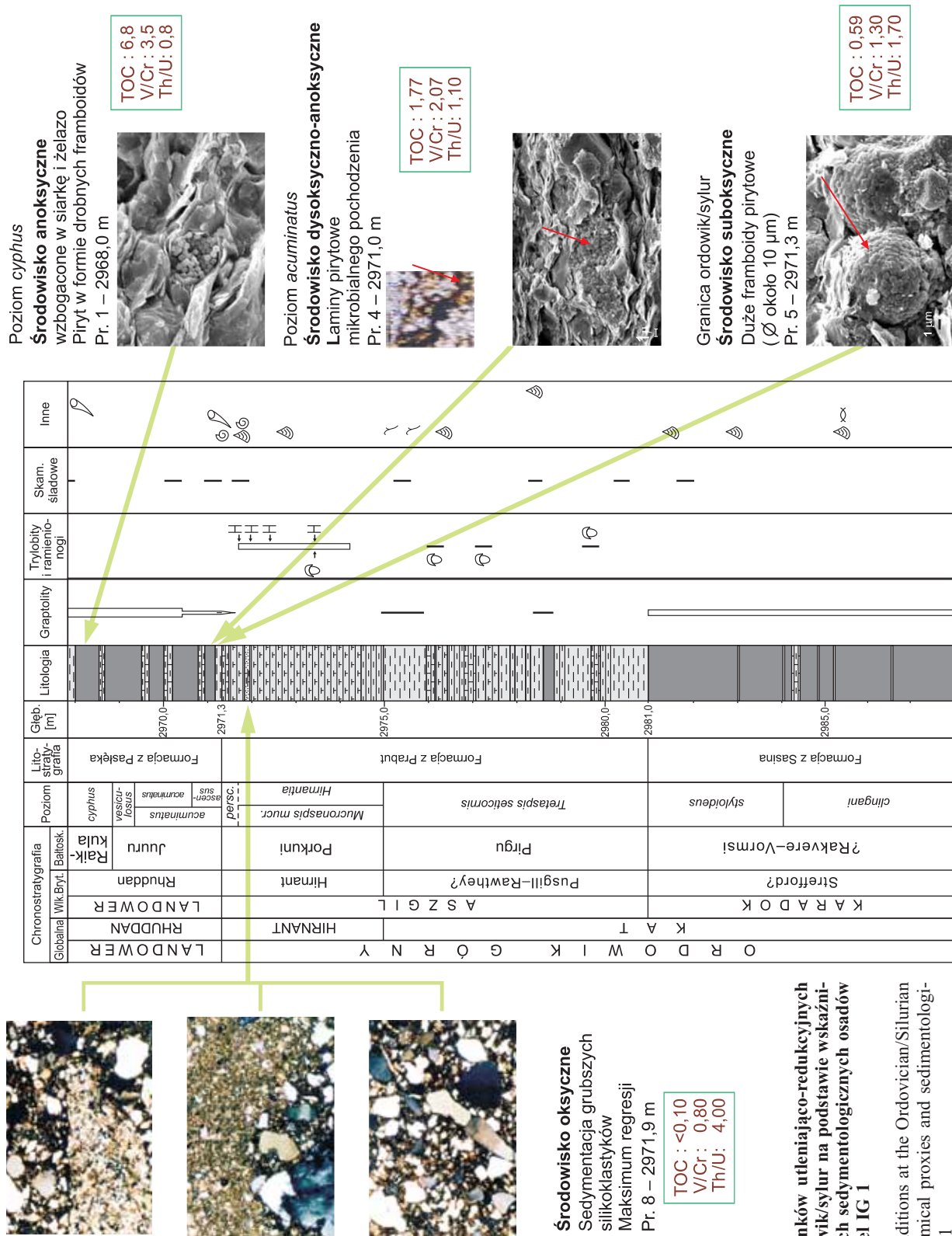
Drobnoziarniste silikoklastyki występujące na pogranicza ordowiku i syluru w profilu Hel IG 1 można uznać za osad powstały we wczesnej fazie pogłębiania się zbiornika morskiego w strefie zewnętrznego szelfu w warunkach dysaerobowych.

Próbka z głębokości 2971,0 m

Wiek próbki, ustalony na podstawie graptolitów, odpowiada poziomowi *ascensus* rhuddanu. Jest to czarny i ciemnoszary iłowiec z licznymi graptolitami, w mikroskopie optycznym wykazujący drobną laminację równoległą oraz obecność dużych kryształów pirytu (tabl. II, fig. 3). W SEM wykazuje on bardziej uporządkowaną strukturę niż iłowiec z próbki z głęb. 2971,3 m, podkreśloną obecnością drobnej laminacji poziomej. Występują tu framboidy pirytowe nie przekraczające średnicy $5 \mu\text{m}$. Ilość grubszego materiału detrytycznego jest także mniejsza niż w próbce z głęb. 2971,3 m, odpowiadającej pograniczu ordowiku i syluru.

Interpretacja. Charakterystyka iłowca (drobna laminacja równoległa, brak bioturbacji, niewielka średnica framboidów pirytowych) wskazuje na sedymentację w warunkach większego deficytu tlenowego w środowisku oraz o znacznie ograniczonym, w porównaniu z poprzednią próbką, dopływie grubszego materiału detrytycznego do ulegającego pogłębieniu zbiornika sedymentacyjnego.

Parametry geochemiczne ($TOC = 1,77$; $V/Cr = 2,07$; $Th/U = 1,1$) potwierdzają zwiększenie deficytu tlenowego w strefie dennej zbiornika, w porównaniu do starszych stratygraficznie osadów reprezentowanych przez próbkę z głęb. 2971,3 m (fig. 10).



Próbka z głębokości 2969,5 m

Wiek tej próbki, ustalony na podstawie graptolitów, odpowiada górnej części poziomu *acuminatus*. Iłowiec pochodzący z tej próbki wykazuje duże podobieństwo do iłowca poziomu *ascensus*.

Jest to czarny iłowiec, wykazujący dość wyraźną drobną laminację wyrażoną równoległym i lekko falistym ułożeniem łusek illitowych. Podstawowym minerałem jest illit. Poza tym występują tu nieliczne ziarna kwarcu frakcji mułkowej rozproszone między łuskami illitu. Piryty występują w formie licznych framboidów, o średnicy od 4 do 8 μm lub między łuskami illitu w formie nieregularnych skupień gęsto upakowanych małych kryształów o średnicy $< 1\mu\text{m}$ (tabl. VIII, fig. 4).

Interpretacja. Dobrze wyrażona płaskim ułożeniem łusek illitu laminacja pozioma lub lekko falista wskazuje na spokojną sedymentację w głębszej i bardziej oddalonej od brzegu strefie zbiornika morskiego, poniżej maksymalnej sztor-mowej podstawy falowania.

Obecność wyłącznie organizmów planktonicznych, brak skamieniałości śladowych, średnie, nie przekraczające kilku mikronów wielkości framboidów pirytowych sugerować mogą wzrost niedotlenienia kolumny wody i strefy dennej w dobie *acuminatus* (niska dysoksja – sensu Zatoń i in., 2008 – w stosunku do wcześniejszego etapu sedymentacji ilastej w basenie w poziomie *persculptus* i *ascensus*).

Próbka z głębokości 2968,0 m

W iłowcach z tej głębokości występują graptolity monoserialne reprezentujące poziom *cyphus* (Podhalańska, 2005).

Skała jest ciemnoszara, miejscami lekko wapnista; nie wykazuje łupliwości. W mikroskopie optycznym jest jednorodna lub słabo laminowana; wielkość ziaren odpowiada frakcji ilastej. Badania w SEM pozwoliły stwierdzić, że dominującym minerałem jest illit, akcesorycznie występują: kalcyt (tabl. IX, fig. 1), kwarc, skałen potasowy, łyszczyki. Piryty tworzą nieregularne skupienia małych kryształów, podobnie jak to stwierdzono w próbce z głęb. 2969,5 m. Ziarna detrytyczne, takie jak kwarc, skałenie i łyszczyki, są drobne; ich wielkość nie przekracza zwykle kilku mikronów. Drobnoluseczkowa odmiana illitu tworzy zwykle ciągle laminy, ułożenie łusek illitu jest uporządkowane (tabl. IX, fig. 1).

Interpretacja. Uporządkowana przeważnie struktura iłowca, wyrażająca się równoległym ułożeniem łusek illitu, może sugerować brak bioturbacji i warunki niskoenergetyczne w strefie szelfu zewnętrznego i skłonu (?) w warunkach anoksycznych. Parametry geochemiczne (TOC = 6,8; V/Cr = 3,5; Th/U = 0,8) potwierdzają anoksyczne warunki sedymentacji (fig. 10).

Próbka z głębokości 2983,45 m

Próbka ta reprezentuje osad wykształcony w facji iłowców należącej do formacji z Sasina. Jest to czarny iłowiec z graptolitami dokumentującymi poziom *styloideus* karadoku górnego. Głównym minerałem jest illit. Akcesorycznie występują: kwarc, kalcyt i piryty framboidalne o średnicy około 5 μm . Miejscami łuski illitowe ułożone są płasko i równoległe do siebie, chociaż częściej obserwować można nieregularne ich ułożenie.

Interpretacja. Brak dobrze wykształconej laminacji płaskiej, często bezładne ułożenie łusek illitowych może wskazywać na sedymentację w warunkach podwyższonej energii wód. Wysoka zawartość TOC zmierzona w tej próbce, równa 6,75%, świadczy o warunkach anoksycznych i wyklucza wpływ bioturbacji na strukturę iłowca.

Profil Kościerzyna IG 1

Inaczej niż to jest w profilach Hel IG 1 (fig. 5) czy Białogóra 2 (fig. 6), w profilu Kościerzyna IG 1 czarne łupki poziomu *acuminatus* są oddzielone od piaskowców hirnantu wyraźną powierzchnią nieciągłości o charakterze powierzchni erozyjnej, spirytyzowanej, z warstwą rezidualnego osadu (fig. 8; tabl. III, fig. 5).

Próbka z głębokości 4393,75 m

Reprezentuje ona iłowce występujące powyżej powierzchni erozyjnej. Zawiera graptolity dokumentujące poziom *acuminatus* rhuddanu. Jest to czarny iłowiec wykazujący w mikroskopie optycznym wyraźną laminację poziomą, wyrażoną obecnością ciemniejszych lamin ilastych wzbogaconych w substancję organiczną oraz jaśniejszych o nieco grubszym ziarnie frakcji mułkowej (fig. 8; tabl. III, fig. 6).

Badania w SEM wykazały, że podstawowym minerałem ilastym jest illit, występujący przeważnie w formie dobrze wykształconych łusek tworzących równoległe, często lekko faliste laminy (tabl. IX, fig. 3). Między laminami illitu występuje dość powszechnie piryty w formie drobnych kryształów o średnicy $< 1\mu\text{m}$. Piryty ten w formie skupień drobnych kryształów mógł powstać w miejscu rozkładu substancji organicznej, prawdopodobnie pochodzenia bakteryjnego (Podhalańska, 2005). Trudno jednak stwierdzić, czy pierwotnie były to bentoniczne maty mikrobialne, czy też pływające na powierzchni lub w toni wodnej cjanobakterie, które po obumarciu, opadając na dno, utworzyły skupiska materii organicznej między kolejnymi laminami łu (tabl. III, fig. 8).

Stwierdzono tu także obecność piryty, wykształconego w formie euhedralnych kryształów występujących razem z framboidami pirytowymi (tabl. IX, fig. 2), kwarcu, skałeni oraz dość licznych płytek prawdopodobnie diagenetycznego anhydrytu (tabl. IX, fig. 4).

Interpretacja. Z powodu erozji w stropie poziomu *micronata* hirnantu, w profilu tym nie występują osady najwyższego hirnantu powstałe w warunkach umiarkowanego deficytu tlenowego, zawierające pojedyncze graptolity i skamieniałości śladowe, wskazujące na stopniowe zmiany środowiskowe udokumentowane w ciągłych profilach stratygraficznych na granicy ordowiku i syluru. Zmiana facji, z facji piaskowców na fację iłowców czarnych z graptolitami, w profilu Kościerzyna IG 1 jest raptowna, towarzyszy jej także wyraźna zmiana zespołów biotycznych odzwierciedlająca odmienne warunki ekologiczne.

Czarne iłowce z fauną wyłącznie planktoniczną oraz ich drobnolaminowana struktura, raptowne zmniejszenie średnicy ziarna z frakcji piaszczystej na ilastą, poprzedzone erozją podmorską, wskazują na sedymentację związaną z szybkim pogłębieniem zbiornika oraz nagły wzrost niedotlenienia

(niska dysoksja i anoksja) w porównaniu do silikoklastyków (wak kwarcowych i litycznych) górnego ordowiku. Obecność dość licznych ziaren detrytycznych, kwarcu i skaleni, stwierdzona w SEM, sugeruje związek z erozją zachodzącą równoległe z zalewem morskim. Występowanie anhydrytu w strefie granicznej ordowik/sylur potwierdziły analizy geochemiczne (XRD) również w profilach Hel IG 1 oraz Gdańsk IG 1. Współwystępowanie różnych form pirytu może sugerować dysoksydacyjne warunki sedymentacji (Wignall, Newton, 1998).

WSCHODNIA CZĘŚĆ OBNIŻENIA BAŁTYCKIEGO

Wschodnia część obniżenia bałtyckiego na obszarze Polski obejmuje teren od linii Wisły w kierunku wschodnim do północno-wschodniej granicy Polski (fig. 1). Linia ta oddziela dwa obszary różniące się rozwojem facjalnym w ordowiku: obszar wschodni, charakteryzuje się znacznie większym udziałem osadów węglanowych oraz większą ich różnorodnością w porównaniu z obszarem zachodnim, którego sukcesja osadowa jest bardziej monotonna i reprezentowana w dużej mierze przez osady silikoklastyczne. Różnicom facjalnym odpowiada także odmienny skład fauny w osadach. Granicy oddzielającej zachodnią i wschodnią część obniżenia bałtyckiego odpowiada granica między strefami depozycyjnymi w zbiorniku bałtyckim w ordowiku: strefą skańską a strefą centralnobaltockańską i litewską (fig. 1). Odmiennosc rozwoju facjalnego, a także odmienny charakter fauny występującej w osadach wschodniej części basenu bałtyckiego determinuje stosowanie odmiennego podziału litostratygraficznego, biostratygraficznego i regionalnego chronostratygraficznego. W części wschodniej obniżenia bałtyckiego na obszarze Polski stosowany jest regionalny podział chronostratygraficzny estoński (zwany też bałtyckim). Podstawą tego podziału są piętra, których stratotypy znajdują się przeważnie na obszarze Estonii. W zachodniej części, ze względu na częściowe podobieństwo rozwoju facjalnego z obszarami Wielkiej Brytanii, stosowany jest regionalny podział brytyjski na oddziały (fig. 4).

W omawianym regionie, podobnie jak w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, sekwencja ordowiku obejmuje osady dwóch cykli sedymentacyjnych o charakterze transgresywno-regresywnym. Dolny – tremadocki, składający się z osadów silikoklastycznych często zerodowanych, oraz górny (rozwinęty jako osady ilasto-marglisto-węglanowe) – rozpoczynający się od arenigu dolnego, leżącego transgresywnie na starszych osadach (m.in. Modliński, Szymański, 1997), reprezentujący pozostałą część ordowiku.

Przedmiotem badań były osady pochodzące z profili: Lidzbark Warmiński 3, Bartoszyce IG 1, Barciany 4, znajdujących się w obrębie centralnobaltockańskiej strefy facjalnej, oraz z profilu Jezioro Okrągłe IG 1, położonego w obrębie litewskiej strefy facjalnej (fig. 1). Przebieg sedymentacji, analiza litofacji i biofacji ordowiku górnego i niższej części syluru wschodniej części obniżenia bałtyckiego, wykazuje daleko idące podobieństwa do innych obszarów strefy centralnej Bałtoskandii, a więc centralnej Szwecji, północno-zachodniej Litwy i Estonii. W strefie tej, w późnym ordowiku

i wczesnym sylurze, powstawały osady charakterystyczne dla nerytycznej sedymentacji zawierające węglany oraz zmienną zawartość składników terygenicznych.

Litostratygrafia

Pierwszy nieformalny schemat podziału litostratygraficznego przedstawiła Tomczykowa (1964). Propozycję formalnego podziału zaproponowali Bednarczyk (1996) oraz Modliński i Szymański (1997), a syluru – Modliński i inni (2006). Ze względu na różnice facjalne w ordowiku i sylurze wyróżniono odmienne jednostki litostratygraficzne w zachodniej i wschodniej części obniżenia bałtyckiego (fig. 4). W ilasto-marglisto-węglanowym kompleksie ordowiku górnego wschodniej części obniżenia bałtyckiego, na obszarze Polski wyróżnione zostały przez Modlińskiego i Szymańskiego (*op. cit.*) następujące, scharakteryzowane poniżej, jednostki litostratygraficzne (od najstarszych): formacja pstrych wapieni z Kielna, formacja czerwonych wapieni i margli z Morąga, formacja szarzielonych margli z Ornety. W sylurze niższym wydzielono formację wapieni gruzłowych z Barcian (Modliński, in., 2006). Przedmiotem badań były osady formacji z Morąga, formacji z Ornety oraz formacji z Barcian.

Formacja pstrych wapieni z Kielna, wydzielana wcześniej jako środkowe i górne warstwy pomorskie (Tomczykowa, 1964) oraz jako ogniwo z Kielna i Aniołowa (Bednarczyk, 1996), stanowi najstarszą jednostkę litostratygraficzną górnego ordowiku. Występuje ona na całym obszarze wschodniej części obniżenia bałtyckiego, od Gdańska i Prabuty aż po rejon Suwałk (Modliński, Szymański, 1997). Formację tę tworzą osady węglanowe: wapienie organodetrytyczne, wapienie margliste o różnej barwie, w górnej części wapienie z ooidami żelazistymi, z licznymi przewarstwieniami margli i iłowców oraz powierzchniami erozyjnymi o charakterze subakwalnym. W osadach tej formacji występują trylobity, ramienionogi, głowonogi, ślimaki, cystoidy oraz w niektórych interwałach graptolity, datujące tę formację na lanwirm – dolny karadok (*op. cit.*). Formacja z Kielna, na znacznym obszarze wschodniej części obniżenia bałtyckiego, kontaktuje w górnej części z iłowcami formacji z Sasina (por. fig. 4).

Formacja czerwonych wapieni i łupków z Morąga. Osady odpowiadające tej formacji wydzielone były wcześniej przez Tomczykową (1964) jako warstwy mazurskie, a przez Bednarczyka (1996) jako dolna część formacji kaszubskiej. Osady tej formacji występują we wszystkich badanych profilach, od profilu Prabuty IG 1 na zachodzie po Barciany 4 na wschodzie. Jednostka ta składa się z różnych typów skał: wapieni, margli, iłowców marglistych i łupków o zmiennych barwach, w przeważającej części czerwonych. Jej miąższość wynosi od zera do kilkunastu metrów. Dominującą grupą fauny są trylobity. Znalezione tu: *Tretaspis seticornis* Störmer i *Illenus cf. roemeri* Volborth. Poza tym stwierdzono występowanie *Panderia megalophtalma* Linnarson oraz *Staurocephalus* sp. (Modliński, Szymański, 1997). Obecność trylobita *Tretaspis seticornis* Störmer pozwala korelować te osady z warstwami występującymi bezpośrednio pod

osadami z fauną *Hirnantia* na obszarze zachodniej części obniżenia bałtyckiego i brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego (Podhalańska, 2003a). Ekwiwalentem litostratygraficznym tej formacji jest formacja Jonstrop w Szwecji (*op. cit.*), wiekowo odpowiadająca bałtyckiemu piętru pirgu (dolny aszgil w podziale brytyjskim).

W profilu Lidzbark Warmiński 3 udokumentowano jej obecność na głębokości od 1937,5 do 1951,0 m, w profilu Bartoszyce IG 1 na głęb. 1838,0–1846,1 m; dla porównania w profilu Barciany 4 jednostka ta jest silnie skondensowana stratygraficznie i jej miąższość wynosi tylko około 1,5 m.

Formacja szarozielonych margli z Ornety jako jednostka formalna wydzielona przez Modlińskiego i Szymańskiego (1997), częściowo obejmuje wcześniej wydzielone jednostki stratygraficzne: warstwy mazurskie (Tomczykowa, 1964) i górną część formacji kaszubskiej (Bednarczyk, 1996). Formacja ta składa się z szarozielonych margli z przerostami lub gruzłami szarych wapieni marglistych. W stropie niektórych profili wschodniej części obniżenia bałtyckiego występują osady zawierające grubszą frakcję: jasnoszare wapienie piaszczyste, zlepieńce i brekcje (Modliński, Szymański, 1997). W osadach formacji z Ornety stwierdzono występowanie *Mucronaspis mucronata* (Brongniart) oraz *Eostro-*phedonta hirnantensis** (M'Coy), które wskazują na górny aszgil (porkuni). Formacja ta występuje we wszystkich badanych profilach: w profilu Lidzbark Warmiński 3 na głębokości od 1918,0 do 1937,5 m; w profilu Bartoszyce IG 1 na głęb. 1816,7–1838,0 m, a w profilu Barciany 4 na głęb. 1678,0–1720,0 m.

Formacja wapieni gruzłowych z Barcian jako formalna jednostka wydzielona przez Modlińskiego i innych (2006), występuje powyżej formacji szarozielonych margli z Ornety, a poniżej formacji iłowców z Pasłęka (iłowce z graptolitami wyższej części landoweru). W zachodniej części obniżenia bałtyckiego osady ilaste strefy głębokonerytycznej formacji iłowców z Pasłęka powstawały od początku landoweru. Formacja wapieni gruzłowych z Barcian składa się z pelitycznych wapieni z przerostami ilasto-marglistymi o charakterystycznej gruzłowej strukturze, powstałej, wg Jaworowskiego i Modlińskiego (1968), w wyniku budinażu sedymentacyjnego i procesów osuwiskowych. Osady tej formacji znane są ze wszystkich badanych profili. W profilu Lidzbark Warmiński 3 ich dolna granica znajduje się na głęb. 1918,0 m, w profilu Barciany 4 – 1678,0 m, a w profilu Bartoszyce IG 1 formacja wapieni gruzłowych z Barcian znajduje się na głęb. od 1816,7 do 1803,0 m. Górną granicę formacji wyznacza pojawienie się iłowców i łupków ilastych wyższej części landoweru.

Miąższość aszgilu oraz dolnej części landoweru jest większa w porównaniu ze skondensowanymi osadami tego wieku w brzeżnej, zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Profil litologiczno-stratygraficzny Lidzbark Warmiński 3 wraz z zawartością charakterystycznej fauny przedstawione zostały na figurze 11. Profile litologiczno-stratygraficzne Bartoszyce IG 1, Barciany 4 i Jezioro Okrągłe IG 1 oraz ich korelację stratygraficzną przedstawiono na figurze 12.

Charakterystyka facji i mikrofacji

Zapis depozycyjny górnego ordowiku oraz dolnej części landoweru wschodniej części obniżenia bałtyckiego wykazuje znacznie większy udział skał węglanowych w porównaniu do zachodniej części tego rejonu. Profile Lidzbark Warmiński 3, Bartoszyce IG 1 i Barciany 4 (fig. 11, 12) charakteryzują zmiany litofacjalne zachodzące w centralnobałtoskańskiej strefie facjalnej, odpowiadającej generalnie centralnej części basenu bałtyckiego; wykształcenie litofacjalne ordowiku w profilu Jezioro Okrągłe IG 1 (fig. 12) jest charakterystyczne natomiast dla litewskiej strefy facjalnej, stanowiącej najbardziej proksymalną część zbiornika bałtyckiego.

W centralnej części basenu bałtyckiego (w strefie centralnobałtoskańskiej) w górnym ordowiku oraz niższej części landoweru występują facje mieszane węglanowo-silikoklastyczne ze zmienną zawartością obu podstawowych składników oraz w mniejszym zakresie facje węglanowe.

Zmiana facji z silikoklastycznej na mieszaną występuje na granicy pięter vormsi i pirgu (granica karadoku i aszgilu). Na szarozielonych iłowcach dolomitycznych karadoku leży kompleks osadów facji mieszanej, wapieni marglistych i margli, zwykle o czerwonym zabarwieniu.

Wapienie margliste organodetrytyczne należące do formacji czerwonych wapieni i łupków z Morąga, której wiek określono na piętro pirgu (Modliński, Szymański, 1997), to kalkarenity o typie wakstonów bioklastycznych (tabl. V, fig. 1). W dolnej części formacji występują madstony (tabl. V, fig. 2). Osady te są najpełniej wykształcone w profilach Lidzbark Warmiński 3 i Bartoszyce IG 1, podczas gdy w innych, np. Barciany 4, są one małej miąższości, ulegając wyklinowaniu w kierunku wschodnim. Wśród składników allochemicznych dominują fragmenty szkarłupni, małżoraczków, ramienionogów i trylobitów.

Wyżej leżące osady formacji z Ornety, należące do piętra porkuni (górnego aszgilu, hirnantu) są reprezentowane przez szare i szarozielone margle i wapienie margliste, występujące przeważnie w wyższej części formacji. W osadach tych występują liczne przeławiczenia szarych wapieni. Składniki ziarniste to dość liczne, słabo wysortowane i przeważnie pokruszone bioklasty: fragmenty (również duże) skorupki ramienionogów (tabl. V, fig. 3), pancerzy trylobitów, małżoraczków i inny niezidentyfikowany detrytus (tabl. V, fig. 4).

Cechą charakterystyczną osadów są bioturbacje oraz skamieniałości śladowe (tabl. I, fig. 6, 7). Bioturbacje prowadzą często do silnego zaburzenia osadu i przerwania ciągłości lamin (tabl. VI, fig. 1, 5, 6). Badania mikroskopowe wapieni występujących w profilu Lidzbark Warmiński 3 wykazały obecność laminacji, wyrażonej naprzemianległym występowaniem laminek mikrytowych i mikrosparytowych (tabl. VI, fig. 2–4). Równoległe cienkie laminki, lekko faliste o rozplywających i wyklinowujących się konturach, mogły powstać przy udziale mikroorganizmów; skała, w tym przypadku, jest biolaminitem (tabl. VI, fig. 3, 4). Strukturom tym towarzyszą liczne skamieniałości śladowe *Diplocraterion* isp. (J. Paczeńska, inf. ustna), charakterystyczne dla płytkowodnych środowisk (tabl. VI, fig. 4).

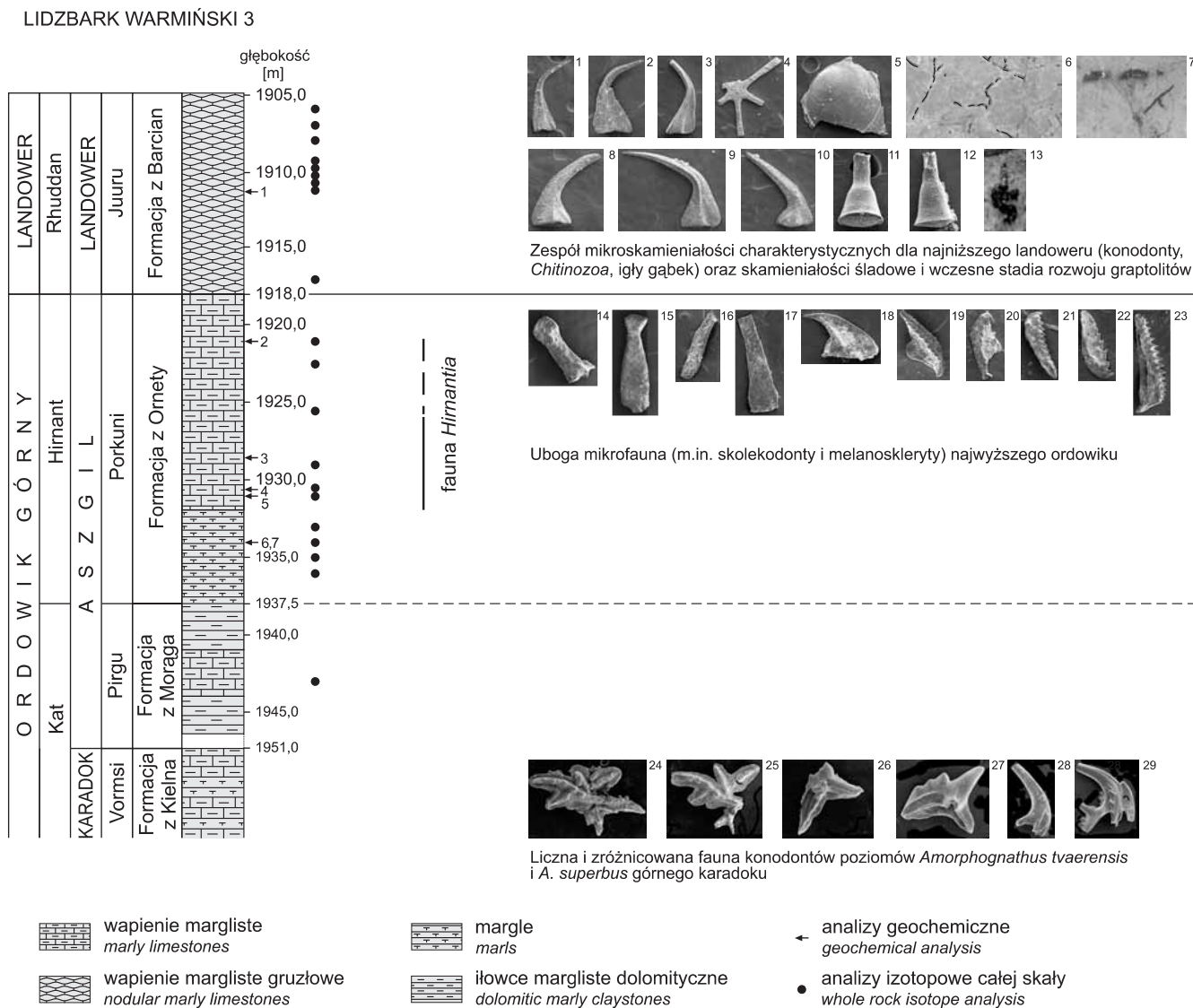


Fig. 11. Stratygrafia, litologia oraz zespoły skamieniałości górnego ordowiku i niższego landoweru w profilu Lidzbark Warmiński 3

1–3 – *Walliserodus* sp., 4 – igła gąbki; 5 – skorupka ramienionoga zawiasowego; 6, 7 – skamieniałości śladowe, *Chondrites* isp.; 8–10 – *Dapsilodus* sp.; 11–12 – *Cyathochitina campanulaeformis* (Eisenack); 13 – młode stadium rozwoju graptolita rodzaju *?Normalograptus*; 14 – *Melanostylus* cf. *coronifer* Eisenack; 15–17 – niezidentyfikowane krzemionkowe szczątki pochodzenia organicznego; 18–22 – *Oeononites* sp.; 23 – *Mochtyella* sp.; 24–26 – *Amorphognathus tvaerensis* Bergström; 27–29 – *Amorphognathus superbus* (Rhodes); 1–13 głęb. 1917,5 m; 14–23 głęb. 1918,3 m; 24–29 głęb. 1956,0 m

Stratigraphy, lithology and fossil assemblages
of the Upper Ordovician and lower Landover in the Lidzbark Warmiński 3 section

1–3 – *Walliserodus* sp.; 4 – sponge spicula; 5 – articulate brachiopod shell; 6, 7 – trace fossils, *Chondrites* isp.; 8–10 – *Dapsilodus* sp.; 11–12 – *Cyathochitina campanulaeformis* (Eisenack); 13 – very early ontogenic stage of graptolite *?Normalograptus*; 14 – *Melanostylus* cf. *coronifer* Eisenack; 15–17 – unidentified siliceous organic fragments; 18–22 – *Oeononites* sp.; 23 – *Mochtyella* sp.; 24–26 – *Amorphognathus tvaerensis* Bergström; 27–29 – *Amorphognathus superbus* (Rhodes); 1–13 depth 1917.5 m; 14–23 depth 1918.3 m; 24–29 depth 1956.0 m

Sukcesję osadową ordowiku, reprezentującą najpłytszą strefę depozycyjną w zbiorniku bałtyckim, można udokumentować w profilu Jezioro Okrągłe IG 1 (fig. 12), opracowanym pod względem petrograficznym przez Szymańskiego (2002). Profil ten, spośród nielicznych w północno-wschodniej Polsce, reprezentuje jako jedyny niemal pełną węglanową suk-

cesję ordowiku, przerywaną licznymi nieciągłościami sedymentacyjnymi i powierzchniami rozmyć. Stosunek skał wapiennych do silikoklastycznych jest tu największy. Piętro pirgu wykształcone jest głównie jako margle w dolnej części oraz wapnienie margliste z detrytusem fauny i glaukonitem w górnej części. Są to głównie wakstony i pakstony biokla-

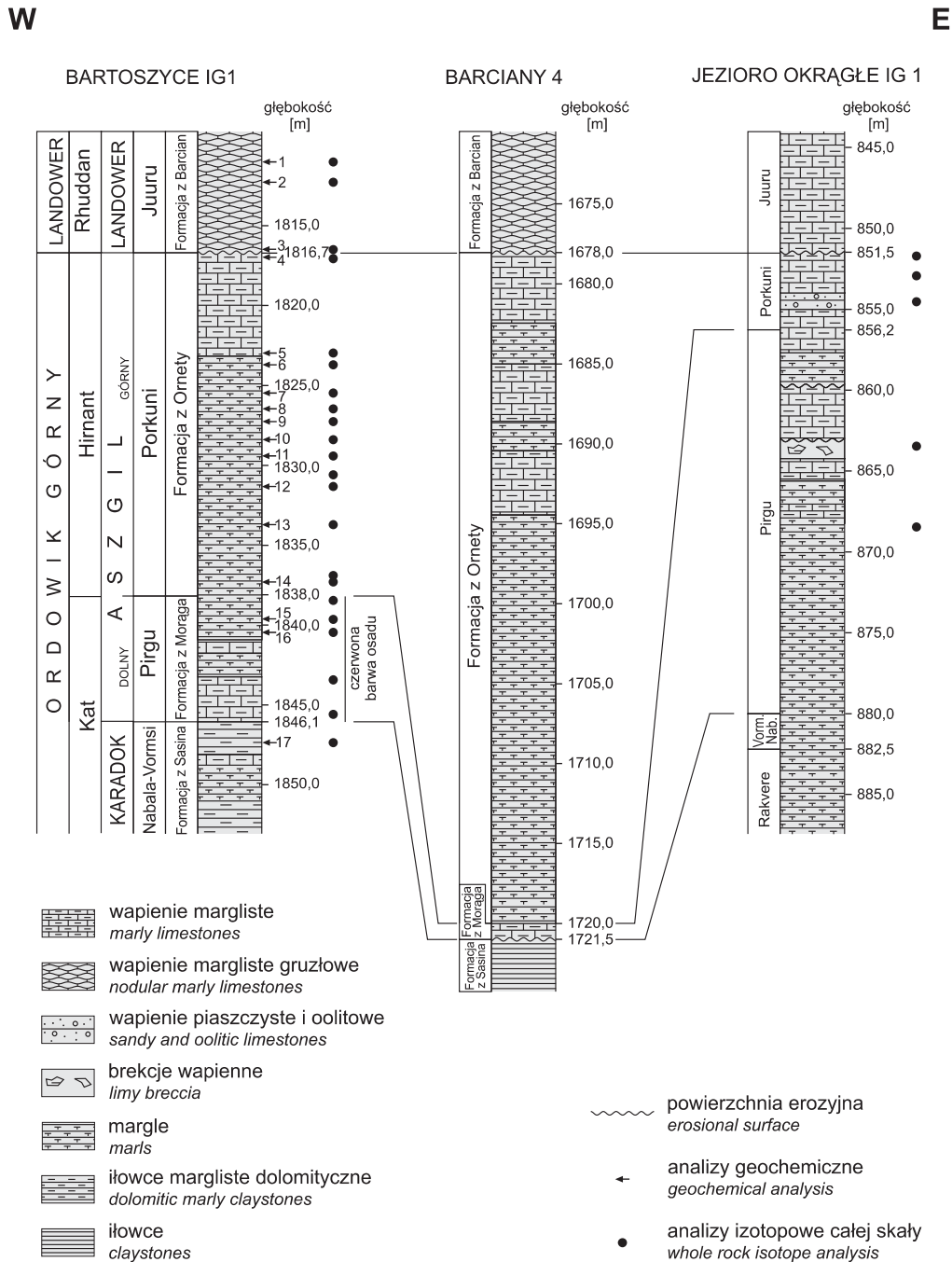


Fig. 12. Korelacja stratygraficzna ordowiku górnego i niższego syluru w obrębie centralnobaltoskańskiej i litewskiej strefy facjalnej na przykładzie profili Bartoszyce IG 1, Barciany 4 i Jezioro Okrągłe IG 1

Stratigraphic correlation of the Upper Ordovician and lower Silurian of the Central-Baltoscandian and Lithuanian facies belts in the Bartoszyce IG 1, Barciany 4 and Jezioro Okrągłe IG 1 sections

styczne. W piętrze porkuni, obok wyżej wymienionych osadów występują wapień piaszczyste i oolitowe oraz konkrekcje fosforanowe (*op. cit.*).

Do facji mieszanej silikoklastyczno-węglanowej należą też wapień pelityczne i margliste o strukturze gruzłowej formacji wapieni gruzłowych z Barcian dolnego landoweru (tabl. I, fig.

8). Są to madstony z przerostami margla i iłowca (tabl. V, fig. 6). W wapieniach gruzłowych formacji z Barcian występują skupienia pirytu głównie w postaci drobnych rozproszonych ziaren; framboidalny piryt spotykany jest w ilościach podrzędnych. Wapień gruzłowe występują w najniższym sylurze na całym obszarze wschodniej części obniżenia bałtyckiego.

ZMIANY FACJI A ZMIANY ŚRODOWISK SEDYMENTACJI

Przeprowadzone badania dotyczące rozwoju facjalnego górnego ordowiku i najniższego syluru w zachodniej i wschodniej części obniżenia bałtyckiego wykazują, że osady ordowiku górnego, po niższy hirnant włącznie, reprezentują regresywne następstwo facji; utwory wyższego hirnantu i rhuddanu stanowią początek nowego cyklu transgresywno-regresywnego. Trendy zmian względnego poziomu morza, przedstawione w formie lokalnych krzywych skonstruowanych na podstawie sukcesji osadowej wybranych profilów (fig. 5, 8), odpowiadają generalnie zmianom wyrażonym w formie krzywej (fig. 4) w innych częściach Bałtyki (Nielsen, 2004).

Jak wykazały badania, po okresie wysokiego poziomu morza w górnym karadoku (niższym kacie), który odzwierciedlił się na południowo-zachodnim szelfie i skłonie Bałtyki (zachodnia część obniżenia bałtyckiego) depozycją czarnych anoksycznych iłowców z graptolitami, w dolnym aszgilu (wyższym kacie) rozpoczęła się sedymentacja, związana z regresją morską; jej wyrazem jest początkowo (w dolnym aszgilu) facja iłowców szarych, a następnie facje mieszane – węglanowo-silikoklastyczne i wyżej, w dolnym hirnancie, silikoklastyczno-węglanowe szelfu zewnętrznego aerobowego. Zmiana facji na granicy karadoku i aszgilu z facji iłowców czarnych z graptolitami, powstałych w środowisku anaerobowego szelfu zewnętrznego i prawdopodobnie skłonu, na fację iłowców szarych i fację mieszaną iłowców marglistych i margli szelfu zewnętrznego dysaerobowego i w hirnancie – aerobowego z fauną bentoniczną, została dobrze udokumentowana w profilach Hel IG 1 (fig. 5), Białogóra 2 (fig. 6), Lębork IG 1 (fig. 7), Kościerzyna IG 1 (fig. 8), Gdańsk IG 1 (fig. 9).

Grubszy materiał silikoklastyczny, występujący we wszystkich profilach, w formie facji piaskowców i mułowców górnej części starszego hirnantu, stanowi najpłytszy osad późnoordowicko-wczesnolandowerskiej sukcesji osadowej, który mógł być deponowany w warunkach sztormowych i zbioturbowany prawdopodobnie w środowisku przejściowym szelfu i dolnego przybrzeża (fig. 5–7).

Powyżej facji piaskowców i mułowców w dobie *persculptus* późnego ordowiku następuje zmiana facji na ilastą, niekiedy z niewielką domieszką węglanów, związaną ze środowiskiem szelfu zewnętrznego i górnego skłonu.

Zmiana facji z piaskowców i mułowców na fację iłowców udokumentowana została we wszystkich badanych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego. Zmiana facji gruboklastycznej na fację iłowców czarnych związana jest zwykle z erozją oraz luką stratygraficzną na granicy ordowik/sylur (Modliński, 1982a). Powierzchnia erozyjna, o charakterze twardego dna, występuje w profilu Kościerzyna IG1 (fig. 8; tabl. I, fig. 1, tabl. III, fig. 5). W przypadku innych badanych profilów, jak Hel IG 1, Lębork IG 1 i Białogóra 2 zmiana z facji grubszych silikoklastyków na fację ilastą jest stopniowa i wyrażona obecnością małej miąższości osadów facji iłowców szarych lub facji mieszanej – iłowców margli-

stych i margli miejscami ze śladami rozmyć. Profile te wykazują ciągłość stratygraficzną na pograniczu ordowiku i syluru.

Zastąpienie osadów marglistych lub piaszczystych osadami ilastymi, wskazujące na początek sedymentacji w środowisku głębszego i otwartego morza, jest różnowiekowe, dlatego też pozycja granicy formacji z Prabut i formacji z Pasłęka jest heterochroniczna.

Osady ordowiku występujące we wschodniej części obniżenia, obejmują strefę centralnobałtoską i litewską zbiornika bałtyckiego; paleogeograficznie reprezentują one obszary południowo-zachodniego szelfu Bałtyki wraz z depresją centralną (fig. 1). Badana sukcesja osadowa ordowiku górnego, od karadoku górnego do aszgilu (piętra bałtyckie od nabala do porkuni), reprezentowana przez fację mieszaną silikoklastyczno-węglanową, wykazuje następstwo osadów powstałych w warunkach spływania morza.

W okresie maksimum transgresji i wysokiego stanu morza w karadoku osady ilaste o charakterze otwartomorskim, sięgały na wschód aż na obszary strefy centralnobałtoskiej (Modliński, 1982a). Od dolnego aszgilu (pirgu) sedymentacja ma charakter mieszany silikoklastyczno-węglanowy. Obserwowane w badanych próbkach piętra pirgu, w profilach Lidzbark Warmiński 3, Bartoszyce IG 1 i Barciany 4, zmienny charakter, ilość i wysortowanie składników detrytycznych osadu mogą wskazywać na zmienne warunki hydrodynamiczne w zbiorniku, generalnie jednak niskoenergetyczne, odpowiadające sedymentacji w warunkach szelfu zewnętrznego.

W osadach formacji z Ornety, reprezentującej piętro porkuni, następuje wzrost zawartości szarych węglanów w kompleksie szarozielonych margli i wapieni marglistych. Stwierdzone w osadach porkuni w profilu Lidzbark Warmiński 3 płytkowodne skamieniałości śladowe, *Diplocraterion* isp, występujące w towarzystwie biolaminitów, wskazują na płytsze środowisko sedymentacji osadów formacji z Ornety, w porównaniu ze starszymi osadami formacji z Morąga. W stropie niektórych, blisko leżących profilów, jak Kętrzyn IG 1, występują wapienie piaszczyste (Modliński i in., 2002b). Pojawienie się w wyższej części porkuni grubszych silikoklastyków oraz powierzchni erozyjnych wskazuje na znaczne spłylenie zbiornika i wzrost energii środowiska w stropie ordowiku, podobnie jak to jest w zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Sukcesja osadowa obserwowana w najbardziej na wschód wysuniętym spośród badanych profilów, Jezioro Okrągłe IG 1, potwierdza obecność osadów górnego ordowiku o coraz bardziej płytkowodnym charakterze. W piętrze porkuni występują piaskowce, ooidy, oraz kongrecje fosforanowe, a także detrytus bentosu sesylnego (Szymański, 2002). Podobne osady piaszczysto-oolitowe, występujące w górnej części porkuni w obszarach Estonii i Szwecji, są interpretowane jako osady powstałe w warunkach niskiego względnego poziomu morza (Harris i in., 2004).

Wapienie gruzłowe niższego landoweru reprezentują osad związany z pogłębieniem zbiornika morskiego, powstały prawdopodobnie w środowisku zewnętrznego, węglanowo-silikoklastycznego szelfu w warunkach dysaerobowych.

ZAPIS PALEONTOLOGICZNY

ZACHODNIA CZĘŚĆ OBNIŻENIA BAŁTYCKIEGO

W obszarze obniżenia bałtyckiego, ze względu na zmienność facjalną, możliwość wydzielenia jednostek biostratygraficznych na podstawie graptolitów kończy się na poziomie *styloideus* górnego karadoku (fig. 4). Powyżej tego poziomu graptolity występują rzadko, głównie w formie trudnych do oznaczeń fragmentów rabdozomów. Tylko w niektórych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego, charakteryzujących się ciągłością sedimentacji na granicy ordowik/sylur, jak np. profil Hel IG 1 (fig. 5), Białogóra 2 (fig. 6) czy Lębork IG 1 (fig. 7), nieliczne graptolity występujące w stropie ordowiku datują poziom *persculptus* wyższego hirnantu.

W osadach młodszych od poziomu *styloideus*, główną grupą pozwalającą na ustalenie wieku jest bentosowa fauna trylobitów i ramienionogów. Część datowań może być uzupełniona badaniami Chitinozoa lub konodontów, chociaż, szczególnie te ostatnie, występują rzadko i regionalnie. W badanych osadach wyższego katu i hirnantu zachodniej części obniżenia bałtyckiego ich obecność nie została stwierdzona.

Biostratygrafia

Uwagi na temat granicy ordowik/sylur

Największe kontrowersje dotyczące graptolitowego podziału odnoszą się do interwału pogranicza ordowiku i syluru (Podhalańska, 2003b). W 1985 r. Podkomisja Stratygraficzna Systemu Sylurskiego podjęła uchwałę przyjmującą spąg poziomu *acuminatus* za spąg syluru (Cocks, 1985). Wcześniej granicę tę wyznaczano w spągu poziomu *persculptus*. Profil Dob's Linn w południowej Szkocji został formalnie uznany za stratotyp granicy ordowik/sylur.

Pojawienie się kosmopolitycznych i charakterystycznych graptolitów z grupy akidograptidów uznano za dobrze czytelny poziom korelacyjny. Według Williamsa (1988) „Granica jest ustanowiona w spągu poziomu *Parakidograptus acuminatus*, wyznaczonego w miejscu pierwszego pojawienia się *Akidograptus ascensus* i *Parakidograptus acuminatus*, s.l.”

Biozonacja w stratotypowych profilach chińskich (region Jangcy) dla granicy ordowik/sylur (Rong i in., 1999; Chen i in., 2000; Fan, Chen, 2007), jak również rewizja profilu Dob's Linn (Melchin, Williams, 2000) zakłada wydzielenie dwóch poziomów w spągu syluru – *ascensus* i *acuminatus*, w miejsce jednego poziomu *acuminatus*, przy czym w tym przypadku dolna granica *ascensus* jest dolną granicą rhuddanu i dolną granicą syluru.

Prowadzone badania paleontologiczno-biostratygraficzne osadów aszgilu i landoweru w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego pozwoliły na udokumentowanie w niektórych profilach, w stropie formacji margli i iłowców z Prabut, powyżej warstw z *Tretaspis* należących do aszgilu górnego oraz osadów hirnantu niższego z fauną *Hirnantia*, graptolitowego poziomu *persculptus* w hirnancie wyższym

(Podhalańska, 2002, 2003a, b). Rhuddan udokumentowany został obecnością poziomów *ascensus*, *acuminatus*, *vesiculosus* i *cyphus* (Podhalańska, op. cit.).

Główną grupą skamieniałości w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, ze względu na zmienność facjalnych, są graptolity. Bogaty ich zespół pozwolił na wydzielenie poziomów graptolitowych w hirnancie wyższym i rhuddanie. Osady leżące bezpośrednio poniżej zawierają faunę ramienionogów zawiasowych oraz trylobitów, przy czym dominującą grupą są ramienionogi zawiasowe. Zasięgi poszczególnych taksonów oraz poziomy biostratygraficzne przedstawione zostały w profilu Hel IG (fig. 13), który reprezentuje przykład ciągłej sedimentacji i dokumentacji biostratygraficznej na granicy ordowik/sylur oraz w profilu Kościerzyna IG 1 (fig. 14), w którym na granicy systemów występuje nieciągłość sedimentacyjna i luka stratygraficzna.

Poziomy biostratygraficzne

Jak już wspomniano, w obszarze obniżenia bałtyckiego, ze względu na zmienność facjalną, możliwość wydzielenia jednostek biostratygraficznych na podstawie graptolitów kończy się na poziomie *styloideus* (górnego karadoku). Osady aszgilu, poza najwyższą częścią w profilach o ciągłości sedimentacji na granicy ordowik/sylur, są datowane przy pomocy bentosowej fauny – trylobitów i ramienionogów zawiasowych.

Poziom z *Tretaspis seticornis* został wydzielony we wszystkich badanych profilach powyżej ostatniego poziomu graptolitowego górnego karadoku – *styloideus* (odpowiednik poziomu *linearis*), datującego najwyższą część formacji z Sasina (Podhalańska, 2002). Z powodu zmiany facji z ilastej na węglanowo-silikoklastyczną, młodsze osady ordowiku datowane są zasięgiem fauny niegraptolitowej. Poziom z *Tretaspis* (od nazwy gatunku *Tretaspis seticornis* Störmer) jest odpowiednikiem graptolitowych poziomów *complanatus* i *anceps* wyższego katu (dolnego aszgilu). Obejmuje on utwory pomiędzy stropem poziomu *styloideus* a osadami z *Mucronaspis mucronata* (Brongniart) i fauną *Hirnantia*. W profilu Dębki 2 na głęb. 2595,7 m w osadach węglanowych, razem z *Tretaspis seticornis* Störmer oraz *Calliops* cf. *callicephalus* (Hadding) znaleziony został graptolit *Dicellograptus ornatus* Hopkinson występujący w aszgilu, w tym także w poziomie *pacificus* rawtheyu (Williams, 1988). Ponieważ frekwencja graptolitów w aszgilu basenu bałtyckiego jest znikoma, znalezisko to może mieć znaczenie dla stratygrafii i korelacji osadów ordowiku w tym rejonie. Poziom *pacificus* określa wiek osadów na górną część aszgilu dolnego (odpowiednik brytyjskiego piętra rawthey; fig. 4).

Poziom *Mucronaspis mucronata* wydzielono na podstawie obecności trylobitów *Mucronaspis mucronata* (Brongniart), *Phillipsinella parabola* (Barrande) oraz towarzyszącej im faunie ramienionogów zawiasowych *Eostrophaedonta hirnantensis* (M'Coy) i *Hirnantia sagittifera* (M'Coy).

Poziom ten występuje we wszystkich badanych profilach, powyżej margli i wapieni marglistych bez fauny lub

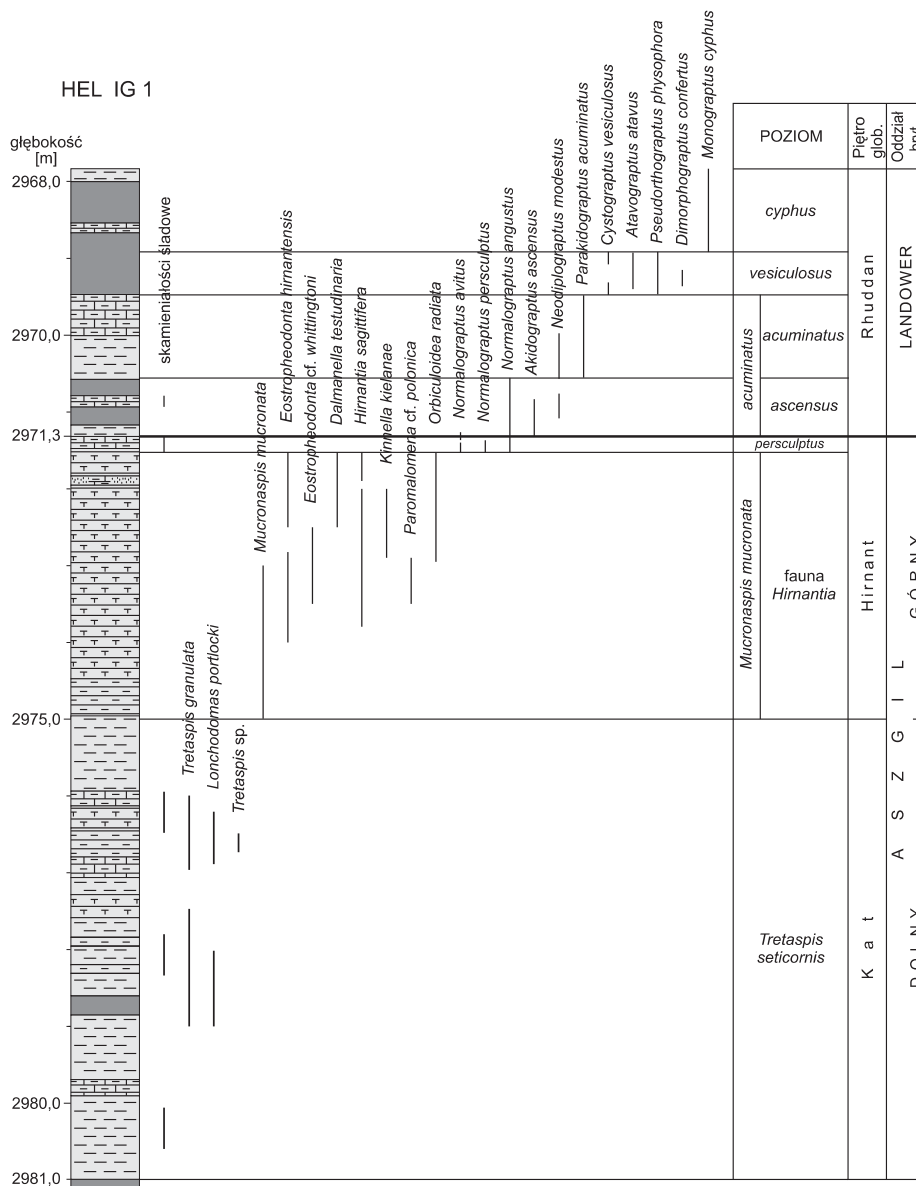


Fig. 13. Występowanie i zasięgi stratygraficzne fauny i skamieniałości śladowych w profilu Hel IG 1; zasięgi stratygraficzne fauny według obserwacji własnych oraz Modlińskiego (1986)

Distribution and stratigraphic range of fauna and trace fossils in the Hel IG 1 section; stratigraphic range of fauna after the author and Modliński (1986)

z fauną trylobitów *Calliops callicephalus* (Hall), *Tretaspis seticornis* Störmer (poziom z *Tretaspis seticornis*).

Stratygraficznym odpowiednikiem poziomu *Mucronaspis mucronata* niższego hirmantu są warstwy zawierające ramienionogi zawiasowe należące do tzw. fauny *Hirnantia* (fig. 4).

Zasięgi stratygraficzne poszczególnych gatunków trylobitów i ramienionogów poziomu *mucronata* (Modliński, 1982b, 1986; Podhalańska, 2005) podano na figurach 13 i 14.

W niektórych ciągłych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego osady z fauną *Hirnantia* występują między poziomem z *Tretaspis seticornis*, odpowiadającemu

graptolitowym poziomom *complanatus* i *anceps* wyższego katu, a poziomem *persculptus* wyższego hirmantu, czyli w niższym hirmancie. Zgodnie z podziałem stratygraficznym przedstawionym na figurze 4 są wiekowym odpowiednikiem poziomu graptolitowego *extraordinarius*.

Poziom *persculptus*. W niektórych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego, w rejonie Łeby poniżej poziomu *ascensus* (= dolna część poziomu *acuminatus*) z fauną pierwszych akidograptidów, występuje bardzo mało urozmaicony zespół z pojedynczymi okazami *Normalograptus miserabilis* Elles et Wood, *N. normalis* (Lapworth) i ?*N. per-*

sculptus (Elles et Wood). Stwierdzono tu także, charakterystyczny dla dolnej części łupków z Birkhill w standardowym dla granicy ordowik/sylur profilu Dob's Linn w Szkocji, gatunek *N. avitus* (Davies) (Podhalańska, 2002, 2003a). Jest on wskaźnikowy dla poziomu *persculptus* w Dob's Linn i uważany za ewolucyjnego przodka akidograptidów (Melchin, Williams, 2000). Graptolity te mogą datować interwał odpowiadający najwyższemu ordowikowi (poziom *persculptus*) w najbardziej pełnych stratygraficznie profilach głębokonerwytycznej strefy zbiornika bałtyckiego (Podhalańska, 2003a), dokumentując obecność tzw. fauny pre-*ascensus* (Koreń in., 2003). Obecność poziomu *persculptus* w Polsce cytowana była wcześniej w profilu Lębork IG 1 (Tomczykowa, Tomczyk, 1976; Tomczyk, 1982).

Poziom *ascensus* (= dolna część poziomu *acuminatus*).

W sukcesji graptolitów w większości profilów z rejonu Łeby jako pierwszy pojawia się *Akidograptus ascensus* Davies poprzedzając pojawienie się *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson) (Podhalańska, 2002, 2003b). Poziom *ascensus* jest wydzielony na podstawie pojawienia się pierwszego z akidograptidów, a mianowicie *Akidograptus ascensus*. Jego górną granicę wyznacza pojawienie się drugiego z akidograptidów – *Parakidograptus acuminatus*.

Pojawienie się wyżej wymienionych rodzajów – przedstawicieli nowej rodziny Dimorphograptidae – stanowi bardzo

wyraźną zmianę w zespole graptolitów; obok wymienionych charakterystycznych form występują nadal licznie normalograptidy takie jak: *Normalograptus normalis* (Lapworth), *N. medius* (Tornquist), *N. angustus* (= *N. miserabilis* Elles et Wood), znane ze starszego poziomu *persculptus*. Nie występuje tu już *N. avitus* (Davies), charakterystyczny dla zespołu normalograptidów poziomu *persculptus*. Pojawia się tu także i występuje głównie w tym poziomie *Paraclimacograptus innotatus innotatus* (Nicholson). Po raz pierwszy też pojawia się *Neodiplograptus modestus* (Lapworth).

Poziom ten korelowany jest z poziomem *ascensus* Chin (Chen i in., 2000), dolną częścią poziomu *acuminatus* (*sensu* Zalasiewicz, Tunncliff, 1994), dolną częścią poziomu *ascensus-acuminatus* europejskiej części Perygondwany (Štorch, 1996), poziomem *ascensus* (*sensu* Melchin, Williams, 2000).

Poziom *acuminatus*. Dolną granicę wyznacza pojawienie się gatunku *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson). Poza gatunkiem wskaźnikowym występują nadal wcześniejsze normalograptidy oraz charakterystyczny dla tego poziomu *Normalograptus trifilis trifilis* (Manck) i *Neodiplograptus modestus* (Lapworth) (Podhalańska, 2005).

Poziom *vesiculosus* jest zdefiniowany jako poziom zasięgu gatunku indeksowego. Jego dolną granicę wyznacza pojawienie się gatunku *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson). Górną granicę stanowi zanik gatunku indeksowego i pojawienie

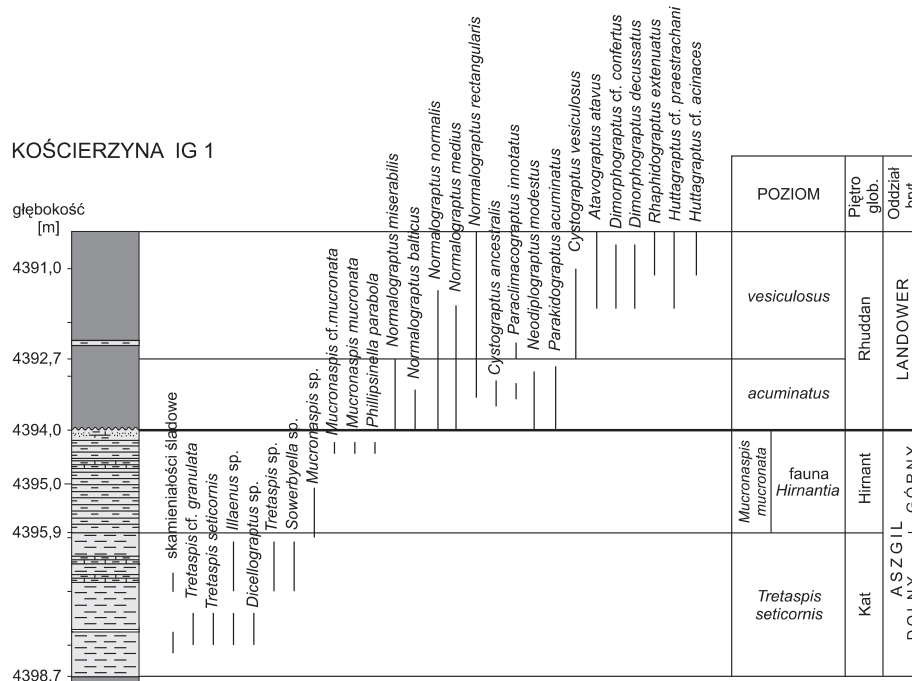


Fig. 14. Występowanie i zasięgi stratygraficzne fauny i skamieniałości śladowych w profilu Kościerzyna IG 1; zasięgi stratygraficzne fauny według obserwacji własnych oraz Modlińskiego (1982b)

Distribution and stratigraphic range of fauna and trace fossils in the Kościerzyna IG 1 section; stratigraphic range of fauna after the author and Modliński (1982b)

nie się *Coronograptus cyphus* Lapworth. W profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego poziom *vesiculosus* jest bardzo dobrze zdefiniowany przez pojawienie się dorosłych osobników gatunku *Cystograptus vesiculosus* (Nicholson), któremu towarzyszą pierwsze graptolity monoserialne: *Atavograptus atavus* (Jones). Pojawiają się też dimorphograptidy.

W stosunku do starszych, wyraźnie skondensowanych poziomów graptolitowych, poziom *vesiculosus* jest pełniej wykształcony i charakteryzuje się większymi mięższociami, nawet, jak to jest w profilu Łeba 8, do kilku metrów (Podhalańska, 2002).

Poziom cyphus. Dolną granicę poziomu wyznacza pojawienie się *Coronograptus cyphus* Lapworth. Towarzyszą mu, obok diplograptidów, inne graptolity monoserialne z rodzajów *Pristiograptus*, *Huttagraptus* oraz *Monograptus*.

Zespoły biotyczne w górnym ordowiku i najniższym sylurze

Sukcesja osadowa górnego ordowiku i najniższego syluru obniżenia bałtyckiego zawiera urozmaicony zapis paleontologiczny różnych grup biotycznych, m.in. graptolitów, ramienionogów, fauny bezszkieletowej, których dominacja w poszczególnych ogniwach profilu stratygraficznego była związana ze zmianami facji i warunków paleośrodowiskowych w okresie późnoordowicko-wczesnolandowerskich wydarzeń klimatycznych i eustatycznych.

Poniżej przedstawiono charakterystykę, następujących po sobie w profilu stratygraficznym ordowiku górnego i pogranicza z sylurem zachodniej części obniżenia bałtyckiego, zespołów biotycznych, typowych dla zmieniających się, wraz ze zmianami środowiskowymi, litofacji. Analizę przeprowadzono na podstawie profili pochodzących z rejonu Łeby (Hel IG 1, Białogóra 1, Białogóra 2, Łeba 8) oraz brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Kościerzyna IG 1, Lębork IG 1). Występowanie zespołów biotycznych: graptolitów, bentosu (ramienionogów i trylobitów), skamieniałości śladowych oraz innych grup fauny, a także detrytusu w poszczególnych profilach przedstawiono na [figurach 5–9](#).

Zespół graptolitów karadoku

W górnym ordowiku zespół zdominowany przez faunę planktoniczną – graptolity i ramienionogi bezzawiasowe – towarzyszy facji czarnych iłowców formacji z Sasina. Osady te od niżej leżących osadów formacji wapieni z Kopalina, z fauną głównie bentoniczną, oddziela erozyjna powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej, często związana z luką stratygraficzną obejmującą część poziomu *Didymograptus purchisoni* lanwirnu, lub też poziom kondensacji, brekcji fosforanowej oraz ooidów fosforanowych i żelazistych. W poziomie tym występuje kondensacyjne nagromadzenie skorupki małżoraczków lub konodontów. Powierzchnia ta odzwierciedla nieciągłość sedymentacyjną oraz związaną z nią erozję podmorską (Podhalańska, 2001). Iłowce lanwirnu górnego i karadoku stanowią osady powstałe w okresie transgresji i wysokiego względnego poziomu morza.

Zmiana litofacji na granicy formacji wapieni z Kopalina i formacji iłowców z Sasina ([fig. 8](#)), odpowiadająca globalnemu podniesieniu się poziomu morza (Ross, Ross, 1992; Nielsen, 2004), koreluje się wyraźnie ze zmianą zespołu biotycznego. W osadach formacji z Sasina podstawową grupę w zespole stanowi fauna planktoniczna (graptolity), podczas gdy bentos odgrywa podrzędną rolę. Osady ilaste z fauną graptolitów pojawiają się w wyższym lanwirnie, przy czym najwcześniej w profilu Kościerzyna IG 1, w którym udokumentowano obecność poziomu *Didymograptus purchisoni* (Modliński, 1982b). W pozostałych profilach iłowce z graptolitami dominują od poziomu *Hustedograptus teretiusculus*, dobrze udokumentowanego nie tylko obecnością taksonu wskaźnikowego, ale i całym zespołem form charakterystycznych (Podhalańska, 1980). Również w całym profilu karadoku dominują osady ilaste z graptolitami, w których zidentyfikowano poziomy od *Nemagraptus gracilis* po *Climacograptus styloideus* (Modliński, 1973; Podhalańska, 1980). Graptolitom towarzyszy, szczególnie w dolnym karadoku, bogaty zespół Chitinozoa (Podhalańska, 1979).

Analiza paleontologiczna wskazuje, że rozkwit zespołu graptolitów oraz zwiększenie jego bioróżnorodności miało miejsce w karadoku, reprezentującym okres wysokiego stanu morza. Pojawiają się wówczas nowe rodziny i rodzaje graptolitów (Podhalańska, 1980).

W zachodniej części obniżenia bałtyckiego, w tym w brzeżnej części kratonu, która zgodnie z ekologicznym modelem rozmieszczenia graptolitów (Finney, Berry, 1999) stanowi ich główną niszę ekologiczną, zespół graptolitów jest bardzo liczny i zróżnicowany taksonomicznie. Cechą charakterystyczną jest pojawienie się rodziny Dicranograptidae i Nemagraptidae. Pierwsze pojawienie się dikranograptidów i nemagraptidów jest synchroniczne. Początkowo są reprezentowane przez dwa gatunki, następnie szybko podlegają radiacji. Pojawiają się nowe rodzaje *Dicellograptus* i *Leptograptus* oraz nowe gatunki diplograptidów (tabl. X). Równocześnie zanika linia ewolucyjna dolnoordowickich dichograptidów. Rodzaj *Dicellograptus* występuje aż do końca ordowiku razem z diplograptidami: *Normalograptus* i *Paraorthograptus* (Podhalańska, 1980).

Najmłodsze graptolity karadoku, występujące w strefie brzeżnej kratonu wschodnioeuropejskiego, to zespół poziomów *clingani* i *styloideus*, reprezentujący typy rozwoju proksymalnego kolonii diplograptidów i ortograptidów: *Orthograptus truncatus pauperatus* Elles et Wood, *O. truncatus truncatus* (Lapworth), *Climacograptus spiniferus* Ruedemann, *Diplograptus compactus* Elles et Wood, *Lasiograptus* sp. (tabl. X).

Skład taksonomiczny graptolitów karadoku występujących przy brzegu kratonu oraz w rejonie Łeby wykazuje największe podobieństwo do zespołów graptolitowych opisywanych z terenu Skanii i Bornholmu (Bergström, Nilsson, 1974; Podhalańska, 1980). Niektóre taksony stwierdzone w dolnym karadoku rejonu Łeby, jak *Normalograptus kuckersianus* Wiman i *Glyptograptus cernuus* Jaanusson, znane były do tej pory tylko z platformy węglanowej Estonii i Szwecji. Analizowany zespół graptolitów wykazuje również duże

pokrewieństwo do zespołów znanych z paleokontynentu Awalonii (Toghill, 1970) oraz Laurencji (Ross, Berry, 1963).

W zespole planktonicznej fauny karadoku występują również cienkoskorupowe bezzawiasowe brachiopody z rodzajów *Lingulella*, *Paterula* i *Hisingerella*, z najbardziej charakterystyczną kosmopolityczną formą *Paterula bohémica* Barrande i *P. portlocki* (Geinitz). Fauna ta towarzyszy zwykle graptolitom w typowej facji czarnych łupków, wskazując na podobną strukturę behawioralną i troficzną.

Zespół biotyczny aszgilu dolnego

Masowe występowanie graptolitów w facji czarnych iłowców kończy się na granicy karadoku i aszgilu.

Zespół biotyczny charakterystyczny dla dolnego aszgilu jest ubogi i zdominowany głównie przez trylobity (tabl. XI, fig. 2–8) W marglach i wapieniach marglistych występują m.in. trylobity z rodzaju *Tretaspis* oraz *Calliops*. W niektórych próbkach dolnego aszgilu profilów Hel IG 1, Białogóra 2 i Kościerzyna IG 1 obserwowano skamieniałości śladowe należące do ichnorodzaju *Chondrites*, wskazujące na deficyt tlenowy w strefie dennej (tabl. I, fig. 3, 4).

W profilu Kościerzyna IG 1 na głębokości 4396,5 oraz 4398,5 m, w obrębie iłowców marglistych występuje detrytus mszywiolów i szkarłupni (por. fig. 8; tabl. III, fig. 3, 4). Obecność wkładek węglanów wśród szarych iłowców oraz detrytusu płytkowodnego bentosu, a nawet glonów w profilu Hel IG 1 (Modliński, 1986) może dokumentować globalne wydarzenie regresywne w późnym kacie, tzw. wydarzenie Boda (Fortey, Cocks, 2005).

W osadach aszgilu dolnego stwierdzono także obecność fragmentów rabdozomów graptolitów. Występują one w profilu Hel IG na głęb. 2975,0–2976,0 i 2978,5 m oraz w profilu Lębork IG 1 na głęb. 3276,5 m (Modliński, 1982b, 1986). Poza tym szczątki ordowickich graptolitów zostały znalezione w marglach dolnego aszgilu profilu Białogóra 2 (głęb. 2610,0–2610,5 m) oraz w szarych iłowcach profilu Kościerzyna IG 1 (fig. 8).

W osadach silikoklastyczno-węglanowych, razem z trylobitami znaleziono graptolita *?Dicellograptus ornatus* Hopkinson (tabl. XI, fig. 1), występującego w standardowym profilu Dob's Linn w Szkocji, m.in. w poziomie *pacificus* (Williams, 1988), będącym odpowiednikiem górnej części poziomu *anceps*. Jest to ostatnie wystąpienie typowo ordowickich graptolitów z grupy dikranograptidów w osadach zachodniej części obniżenia bałtyckiego. Ich rozkwit przypadający na karadok był związany z interwałem wysokiego względnego poziomu morza. Obniżenie się poziomu morza spowodowało zanik asocjacji graptolitów planktonicznych w osadach górnego skłonu i zewnętrznego szelfu kratonu wschodnioeuropejskiego.

Osady z fauną *Tretaspis* charakterystyczne dla dolnego aszgilu, któremu w podziale bałtyckim odpowiada piętro pirgu, znane są tylko z centralnej (osiowej) części basenu bałtyckiego, odpowiadającej strefie zewnętrznego szelfu. Środowiska płytkiego szelfu węglanowego Litwy i Estonii okupowane były w tym czasie przez zespół ramienionogów zawiasowych z grupy pentameridów – *Holorhynchus* (Kaljo, Hints, 1996).

Fauna *Hirnantia*

Fauna *Hirnantia* stanowi szeroko w świecie rozprzeszczerzony, o krótkim zasięgu stratygraficznym, zespół ramienionogów zawiasowych. Zespół ten uważany jest za płytkowodny i chłodnolubny, związany z miękkim osadem. Fauna ta ewoluowała w krótkim czasie i szybko rozprzeszczerzyła się w hirnancie w wielu obszarach świata. Asocjacja bentosowych ramienionogów należących do fauny *Hirnantia* znana jest z hirnantu paleokontynentu Bałtyki, Awalonii, południowych Chin, Laurencji oraz obszarów Tybetu, Kazachstanu, południowej Ameryki, północnej Afryki i innych (Cocks, Torsvik, 2004; fig. 3A).

Faunę *Hirnantia* charakteryzuje obecność takich rodzajów ramienionogów zawiasowych jak: *Hirnantia*, *Dalmanella*, *Kinnella*, *Paromalomena*, *Eostropheodonta*, *Plectothyrella* i *Hindella*. Towarzyszą jej trylobity z rodzaju *Mucronaspis*, rzadziej *Leonaspis* i *Brogniartella* oraz graptolity (Chen i in., 2000).

W badanych profilach w Polsce nie stwierdzono współwystępowania fauny *Hirnantia* i graptolitów. Pierwsze jej pojawienie się ma miejsce powyżej osadów z trylobitem *Tretaspis seticornis* Störmer (por. fig. 5–9 oraz 13).

W badanym materiale fauna *Hirnantia* reprezentowana jest przez następujący zespół: *Hirnantia*–*Kinnella*–*Dalmanella*–*Eostropheodonta*–*Paromalomena*. Razem z brachiopodami, lecz znacznie rzadziej, występuje *Mucronaspis mucronata* (Brongniart) oraz *Phillipsinella parabola* (Barrande) cytowane w tych wierceniach już wcześniej (Modliński, 1973, 1982b, 1986; Podhalańska, 1980, 1999, 2003a). W zespole ramienionogów oznaczono m.in. *Hirnantia sagittifera* (M'Coy), *Kinnella kielanae* Temple, *Eostropheodonta whittingtoni* Bancroft, *E. hirnantensis* (M'Coy) oraz *Onniella* sp., i *Paromalomena polonica* (Temple) (tabl. XII, XIII, fig. 1–4). Występowanie gatunków ramienionogów należących do zespołu *Hirnantia* i trylobitów w profilu Hel IG 1 oraz trylobitów w profilu Kościerzyna IG 1 przedstawiono na figurach 13 i 14.

Zespół biotyczny z pogranicza ordowiku i syluru

Wapienie, margle i piaskowce hirnantu, zawierające faunę *Hirnantia*, oddzielone są zwykle od iłowców z graptolitami najniższego syluru spirytyzowaną powierzchnią nieciągłości ze śladami erozji podmorskiej i hiatusem obejmującym część lub cały poziom *persculptus* i część poziomu *acuminatus*. W profilu Kościerzyna IG 1, na głęb. 4394,0 m, powyżej erozyjnej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej oraz warstewki rezydualnego osadu, występuje zespół graptolitów poziomu *acuminatus* dolnego landoweru (fig. 8, 14). Luka obejmuje więc poziom *persculptus* i prawdopodobnie dolną część poziomu *acuminatus* (= poziom *ascensus*).

Jak wykazały dokładne, przeprowadzone warstwa po warstwie, badania w obrębie rdzeniowanych odcinków profilów: Łeba 8, Białogóra 1, Białogóra 2, Hel IG 1, w rejonie Łeby oraz w niektórych innych profilach jak Lębork IG 1 (Tomczyk, 1982) może występować stopniowe przejście od formacji z Prabut do czarnych iłowców z graptolitami formacji z Pasłęka. Zanik węglanowości, zmiana koloru skały

z jasnoszarego i szarego na ciemnoszary i czarny w niektórych profilach, jest stopniowy. Również i charakter fauny zmienia się w sposób stopniowy: zanika fauna bentosowa ramienionogów (fauna *Hirnantia*), ale nadal mogą żyć na dnie lub blisko pod powierzchnią bezszkieletowe organizmy bentosowe pozostawiające na dnie liczne ślady (korytarze mieszkalne lub żerowiskowe). W szarych iłowcach marglistych i szarych iłowcach profilów Hel IG 1, Łeba 8, Białogóra 1 i 2 występuje m.in. *Planolites* isp. Były to organizmy, które mogły przystosować się do życia w warunkach umiarkowanego deficytu tlenowego. Ich obecność potwierdza więc suboksydacyjne warunki w strefie dennej zbiornika.

W szarych osadach z pogranicza ordowiku i syluru badanych profilów razem z licznymi skamieniałościami śladowymi występują graptolity należące do ordowickiego typu morfologicznego (*H-normalis*) (Melchin, Mitchell, 1991), którego nazwa pochodzi od gatunku *Normalograptus normalis* (Lapworth). W profilu Łeba 8 na głęb. 2660,5 m (tabl. XIII, fig. 7), w jednym fragmencie skały można obserwować kontakt jaśniejszych wapieni marglistych i ciemniejszych iłowców marglistych z graptolitami z rodziny Normalograptidae. Zmiany ekologiczne oraz odpowiadające im stopniowe zmiany litologiczne i stopniowy wzrost anoksji na pograniczu ordowiku i syluru, stwierdzono w profilach Białogóra 2 i Hel IG 1.

Poczynając od osadów wyższego katu (dolnego aszgilu) stwierdzono następującą sukcesję osadową (fig. 15):

- szare iłowce margliste z fauną *Tretaspis*,
- szare margle z fauną *Hirnantia*,
- szare iłowce margliste, ku górze coraz mniej margliste z licznymi kanałami mieszkalnymi lub żerowiskowymi oraz nielicznymi graptolitami;
- szare iłowce z nielicznymi graptolitami ordowickimi typu H,
- czarne iłowce z licznymi graptolitami sylurskimi i koprolitami,
- czarne iłowce wyłącznie z fauną planktoniczną (graptolitami dolnego syluru).

Biorąc pod uwagę zmiany zespołów biotycznych, jakie zaobserwowano w późnym ordowiku i wczesnym sylurze i ich korelacje ze zmianami globalnych ekosystemów (Brenchley, 2004) można stwierdzić, że zmiana zespołu biotycznego w strefie pogranicza ordowiku i syluru w zachodniej części obniżenia bałtyckiego związana była z zalewem morskim, który rozpoczął się pod koniec ordowiku w dobie *persculptus* i spowodował wymarcie bentosowej fauny *Hirnantia*.

W obszarach wyniesionych, czego przykładem może być profil Kościerzyna IG 1, dochodziło do erozji podmorskiej lub braku depozycji i hiatusu. W innych obszarach mogła być zachowana ciągłość sedymentacji w późnym ordowiku i wczesnym sylurze oraz ciągłość charakterystycznego zapisu ekologicznego (fig. 15).

Zespół skamieniałości śladowych

Osady górnego ordowiku oraz pogranicza ordowiku i syluru w zachodniej części basenu bałtyckiego zawierają mało urozmaicony zespół skamieniałości śladowych. W niektórych profilach obniżenia bałtyckiego obecność pojedynczych form

skamieniałości śladowych była sygnalizowana, przy okazji opracowań stratygraficzno-facialnych ordowiku, przez Modlińskiego (1986, 1989).

Aktualne badania udokumentowały obecność licznych *Chondrites* isp. w osadach dolnego aszgilu (tabl. I, fig. 3, 4), a także pozwoliły na wyróżnienie interwału stratygraficznego w górnym aszgilu, w którym nagromadzenie skamieniałości śladowych jest największe. Charakterystyczny zespół tych skamieniałości i największą ich frekwencję stwierdzono w wyższym hirnancie powyżej występowania fauny *Hirnantia* (poziom *M. mucronata*), a poniżej czarnych osadów poziomu *ascensus* lub *acuminatus* niższego rhuddanu (fig. 5–7, 15).

Zespół skamieniałości śladowych w wyższym hirnancie został stwierdzony w profilu Hel IG 1, Białogóra 2, Lębork IG 1 oraz Łeba 8 (tabl. XIII). Dane biostratygraficzne uzyskane na podstawie graptolitów pozwalają stwierdzić, że obecność skamieniałości śladowych jest związana z profilami wykazującymi ciągłość sedymentacyjną na granicy ordowiku i syluru (Podhalańska, 2005). W profilach, w których występuje wyraźna przerwa w sedymentacji i powierzchnia nieciągłości, związane z erozją na granicy ordowiku i syluru, między innymi w profilach Kościerzyna IG 1 oraz Gdańsk IG 1, ich obecność nie została udokumentowana (fig. 8, 9).

Zespół skamieniałości śladowych występujących na pograniczu ordowiku i syluru w badanych profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego jest mało urozmaicony taksonomicznie. Skamieniałości śladowe występują głównie w szarych iłowcach i iłowcach marglistych, nielaminowanych lub szarych marglach. Jedynie skamieniałości śladowe koprolitowego pochodzenia, występują również w iłowcach ciemnoszarych i czarnych razem z graptolitami dolnej części landoweru.

Asocjacja skamieniałości śladowych reprezentowana jest głównie przez fodinichnia (jamki żerowiskowo-mieszkalne) osadożerców: *Planolites* isp. i *Planolites* cf. *P. beverleyensis* (Billings). Są to duże, cylindryczne, proste lub lekko wygięte formy, wyraźnie odróżniające się od podłoża. Ich cechą charakterystyczną są duże rozmiary.

Oprócz ichnorodzaju *Planolites*, wskazującego na stosunkowo płytką przeróbkę osadu przez organizmy śladowe, występują nieliczne grudki fekalne. Nie obserwowano w osadach z pogranicza ordowiku i syluru ichnorodzaju *Chondrites*, charakterystycznego dla stref z większym deficytem tlenowym (Ekdale, Mason, 1988), występującego m.in. w dolnym aszgilu profilu Białogóra 2, a także w ordowickich osadach strefy Koszalin–Chojnice (Podhalańska, 2007).

W profilu Hel IG 1 oraz Białogóra 2 spotyka się skamieniałości śladowe występujące razem z graptolitami. W przypadku profilu Białogóra 2 są to graptolity reprezentujące typ *H-normalis* rozwoju astogenetycznego.

Skamieniałości śladowe *Planolites* isp. współwystępują nie tylko z graptolitami typu H, ale nawet z sikulami i formami reprezentującymi młodociane stadia rozwoju graptolitów *Akidograptus ascensus* Davies (tab. XIII, fig. 8), czyli z nowym rodzajem graptolitów, których pojawienie się wyzna-

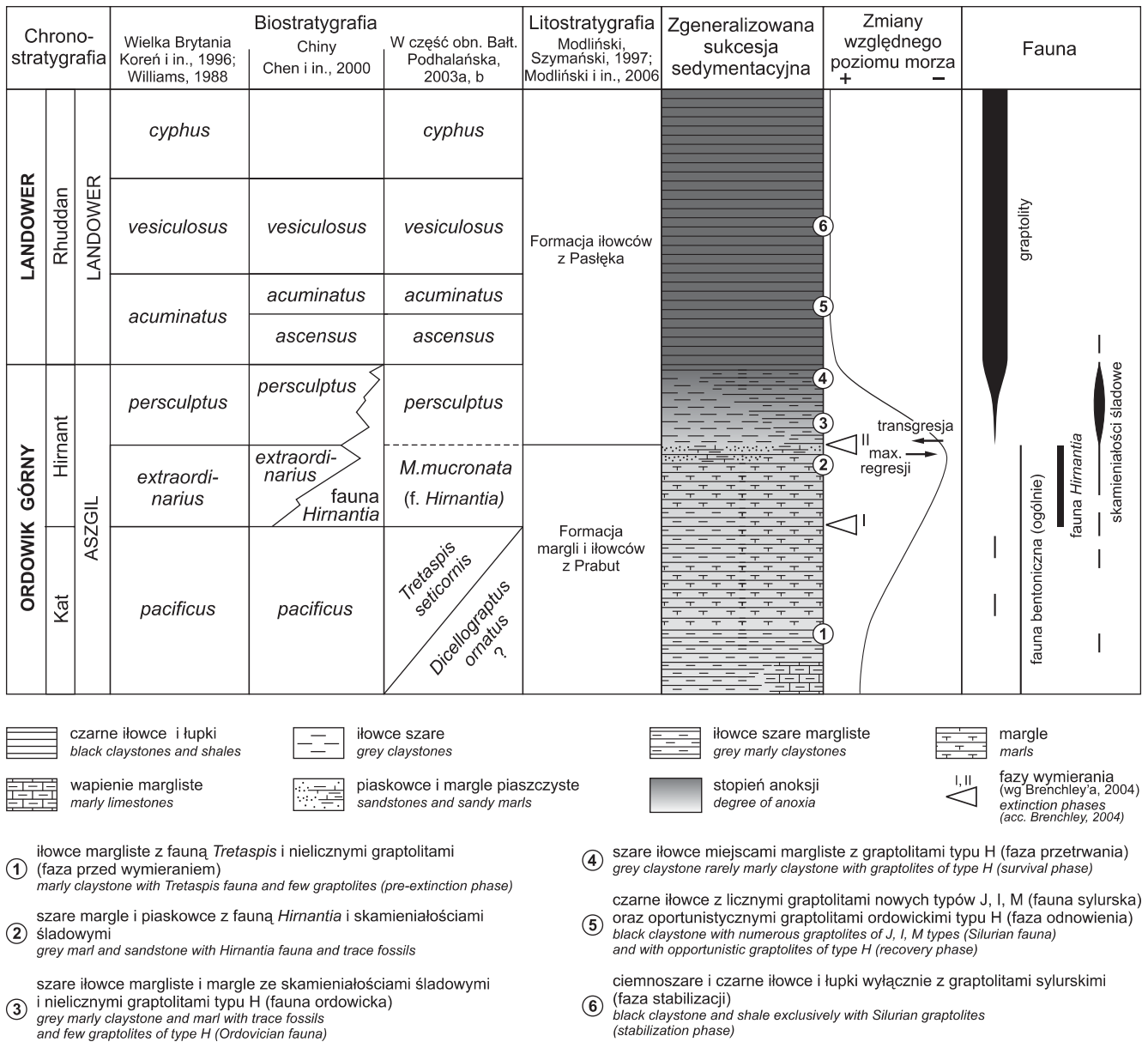


Fig. 15. Zgeneralizowany profil stratygraficzny, względny poziom morza oraz sukcesja osadowa i ekologiczna w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, w przypadku ciągłości sedymentacyjnej na granicy ordowik/sylur (wg Podhalańska, 2003a; zmodyfikowane)

Generalized stratigraphic section, relative sea level curve and depositional and ecological succession in the western part of the Baltic Depression in the case of depositional continuity at the Ordovician/Silurian boundary (after Podhalańska, 2003a, modified)

cza spąg syluru. Świadczy to o umiarkowanym deficycie tlenowym w strefie dennej, nawet we wczesnej dobie *ascensus* wczesnego landoweru.

Późnoordowickie wymieranie a zmiany zespołów graptolitów

Jednym z celów badań była analiza sukcesji graptolitów w późnym ordowiku i wczesnym landowerze na tle zmian

środowiskowych oraz wymierania w późnym hirnancie. Badania paleontologiczne prowadzone w różnych regionach świata wykazały, że późnoordowickie wymieranie dotknęło wiele grup fauny, m.in. trylobity, konodonty, graptolity, małżoraczki, ramienionogi, akritarchy i mszywioly (Lenz, McCracken, 1988; Nowlan i in., 1988; Melchin, Mitchell, 1991; Wang i in., 1993; Hallam, Wignall, 1997; Berry, Finney, 1999; Finney, Berry, 1999; Brenchley i in., 2001; Owen, 2007) (fig. 16). Jako przyczynę kryzysu biotycznego w póź-

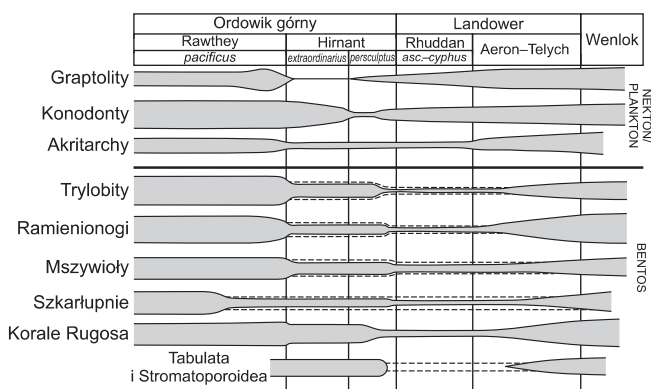


Fig. 16. Zmiany zróżnicowania wybranych grup fauny podczas późnoordowickiego kryzysu (linia przerywana pokazuje zasięgi z uwzględnieniem tzw. Lazarus taxa; Hallam, Wignall, 1997, z nielicznymi zmianami)

Diversity changes among selected taxa during the Late Ordovician crisis (dashed lines indicate known diversity with the addition of Lazarus taxa; according to Hallam, Wignall, 1997, slightly changed)

nym ordowiku uważa się globalne zmiany klimatyczne: ochłodzenie i regresję w niższym hirnancie oraz następujące po nim ocieplenie klimatyczne i związaną z nim transgresję/anoksję w wyższym hirnancie (Berry, Boucot, 1973; Hallam, Wignall, 1997; Racki, 1999; Brenchley, 2004).

W późnym ordowiku i wczesnym sylurze zespoły graptolitów planktonicznych podlegały dużym zmianom związanym z epizodem masowego wymierania. Pod względem taksonomicznym zespoły te różnią się od siebie w istotny sposób. Stwierdzone przez autorkę następstwo zespołów graptolitów występujących w profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego może odzwierciedlać zmiany, jakim podlegały te organizmy w czasie jednego z największych globalnych kryzysów faunistycznych w historii fanerozoiku.

Zespół graptolitów sprzed fazy wymierania

Faunę późnego ordowiku – karadoku i aszgilu (pre-hirnancka fauna) w wielu profilach na świecie (Williams, 1988; Finney, Berry, 1999) reprezentuje urozmaicony taksonomicznie zespół, w którym dominują dikranograptidy, lasiograptidy oraz biserialne diplograptidy; rozwój ich kolonii oznaczony został literami (Mitchell, 1987; Melchin, Mitchell, 1991; Fan, Chen, 2007) (fig. 17).

Dla zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego dominującymi były graptolity, których typ rozwoju kolonii oznaczony był literami A, G, D, K. Są to typowe górnoordowickie rodzaje graptolitów, jak *Amplexograptus*, *Climacograptus*, *Diplacanthograptus*, *Orthograptus*, *Pseudoclimacograptus*, *Dicranograptus* oraz rodzaj *Normalograptus*.

Graptolity, których dotyczył epizod masowego wymierania w późnym ordowiku można podzielić na dwie grupy.

Pierwsza to tak zwana fauna DDO obejmująca *Dicranograptidae*, *Diplograptidae* i *Orthograptidae* (Melchin, Mitchell, 1991) oraz druga – tak zwana N fauna (*Normalograptidae*) (Chen i in., 2003). Obie te grupy są bogato reprezentowane w profilach górnego ordowiku zachodniej części obniżenia bałtyckiego (fig. 5–9; tabl. X).

Przed okresem wymierania, fauna graptolitowa była zdominowana przez faunę DDO, podczas gdy *Normalograptidae* (N fauna) stanowiły tylko kilka procent ogólnej populacji graptolitów (Fan, Chen, 2007). Te dwie grupy doświadczyły odmiennych losów podczas późnoordowickiego wymierania; można to udokumentować także na przykładzie przeprowadzonej analizy zespołów graptolitów w profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Faza wymierania

W profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego masowe występowanie graptolitów ordowickich (DDO fauna) kończy się w stropie karadoku, wraz z zanikiem facji czarnych łożysk. Jak już stwierdzono, w aszgilu dolnym występują tylko nieoznaczalne fragmenty lub pojedyncze okazy ordowickich graptolitów należące do rodzaju *Dicellograptus* – *D. ?ornatus* (Hopkinson) oraz *Orthograptus* (fig. 18).

W wykształconych w facji graptolitowej profilach górnego katu i hirnantu południowych Chin przebudowa zespołu graptolitów ma miejsce na granicy doby *pacificus* późnego katu i *extraordinarius* wczesnego hirnantu (Fan, Chen, 2007). W tym interwale stratygraficznym umiejscawiana jest główna, tzw. I faza, późnoordowickiego wymierania, którym podległy między innymi graptolity (Brenchley, 2004) (fig. 15, 18).

Przestały istnieć wtedy prawie wszystkie wymienione powyżej rodzaje graptolitów, należące do kilku rodzin. W fazie wymierania różnorodność gatunków fauny DDO drastycznie spadła, podczas gdy wyraźnie wzrosła ilość gatunków należących do N fauny (Fan, Chen, 2007). Sukcesja zdarzeń podczas późnoordowickiego kryzysu faunistycznego, jaką udokumentowano na podstawie, przeprowadzonej w ramach niniejszej pracy, analizy zespołów graptolitów w osadach zachodniej części obniżenia bałtyckiego, w porównaniu z obszarami Chin i Szkocji przedstawiona została na figurze 18.

Faza przetrwania

Typ H graptolitów (inaczej N fauna) jako jedyny przetrwał epizod późnoordowickiego wymierania w młodszej dobie *pacificus*. Jego ordowickim reprezentatem był rodzaj *Normalograptus*, który jest uważany za przodka sylurskich monograptidów (Koreń, Bjerreskov, 1999). Zespół graptolitów fazy przetrwania, w profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego, charakteryzuje obecność form biserialnych, należących przeważnie do normalograptidów, nie zawiera natomiast jeszcze żadnego z akidograptidów (tabl. XIV).

Gatunki, które przetrwały epizod wymierania to m.in. oportunistyczne i eurytopowe *Normalograptus angustus* (Perner) oraz *N. normalis* (Lapworth). Pojawiły się przed końcem ordowiku, a w późnym aszgilu i wczesnym landowerze stały się gatunkami kosmopolitycznymi. Są to zwykle jedyne taksony znajdowane w pierwszych próbkach powy-

żej epizodu wymierania. Występują one nawet w obszarach płytszych szelfów.

Ich obecność stwierdzono także na szelfie Bałtyki. W niektórych profilach obszaru Łeby oraz zachodniego brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego opisane zostały w pierwszych próbkach powyżej występowania fauny *Hirnantia* (Podhalańska, 2002, 2003a). Graptolity typu H, reprezentowane przez gatunki *Normalograptus angustus* (Perner) i *N. normalis* (Lapworth) występują tu w szarych iłowcach lekko marglistych lub wapieniach marglistych. Pierwsze graptolity fazy przetrwania pojawiają się w profilu Hel IG 1 na głębokości 2971,4 m (fig. 5 i 13), Białogóra 2 na głęb. 2604,7 m (fig. 6), Lębork IG 1 – głęb. 3273,0 m (fig. 7), Łeba 8 na głęb. 2660,5 m i Białogóra 1 na głęb. 2629,0 m. Graptolity fazy przetrwania występują zwykle łącznie z ichnofauną, świadcząca o istnieniu warunków środowiskowych odpowiednich także dla życia bentosowych organizmów nieszkietowych (tabl. XIII, fig. 5–8). Osady te powstały w warunkach umiarkowanego deficytu tlenowego odpowiadającego dysoksji, jak wynika z przeprowadzonej przez autorkę analizy mikrofacjalnej iłowców z pogranicza ordowiku i syluru oraz analiz geochemicznych, interpretowanych w dalszej części pracy.

Faza odnowienia

Faza odnowienia rozpoczyna się we wczesnej dobie *acuminatus* (= doba *ascensus* wczesnego landoweru). Pojawiają się wtedy nowe taksony, reprezentujące nieznanne do tej pory typy rozwoju kolonii graptolitów: typ I (*tamariscus*), typ J (*ascensus*), typ J' (*Dimorphograptus*), typ M (*Monograptus*) (fig. 17). Gatunki charakterystyczne dla wczesnolandowerskiej radiacji występują we wszystkich badanych profilach. Nowe rodzaje i gatunki pojawiły się nagle i rozprzestrzeniły się szybko w skali całego globu. Wiele z nich, jak *Akidograptus ascensus* Davies, *Parakidograptus acuminatus* (Nicholson), służą jako taksony wskaźnikowe sylurskich poziomów graptolitowych. Jedyny takson, którego ewolucja rozpoczęła się w późnym ordowiku, a który przeżył późnoordowicki kryzys i stał się głównym reprezentantem fazy przetrwania, to rodzaj *Normalograptus*, uważany za przodka monoserialnych graptolitów z rodziny Monograptidae.

Pierwsze pojawienie się nowych typów graptolitów, w tym typu J (*ascensus*) oraz I (*tamariscus*) wyznacza dolną granicę syluru (fig. 18).

Zgodnie z krzywą eustatyczną dla Bałtoskandii (Nielsen, 2004) oraz skonstruowanymi przez autorkę lokalnymi krzywymi ilustrującymi trend zmian względnego poziomu morza w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, faza odnowienia graptolitów w obszarze Bałtyki, po kryzysie w późnym ordowiku, przypada na okres wysokiego względnego poziomu morza we wczesnym landowerze.

WSCHODNIA CZĘŚĆ OBNIŻENIA BAŁTYCKIEGO

We wschodniej części obniżenia bałtyckiego w osadach górnego ordowiku występuje głównie fauna bentoniczna, a biostratygrafia oparta jest na trylobitach i ramienionogach

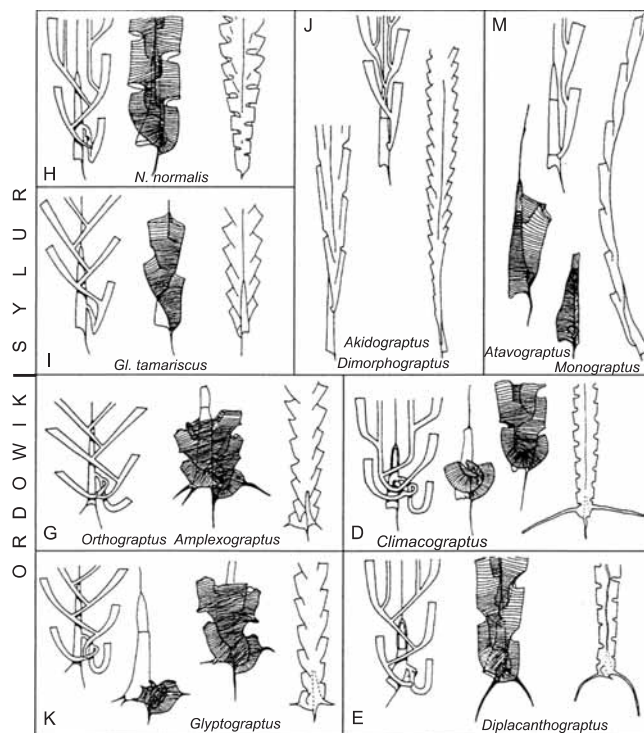


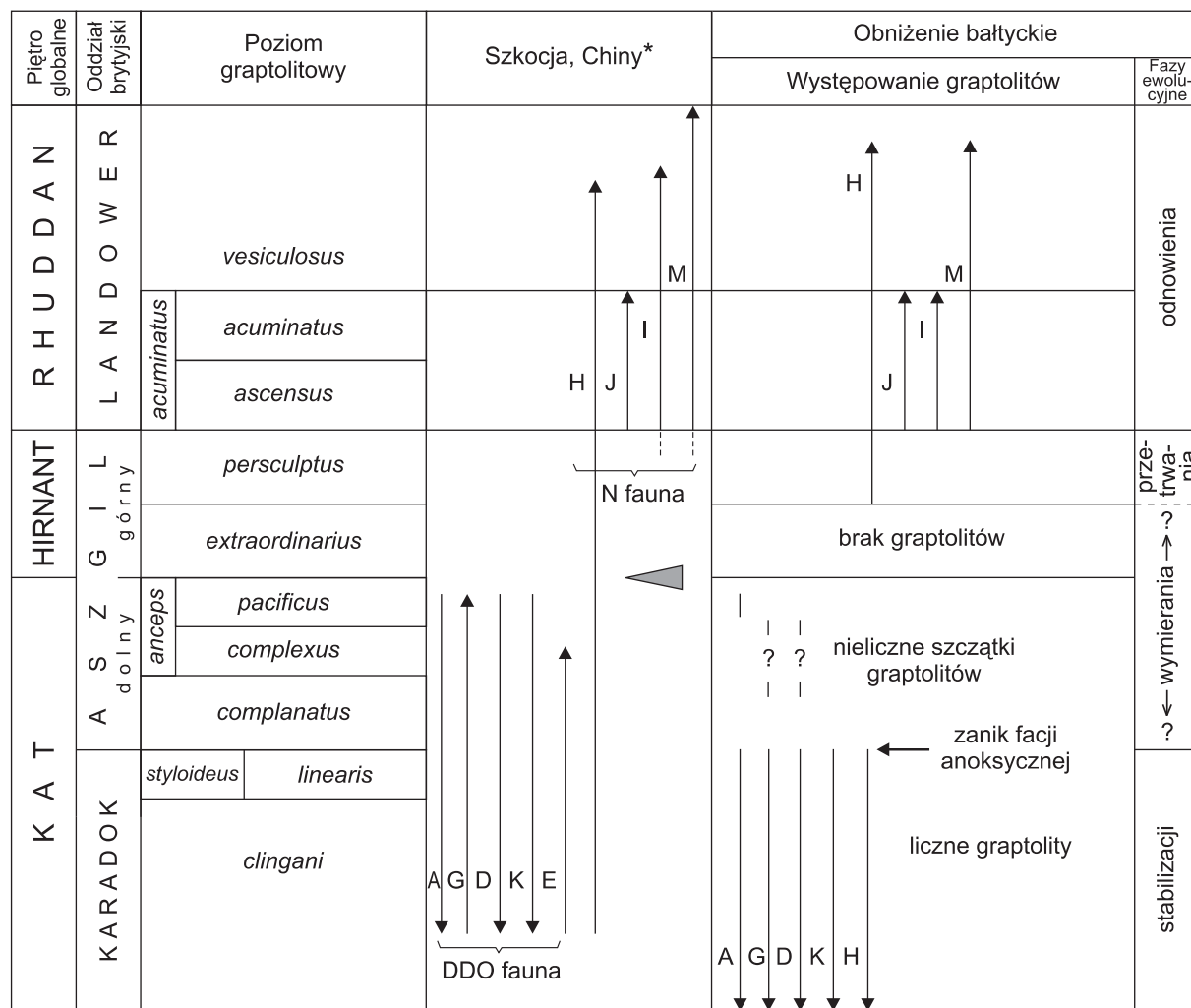
Fig. 17. Typy rozwoju kolonii graptolitów górnego ordowiku i niższego syluru (Melchin, Mitchell, 1991, zmodyfikowane)

Types of development of Upper Ordovician and lower Silurian graptolites (after Melchin, Mitchell, 1991, modified)

zawiasowych (Modliński, 1973; Modliński, Szymański, 1997). Od niedawna osady górnego ordowiku i niższego landoweru niektórych profili północnej i wschodniej Polski, dokumentowane są przy pomocy poziomów biostratygraficznych opartych na mikroskamieniałościach (Modliński i in., 2007; Podhalańska, 2009), podobnie jak to jest na obszarze Estonii i Łotwy, gdzie podstawowymi podziałami biostratygraficznymi dla osadów górnego ordowiku i landoweru są podziały oparte na Chitinozoa (Nölvak, 1999) oraz konodontach (Kaljo, Hints, 1996).

Biostratygrafia

Osady wyższego katu (piętro bałtyckie pirgu) we wschodniej części obniżenia bałtyckiego dokumentuje, według Modlińskiego (1973), obecność trylobitów z rodzaju *Tretaspis* – *T. granulata* (Wahlenberg), *T. seticornis* Störmer, oraz *Illaeus roemeri* Volborth, *Panderia megaloptalma* Linnarson, *Lonchodomas portlocki* (Barrande), *Staurocephalus* sp., występujące w osadach formacji z Morağa. Osady hirnantu (piętro bałtyckie porkuni) dokumentuje występowanie m.in. *Dalmanitina mucronata* (Brongniart), *D. olini* Tempe oraz *Brongniartella platynota* (Dalman). W piętrze porkuni, w formacji z Ornety, występują, obok trylobitów, także ramienionogi zawiasowe, m.in. : *Eostropheodonta hirnantensis* (M'Coy), *Dalmanella testudinaria* (Dalman), *Hirnantia kielanae* Tem-



* zbiorcze występowanie graptolitów w profilu Dob's Linn (Williams, 1988) oraz w profilach w obszarze Jangcy (poziomy *complexus-vesiculosus*) (Fan, Chen, 2007) *compiled graptolite distribution based on the Dob's Linn section (Williams, 1988) and Yangtze sections (complexus-vesiculosus Biozones)* (Fan, Chen, 2007)

G,D,K,E,H,I,J,M typy rozwoju astogenetycznego graptolitów (Melchin, Mitchell, 1991) (por. fig. 17) *types of astogenic development of graptolites (Melchin, Mitchell, 1991) (comp. Fig. 17)*

A Dicranograptidae (Fan, Chen, 2007) *Dicranograptidae (Fan, Chen, 2007)*

DDO fauna Dicranograptidae, Diplograptidae, Orthograptidae

N fauna Normalograptidae i formy potomne *Normalograptidae and its descendants*

▶ główna faza wymierania graptolitów (Brenchley, 2004; Fan, Chen, 2007) *major phase of graptolite extinction (Brenchley, 2004; Fan, Chen, 2007)*

Fig. 18. Ewolucja graptolitów oraz sekwencja zdarzeń podczas późnoordowickiego wymierania

Evolution of graptolites and sequence of events during the Late Ordovician extinction

ple, *H. sagittifera* (M'Coy), należące do zespołu fauny *Hirnantia*. Powyższe gatunki, cytowane przez Modlińskiego (*op. cit.*) pozwalają na korelację osadów pirgu i porkuni z osadami aszgilu zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Osady niższej części landoweru, wykształcone w postaci wapieni gruzłowych z Barcian, dokumentowane były w profilach wschodniej części obniżenia bałtyckiego, na podstawie ich położenia między udokumentowanymi paleontologicznie osadami porkuni a osadami zawierającymi graptolity różnych poziomów graptolitowych wyższego landoweru (m.in. Tomczykowa, Tomczyk, 1976).

Wiek osadów w badanych profilach Lidzbark Warmiński 3, Bartoszyce IG 1, oraz Barciany 4 i Jezioro Okrągłe IG 1 ustalone zostały na podstawie makrofauny (m.in. Modliński, Szymański, 1997; Podhalańska, 2005). Część datowań uzupełniono przeprowadzonymi w trakcie niniejszej pracy badaniami mikroskamieniałości; występują one jednak w profilach rzadko i lokalnie. Badane osady reprezentują wyższy kat, hirnancję oraz dolną część rhuddanu (fig. 11, 12).

Charakterystyka zespołów biotycznych w górnym ordowiku i najniższym sylurze

W osadach ordowiku górnego i niższego landoweru wschodniej części obniżenia bałtyckiego makro- i mikroskamieniałości występują nierównomiernie i mało licznie. Przyczyną nierównomiernego rozmieszczenia w profilu poszczególnych skamieniałości, mogą być, oprócz uwarunkowań facjalnych, także niewielkie rozmiary próbek, którymi dysponowano. Identyfikacja zmian bioróżnorodności w przedziale ordowik górny–sylur niższy, charakteryzującym się przebudową zespołów biotycznych, wymaga kompleksowych badań paleontologicznych, prowadzonych przez specjalistów od różnych grup fauny i mikroflory. Przedstawione na przykładzie profilu Lidzbark Warmiński 3 (fig. 11) zespoły skamieniałości, stanowią wstępne i fragmentaryczne wyniki badań paleontologicznych w tym interwale stratygraficznym.

Zespół konodontów poziomów *tvaerensis* i *superbus*

W profilu Lidzbark Warmiński 3, w próbkach czerwonych wapieni marglistych najwyższej części formacji z Kielna, stwierdzono zespół konodontów poziomów *Amorphognathus tvaerensis* i *A. superbus* (fig. 11). Obecność poziomu *superbus* pozwala określić wiek tej części formacji na piętra nabała i vormsi (górną część brytyjskiego karadoku). Konodonty starszego poziomu *tvaerensis* pochodzą prawdopodobnie z rozmywanych osadów dolnej i środkowej części karadoku. W ilastych przewarstwieniach (facjalna kontynuacja formacji iłowców z Sasina ku wschodowi) występują szczątki graptolitów poziomu *styloideus* i bezzawiasowych ramienionogów potwierdzający wiek osadów. W młodszych próbkach osadów ordowiku badanego profilu nie znaleziono konodontów.

Konodonty w najwyższych partiach ordowiku, szczególnie w osadach piętra porkuni, są również bardzo rzadko spotykane w innych obszarach Bałtoskandii; na obszarze Estonii w osadach najwyższego ordowiku znajdowano tylko pojedyncze okazy stożkowatych form *Decoriconus* sp. i *Dapsilodus* ? sp. (Kaljo i in., 2008).

Fauna *Hirnantia*

Podobnie jak w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, również i w jego wschodniej części, w osadach górnego ordowiku występuje zespół ramienionogów zawiasowych, z charakterystycznymi dla fauny *Hirnantia*, gatunkami. Fauna ta znajdowana jest w wapieniach marglistych w piętrze porkuni, którego chronostratygraficznym odpowiednikiem w zachodniej części obniżenia bałtyckiego jest hirnancję. Fauna *Hirnantia* reprezentowana jest tu przez zespół: *Hirnantia–Dalmanella–Eostropheodonta*. Razem z brachiopodami występuje trylobit *Mucronaspis mucronata* (Brongniart), dobrze datujący wiek osadów na dolny porkuni. W zespole ramienionogów oznaczono *Hirnantia* sp, *Eostropheodonta hirnantensis* (M'Coy) oraz *Dalmanella* sp. Pionowy zasięg fauny *Hirnantia* w profilu Lidzbark Warmiński 3 przedstawiono na figurze 11.

W profilu Bartoszyce IG 1 ramienionogi *Eostropheodonta hirnantensis* (M'Coy), *Dalmanella* sp. oraz *Plectatrypa* sp. występujące razem z *Mucronaspis mucronata* (Brongniart) stwierdzono w osadach piętra porkuni (Modliński, 1974; Podhalańska, 2006e). Obserwowano je w formacji szarozielonych margli z Ornety.

Występowanie fauny *Hirnantia* w obu obszarach, zachodnim i wschodnim, pozwala na korelację osadów najwyższego ordowiku skańskiej i centralnobałtoskańskiej strefy facjalnej basenu bałtyckiego.

Obserwacje sedymentologiczne w obszarze wschodniej części obniżenia bałtyckiego potwierdzają, że pojawienie się fauny *Hirnantia* odpowiada okresowi obniżenia względnego poziomu morza w hirnancję.

Zespół skolekodontów

Większość próbek wapieni marglistych i margli należących do formacji z Ornety okazała się negatywna. Jest to prawdopodobnie związane z niską frekwencją w skale mikroskamieniałości nierozpuszczalnych w kwasie. Z powodu małych rozmiarów próbek poddanych procesowi rozpuszczania (ograniczona ilość materiału rdzeniowego z głębokich wierceń), tylko w niektórych próbkach udało się pozyskać niewielką ilość materiału do badań. Trudno więc jednoznacznie określić zróżnicowanie mikroskamieniałości w próbkach osadów najwyższego ordowiku.

Próbki pochodzące z górnej części formacji szarozielonych margli z Ornety, w których występuje także fauna *Hirnantia* okazały się pozytywne, chociaż ilość i różnorodność mikroskamieniałości była niewielka. Współwystępowanie

mikroskamieniałości z fauną *Hirnantia* pozwala określić wiek osadów na piętro porkuni (hirnant).

Występuje tu zespół górnosaskich skolekodontów, melanosklerytów – *Melanostylus* cf. *coronifer* Eisenack (J. Nõlvak, Instytut Geologii, Uniwersytet Techniczny, Tallinn; inf. ustna), oraz niezidentyfikowanych mikroszczątków (fig. 11). W osadach najwyższego ordowiku, podobnie jak to ma miejsce w innych rejonach paleobasenu bałtyckiego, nie stwierdzono konodontów. Kaljo i inni (2004) wiążą ich brak z niestabilnością warunków ekologicznych i sedymentologicznych w okresie niskiego względnego poziomu morza w późnym ordowiku.

Skolekodonty występujące w formacji z Ornety w profilu Lidzbark Warmiński 3 – *Oenonites* sp. i *Mochtyella* sp., są znane w Estonii z formacji Kuldiga (O. Hints, Instytut Geologii, Uniwersytet Techniczny, Tallinn; inf. ustna). Wiek formacji Kuldiga odpowiada poziomowi *Spinachitina taugourdeaui*, korelowanemu z graptolitowym poziomem *extraordinarius* niższego hirnantu. Formacja Kuldiga, wyróżniona w strefie centralnobaltockańskiej i depresji centralnej południowej Estonii (Harris i in., 2004), jest częścią sekwencji depozycyjnej związanej z niskim względnym poziomem morza w górnym aszgilu (Nielsen, 2004). Jej korelacyjnym odpowiednikiem na obszarze polskiej części basenu bałtyckiego jest formacja z Ornety, dla której przyjęto (por. s. 32) podobną pozycję w obrębie późnoordowickiej sukcesji osadowej.

Zespół konodontów i Chitinozoa

Zespół ten występuje w najstarszych próbkach formacji wapieni gruzłowych z Barcian (fig. 11). Stwierdzone tu mikroskamieniałości – Chitinozoa i konodonty, datują te osady na sylur niższy (brytyjskie piętro rhuddan, bałtyckie piętro juuru). W nierozpuszczalnym reziduum obserwowano także obecność igieł gąbek.

Konodonty są reprezentowane wyłącznie przez proste stożkowate formy z rodzaju *Walliserodus* oraz *Dapsilodus* (fig. 11). Takie właśnie, stożkowate pojedyncze formy przetrwały późnoordowicki kryzys faunistyczny (Kaljo i in., 2008).

Wymienionym mikroskamieniałościom towarzyszą pojedyncze graptolity reprezentujące wczesne stadia rozwoju *?Normalograptus* sp. Są to graptolity z grupy diplograptidów, typ *normalis*, jedyne, które przeżyły późnoordowickie wymieranie i są charakterystyczne dla zespołów ordowiku górnego i najniższego syluru w zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Zespół skamieniałości śladowych

W wapieniach gruzłowych landoweru charakter fauny uległ zmianie. Zanikła bentosowa fauna skorupowa ramienionogów zawiasowych występująca w górnym ordowiku. Powierzchnię dna zamieszkiwały bezzakietowe organizmy bentosowe pozostawiające skamieniałości śladowe (korytarze mieszkalne lub żerowiskowe). Podobny, charakterystyczny zespół skamieniałości śladowych i liczne ich występowanie stwierdzono także w zachodniej części obniżenia,

w facjach ilastych pogranicza ordowiku i syluru, powyżej osadów z fauną *Hirnantia*, a poniżej anoksycznych iłowców poziomu *acuminatus* niższego rhuddanu.

Asocjacja skamieniałości śladowych (tabl. XVI, fig. 1–6) reprezentowana jest głównie przez jamki żerowiskowo-mieszkalne – *?Planolites* isp. Są to duże, cylindryczne, proste lub lekko wygięte formy, wyraźnie odróżniające się od podłoża. Ich cechą charakterystyczną są duże rozmiary. Szerokość kanałów żerowiskowo-mieszkalnych może dochodzić do 8 mm. Oprócz ichnorodzą *?Planolites*, wskazującego na stosunkowo płytką przeróbkę osadu przez organizmy śladotwórcze, występują nieliczne grudki fekalne, a także *Rosselia* isp. (Paczeńska, inf. ustna) (tabl. XVI, fig. 3). Licznie występuje także *Chondrites* isp. charakterystyczny dla środowisk z większym deficytem tlenu (Ekdale, Mason, 1988) (tabl. XVI, fig. 5).

ZESPOŁY BIOTYCZNE JAKO WSKAŹNIK ZMIAN PALEOŚRODOWISKOWYCH

Wskaźniki paleontologiczne, takie jak: rodzaj występujących w osadzie skamieniałości, ich stan zachowania, występowanie skamieniałości śladowych, stanowią, na równi z analizą sedymentologiczną, istotny element analizy paleośrodowiskowej. Jak wykazały przeprowadzone badania, sukcesja osadowa górnego ordowiku i niższego landoweru obniżenia bałtyckiego, zawiera urozmaicony zapis paleontologiczny zmian środowiskowych, związanych prawdopodobnie z późnoordowicko-wczesnosylurskimi zmianami klimatycznymi i eustatycznymi.

Masowe występowanie graptolitów w zachodniej części obniżenia bałtyckiego w karadoku odzwierciedla sedymentację związaną z transgresją i okresem wysokiego względnego poziomu morza w strefie zewnętrznej szelfu i jego krawędzi. Graptolitom towarzyszą cienkoskorupowe ramienionogi bezzawiasowe. Dobry stan zachowania i kompletność cienkich fosforanowych skorupek ramienionogów wskazuje na sedymentację w niskoenergetycznym środowisku, poniżej podstawy falowania i zasięgu sztormów. Brak skorupowej fauny bentosowej wskazuje na dominację warunków anaerobowych, potwierdzonych także wynikami badań geochemicznych przedstawionych w dalszej części pracy.

We wschodniej części obniżenia, odpowiadającej strefie centralnobaltockańskiej i litewskiej zbiornika, występuje w tym czasie głównie skorupowa fauna bentosowa wskazująca na warunki tlenowe w strefie dennej. W okresie wysokiego stanu morza w karadoku nastąpiło jednak częściowe ujednoczenie biofacji w obszarze basenu bałtyckiego. Graptolity występują nie tylko w obrębie strefy skańskiej, ale także znajdowane są dalej na wschodzie, w nerytycznej centralnobaltockańskiej strefie basenu.

Koniec masowego występowania graptolitów w facji czarnych iłowców, świadczący o zaniku strefy minimum tlenowego w basenie bałtyckim, ma miejsce na granicy karadoku i aszgilu. Zanikają drobnoziarniste ciemne osady silikoklastyczne z fauną głównie planktoniczną, deponowane, jak wynika z przeprowadzonej analizy litiofacjalnej, w środowisku

górnego skłonu i zewnętrznego szelfu Bałtyki, w warunkach anaerobowych. Pojawiają się natomiast osady związane ze spłycaaniem zbiornika i stopniowo polepszającymi się warunkami redoks w strefie dennej: iłowce szare i iłowce margliste rzadziej margle dolnego aszgilu zawierające głównie faunę bentosową (fig. 5–9). Zmiana fauny korelująca się ze stopniową zmianą facji odzwierciedla początek interwału niskiego względnego poziomu morza w obrębie arenidzko-aszgilskiej, transgresywno-regresywnej sekwencji depozycyjnej (Jaworowski, 2002).

Występowanie w osadach węglanowo-silikoklastycznych aszgilu dolnego nielicznych graptolitów oraz skamieniałości śladowych *Chondrites* isp. charakterystycznych dla środowisk zubożonych w tlen, świadczy o dysoksycznych warunkach panujących w tym czasie w strefie dennej zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Zespołem charakterystycznym dla wyższego aszgilu (hirnantu) jest fauna *Hirnantia*. Obecność bogatego zespołu ramienionogów zawiasowych (w tym fauny *Hirnantia*) i trylobitów w hirnancie zarówno w zachodniej, jak i wschodniej części obniżenia bałtyckiego, wskazuje na środowisko nerytyczne, aerobowe. Dobry stan zachowania ramienionogów, często w formie kompletnych skorupki, świadczy o niskoenergetycznych warunkach panujących w zbiorniku. Przyjmuje się, że występowanie kosmopolitycznej fauny *Hirnantia* związane jest z eustatycznym obniżeniem się poziomu morza w hirnancie i powiększeniem się obszarów płytszych szelfów, umożliwiających rozwój i migrację bentosowych organizmów (Rong i in., 2002). Obecność więc w niższym hirnancie w badanych profilach zachodniej i wschodniej części obniżenia bałtyckiego fauny *Hirnantia*, charakterystycznej dla okresu późnoordowickiego ochłodzenia klimatycznego i regresji, może stanowić potwierdzenie wpływu globalnych zmian klimatycznych i eustatycznych na zapis paleontologiczny w obszarze obniżenia bałtyckiego. O spłycaeniu w dolnej części hirnantu świadczy także występowanie płytkowodnych skamieniałości śladowych *Diplocraterion* isp., silnych bioturbacji osadu, a także biolaminatów w osadach formacji z Ornety wschodniej części obniżenia bałtyckiego.

Kolejna zmiana zespołu biotycznego w późnym hirnancie związana była z wyraźną zmianą środowiska sedymentacji, przede wszystkim niedotlenieniem kolumny wody i strefy dennej zbiornika. Transgresja w dobie *persculptus* związana z eustatycznym podniesieniem się poziomu morza, na skutek ocieplenia klimatu i topnienia lądolodu na południowej półkuli, spowodowała powrót sedymentacji osadów o cechach depozycji w głębszej wodzie, a mianowicie facji iłowców z fauną głównie planktoniczną reprezentowaną przez zespół graptolitów. W dobie *ascensus*, oprócz ordowickich normalograptidów, które przetrwały kryzys bioróżnorodności w późnym ordowiku występują nowe, potomne rodzaje typowo sylurskich graptolitów (fig. 18).

W charakteryzujących się ciągłością sedymentacji na pograniczu ordowiku i syluru profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego autorka stwierdziła występowanie skamieniałości śladowych, m.in. *Planolites* isp. Szerokość

kanałów żerowiskowo-mieszkalnych może dochodzić do 6,0 mm. Jest oczywiste, że wielkość śladu zależy od wielkości organizmu, który ten ślad pozostawił. To z kolei zależne jest od wielkości stresu środowiskowego, spowodowanego głównie stopniem natlenienia dna (Savrda, Bottjer, 1986). W tym przypadku rozmiary śladów świadczyć mogą o dość dobrym natlenieniu w strefie dennej zbiornika, w późnym ordowiku i na granicy ordowiku i syluru.

Ichnoskamieniałości te mogą występować razem z graptolitami poziomu *persculptus* lub *ascensus*. Według autorki współwystępowanie skamieniałości śladowych z graptolitami wskazuje na istnienie suboksycznych warunków sedymentacji w tym interwale stratygraficznym. Transgresja, która zaczęła się już pod koniec ordowiku w obniżeniu bałtyckim, przynajmniej w początkowym okresie, nie wpływała na powstanie dużego deficytu tlenowego. Stres środowiskowy eliminował jednak bentosowe organizmy szkieletowe, takie jak ramienionogi.

Na podstawie przeprowadzonych badań paleontologicznych i interpretacji zapisu zmian zespołów biotycznych w późnym ordowiku i wczesnym landowerze, obszaru polskiej części obniżenia bałtyckiego, można udokumentować tzw. II fazę wymierania, która miała miejsce w spagu poziomu *persculptus* i dotknęła głównie bentosowe organizmy, w tym faunę *Hirnantia* (fig. 15). Zanik fauny ramienionogów mógł być odpowiedzią na zatapianie płytszych szelfów w okresie podwyższonego poziomu morza w późnym hirnancie, związanego z transgresją morską postępującą w miarę globalnego ocieplenia, oraz odzwierciedleniem pogarszających się warunków tlenowych w strefie dennej. Dno morza mogły natomiast zamieszkiwać bentosowe organizmy bezszkieletowe, jako bardziej odporne na stres środowiskowy, wywołany deficytem tlenowym, niż fauna skorupowa (Podhalańska, 2005).

Występujące w wapieniach gruzłowych landoweru wschodniej części obniżenia bałtyckiego skamieniałości śladowe, m.in. bardzo liczne *Chondrites* isp., wskazują także na dysoksyczne warunki sedymentacji w początkowej fazie zalewu morskiego, związanego z transgresją, jaka nastąpiła w zbiorniku bałtyckim, a która, jak się przyjmuje, była związana z topnieniem i ustąpieniem lądolodu na Gondwanie.

ZAPIS GEOCHEMICZNY

Celem przeprowadzonych badań chemicznych było prześledzenie zmienności składu mineralnego, zawartości pierwiastków głównych i śladowych oraz całkowitego węgla organicznego (TOC) w osadach górnego ordowiku i najniższego landoweru, a także składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach, ze szczególnym uwzględnieniem zmienności w hirnancie oraz interwale granicznym ordowik/sylur. Na podstawie analiz składu chemicznego pierwiastków głównych i śladowych wyznaczono szereg, uznawanych w literaturze, pośrednich markerów odnoszących się do warunków redoks, produktywności oraz pochodzenia i składu materiału

detrytycznego. Wyniki badań geochemicznych były rozpatrywane na tle zdarzeń klimatycznych, eustatycznych i ekologicznych, jakie w tym czasie miały miejsce na Ziemi, a które mogły wpłynąć na zapis geochemiczny górnordowicko-dolnolandowerskiej sukcesji osadowej na badanym obszarze.

Badania geochemiczne wykonano w wybranych, charakteryzujących się najpełniejszą sukcesją osadową, profilach polskiej części obniżenia bałtyckiego, znajdujących się w obrębie zachodniej i wschodniej jego części. Wyniki analiz zawartości składników głównych, pierwiastków śladowych oraz przeliczone na ich podstawie pośrednie wskaźniki paleośrodowiskowe przedstawiono w formie graficznej dla trzech, uznanych za najbardziej reprezentatywne pod względem rozwoju facjalnego profili: Hel IG, Gdańsk IG 1 oraz Bartoszyce IG 1. Profil Hel IG 1 reprezentuje sukcesją osadową charakterystyczną dla zachodniej, głębszej części basenu bałtyckiego, profil Bartoszyce IG 1 – dla wschodniej, generalnie płytszej części; profil Gdańsk IG 1, uważany jest za pośredni (litologia jak na fig. 5–9 i 12).

ZACHODNIA CZĘŚĆ OBNIŻENIA BAŁTYCKIEGO

Skład mineralny

W celu oznaczenia składu mineralnego osadów ordowiku górnego i syluru niższego zachodniej części obniżenia bałtyckiego przeprowadzono analizy XRD wybranych próbek w profilu Hel IG 1, Kościerzyna IG 1, oraz z profilu Gdańsk IG 1, którego rozwój facjalny wykazuje przejściowy charakter między wschodnią i zachodnią częścią obniżenia.

Profil Hel IG 1. Badania składu mineralnego wskazują, że głównymi składnikami badanych skał są krzemiany warstwowe i kwarc występujące we wszystkich próbkach. Kalcyt, dolomit, skałen i anhydryt stwierdzono natomiast tylko w niektórych próbkach.

W skład próbki pochodzącej z najniższego syluru, poziomu *ascensus* (głęb. 2971,0 m), wchodzi kwarc, skałen (plagioklasy), krzemiany warstwowe (illit i chloryt) (fig. 19A).

Próbka pochodząca ze stropu ordowiku i jednocześnie stropu formacji z Prabut, w której występują zarówno graptolity, jak i skamieniałości śladowe (? poziom *persculptus*; głęb. 2971,4 m) zawiera kwarc, kalcyt, dolomit, anhydryt, skałen, illit i/lub muskowit oraz kaolinit i/lub chloryt (fig. 19B).

Minerałem często współwystępującym z anhydrytem na pograniczu ordowiku i syluru jest, stwierdzony przy użyciu SEM w próbce z głębokości 2971,3 m, celestyn (SrSO_4). Ze względu na niską zawartość w skale (< 2%), jego obecność nie została potwierdzona badaniami XRD. Skład próbki pochodzącej z dolnej części formacji z Prabut (wyższy kat, poziom z *Tretaspis seticornis*; głęb. 2976,1 m) jest następujący: kwarc, chloryt, muskowit, dolomit, kalcyt i skałen. W próbce iłowców formacji z Sasina wyższego karadoku (głęb. 2983,45 m) stwierdzono obecność kwarcu, illitu, chlorytu, skałeni, kalcytu i dolomitu.

Profil Kościerzyna IG 1. Skład mineralny próbek pochodzących z hirnantu oraz rhuddanu w profilu Kościerzyna IG 1 jest zbliżony. Wszystkie badane próbki zawierały krze-

miany warstwowe (illit, chloryt) oraz skałen, kwarc, podrzędnie w niektórych próbkach kalcyt i dolomit.

Profil Gdańsk IG 1. Wykonano analizę rentgenowską skał rhuddanu, hirnantu i górnej części katu.

W najmłodszej badanej próbce, pochodzącej z iłowców rhuddanu, występują krzemiany warstwowe (illit i chloryt) oraz kwarc, kalcyt, dolomit i hematyt. W jednej z próbek reprezentującej rhuddan, poziom *acuminatus*, oprócz illitu, chlorytu, kwarcu i dolomitu stwierdzono obecność węglanowego fluoroapatytu (CFA).

Cechą charakterystyczną osadów z pogranicza ordowiku i syluru jest obecność niewielkich ilości anhydrytu, podobnie jak w profilu Hel IG 1; występuje on również w omawianym profilu 0,5 m powyżej granicy ordowik/sylur. W próbce tej stwierdzono poza tym krzemiany warstwowe, kwarc, kalcyt, dolomit i skałen. Wykonana analiza metodą XRD w próbkach hirnantu wykazała obecność następujących minerałów: krzemiany warstwowe (illit, chloryt), skałen, kalcyt, dolomit. W próbce z głębokości 3094,0 m, reprezentującej iłowce margliste katu, stwierdzono oprócz illitu, chlorytu i kwarcu – kalcyt i dolomit.

Pierwiastki główne i śladowe oraz TOC

W celu oznaczenia składu chemicznego osadów oraz zawartości pierwiastków śladowych wykonano analizy chemiczne w próbkach wapieni, margli, iłowców marglistych i iłowców w profilu Hel IG 1 oraz w profilu Gdańsk IG 1.

Wyniki oznaczeń geochemicznych umieszczono w tabelach 1 i 2. Zawartości najważniejszych składników głównych oraz pierwiastków śladowych mających znaczenie dla rozważań geologicznych, zostały przedstawione na wykresach (fig. 20–23).

Pierwiastki główne i śladowe

Profil Hel IG 1. Wstępne wyniki badań chemicznych skał silikoklastyczno-węglanowych w interwale granicznym ordowik/sylur zostały przedstawione przez Podhalańską (2005). Wyniki oznaczeń chemicznych skał górnego ordowiku i niższego syluru w profilu Hel IG 1 zestawiono w formie wykresów na figurze 20 i 21.

Zawartość tlenków pierwiastków głównych (fig. 20) wykazuje znaczne różnice w profilu. Największą zmiennością cechuje się zawartość CaO, która zależnie od litologii waha się od 1,01% w próbce iłowca karadoku, 0,92% w próbce iłowca rhuddanu (poziom *acuminatus*) do 22,77% w próbce marglu górnego aszgilu (poziom *mucronata*). Zmienność zawartości CaO widoczna jest także w obrębie facji mieszanej (silikoklastyczno-węglanowej) aszgilu. Największe ilości CaO występują w marglach i wapieniach marglistych hirnantu (od 16,6 do 22,77%); znacznie mniejsze – w iłowcach wyższego katu (niższego aszgilu), gdzie średnia zawartość CaO wynosi 12%, oprócz próbki nr 17 z wkładki wapieni marglistych, w której zawartość CaO osiąga wartość 22,13%, również wysoką jak w próbkach z hirnantu. W próbkach osadów landoweru i karadoku zawartość CaO jest wielokrotnie mniejsza. Zawartość MgO jest w całym profilu najbardziej stała

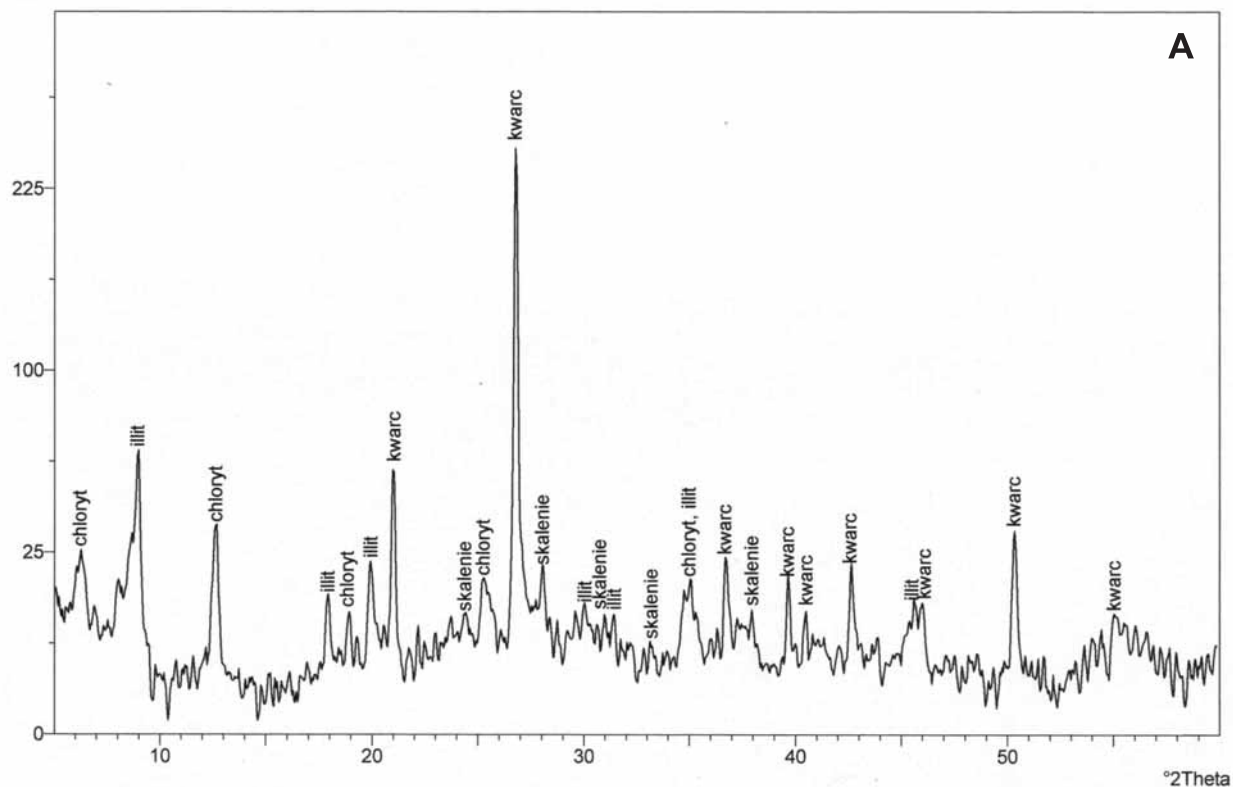
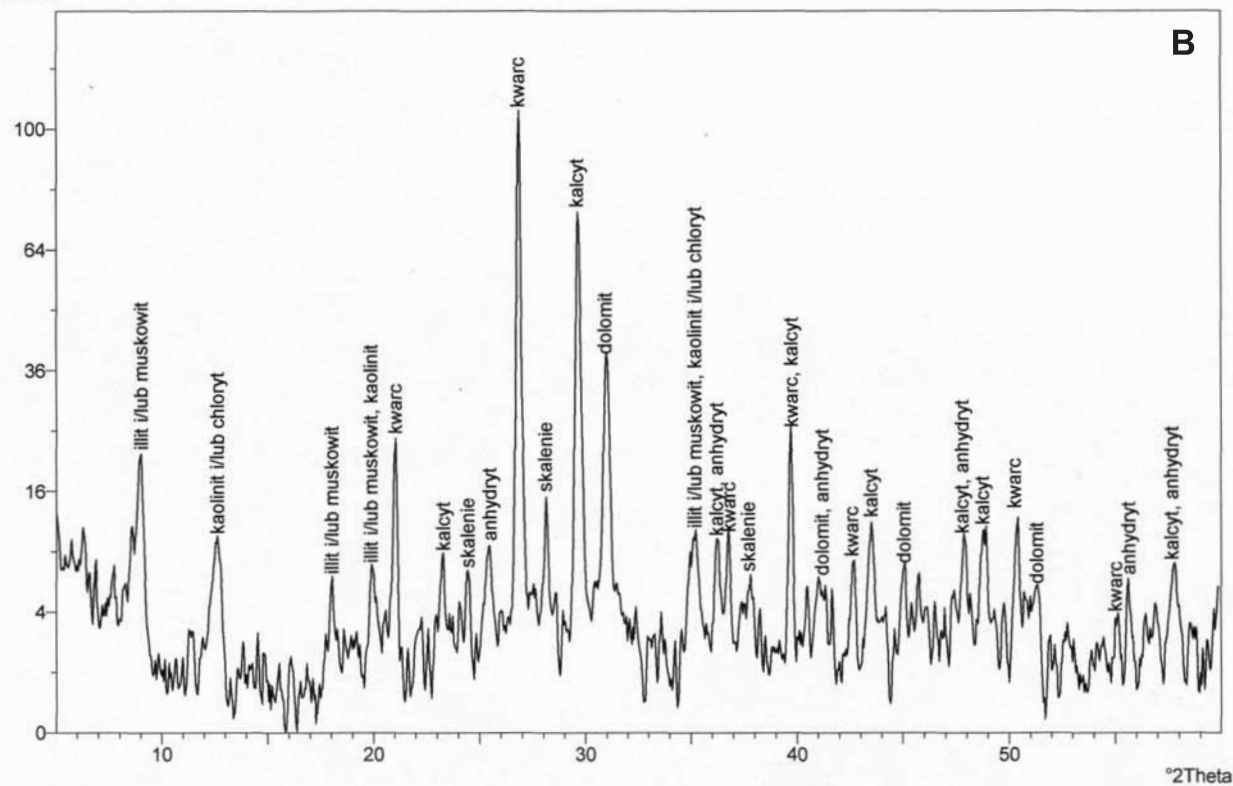
Ilość zliczeń
countsIlość zliczeń
counts

Fig. 19. Dyfraktogramy próbek osadów najniższego landoweru (formacja z Pasłeka – A) oraz najwyższego górnego ordowiku (najwyższa część formacji z Prabuty – B) w profilu Hel IG 1

Diffraction patterns of samples from the lowermost Llandovery (Pasłek Fm – A) and uppermost Ordovician (uppermost part of Prabuty Fm – B), Hel IG 1

Tabela 1

**Zawartość tlenków pierwiastków głównych [% wag.] w osadach ordowiku górnego i niższego syluru
w profilach Hel IG 1 i Gdańsk IG 1**

Major elements abundances [wt %] in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits
of the Hel IG 1 and Gdańsk IG 1 profiles

Nr próbki	Głębokość próbki [m]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	(Cl)	(F)
Hel IG 1														
1	2968,00	53,93	0,861	16,75	5,33	0,043	2,75	1,01	0,77	4,28	0,141	0,23	0,098	1,02
2	2969,30	60,04	0,819	15,70	5,85	0,046	2,56	1,03	0,80	4,19	0,083	0,20	0,080	1,06
3	2969,50	59,04	0,842	16,04	5,59	0,050	2,62	0,92	0,79	4,24	0,088	0,22	0,099	0,97
4	2971,00	57,99	0,805	16,68	5,16	0,050	2,81	1,01	0,89	4,30	0,067	0,33	0,065	0,13
5	2971,30	59,59	0,805	16,78	4,91	0,068	2,91	1,80	0,79	4,51	0,066	0,13	0,101	1,00
6	2971,40	37,58	0,518	8,91	3,60	0,358	4,09	19,10	0,63	2,34	0,086	0,41	0,087	0,21
7	2971,60	39,44	0,460	8,17	4,47	0,470	3,63	18,37	0,51	2,18	0,111	0,50	0,100	0,15
8	2971,90	69,34	0,470	7,02	3,17	0,098	1,27	5,23	0,60	1,83	0,342	0,18	0,063	0,16
9	2972,30	40,57	0,541	9,67	3,80	0,394	4,07	16,66	0,61	2,61	0,118	0,37	0,104	0,12
10	2973,60	37,51	0,544	9,51	3,74	0,482	4,90	17,88	0,57	2,52	0,086	0,33	0,098	0,09
11	2973,90	31,26	0,453	7,93	3,37	0,744	4,75	22,77	0,41	2,10	0,185	0,29	0,094	0,18
12	2974,30	35,88	0,518	8,82	3,29	0,436	4,69	20,06	0,50	2,27	0,082	0,12	0,072	0,13
13	2974,70	47,89	0,706	13,48	4,72	0,366	4,82	8,24	0,68	3,60	0,083	0,11	0,124	0,11
14	2976,10	50,47	0,704	14,71	5,59	0,170	4,20	5,30	0,79	3,82	0,105	0,34	0,114	0,21
15	2976,60	50,37	0,742	14,10	6,42	0,230	5,14	5,51	0,73	3,49	0,082	0,01	0,124	0,08
16	2977,60	45,10	0,646	12,42	6,27	0,312	3,60	11,79	0,58	2,91	0,085	0,12	0,116	0,08
17	2978,90	57,61	0,770	14,97	6,17	0,121	3,65	2,65	0,77	3,67	0,070	0,14	0,101	0,15
18	2979,60	34,21	0,453	8,34	4,22	0,751	3,04	22,13	0,55	2,11	0,328	0,26	0,091	0,24
19	2980,10	59,62	0,835	15,41	4,96	0,070	3,03	2,11	0,89	3,91	0,065	0,05	0,100	0,20
20	2983,45	63,78	0,506	11,28	4,03	0,033	1,77	1,30	0,65	3,02	0,204	0,05	0,098	0,78
Gdańsk IG 1														
1	3087,50	44,80	0,657	12,07	4,42	0,276	3,99	12,22	0,64	3,22	0,128	0,11	0,070	0,11
2	3087,80	50,29	0,692	14,83	6,68	0,113	3,02	4,34	0,69	3,98	0,105	< 0,01	0,065	< 0,01
3	3087,90	53,87	0,819	15,21	6,42	0,079	3,14	4,57	0,80	3,97	2,190	0,08	0,090	0,32
4	3088,30	43,61	0,549	11,19	6,37	0,307	3,38	11,80	0,58	2,97	0,092	0,09	0,067	0,06
5	3088,50	38,88	0,556	9,58	3,34	0,432	4,22	18,21	0,58	2,55	0,107	0,29	0,074	0,18
6	3088,60	54,83	0,829	15,69	5,86	0,190	3,99	3,62	0,68	4,06	0,073	0,09	0,052	< 0,01
7	3089,00	45,08	0,512	8,59	4,33	0,420	3,38	15,48	0,58	2,31	0,109	0,07	0,051	0,15
8	3089,20	36,82	0,483	8,45	3,79	0,629	3,90	20,41	0,54	2,21	0,155	0,12	0,052	0,08
9	3089,50	37,59	0,528	8,50	3,83	0,365	3,89	19,93	0,59	2,17	0,090	0,13	0,070	0,11
10	3089,90	36,08	0,511	8,47	3,67	0,446	4,25	20,52	0,54	2,18	0,085	0,17	0,067	0,11
11	3090,20	38,77	0,571	9,42	3,73	0,449	4,30	18,04	0,55	2,45	0,084	0,11	0,069	0,09
12	3090,60	41,10	0,614	10,57	3,96	0,654	5,91	14,11	0,54	2,75	0,117	< 0,01	0,053	0,06
13	3091,00	36,84	0,528	10,29	4,66	0,831	6,75	15,11	0,49	2,69	0,062	< 0,01	0,088	0,02
14	3091,50	36,00	0,524	10,15	4,97	0,591	3,65	19,57	0,46	2,44	0,127	< 0,01	0,064	0,02
15	3092,30	53,83	0,764	14,24	7,71	0,174	3,90	4,91	0,66	3,30	0,083	< 0,01	0,075	0,01
16	3092,70	54,90	0,770	14,92	8,92	0,147	3,77	3,29	0,63	3,33	0,111	0,03	0,078	< 0,01
17	3093,70	56,50	0,776	14,25	10,68	0,099	3,93	1,92	0,62	2,69	0,174	< 0,01	0,088	< 0,01
18	3094,00	47,82	0,624	11,74	5,67	0,615	3,76	11,13	0,55	2,86	0,058	0,01	0,078	0,15
19	3094,70	61,28	0,831	15,34	5,81	0,069	3,03	0,63	0,79	3,91	0,062	0,01	0,092	0,12
20	3095,30	61,23	0,839	15,67	5,83	0,046	2,83	14,88	0,87	3,90	0,128	0,03	0,083	0,08

i zarazem niska; nieco podwyższona w aszgilu, w stosunku do osadów karadoku i landoweru, nie przekracza 5%.

Wyraźną zmianę zawartości tlenków wszystkich głównych pierwiastków obserwuje się w próbce nr 5 z głęb. 2971,3 m (fig. 20). Głębokość ta odpowiada granicy ordowik/sylur. Zmiany zawartości pierwiastków głównych zachodzą natomiast stopniowo w osadach poziomu *persculptus* (wyższy hirnant). Starsze osady wyróżniają się składem chemicznym charakterystycznym dla całego hirnantu, oprócz próbki piaskowców z głęb. 2971,9 m, w której znacznie wzrasta ilość SiO_2 i P_2O_5 , maleje natomiast zawartość tlenków pozostałych pierwiastków głównych.

Można zaobserwować podobieństwo trendu zmian zawartości i przebiegu krzywych CaO i P_2O_5 . Maksymalna zawartość P_2O_5 w profilu, korelująca się ze zwiększoną ilością CaO , wynosi 0,328% w próbce nr 18 z niższego aszgilu; podwyższone zawartości, korelujące się z podwyższonymi wartościami CaO , dotyczą także wyższego aszgilu (hirnantu). Wyraźny wzrost zawartości P_2O_5 ma miejsce również w rhuddanie, w osadach poziomu *cyphus*. Duża zawartość P_2O_5 , korelująca się ze wzrostem zawartości SiO_2 , w próbce piaskowców związana jest prawdopodobnie z obecnością klastów skał osadowych wzbogaconych w P_2O_5 .

Odwrotnie do zmian zawartości CaO , zmieniają się zawartości SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O i K_2O . Jest to związane ze zmianą charakteru sedymentacji i dopływem materiału detrytycznego do zbiornika sedymentacyjnego oraz rozwojem sedymentacji silikoklastycznej (wzrost zawartości Al_2O_3 , Na_2O , K_2O i pośrednio SiO_2).

Zawartość pierwiastków śladowych w profilu Hel IG 1 również wykazuje dużą zmienność. Zawartości części z nich, służących jako wskaźniki paleośrodowiska i warunków sedymentacji, przedstawione zostały na wykresie (fig. 21). Ilości mniejsze niż 2–3 ppm mieściły się poniżej granicy pomiaru, dlatego też takie pierwiastki jak Mo , Bi , Cd , nie zostały uwzględnione na figurze 21. Największa zmienność pierwiastków śladowych, związana jest ze strefą graniczną ordowik/sylur. W próbkach osadów rhuddanu wzrasta średnia zawartość Th , U , V , maleje natomiast zawartość Sr w stosunku do próbek osadów aszgilu. W przypadku Co , Cr , Ni ma miejsce chwilowa zmiana zawartości (wzrost i/lub spadek) w obrębie małej miąższości poziomu *persculptus* wyższego hirnantu (fig. 21).

Największym wahaniom w osadach podlega zawartość baru (Ba). Największe ilości tego pierwiastka (6917 ppm) stwierdzono w osadach górnego katu na głęb. 2976,1 m. Na tej głębokości stwierdzono kryształy barytu długości do 1,7 mm, tworzące m.in. pseudomorfozy po bioklastach (Langier-Kuźniarowa, 1986). Podwyższenie zawartości baru (644 ppm) stwierdzono także w próbkach wyższej części hirnantu.

Profil Gdańsk IG 1. W profilu pionowym tego otworu występują mniejsze różnice w zawartości tlenków pierwiastków głównych (fig. 22) w porównaniu z profilem Hel IG 1, chociaż w obu największą zmianę można zaobserwować w strefie granicznej ordowiku i syluru. Ilość CaO jest największa w osadach hirnantu, podobnie jak w profilu Hel

IG 1, i wynosi średnio 20%. Zwraca uwagę znaczne podwyższenie zawartości MgO , aż do 7% w osadach niższej części hirnantu, w porównaniu z młodszymi i starszami osadami oraz z profilem Hel IG 1, a także podwyższenie do 10% zawartości Fe_2O_3 w osadach górnego katu. Podwyższonej zawartości tego ostatniego pierwiastka towarzyszy zwiększony udział SiO_2 i Al_2O_3 . Interwał podwyższonych zawartości tych pierwiastków może sugerować intensyfikację procesów wietrzeniowych na lądzie lub zmianę kierunku transportu.

Zwraca uwagę duża zmienność zawartości P_2O_5 , z wyraźnym wzbogaceniem w osadach górnego katu oraz dolnego rhuddanu. Również w osadach rhuddanu obserwuje się większą zmienność Na_2O i K_2O , w porównaniu ze stałą zawartością tych składników w próbkach z górnego ordowiku. Na granicy ordowik/sylur (głęb. 3089,0 m) następuje podwyższenie zawartości wszystkich omawianych składników głównych, poza CaO , którego zawartość uległa obniżeniu, do minimalnej wartości 3,62% w osadach najniższego syluru. Należy podkreślić, że w próbkach z dolnej części syluru zawartość CaO ulega wahaniom sięgającym kilkunastu procent.

Zawartości pierwiastków śladowych w osadach katu górnego i hirnantu profilu Gdańsk IG 1 są mało urozmaicone, poza zawartością Ba , którego ilość najbardziej zmienia się w hirnancie i wynosi w osadach tego wieku od 216 do 1066 ppm. Dużą zmienność zawartości pierwiastków śladowych zaobserwowano natomiast powyżej granicy ordowik/sylur, w osadach rhuddanu (fig. 23).

Całkowity węgiel organiczny (TOC)

Oznaczenia TOC zostały wykonane w wybranych próbkach pochodzących z dwóch profilów – Hel IG 1 i Gdańsk IG 1. Wyniki zawartości TOC w przedstawiono w tabeli 2.

W profilu Hel IG 1, w osadach niższego hirnantu (pr. 7–13), stwierdzono niską zawartość węgla organicznego (tab. 2; patrz też rozdz. Geochemiczne wskaźniki ...). Udział TOC w osadach wynosi 0,10, a nawet < 0,10%. Osady wyższego katu (pr. 14–19) są również ubogie w TOC, chociaż nieco bogatsze od osadów powstałych w hirnancie (zawartość TOC średnio wynosi 0,16%).

W osadach wyższego hirnantu, poziomie *persculptus* (pr. 6), zawartość TOC wynosi 0,39%, a następnie stopniowo zwiększa się od wartości 0,59% w próbce z pogranicza ordowiku i syluru (pr. 5), w której współwystępują graptolity i skamieniałości śladowe, do 1,77% w kolejnej próbce z poziomu *ascensus* (pr. 4), 2,89% w poziomie *acuminatus* (pr. 3) oraz 2,23% w poziomie *vesiculosus* (pr. 2). Wysoką zawartość TOC, równą 6,80%, świadcząca o dużej zawartości nieutlenionej substancji organicznej związanej prawdopodobnie z deficytem tlenu w strefie dennej, stwierdzono dopiero w osadach poziomu *cyphus* (pr. 1).

Podobnie stopniowy wzrost zawartości TOC ma miejsce w osadach niższego syluru profilu Gdańsk IG 1 (tab. 2). W profilu tym podwyższony udział TOC stwierdzono także w osadach wyższego katu, w dolnej części formacji z Prabutu, podczas gdy w próbkach z hirnantu, podobnie jak w profilu Hel IG 1 zawartość TOC jest niska.

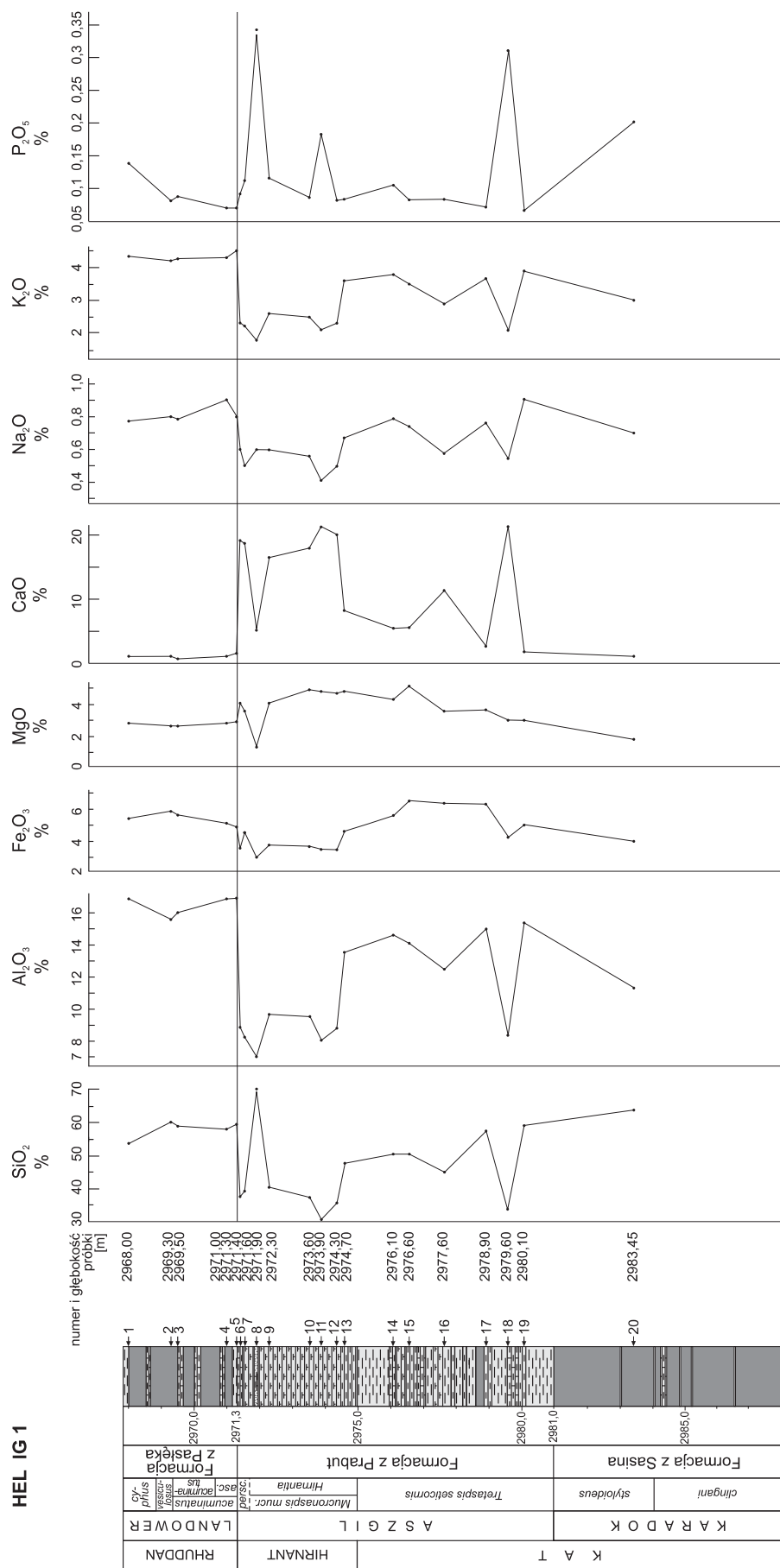


Fig. 20. Zawartość tlenków pierwiastków głównych w osadach ordowicku górnego i niższego syluru w profilu Hel IG 1

Major elements abundances in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits, Hel IG 1

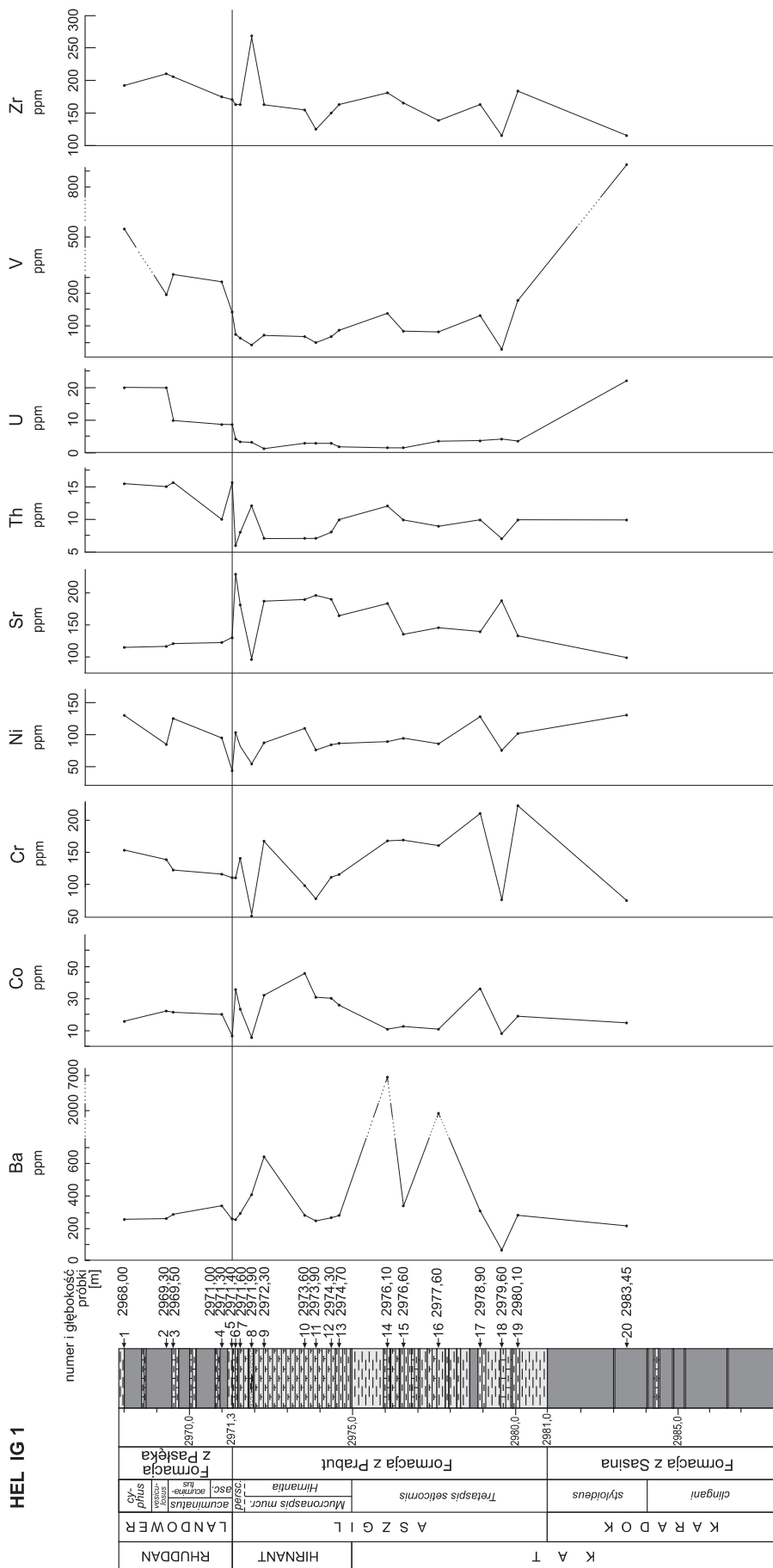


Fig. 21. Zawartość pierwiastków śladowych w osadach ordowiku górnego i niższego syluru w profilu Hel IG

Trace elements abundances in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits, Hel IG 1

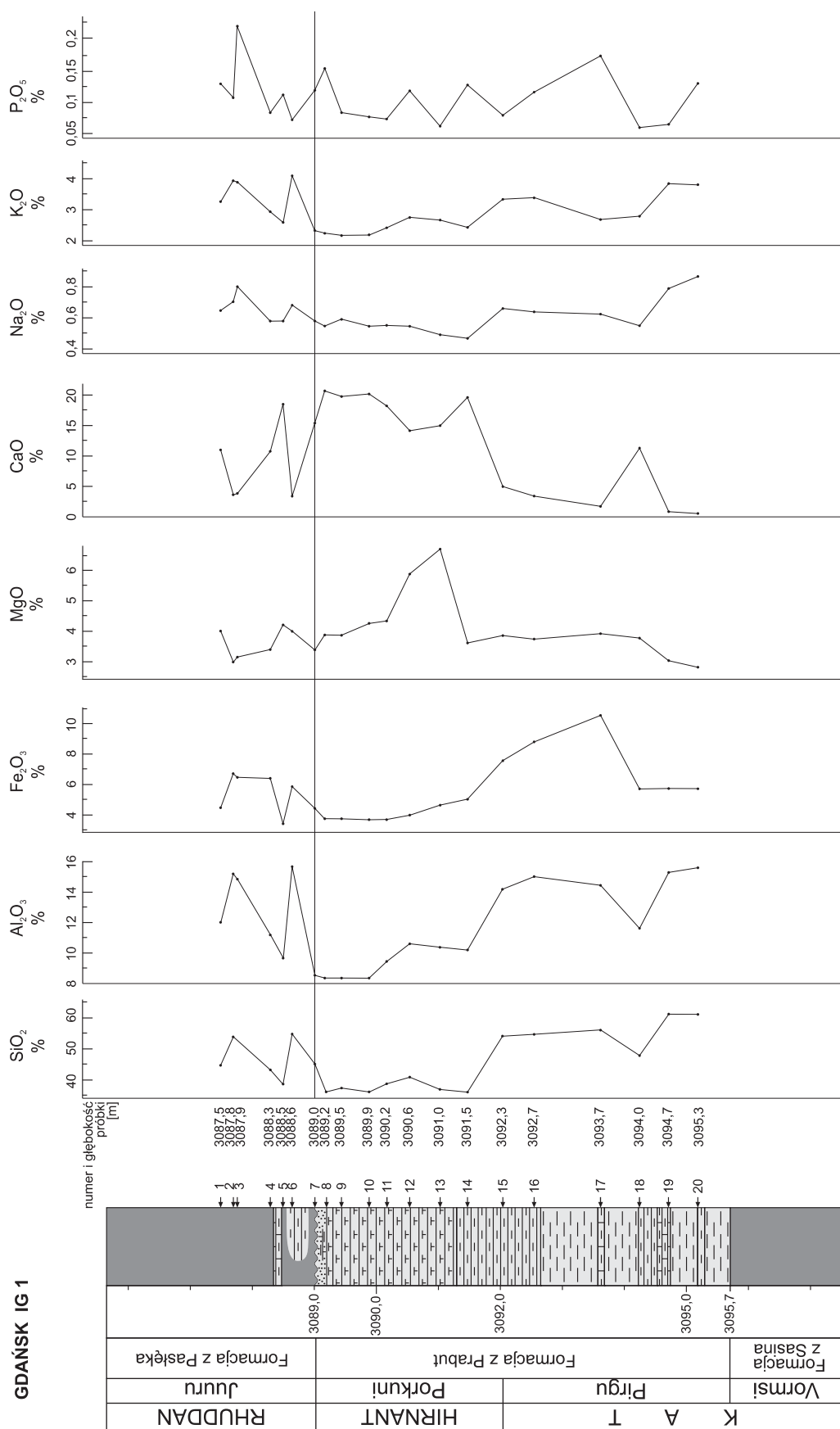


Fig. 22. Pierwiastki główne w osadach ordowiku górnego i niższego syluru w profilu Gdańsk IG 1

Major elements in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits, Gdańsk IG 1

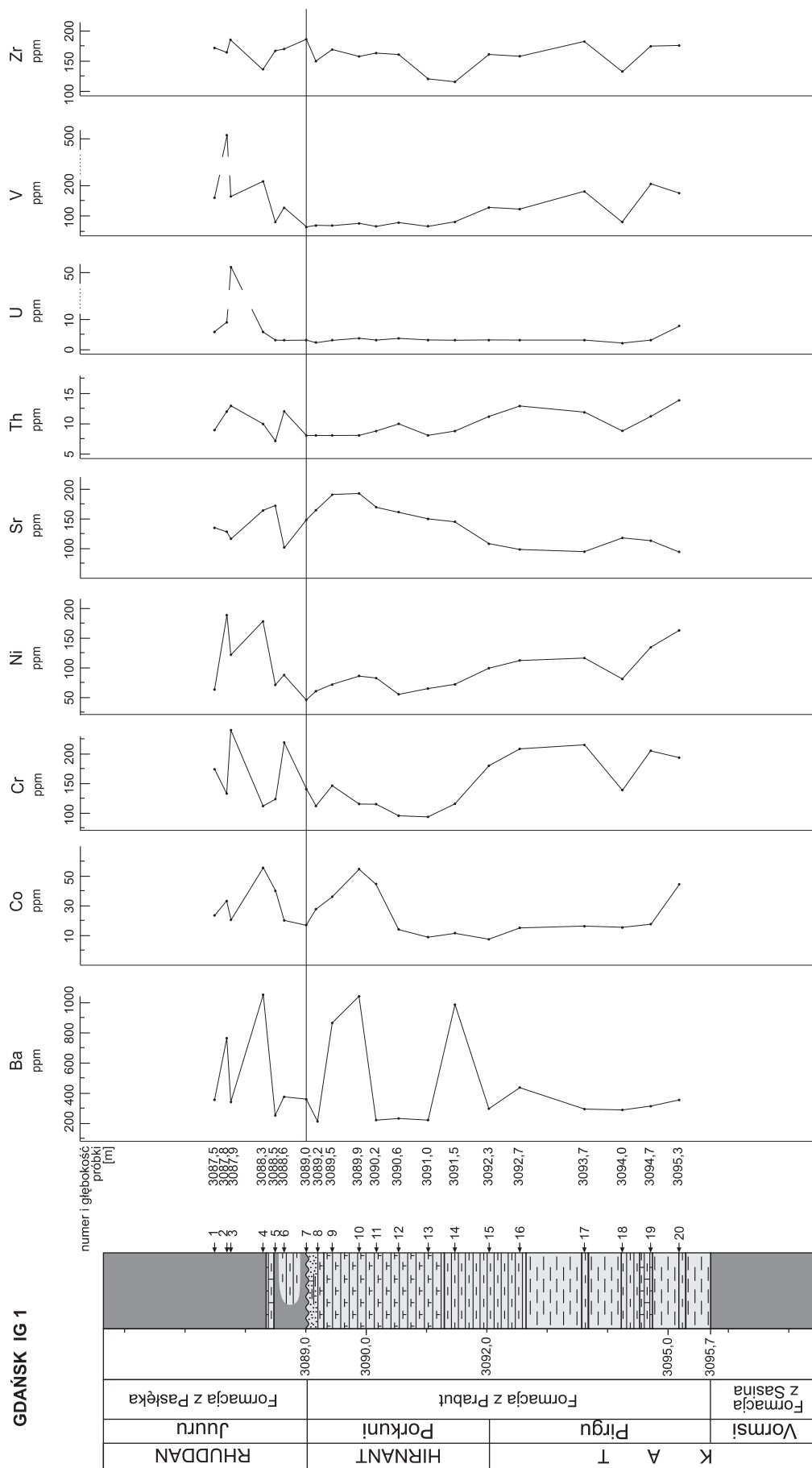


Fig. 23. Pierwiastki śladowe w osadach ordowiku górnego i niższego syluru w profilu Gdańsk IG 1

Trace elements in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits, Gdańsk IG 1

Tabela 2

Zawartość pierwiastków śladowych, TOC oraz V/Cr, Ni/Co, Th/U w osadach ordowiku górnego i niższego syluru w profilach Hel IG 1 i Gdańsk IG 1

Trace elements abundances and TOC, V/Cr, Ni/Co, Th/U in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits of the Hel IG 1 and Gdańsk IG 1 profiles

Nr próbki	Głębokość próbki [m]	Ba ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Ni ppm	Pb ppm	Sr ppm	Th ppm	U ppm	V ppm	Zr ppm	TOC [% wag.]	V/Cr	Ni/Co	Th/U
Hel IG 1																
1	2968,00	262	16	152	62	129	34	109	16	20	533	193	6,80	3,5	8,0	0,8
2	2969,30	266	22	144	40	89	71	111	15	20	197	213	2,23	1,7	4,0	0,75
3	2969,50	298	21	130	48	123	33	117	16	10	261	205	2,89	2,0	5,8	1,6
4	2971,00	337	20	117	131	96	22	120	10	9	242	175	1,77	2,1	4,8	1,1
5	2971,30	268	7	109	43	44	9	130	16	9	145	169	0,59	1,3	6,2	1,7
6	2971,40	265	36	108	35	102	10	231	6	4	72	165	0,39	0,7	2,8	1,5
7	2971,60	298	23	146	36	82	10	183	8	3	62	166	<0,10	0,4	3,5	2,6
8	2971,90	412	6	52	24	55	7	93	12	3	44	269	<0,10	0,8	9,2	4,0
9	2972,30	644	32	165	29	90	10	187	7	<2	70	166	0,10	0,4	2,8	3,8
10	2973,60	290	47	99	24	107	8	191	7	3	64	155	0,10	0,6	2,3	2,3
11	2973,90	234	31	64	18	76	5	197	7	3	52	127	<0,10	0,8	2,5	2,5
12	2974,30	277	30	108	17	83	8	189	8	3	60	149	0,11	0,6	2,8	2,6
13	2974,70	289	26	117	44	86	10	162	10	2	87	158	<0,10	0,7	3,3	5,0
14	2976,10	6917	11	169	17	90	<3	182	12	<2	138	181	<0,10	0,8	8,2	>6
15	2976,60	337	12	171	12	96	4	137	10	<2	91	164	0,18	0,5	8,0	>5
16	2977,60	1949	11	156	13	86	<3	148	9	3	89	139	0,12	0,6	7,8	3,0
17	2978,90	315	37	208	36	128	24	142	10	3	132	163	0,24	0,6	3,4	3,3
18	2979,60	67	8	62	24	75	20	184	7	4	30	116	0,12	0,5	9,3	1,75
19	2980,10	296	19	224	85	102	9	134	10	3	183	183	1,80	0,8	5,4	3,3
20	2983,45	211	13	60	99	128	47	99	10	22	868	116	6,75	14,5	9,8	0,5
Gdańsk IG 1																
1	3087,50	383	23	172	68	65	20	135	9	6	155	170	0,60	0,9	2,83	1,5
2	3087,80	772	33	137	37	187	58	127	12	9	509	160	–	3,7	5,66	1,3
3	3087,90	337	20	237	59	123	34	113	13	54	162	185	0,39	0,68	6,15	0,2
4	3088,30	1071	55	111	35	178	21	163	10	6	210	144	1,79	1,89	3,24	1,6
5	3088,50	254	40	123	29	71	15	172	7	3	81	166	–	0,66	1,77	2,3
6	3088,60	385	20	218	154	91	29	101	12	3	127	168	0,90	0,58	4,55	4,0
7	3089,00	369	17	143	32	48	10	148	8	2	62	187	0,75	0,43	2,82	4,0
8	3089,20	214	28	111	33	57	13	164	8	2	64	150	–	1,93	2,04	4,0
9	3089,50	874	36	147	17	70	10	190	8	3	64	169	0,23	0,43	1,94	2,7
10	3089,90	1066	54	116	19	86	10	192	8	4	69	155	–	0,59	1,59	2,0
11	3090,20	216	45	116	42	82	7	170	9	3	63	161	0,30	0,54	1,82	3,0
12	3090,60	237	13	98	75	53	4	159	10	4	75	159	0,18	0,77	4,00	2,5
13	3091,00	218	9	91	129	66	<3	150	8	3	64	121	–	0,70	7,33	2,7
14	3091,50	988	11	116	25	72	4	146	9	3	86	118	0,24	0,74	6,55	3,0
15	3092,30	299	8	177	17	100	<3	103	11	3	119	160	–	0,67	12,50	3,7
16	3092,70	430	15	206	18	111	6	96	13	3	115	156	0,65	0,66	7,4	4,3
17	3093,70	291	16	214	26	116	<3	92	12	3	187	182	0,81	0,87	7,25	4,0
18	3094,00	285	15	145	16	81	7	116	9	2	89	135	–	0,61	5,4	4,5
19	3094,70	104	15	44	10	136	22	108	11	3	208	173	0,24	1,01	7,5	3,7
20	3095,30	358	44	193	55	158	28	88	14	8	174	175	0,90	0,90	3,6	1,7

Skład izotopowy węgla i tlenu w węglanach

Przedmiotem analiz izotopowych całej skały były wapień, wapień marglisty, margle i iłowce margliste. Wykonano 80 analiz izotopowych w próbkach pochodzących z profilów zachodniej części obniżenia bałtyckiego: Hel IG 1, Białogóra 1, Białogóra 2, Lębork IG 1, Kościerzyna IG 1 oraz Gdańsk IG 1.

Należy podkreślić, że wcześniejsze badania przeprowadzane w obszarze Estonii (m.in. Brenchley i in., 1995, 2003; Kaljo i in., 2001, 2007) obejmowały tylko płytsze strefy zbiornika bałtyckiego: strefę centralnobałtoską oraz północnoestońską. Analizy składu izotopowego węgla i tlenu w próbkach pochodzących z zachodniej części obniżenia bałtyckiego, odpowiadającej w przeważającej części strefie skańskiej, przeprowadzone zostały po raz pierwszy. Wykonane analizy dla próbek skał w całości oraz dla kalcytu pochodzącego ze skorupek ramienionogów zawiasowych, potwierdziły wzbogacenie w cięższy izotop węgla kalcytowego w próbkach pochodzących z hirnantu. Wyraźnemu odchyleniu $\delta^{13}\text{C}$ w kierunku większych wartości towarzyszy zwykle podwyższenie wartości $\delta^{18}\text{O}$ w stosunku do próbek starszych i młodszych, chociaż w niektórych przypadkach taka współzależność nie występuje. Dane, które można uznać za miarodajne uzyskano z trzech profilów: Białogóra 1, Białogóra 2, Hel IG 1.

Profile Białogóra 1 i 2. Wyniki badań izotopowych z profilu Białogóra 1 oraz z pobliskiego profilu Białogóra 2 przedstawiono w tabeli 3 oraz na figurze 24. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ w bioklastach z profilu Białogóra 1 uzyskują wysokie dodatnie wartości i wynoszą od 5,72‰ dla próbki ze skorupki ramienionoga z głęb. 2631,0 m, do 3,34‰ z głęb. 2929,5 m w wyższym hirnancie. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ uzyskane z tych samych skorupek są również dodatnie i wynoszą odpowiednio od 1,6 do 1,0‰. Są to jedne z najwyższych wartości $\delta^{18}\text{O}$ dla osadów w badanych profilach. Natomiast wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ uzyskane dla całej skały są ujemne i odbiegają znacznie od uzyskanych na podstawie analiz kalcytu biogenicznego.

W profilu Białogóra 2, kalcyt biogeniczny jest również wyraźnie wzbogacony w cięższy izotop węgla. próbka pochodząca z interwału znajdującego się nieznacznie poniżej poziomu graptolitowego *persculptus* cechuje się najwyższą wartością $\delta^{13}\text{C}$ spośród wszystkich uzyskanych wyników w badanych próbkach i wynosi 5,86‰. Tej wysokiej wartości odpowiada również dodatnia wartość $\delta^{18}\text{O}$ równa 1,7‰. W profilu Białogóra 2 wyraźne przesunięcie wartości $\delta^{13}\text{C}$ występuje w górnej części poziomu *mucronata*, poniżej granicy z poziomem *persculptus*. Osady tego interwału cechują również dodatnie wartości $\delta^{18}\text{O}$. Próbkę ze skorup ramienionogów pochodzące z niższego interwału stratygraficznego mają już ujemne wartości delty węgla i tlenu.

W profilu Hel IG 1 wykonano analizy składu izotopowego C i O w próbkach skalnych oraz w kalcycie pochodzącym ze skorupek ramienionogów fauny *Hirnantia*.

Stwierdzono wyraźne podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ dla węglanowych skorupek ramienionogów, a także wyraźne podwyższenie wartości dla próbek ze skały (fig. 25). Dla trzech próbek kalcytu biogenicznego, z głęb. 2972,0; 2972,3 oraz 2972,4 m, najwyższa wartość $\delta^{13}\text{C}$ wynosi prawie 6‰. Dla tych samych próbek stwierdzono również znaczne podwyższenie wartości $\delta^{18}\text{O}$, maksymalnie do około 2,8‰.

Podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w próbkach ze skorupek ramienionogów występuje tuż poniżej osadów poziomu *persculptus* w najwyższej części poziomu *mucronata*. Wyniki analiz składu izotopowego całej skały także wykazują wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w stosunku do próbek z aszylu dolnego i niższego landoweru, jednak nie osiągają wartości dodatnich. Najwyższa wartość $\delta^{13}\text{C}$ wynosi nieco poniżej zera, dla próbki z głęb. 2972,0 m. Podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ uzyskane dla próbek całej skały również występuje w wyższej części poziomu *mucronata* hirnantu niższego, a poniżej poziomu *persculptus* hirnantu wyższego.

Wyniki badań izotopowych próbek skał węglanowych z pogranicza ordowiku i syluru oraz górnego hirnantu w profilu Lębork IG 1 oraz Kościerzyna IG 1 (tab. 3) odbiegają w znacznym stopniu od wyników uzyskanych w profilach Białogóra 1, Białogóra 2 i Hel IG 1. W profilu Kościerzyna IG 1, ze względu na dużą zawartość dolomitu w węglanach, wykonano oznaczenia oddzielnie dla kalcytu i dolomitu. Ani w profilu Lębork IG 1, ani w profilu Kościerzyna IG 1 podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ w hirnancie nie zostało stwierdzone. Wysokie ujemne wartości $\delta^{18}\text{O}$ mogą sugerować, że uzyskane wyniki dotyczą stosunków izotopowych w osadach zmienionych diagenetycznie.

W profilu Gdańsk IG 1, podobnie jak w profilach Lębork IG 1 i Kościerzyna IG 1 nie stwierdzono podwyższenia wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w hirnancie. Ujemne wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w hirnancie, jak i wyższym kacie odbiegają w znacznym stopniu od średnich wartości mierzonych dla ordowiku. Znacznie obniżone wartości $\delta^{18}\text{O}$ mogą dotyczyć sygnału izotopowego pochodzącego z osadów zmienionych diagenetycznie.

CZEŚĆ WSCHODNIA

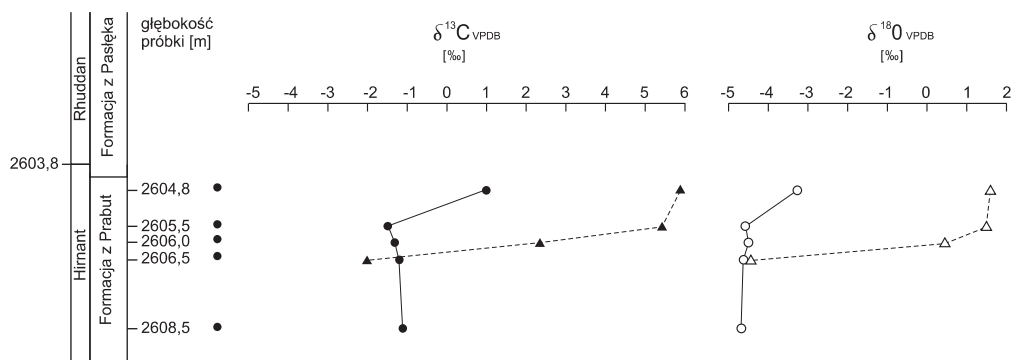
Skład mineralny

Ogólny skład fazowy osadów wschodniej części obniżenia bałtyckiego określono na podstawie analiz próbek skał pochodzących z profilu Lidzbark Warmiński 3 i Bartoszyce IG 1. Profile te, podobnie jak blisko położony profil Barciały, reprezentujących sukcesję osadową górnego ordowiku i niższego landoweru charakterystyczną dla centralnobałtoską strefy facjalnej.

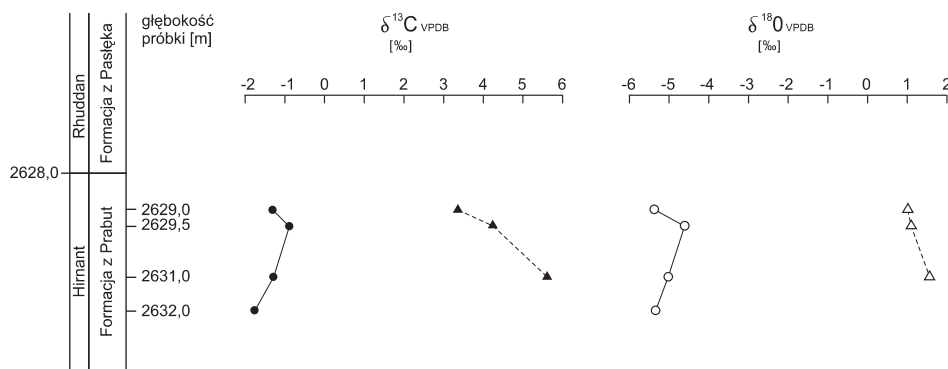
Profil Lidzbark Warmiński 3. Profil ten stanowi jeden z reprezentatywnych profilów wschodniej części obniżenia bałtyckiego. Analiza rentgenowska wykonana w próbkach z głęb. 1928,5; 1931,0; 1935,0 m (fig. 26) pochodzących z formacji z Ornety (piętro porkuni) wykazała, że skład

Zachodnia część obniżenia bałtyckiego

Białogóra 2

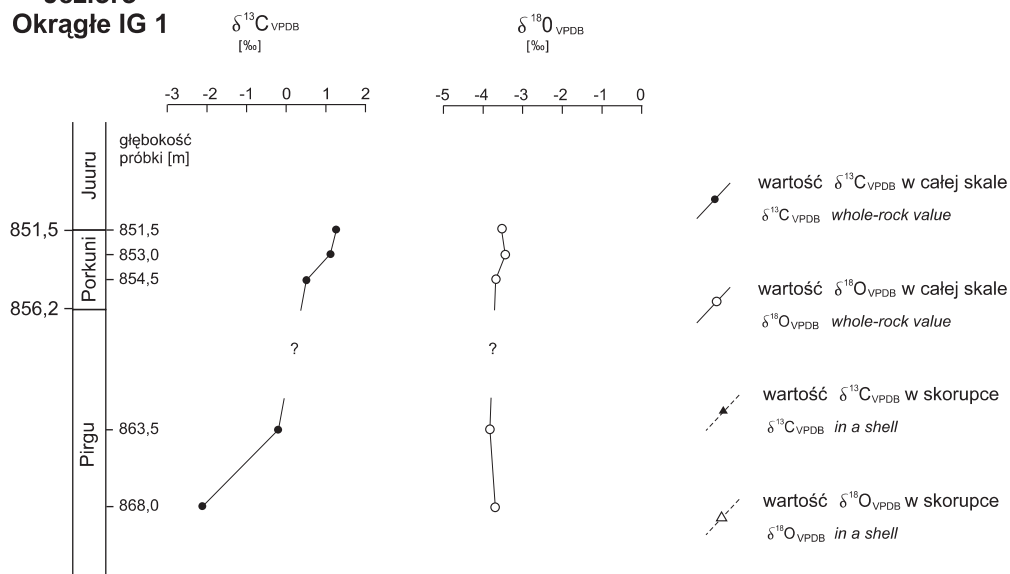


Białogóra 1



Wschodnia część obniżenia bałtyckiego

Jezioro Okrągłe IG 1

Fig. 24. Krzywe izotopowe $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w profilach Białogóra 2 i Białogóra 1 oraz Jezioro Okrągłe IG 1 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ profiles in the Białogóra 2, Białogóra 1 and Jezioro Okrągłe IG 1 sections

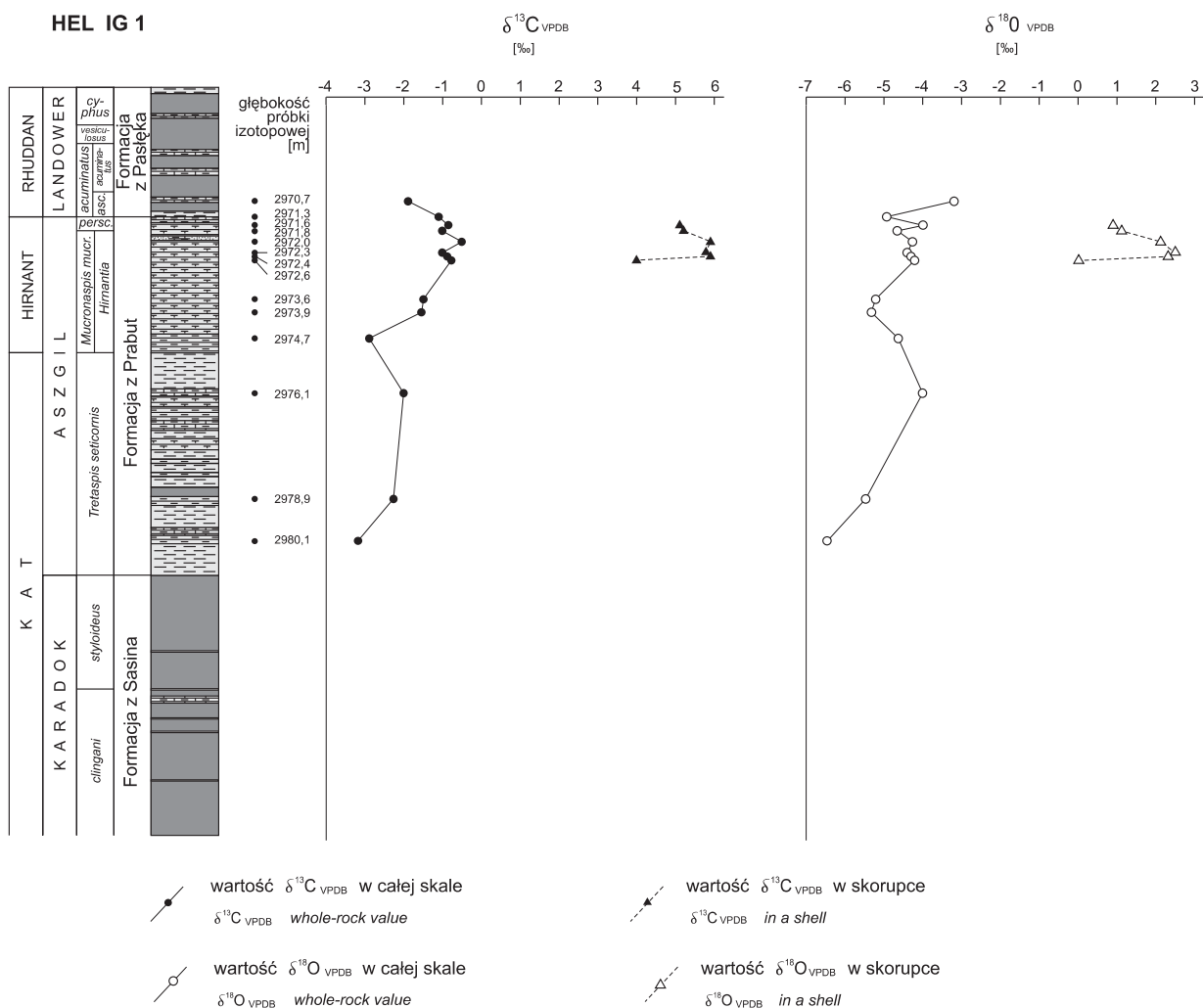


Fig. 25. Krzywe izotopowe $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w profilu Hel IG 1 (zachodnia część obniżenia bałtyckiego)

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ profiles in the Hel IG 1 section (western part of the Baltic Depression)

Tabela 3

Wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w węglanach ordowiku górnego i najniższego syluru

Upper Ordovician and lowest Silurian
 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in carbonates

Głębokość [m]	Stratygrafia	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
Białogóra 1			
2629,0	hirnant, formacja z Prabut	-1,35	-5,3
2629,0 skorupka		3,34	1,0
2629,5	hirnant, formacja z Prabut	-0,90	-4,7
2629,5 skorupka		4,50	1,1
2631,0	hirnant, formacja z Prabut	-1,25	-5,1
2631,0 skorupka		5,72	1,6
2632,0	hirnant, formacja z Prabut	-1,80	-5,3

Tabela 3 cd.

Głębokość [m]	Stratygrafia	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	
Białogóra 2				
2604,8	hirnant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	1,01	-3,3	
2604,8 skorupka		5,86	1,7	
2605,5	hirnant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	-1,47	-4,8	
2605,5 skorupka		5,41	1,5	
2606,0	hirnant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	-1,29	-4,6	
2606,0		2,24	0,4	
2606,5	hirnant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	-1,20	-4,7	
2606,5 skorupka		-2,07	-4,5	
2608,5	hirnant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	-1,17	-4,8	
Hel IG 1				
2970,7	rhuddan, poziom <i>ascensus</i> , formacja z Pasłęka	dane izotopowe w formie wykresu	dane izotopowe w formie wykresu	
2971,3	granica O/S, formacja z Prabut			
2971,6 + skorupka	hirnant, poziom <i>mucronata</i> formacja z Prabut			
2971,8 + skorupka				
2972,0 + skorupka				
2972,3 + skorupka				
2972,4 + skorupka				
2972,6 + skorupka				
2973,6				
2973,9				
2974,7				
2976,1	kat górny, poziom z <i>Tretaspis seticornis</i> , formacja z Prabut			
2978,9				
2980,1				
Lębork IG 1				
3272,50	hirnant/rhuddan, poziom <i>persculptus/ascensus</i>	-2,37	-11,6	
3272,85	hirnant, poziom <i>persculptus</i> , formacja z Pasłęka	-0,37	-8,6	
3373,80	hirnant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	-0,61	-9,3	
3374,80		-1,34	-9,4	
3375,00		-2,38	-8,7	
Kościerzyna IG 1				
dane dla kalejtu				
4392,40	rhuddan, poziom <i>vesiculosus</i> , formacja z Pasłęka	-3,48	-10,4	
4394,00	hirnant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	-1,66	-11,3	
4394,05		-1,42	-11,0	
4394,20		-5,22	-10,3	
4394,35		-3,13	-9,8	
4394,70		-0,77	-11,4	
4394,80		-0,95	-11,4	
4395,15		-2,27	-11,1	
4395,30		-1,55	-11,3	
4395,50		-2,37	-11,3	
4395,70		-2,50	-11,3	
4396,55		-3,50	-10,4	
4396,90		aszgil dolny, poziom z <i>Tretaspis seticornis</i> , formacja z Prabut	-1,13	-10,1

Tabela 3 cd.

Głębokość [m]	Stratygrafia	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
dane dla dolomitu			
4392,40	rhuddan, poziom <i>vesiculosus</i> , formacja z Pasłęka	–	–
4394,00	hirsant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	–0,80	–4,2
4394,05		–0,54	–4,0
4394,20		–1,33	–3,8
4394,35		–1,15	–3,8
4394,70		–0,70	–3,8
4394,80		–0,84	–3,8
4395,15		–0,86	–4,2
4395,30		–0,63	–4,1
4395,50		–0,96	–4,0
4395,70		–1,09	–4,4
4396,55		–0,77	–3,3
4396,90	aszgil dolny, poziom z <i>Tretaspis seticornis</i> , formacja z Prabut	–2,12	–5,4
Gdańsk IG 1			
3089,10	hirsant, poziom <i>mucronata</i> , formacja z Prabut	–8,84	–6,2
3089,50		–0,45	–6,0
3089,90		–0,63	–6,4
3090,25		–1,05	–7,2
3090,60		–0,40	–5,7
3091,00		–0,87	–5,9
3091,50		–0,85	–6,3
3092,1	kat górny, poziom z <i>Tretaspis seticornis</i> , formacja z Prabut	–1,18	–7,3
3092,7		–1,27	–7,3
3093,7		–4,64	–8,0
3094,2		–2,98	–6,5
3094,7		–2,56	–5,9
3095,3		–2,65	–5,9
Prabuty IG 1			
3356,80	aszgil górny, porkuni, formacja z Prabut	0,20	–10,1
3357,80		1,36	–5,7
3358,30		1,49	–5,5
3358,60		1,89	–6,2
3358,70		2,26	–6,7
3362,30		1,12	–6,3
3363,20		1,36	–6,3
3364,20	aszgil dolny, pirgu formacja z Prabut	0,71	–5,3
Lidzbark Warmiński 3			
1906,00	landower dolny, juuru, formacja z Barcian	0,20	–7,0
1908,00		0,21	–6,6
1909,50		0,83	–6,9
1909,80		1,45	–5,1
1910,30		0,59	–5,2
1910,50		1,08	–5,6
1911,00		1,72	–4,9
1917,00		2,52	–4,0
1921,00	aszgil górny, porkuni, formacja z Ornety	3,52	–3,8
1922,50		3,48	–3,8
1925,50		3,28	–3,8
1929,00		4,44	–3,5

Tabela 3 cd.

Głębokość [m]	Stratygrafia	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
1930,50	aszgil górny, porkuni, formacja z Ornety	4,22	-3,6
1931,00		4,56	-3,7
1933,00		4,17	-3,4
1934,00		4,31	-3,4
1935,00		3,47	-3,9
1936,00		2,66	-3,6
1943,00	aszgil dolny, pirgu, formacja z Morąga	1,15	-4,8
Bartoszyce IG 1			
1811,00	landower dolny, juuru, formacja z Barcian	1,58	-4,0
1812,30		1,54	-4,0
1816,60		2,77	-3,6
1816,75	aszgil górny, porkuni, formacja z Ornety	2,82	-3,2
1823,00		3,77	-3,9
1824,80		4,13	-3,7
1825,50		3,91	-3,8
1826,50		3,23	-3,0
1827,30		3,54	-3,6
1828,40		3,77	-3,8
1829,50		4,08	-3,9
1830,60		4,03	-3,6
1831,40		3,92	-3,7
1833,80		3,71	-3,8
1837,00	2,14	-3,8	
1837,40	1,30	-3,9	
1838,40	aszgil dolny, pirgu, formacja z Morąga	0,61	-3,2
1839,70		0,50	-4,2
1840,50		0,40	-5,8
1843,40		0,75	-3,3
1845,60		-0,46	-4,7
1847,40	karadok górny, vormsi, formacja z Sasina	0,60	-2,6
Jezioro Okrągłe IG 1			
851,50	porkuni	1,17	-3,7
853,00		1,10	-3,4
854,50		0,47	-3,8
863,50	pirgu	-0,20	-4,0
868,00		-2,10	-4,1

wszystkich próbek jest bardzo zbliżony. Stwierdzono obecność kalcytu, kwarcu, dolomitu i krzemianów warstwowych: illitu i/lub muskowitu oraz kaolinitu i/lub chlorytu.

Profil Bartoszyce IG 1. W profilu tym wykonane zostały badania składu mineralnego w próbkach margli pochodzących z formacji z Ornety. Nie stwierdzono różnic w składzie mineralnym poszczególnych próbek. Stwierdzono obecność kalcytu, kwarcu, krzemianów warstwowych (illitu, chlorytu) oraz dolomitu. Skład mineralny osadów należących do formacji z Ornety reprezentującej najwyższy

górnym ordowik jest taki sam jak w profilu Lidzbark Warmiński 3.

Pierwiastki główne i śladowe oraz TOC

W celu oznaczenia składu chemicznego osadów oraz zawartości pierwiastków śladowych wykonano analizy chemiczne w próbkach wapieni, margli, iłowców marglistych i iłowców, w dwóch profilach wschodniej części obniżenia bałtyckiego – Bartoszyce IG 1 i Lidzbark Warmiński 3.

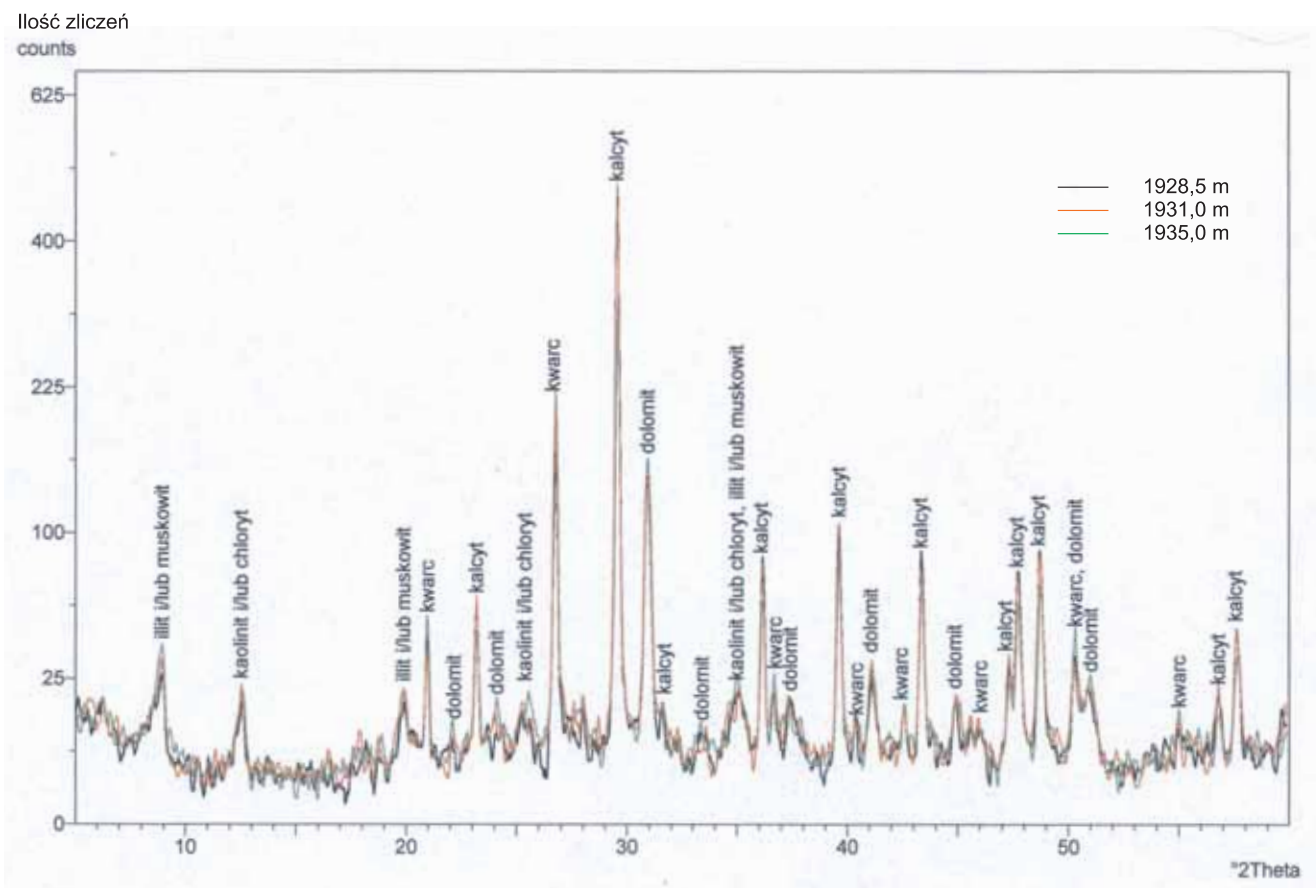


Fig. 26. Dyfraktogramy próbek osadów górnego ordowiku (formacja z Ornety) w profilu Lidzbark Warmiński 3

Diffraction patterns of samples from the Upper Ordovician deposits (Orneta Fm) in Lidzbark Warmiński 3 section

Pierwiastki główne i śladowe

Profil Bartoszyce IG 1. W wapienno-marglistej serii osadów pięter pirgu, porkuni i juuru zmienność pierwiastków głównych i śladowych jest niewielka w porównaniu z analogicznymi osadami profilów zachodniej części obniżenia bałtyckiego – Gdańsk IG 1 i Hel IG 1. Podstawowa zmiana zawartości pierwiastków głównych zachodzi na granicy ordowiku i syluru i jest związana ze zmianą charakteru sedymentacji na bardziej węglanową, w postaci formacji wapieni gruzłowych z Barcian w piętrze juuru. Zmniejszeniu ulega tu zawartość tlenków wszystkich pierwiastków głównych oprócz CaO (fig. 27).

Zmiana zawartości składników głównych występuje także na granicy formacji z Morąga i formacji z Ornety (fig. 27). Wiekowo odpowiada ona granicy pirgu/porkuni. Zawartość SiO₂ maleje z maksymalnej wartości 46,30% w osadach pirgu do 31,17% w najstarszej próbce osadów porkuni. Podwyższonej zawartości SiO₂ odpowiada zwiększenie zawartości innych składników, np. Fe₂O₃ do 7,24% w próbce czerwonych wapieni formacji z Morąga. Podwyższeniu ulega także ilość składników silikoklastycznych (wzrost Al, Na i K).

Zawartość wszystkich pierwiastków śladowych, z wyjątkiem strontu, ulega obniżeniu na granicy osadów ordowiku i syluru, odpowiadającej granicy formacji z Ornety z formacją z Barcian (fig. 28). Największe wahania w profilu wykazuje zawartość Ba, która jest znacznie większa w formacji z Morąga, odpowiadającej wiekowi piętru pirgu, oraz w niższej części formacji z Ornety (próbki 14–17) niż w innych próbkach tego profilu. Wyjątkiem jest próbka 8, pochodząca ze środkowej części formacji z Ornety, w której zawartość Ba jest największa w całym profilu (fig. 28), w środkowej części formacji z Morąga wynosi 225 ppm, a w środkowej części formacji z Ornety (środkowa część porkuni) dochodzi do 455 ppm (fig. 28).

Profil Lidzbark Warmiński 3. W profilu tym wykonano analizy zawartości składników głównych i pierwiastków śladowych w marglach i wapieniach marglistych formacji z Ornety oraz wapieniach marglistych formacji z Barcian. Badane osady pochodzące z profilu Lidzbark Warmiński 3 wykazują podobne trendy zmian zawartości oraz bezwzględne ilości składników głównych oraz pierwiastków śladowych jak osady w profilu Bartoszyce IG 1 (tab. 4, 5).

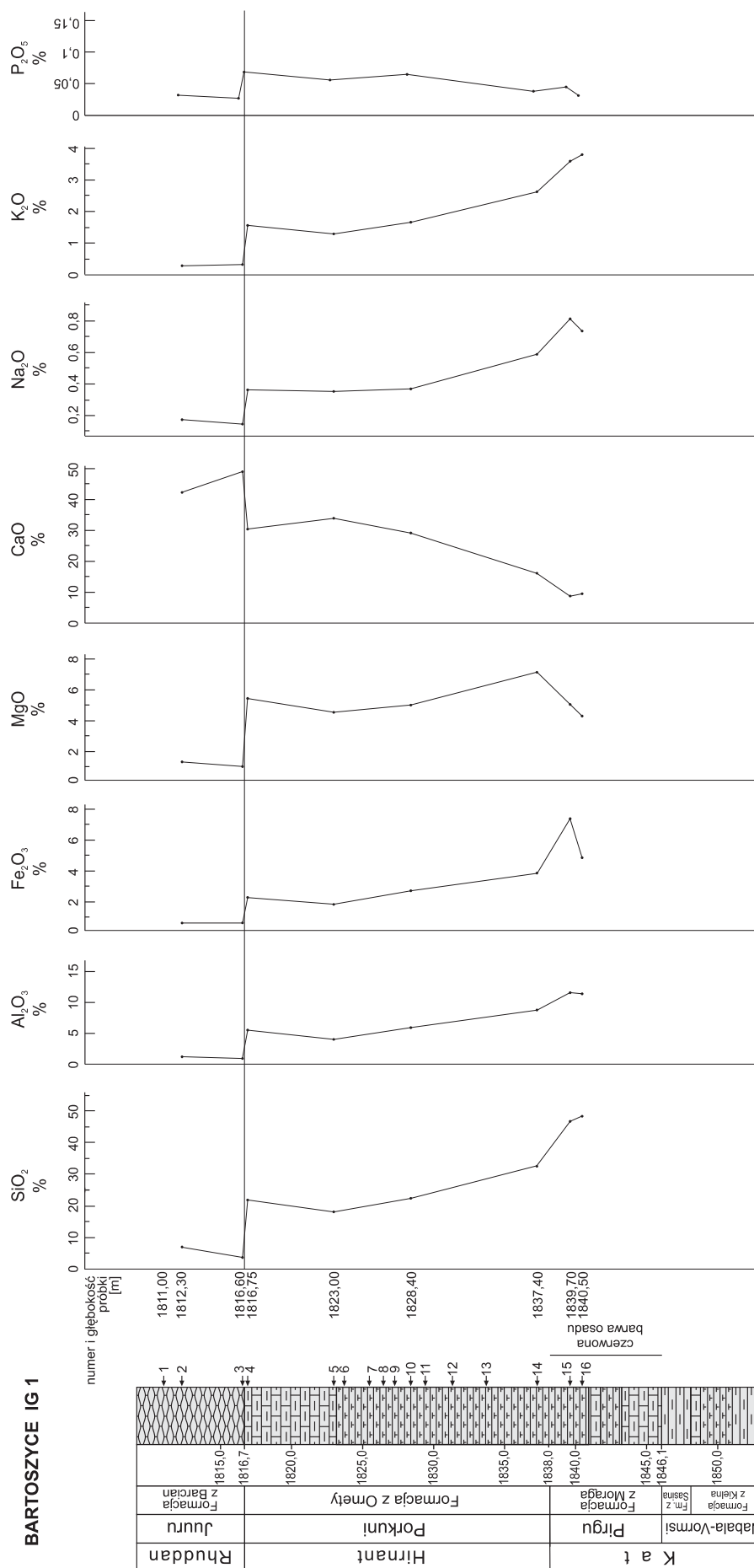


Fig. 27. Zawartość tlenków pierwiastków głównych w osadach ordowiku górnego i niższego syluru w profilu Bartoszyce IG 1

Major elements in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits, Bartoszyce IG 1

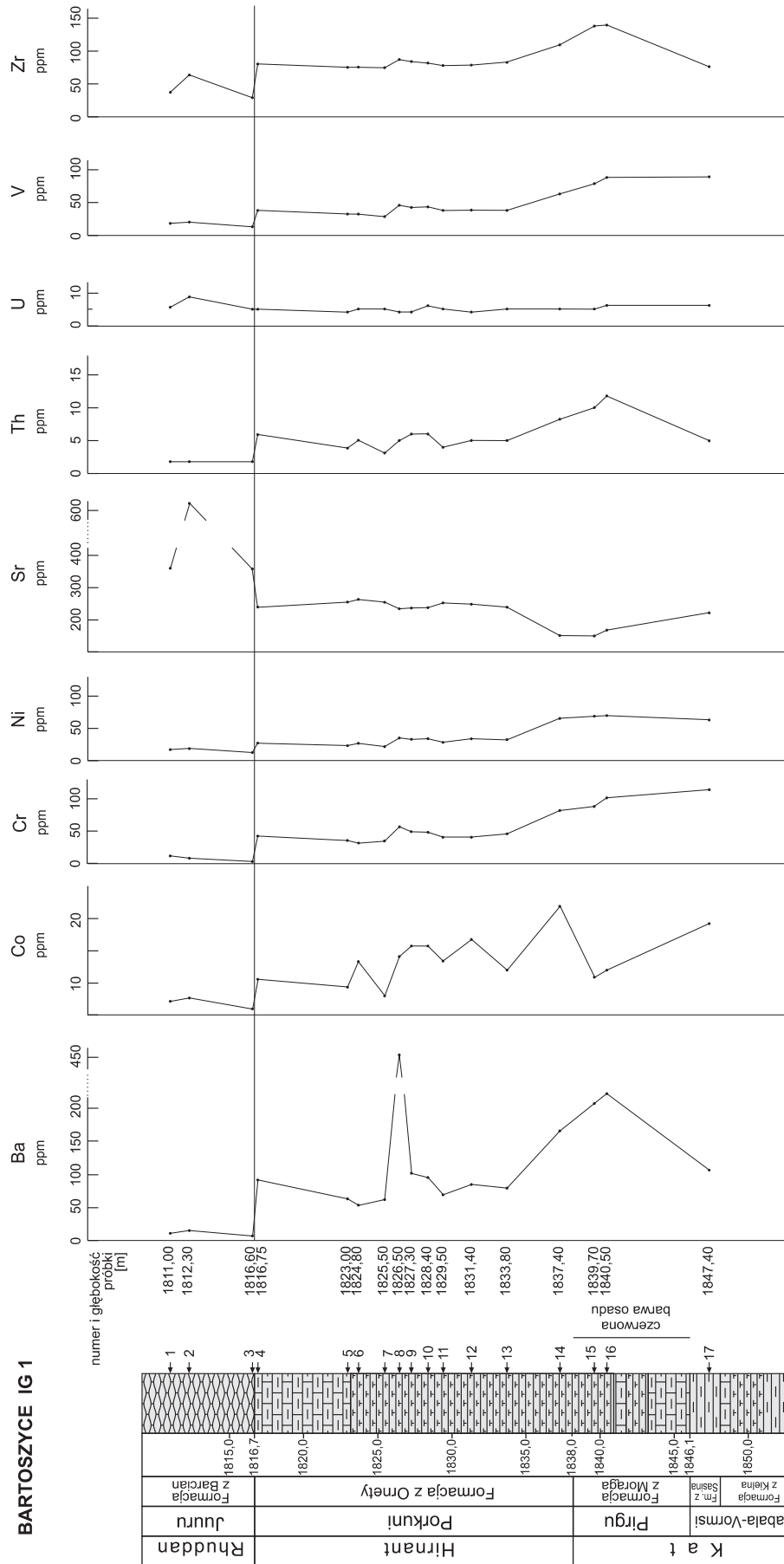


Fig. 28. Pierwiastki śladowe w osadach ordowiku górnego i niższego syluru w profilu Bartoszyce IG 1

Trace elements in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits, Bartoszyce IG 1

W próbce pochodzącej z formacji z Barcian niższego syluru zawartości wszystkich podstawowych składników głównych ulegają zmniejszeniu, poza zawartością CaO, która wyraźnie wzrasta (tab. 4). Zmniejszeniu ulega także zawartość każdego z pierwiastków śladowych, oprócz strontu, którego ilość zwiększa się wyraźnie w profilach formacji z Barcian niższego syluru (tab. 5).

Całkowity węgiel organiczny (TOC)

Oznaczenia TOC zostały wykonane w wybranych próbkach pochodzących z dwóch profili wschodniej części obniżenia bałtyckiego – Bartoszyce IG 1 i Lidzbark Warmiński 3 (tab. 5). W profilach tych różnice w zawartości TOC są niewielkie, dużo mniejsze niż ma to miejsce w zachodniej części obniżenia. Próbki pochodzące z ordowiku górnego i najniższego syluru profili Lidzbark Warmiński 3 i Bartoszyce IG 1 wykazują bardzo małą zawartość TOC, największą w próbkach pochodzących z formacji z Barcian niższego syluru profilu Bartoszyce IG 1, która wynosi 0,34%. Zawartość TOC wzrasta również w osadach pirgu, w próbce nr 17 do 0,30% (tab. 5).

Skład izotopowy węgla i tlenu w węglanach

Analizy składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach we wschodniej części obniżenia bałtyckiego wykonano

w czterech profilach: Prabuty IG 1, Lidzbark Warmiński 3, Bartoszyce IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 1. Analizie poddano 54 próbki całej skały. Informacje wstępne i dane cząstkowe dotyczące stosunków izotopowych węgla i tlenu w węglanach górnego ordowiku i najniższego syluru w profilach Lidzbark Warmiński 3 oraz Bartoszyce IG 1 są zamieszczone we wcześniejszych pracach autorki (Podhalańska, 2006a, c, d, 2008). We wszystkich wymienionych profilach zaobserwowano wyraźne odchylenia wartości $\delta^{13}\text{C}$ w kierunku dodatnim, czemu zwykle towarzyszy podwyższenie wartości $\delta^{18}\text{O}$ w stosunku do próbek starszych i młodszych, chociaż w niektórych przypadkach taka współzależność nie występuje.

Wyniki badań izotopowych próbek skał węglanowych, wapieni marglistych i margli oraz łańców marglistych, z profilu Prabuty IG 1 położonego w obrębie centralno-bałtoskańskiej strefy facjalnej, wykazały dodatnie wartości $\delta^{13}\text{C}$ (tab. 3). W osadach aszgilu górnego wartości te wynoszą od 0,20‰ w najmłodszej próbce do 2,26‰ w osadach wyższej części tego oddziału. W najmłodszych utworach ordowiku następuje obniżenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ do poziomu 0,20‰.

Wyniki $\delta^{18}\text{O}$ w profilu Prabuty IG 1 wykazują natomiast wysokie ujemne wartości znacznie przewyższające średnie, mierzone dla ordowickich morskich węglanów (Veizer i in., 1997).

Profil Lidzbark Warmiński 3 był pierwszym, w którym, w wybranych próbkach skalnych ordowiku górnego

Tabela 4

Zawartość tlenków pierwiastków głównych [% wag.] w osadach ordowiku górnego i niższego syluru w profilach Bartoszyce IG 1 i Lidzbark Warmiński 3

Major elements abundances [wt %] in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits of the Bartoszyce IG 1 and Lidzbark Warmiński 3 profiles

Nr próbki	Głębokość próbki [m]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	(Cl)	(F)
Bartoszyce IG 1														
2	1812,30	7,26	0,045	1,24	0,55	0,070	1,28	42,20	0,18	0,27	0,030	0,23	0,028	0,13
3	1816,60	3,53	0,037	0,89	0,59	0,066	1,07	49,10	0,15	0,29	0,024	0,26	0,031	0,15
4	1816,75	21,41	0,288	5,27	2,22	0,198	5,37	30,57	0,37	1,59	0,070	0,14	0,064	0,05
5	1823,00	18,71	0,233	4,27	1,95	0,213	4,46	34,04	0,35	1,31	0,058	0,22	0,059	0,08
10	1828,40	22,22	0,312	5,76	2,60	0,250	4,95	29,47	0,38	1,72	0,066	0,10	0,096	0,04
14	1837,40	31,17	0,433	8,68	3,95	0,460	7,09	16,09	0,59	2,57	0,038	0,14	0,239	< 0,01
15	1839,70	46,30	0,617	11,92	7,24	0,279	5,04	9,17	0,81	3,53	0,043	0,03	0,311	0,01
16	1840,50	48,25	0,646	12,82	4,77	0,246	4,19	9,89	0,73	3,78	0,030	0,02	0,183	0,10
Lidzbark Warmiński 3														
1	1911,00	5,22	0,059	1,33	0,57	0,070	1,10	48,25	0,19	0,45	0,030	0,06	0,063	0,12
2	1921,00	9,86	0,135	2,41	1,17	0,093	2,26	14,88	0,19	0,74	0,036	0,03	0,043	0,07
3	1928,00	21,01	0,292	5,41	2,61	0,240	4,42	32,06	0,38	1,58	0,066	0,05	0,128	0,14
4	1931,00	22,77	0,320	6,02	2,82	0,260	4,88	29,99	0,41	1,78	0,079	0,08	0,168	0,08
5	1932,50	23,38	0,328	6,17	2,82	0,244	4,84	29,62	0,42	1,81	0,068	0,04	0,150	0,11
6	1934,00j	27,80	0,401	7,47	3,60	0,388	5,22	24,75	0,49	2,19	0,078	0,05	0,153	0,02
7	1934,00c	10,11	0,113	1,94	12,92	0,603	2,48	31,92	0,25	0,61	0,060	0,03	0,078	< 0,01

Tabela 5

Zawartość pierwiastków śladowych, TOC oraz V/Cr, Ni/Co, Th/U w osadach ordowiku górnego i niższego syluru w profilach Bartoszyce IG 1 oraz Lidzbark Warmiński 3

Trace elements abundances and TOC, V/Cr, Ni/Co, Th/U in the Upper Ordovician and lower Silurian deposits of the Bartoszyce IG 1 and Lidzbark Warmiński 3 profiles

Nr próbki	Głębokość próbki [m]	Ba ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Ni ppm	Pb ppm	Sr ppm	Th ppm	U ppm	V ppm	Zr ppm	TOC [% wag.]	V/Cr	Ni/Co	Th/U
Bartoszyce IG 1																
1	1811,00	14	4	8	< 5	9	20	135	<3	6	18	43	–	2,2	2,25	<0,5
2	1812,30	16	5	6	< 5	10	12	613	<3	9	20	62	0,34	3,3	2,0	<0,3
3	1816,60	< 10	< 3	< 3	< 5	5	4	367	<3	5	8	30	0,14	2,7	1,6	0,2
4	1816,75	93	11	45	< 5	23	11	245	6	5	44	82	0,24	1,0	2,1	1,2
5	1823,00	64	9	38	< 5	20	7	265	4	4	35	76	0,16	0,9	2,2	1,0
6	1824,80	53	13	35	< 5	25	5	271	5	5	35	77	–	1,0	1,9	1,0
7	1825,50	61	7	39	< 5	19	5	264	3	5	29	75	0,12	0,7	2,7	0,6
8	1826,50	455	14	56	8	33	6	227	5	4	48	91	–	0,7	2,4	1,3
9	1827,30	101	16	49	6	31	6	235	6	4	46	87	0,14	0,4	1,9	1,5
10	1828,40	96	16	48	7	32	5	238	6	6	46	83	–	0,96	1,9	1,0
11	1829,50	70	13	38	< 5	24	6	257	4	5	40	76	–	1,0	1,8	0,8
12	1831,40	88	17	38	8	32	6	248	5	4	41	77	–	1,1	1,9	1,3
13	1833,80	81	12	47	6	28	4	235	5	5	40	82	–	0,8	2,3	1,0
14	1837,40	162	22	78	18	63	6	155	8	5	62	106	0,11	0,8	2,8	1,6
15	1839,70	205	11	88	19	68	5	154	10	5	80	143	0,16	0,9	6,2	2,0
16	1840,50	225	12	102	37	69	< 3	174	12	6	91	145	0,16	0,9	5,7	2,0
17	1847,40	104	19	112	15	56	15	213	5	6	92	77	0,30	0,8	2,9	0,8
Lidzbark Warmiński 3																
1	1911,00	15	< 3	5	< 5	6	18	412	4	4	14	31	< 0,10	2,8	> 2	1,0
2	1921,00	121	8	40	< 5	18	9	189	5	3	35	52	< 0,10	0,8	2,3	1,7
3	1928,00	106	19	54	22	29	11	281	4	< 2	44	78	–	0,8	1,5	> 2
4	1931,00	121	15	42	12	29	10	262	5	3	45	77	< 0,10	1,1	1,9	1,7
5	1932,50	117	15	45	14	29	11	262	4	3	43	81	–	0,9	1,9	1,3
6	1934,00j	36	60	20	33	76	218	190	5	< 2	15	37	0,12	0,8	1,3	> 2,5
7	1934,00c	139	8	57	7	36	86	184	8	4	49	91	0,22	0,9	4,5	2,0

i syluru niższego, oznaczono stosunki izotopowe węgla i tlenku w węglanach, a wstępne dane opublikowano (Podhalańska, 2006c, d). Próbkę do badań pochodziły z osadów pirgu, porkuni, juuru. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ we wszystkich próbkach są dodatnie (tab. 3).

W profilu tym udokumentowano wyraźne podwyższenie wartości w interwale stratygraficznym odpowiadającym piętru porkuni. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wzrastają z 1,15‰ dla próbek pre-porkunskich (= pre-hirmanckich) do 4,56‰ dla próbki z osadów porkuni. W sylurskich wapieniach gruzłowych wartości izotopu węgla są niższe i wynoszą od 2,52‰ w najniższym landowerze do 0,20‰ w najmłodszej badanej próbce wapienia gruzłowego. Wzbogacenie w cięższy izotop węgla wykazuje pięć kolejnych próbek z głęb. od 1934,0 do 1929,5 m, o wartości $\delta^{13}\text{C}$ powyżej 4,0‰. Podwyższenie wartości delty węgla ma miejsce w osadach niższej części

porkuni (fig. 29). W utworach młodszych następuje stopniowy spadek wartości $\delta^{13}\text{C}$.

Krzywe $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ mają bardzo podobny trend, chociaż wartości $\delta^{18}\text{O}$ w całym profilu są ujemne. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ dla węglanów piętra porkuni są najwyższe i wynoszą średnio $-3,5\%$, podczas gdy dla osadów pięter pirgu i juuru są niższe i mieszczą się w przedziale od $-7,0\%$, w najmłodszej próbce pochodzącej z syluru reprezentującej formację wapieni gruzłowych z Barcian, do $-4,7\%$ dla próbki z formacji czerwonych wapieni i margli z Morağa. Przyjmuje się, że takie wartości są zbliżone do średnich wartości $\delta^{18}\text{O}$ uzyskiwanych w analizach kalcytu ordowickich ramienionogów i morskich węglanów (Veizer i in., 1997). Wyższe wartości $\delta^{18}\text{O}$ w osadach porkuni profilu Lidzbark Warmiński 3 korelują się z podwyższonymi wartościami $\delta^{13}\text{C}$ w tych samych próbkach.

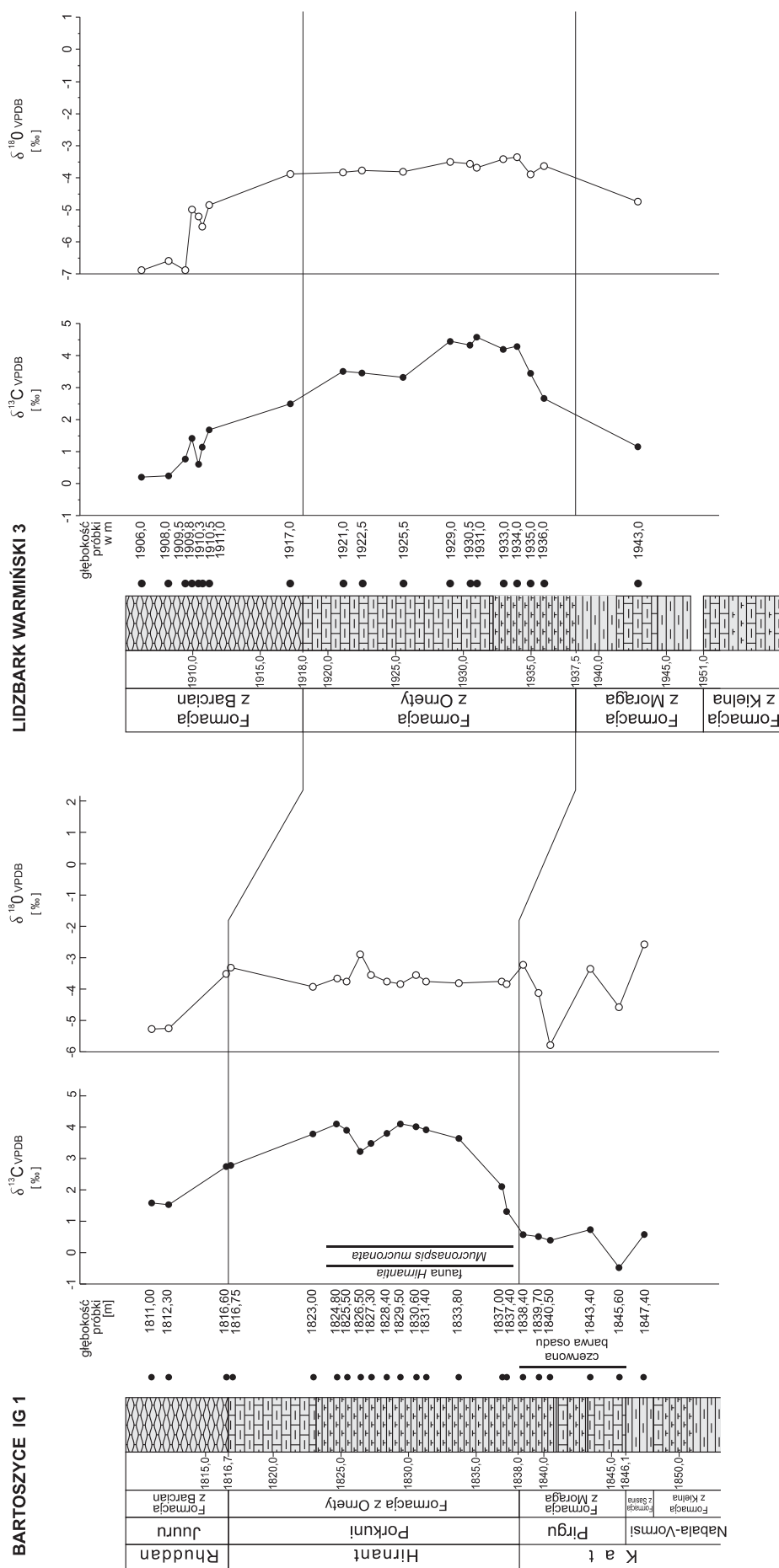


Fig. 29. Krzywe izotopowe $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w profilach Bartoszyce IG 1 i Lidzbark Warmiński 3 (wschodnia część obniżenia bałtyckiego) i ich korelacja

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ profiles in the Bartoszyce IG 1 and Lidzbark Warmiński 3 sections (eastern part of the Baltic Depression) and their correlation

Wzbogacenie w cięższy izotop węgla w kalcycie w wyższym aszgilu stwierdzone zostało także w pobliskim **profilu Bartoszyce IG 1**. Przebieg krzywych izotopowych zarówno węgla, jak i tlenu w obu wierceniach jest podobny, a profil Bartoszyce IG 1 dokumentuje wzrost wartości izotopowej $\delta^{13}\text{C}$ w piętrze porkuni. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ zmieniają się od $-0,46\%$, dla najstarszej badanej próbki reprezentującej dolną część formacji z Morąga, do $4,1\%$, dla próbki formacji z Ornety (tab. 3; fig. 29).

Wartości $\delta^{18}\text{O}$ są zbliżone do wartości oznaczonych w profilu Lidzbark Warmiński 3 i jednocześnie do średnich wartości $\delta^{18}\text{O}$ uzyskiwanych w analizach kalcytu ordowickich ramienionogów i morskich węglanów (Veizer i in., 1997). Najwyższe wartości, średnio $-3,5\%$ zostały stwierdzone w wapieniach marglistych i marglach formacji z Ornety.

Charakter litologiczny oraz skład bioklastów w **profilu Jezioro Okrągłe IG 1**, położonym najbardziej na wschodzie polskiej części obniżenia bałtyckiego (fig. 1), sytuuje ten profil w obrębie strefy litewskiej. W porównaniu z innymi nielicznymi profilami NE Polski, leżącymi w obrębie tej strefy, profil Jezioro Okrągłe IG 1 charakteryzuje się najpełniejszym wykształceniem górnego ordowiku, co było istotnym powodem wyboru tego profilu do badań izotopowych, mimo niewielkiej ilości próbek jakimi dysponowano.

Piętro porkuni o miąższości 4,7 m jest tu wykształcone w formie wapieni marglistych, piaszczystych i oolitowych z kongrecjami fosforytowymi, a piętro pirlu to głównie margle i wapienie margliste z licznym detrytusem fauny (Szymański, 2002).

Wartości $\delta^{18}\text{O}$ we wszystkich badanych próbkach są ujemne i znajdują się w przedziale od $-3,4\%$, w próbce z osadów porkuni, do $-4,1\%$, z utworów środkowej części piętra pirlu, i mieszczą się w średnich wartościach dla ordowiku. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wykazują wzrost od niskich ujemnych w węglanach piętra pirlu do coraz wyższych dodatnich w osadach porkuni. Najwyższa wartość delty węgla zmierzona została w próbce pochodzącej z osadów na granicy ordowik/sylur i wynosi $1,17\%$.

Przebieg krzywej izotopowej węgla w omawianym profilu (fig. 24) może sugerować obecność luki stratygraficznej na granicy ordowik/sylur i brak górnej części piętra porkuni. Obecność powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej w stropie ordowiku (Modliński, Szymański, 2001) może potwierdzać powyższą sugestię. Krzywa izotopowa węgla w profilu Jezioro Okrągłe IG 1 przedstawiałaby więc niższą część trendu wzrostowego wartości $\delta^{13}\text{C}$ w tym profilu.

GEOCHEMICZNE WSKAŹNIKI PALEOŚRODOWISKOWE

Na podstawie analiz składu chemicznego osadów wyznaczono szereg uznanych w literaturze wskaźników (m.in. Jones, Manning, 1994; Racki i in., 2002) wyrażonych w formie stosunków określonych pierwiastków, a odnoszących się do warunków redukcji-utleniających, produktywności oraz pochodzenia i składu materiału detrytycznego.

Warunki redukcji-utleniające

Spośród wielu wskaźników geochemicznych dla określenia warunków redukcji-utleniających środowiska, wzięto pod uwagę: V/Cr, Ni/Co oraz Th/U (tab. 2, 5).

V/Cr. Jednym z najczęściej wykorzystywanych wskaźników jest V/Cr (Ernst, 1970; Dill, 1986; Dill i in., 1988; Jones, Manning, 1994; Hoffmann i in., 1998; Racki i in., 2002). Przyjęto wartość V/Cr=1 jako wartość graniczną między warunkami oksydcyjnymi i suboksydcyjno-dysoksydcyjnymi (Ernst, 1970; Hoffmann i in., 1998). Wartość V/Cr powyżej 1 i poniżej 2 wskazuje, według Ernsta (*op. cit.*), na środowisko suboksydcyjno-dysoksydcyjne. V/Cr > 2 jest natomiast charakterystyczne dla osadów powstałych w anoksydcyjnych warunkach sedymentacji, przy obecności H_2S w wodach dennych.

Wartości V/Cr uzyskane w badanych próbkach profilu Hel IG 1 (fig. 30) zmieniają się od 0,42 w próbce z głęb. 2971,6 m najwyższego dolnego hirnantu do 14,5 w próbce iłowców poziomu *styloideus* wyższego karadoku, z głęb. 2983,45 m. W aszgilu (poza najwyższą częścią) wartości V/Cr wynoszą < 1 i wskazują na tlenowe środowisko sedymentacji. Wartość V/Cr wzrasta w osadach poziomu *persculptus*, a w osadach z pogranicza ordowiku i syluru osiąga wartość 1,3, plasując tę granicę w zasięgu środowisk suboksydcyjnych. W rhyddanie wartości V/Cr wzrastają stopniowo, osiągając 3,5 w poziomie *cyphus*, wskazują na warunki anoksydcyjne (fig. 10).

Najniższe wartości V/Cr, odpowiadające sedymentacji w dobrze natlenionym środowisku, wykazały próbki z hirnantu, w których stwierdzono występowanie ramienionogów fauny *Hirnantia*. Wartości V/Cr oznaczone dla innych próbek dowodzą oksydcyjnych lub suboksydcyjnych warunków sedymentacji. Dotyczy to również osadów z pogranicza ordowiku i syluru, gdzie współwystępują ze sobą najstarsze graptolity sylurskie razem ze skamieniałościami śladowymi.

W profilu Gdańsk IG 1 (fig. 31) V/Cr osiąga wartość > 1 (warunki suboksydcyjne do anoksydcyjnych) tylko w osadach landoweru. Wartości V/Cr w próbkach aszgilu wskazują na warunki tlenowe w strefie dennej zbiornika.

W profilu Bartoszyce IG 1 (fig. 32) wskaźnik V/Cr wykazuje wzrost wartości w osadach piętra juuru (dolna część formacji z Barcian) do 3,4. Według Ernsta (1970) wartość ta wskazuje na anoksydcyjne warunki sedymentacji; według Hoffmana i innych (1998) wartość ta odpowiada warunkom dysoksydcyjnym. W profilu Lidzbark Warmiński 3 wartości V/Cr uzyskane dla próbek pochodzących z osadów pirlu i porkuni wynoszą od 0,75 do 1 i wskazują na oksydcyjne warunki sedymentacji. Próbką wapieni gruzłowych z niższego syluru wykazała wartość V/Cr równą 2,8, co według Ernsta (*op. cit.*) wskazuje na znacznie pogarszające się warunki redoks w strefie dennej. Według klasyfikacji Hoffmana i innych (*op. cit.*) wartość ta odpowiada dysoksydcji.

Ni/Co również jest wykorzystywany jako wskaźnik warunków utleniająco-redukcyjnych w zbiorniku (np. Dill, 1986; Jones, Manning, 1994). Według Dilla oraz Jonesa i Manninga (*op. cit.*) czym wyższe wartości wskaźnika tym gorsze warunki tlenowe panujące w strefie dennej.

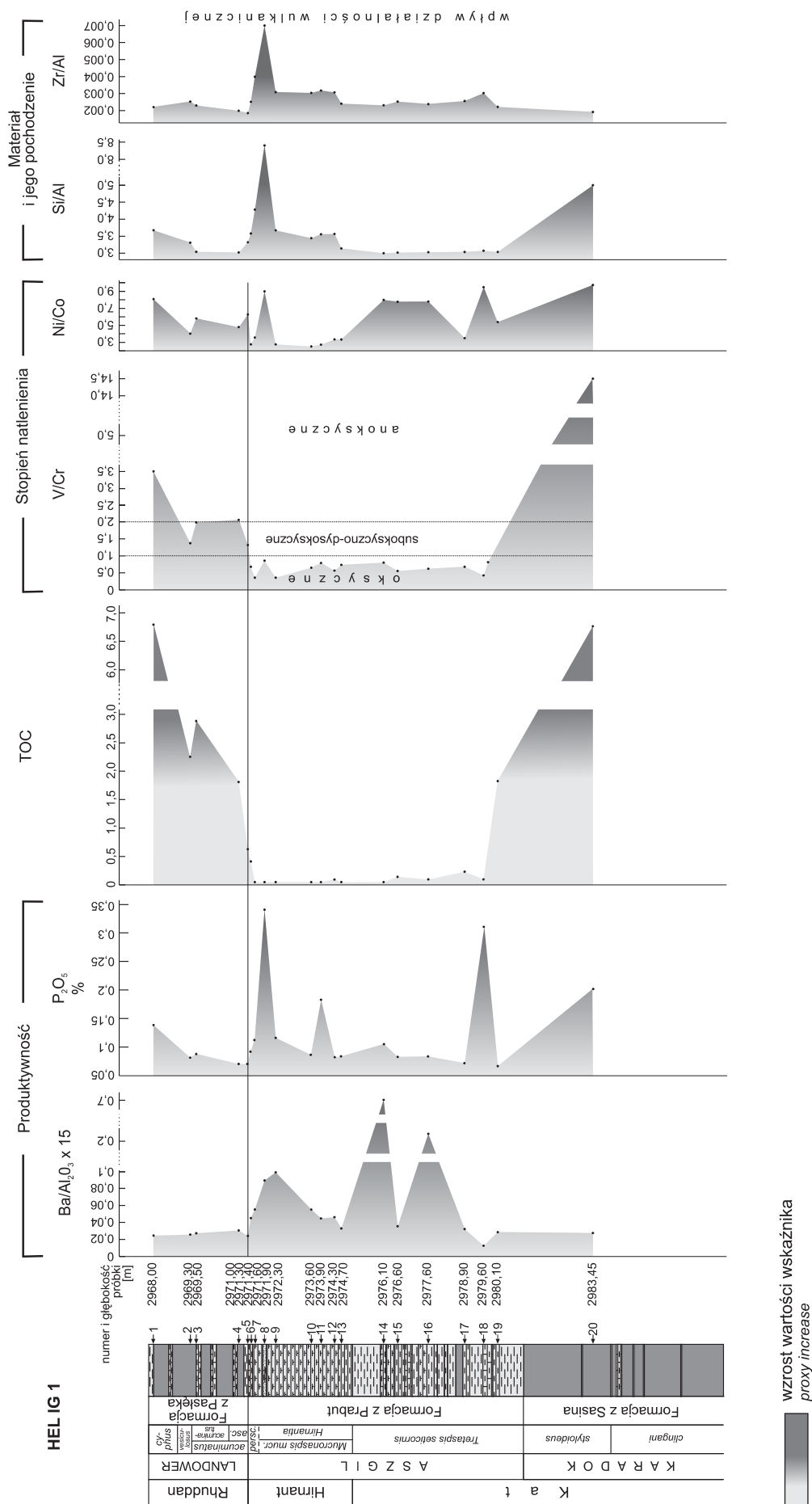


Fig. 30. Geochemiczne wskaźniki środowiskowe w górnym ordowicku i niższym sylurze sylurze profilu Hel IG 1

Geochemical environmental proxies for the Upper Ordovician and lower Silurian, Hel IG 1

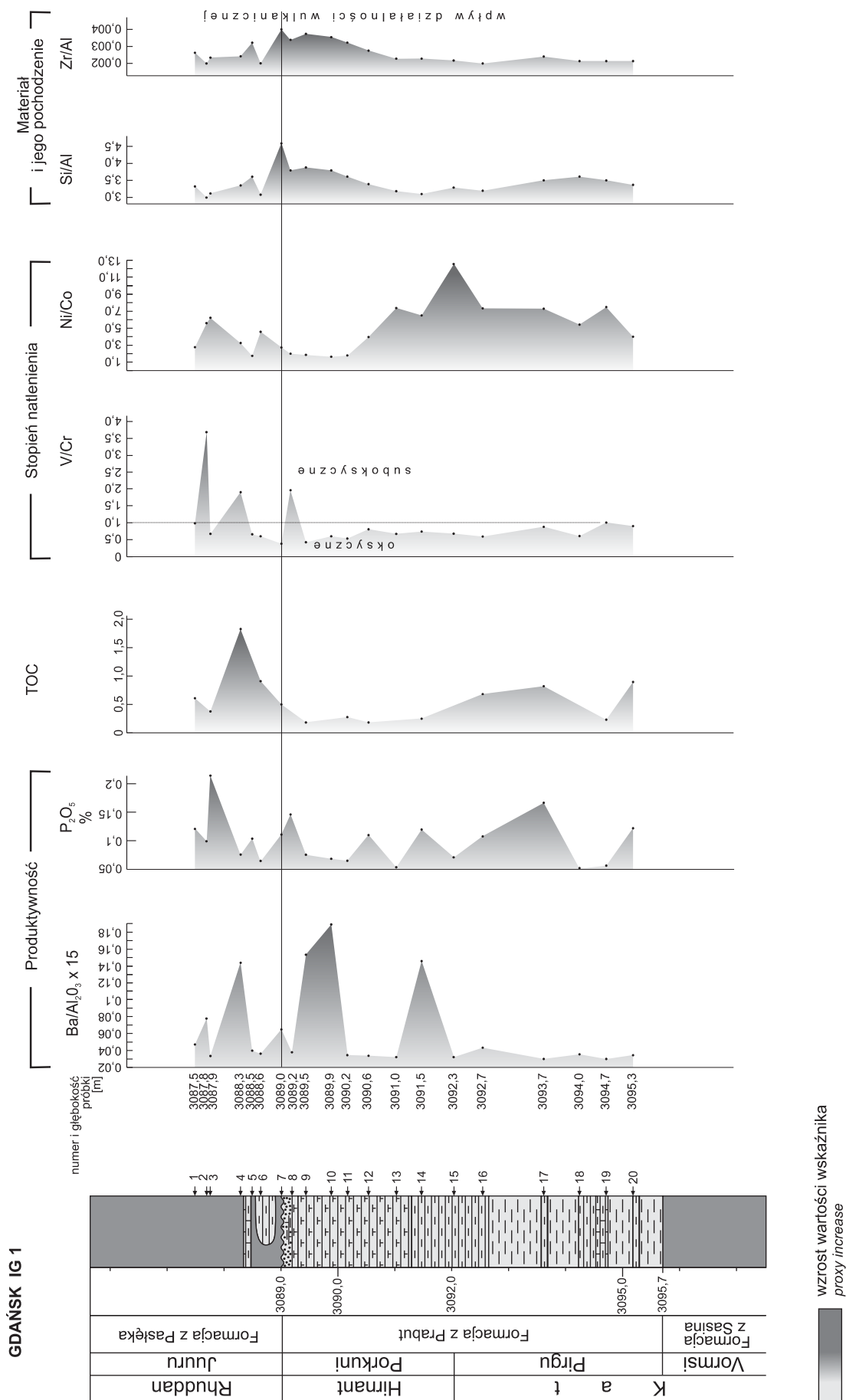


Fig. 31. Geochemiczne wskaźniki środowiskowe w górnym ordowiku i niższym sylurze profilu Gdańsk IG 1

Geochemical environmental proxies for the Upper Ordovician and lower Silurian, Gdańsk IG 1

Wartości Ni/Co w badanych próbkach profilu Hel IG 1 są zmienne (fig. 30), jednak generalnie najniższe w wyższym aszgilu – hirnancie; najwyższe natomiast w niższym aszgilu oraz w landowerze. Wartości bezwzględne wahające się od 2,76 do 9,30 odpowiadają warunkom od dobrze natlenionych do dysoksydacyjnych. Wskaźnik ten, w porównaniu z omawianym poprzednio wskaźnikiem V/Cr, wykazał wyraźną różnicę w stopniu natlenienia wód dennych w niższym i wyższym aszgilu. Wzrost Ni/Co występuje w osadach górnej części niższego aszgilu we wszystkich badanych profilach (fig. 30–32). W profilu Hel IG 1 największa wartość Ni/Co w niższym aszgilu wynosi 9,3, w profilu Gdańsk IG 1 – 12,5.

Wzrost tego wskaźnika występuje w osadach górnej części niższego aszgilu. W profilu Bartoszyce IG 1 największą wartość – 6,1 – stwierdzono w osadach formacji z Morağa (pirgu), w próbce z głęb. 1839,7 m. Wartości Ni/Co w próbkach margli i wapieni marglistych formacji z Ornety są niskie i wynoszą około 2,0; podobnie w wyżej leżących wapieniach gruzłowych z Barcian niższego syluru wartości Ni/Co nie przekraczają 2,25. Wartości tego wskaźnika, wynoszące około 2,0, wyliczone zostały także dla próbek wyższego ordowiku i niższego syluru w profilu Lidzbark Warmiński 3.

Th/U. Stosunek Th/U to kolejny wskaźnik, stosowany do określenia warunków redoks w strefie dennej basenu sedymentacyjnego (Wignall, Myers, 1988; Jones, Manning, 1994; Allison i in., 1995). Wartości Th/U wynoszące od 2 do 7 mogą wskazywać na normalne warunki tlenowe; wartości poniżej 2 mogą natomiast odzwierciedlać deficyt tlenowy w strefie dennej. Dużym ograniczeniem w stosowaniu tego wskaźnika jest trudność w odróżnieniu uranu autogenicznego, rejestrującego stopień anoksji od uranu detrytycznego (Allison i in., 1995).

W profilu Hel IG 1 wartości Th/U wahają się od 0,5 do 6,0. Najmniejszą wartość uzyskano w próbce iłowców karadoku z głęb. 2983,45 m. Wartości Th/U < 2 występują także w próbkach z osadów niższego syluru. Na granicy ordowik/sylur (pr. z głęb. 2971,3 m) wskaźnik Th/U wynosi 1,7 następnie ulega zmniejszeniu do 1,1 w próbce z poziomu *acuminatus* i 0,8 w próbce z poziomu *cyphus* (fig. 10). Zmniejszające się wartości Th/U wskazują więc na pogłębiający się deficyt tlenowy w strefie dennej w niższym sylurze. W hirnancie i górnym kacie wartości Th/U > 2 wskazują na normalne warunki tlenowe w strefie dennej zachodniej części zbiornika sedymentacyjnego.

W profilu Gdańsk IG 1 wartości Th/U > 2 występują w próbkach formacji z Prabut wyższego katu i hirnantu, wskazując na oksydzalne warunki sedymentacji, wartości Th/U < 2 występują w iłowcach dolnej części formacji z Prabut (głęb. 3096,3 m) oraz w niektórych próbkach pochodzących z osadów formacji z Pasłęka niższego syluru. Należy zaznaczyć, że wg wskaźnika Th/U w profilu tym, występuje większa zmienność warunków redoks w niższym sylurze niż w profilu Hel IG 1.

We wschodniej części obniżenia bałtyckiego, w osadach profilów Bartoszyce IG 1 i Lidzbark Warmiński 3 obserwowano bardzo niskie zawartości zarówno Th, jak i U, często

bliskie granicy pomiaru (tab. 5). Interpretacja warunków redoks na ich podstawie obarczona byłaby dużym błędem.

Produktywność

Zawartości P₂O₅ oraz baru, związane z rozkładem materii organicznej, mogą służyć do identyfikacji stref oddziaływania prądów wstępujących i zwiększonej produktywności (Brasier, 1995; Schmitz i in., 1997). Przedstawione na figurach 30–32 wskaźniki produktywności zostały wyliczone w stosunku do Al₂O₃, na podstawie pracy Schmitza i innych (*op. cit.*). Wyniki odnoszące się do produktywności należy traktować jako wstępne.

Zawartość Ba, a co za tym idzie wartość wskaźnika Ba/Al₂O₃, wykazuje dużą zmienność w profilach Hel IG 1 i Gdańsk IG 1. Najwyższe zawartości baru sięgające 7000 ppm stwierdzono w profilu Hel IG 1 oraz w profilu Gdańsk IG 1, gdzie wynoszą ponad 1000 ppm. Można zauważyć, że wykresy Ba/Al₂O₃ i P₂O₅ wykazują podobieństwo w obu profilach (fig. 30, 31).

Podobnie, jak w przypadku Ba, zwraca uwagę duża zmienność zawartości P₂O₅, zwiększająca się w obu profilach, w obrębie formacji z Pasłęka rhuddanu oraz w dolnej części formacji z Prabut, w wyższym kacie. Podwyższona zawartość P₂O₅ w próbce nr 8, reprezentującej piaskowce, może wynikać z obecności klastów skał wzbogaconych w fosforan wapnia.

Podwyższona zawartość P₂O₅ w próbce iłowców niższego syluru w profilu Gdańsk IG 1 potwierdzona została obecnością węglanowego fluoroapatytu (CFA), stwierdzoną w badaniach XRD.

Wstępne wyniki badań produktywności we wschodniej części obniżenia bałtyckiego dotyczą profilów Bartoszyce IG 1 i Lidzbark Warmiński 3. Zaobserwowano niewielkie obniżenie wartości Ba/Al₂O₃ i P₂O₅ na granicy O/S, wynikające prawdopodobnie z mniejszej ilości materii organicznej w osadach formacji z Barcian niższego syluru (fig. 32).

Charakterystyka składników silikoklastycznych

Wskaźnikami geochemicznymi służącymi ocenie pochodzenia materiału, stopnia dopływu materiału terygenicznego i wulkanicznego do zbiornika sedymentacyjnego są m.in. Si/Al oraz Zr/Al. Wstępne wyniki badań dotyczące tej problematyki przedstawione zostały przez Podhalańską (2006d).

Si/Al. W profilach położonych bliżej zachodniej krawędzi Bałtyki – Hel IG 1 i Gdańsk IG 1 – Si/Al charakteryzuje się zarówno podobnymi wartościami, jak i trendem zmian (por. fig. 30 i 31). Wartości Si/Al, wskazując na wielkość dopływu kwarcu, oscylują wokół wartości przeciętnych dla osadów terygenicznnych (Garrels, Mac Kenzie, 1971). W badanych próbkach w profilu Hel IG 1 wahają się od 3,05 w osadach wyższego katu i niższego rhuddanu do 4,28 w próbkach wyższego hirnantu (głęb. 2971,6 m) oraz 8,71 w piaskowcu najniższego hirnantu (głęb. 2971,9 m). Podobne wartości Si/Al, z wyraźnym wzrostem w hirnancie, występują w profilu Gdańsk IG 1. Poza okresem wzrostu w osa-

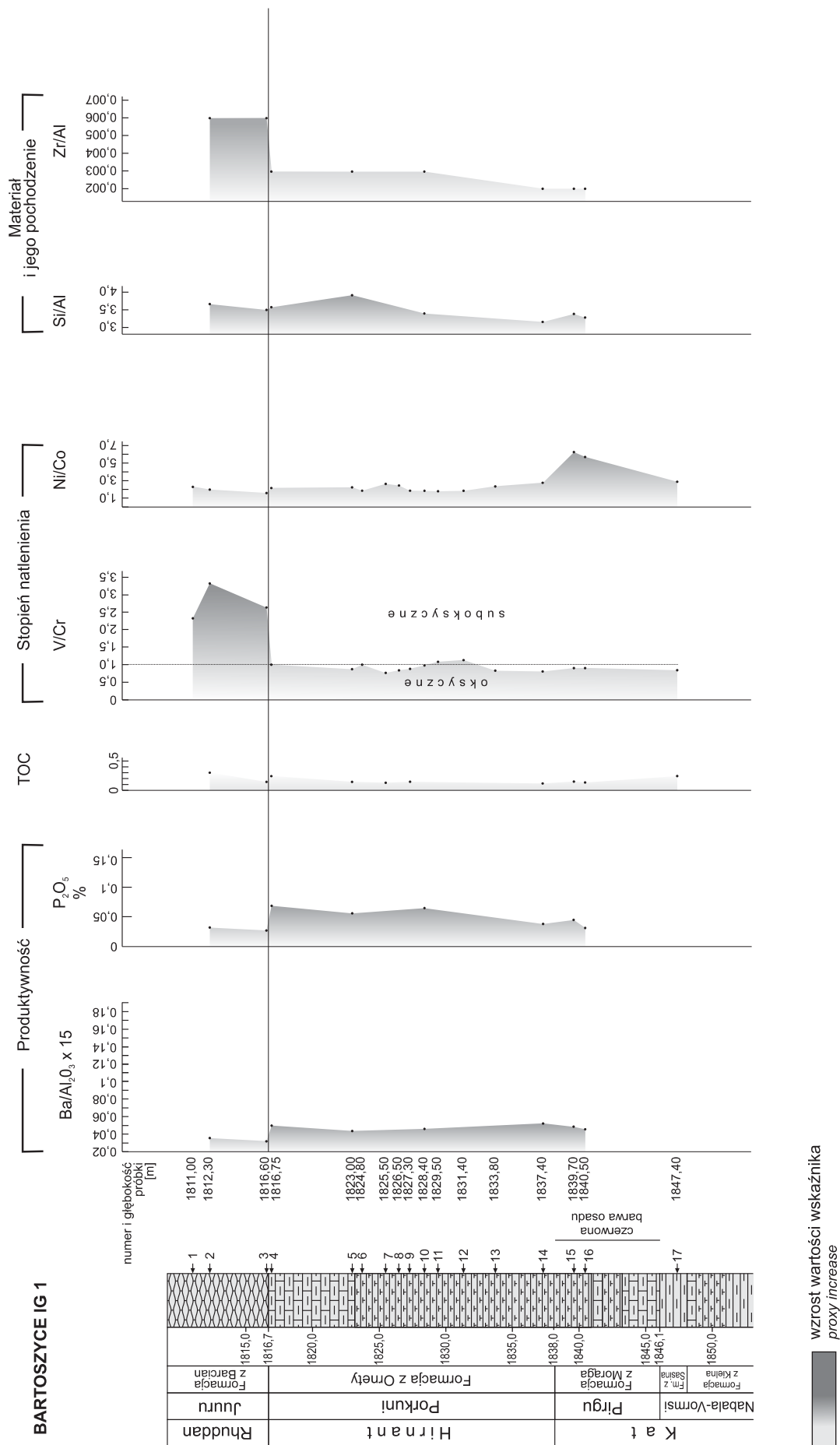


Fig. 32. Geochemiczne wskaźniki środowiskowe w górnym ordowiku i dolnym sylurze profilu Bartoszyce IG 1

Geochemical environmental proxies for the Upper Ordovician and lower Silurian, Bartoszyce IG 1

dach hirnantu, Si/Al nie wykazuje większego zróżnicowania w profilu, włączając również próbki z karadoku.

W badanych próbkach w profilu Bartoszyce IG 1 wartości tego wskaźnika wahają się od 3,05 (nieco powyżej granicy pirgu i porkuni) w osadach najniższego hirnantu do 3,9 w wyższym hirnancie (fig. 32). Zmienność Si/Al w profilu Lidzbark Warmiński 3 jest również niewielka, podobnie jak w profilu Bartoszyce IG 1.

Zr/Al mogący służyć jako wskaźnik zmienności dopływu materiału pochodzenia wulkanicznego do zbiornika jest podwyższony w próbkach hirnantu zarówno w profilu Hel IG 1, jak i Gdańsk IG 1. W profilu Hel IG 1 jego najwyższa wartość koreluje się z najwyższą wartością Si/Al w próbce nr 8 z głęb. 2971,9 m i jest związana z sedymentacją piaszczowców zawierających, jak wykazały badania mikroskopowe, kwarcze pochodzenia wulkanicznego oraz pojedyncze ziarna cyrkonu. W badanym przez autorkę próbkach piaszczowców wyższego hirnantu stwierdzona została również podwyższona wartość Na/K. Może to także wskazywać na obecność wulkanicznego materiału (Sagemann, Lyons, 2003). Wzrostowi wartości Si/Al oraz Zr/Al w osadach hirnantu towarzyszy również niewielki wzrost wartości K/Al.

We wschodniej części obniżenia bałtyckiego, w profilu Bartoszyce IG 1 nie zaobserwowano istotnych zmian Si/Al. Niewielkie podwyższenie wartości Zr/Al ma miejsce w osadach formacji z Barcian niższego syluru (fig. 32).

PODSUMOWANIE WYNIKÓW BADAŃ GEOCHEMICZNYCH

Oznaczenie zawartości składników głównych i pierwiastków śladowych w osadach pozwala na bezpośrednie porównanie składu próbek różnych ogniw stratygraficznych i różnych profili. Zastosowanie pośrednich wskaźników geochemicznych umożliwia dokonanie szerszej oceny środowiska sedymentacji: określenia warunków redukcyjno-utleniających, bioproduktywności, czy też charakteru i pochodzenia materiału w badanym interwale stratygraficznym.

Przeprowadzone badania zawartości TOC, składników głównych i pierwiastków śladowych wykazały, że w zachodniej części obniżenia bałtyckiego występuje większa ich zmienność w porównaniu ze wschodnią częścią badanego obszaru. Analiza wskaźników geochemicznych, odnoszących się do warunków redoks w zbiorniku w późnym ordowiku i wczesnym sylurze, pozwala wyróżnić dwa okresy dużego deficytu tlenowego w dennej strefie – w karadoku oraz landowerze, szczególnie wyraźnie zaznaczające się w osadach zachodniej części obniżenia bałtyckiego.

Wskaźniki określone dla osadów aszgilu wykazują dobre natlenienie zbiornika, sprzyjające rozwojowi fauny bentosowej oraz akumulacji osadów silikoklastyczno-węglanowych ubogich w substancję organiczną. Jednak i w osadach aszgilu można wykazać zmienność natlenienia strefy dennej zbiornika. Wyniki analiz próbek pochodzących z aszgilu dolnego wskazują, na podstawie wskaźnika Ni/Co oraz zawartości TOC, na niedotlenienie strefy dennej basenu w sto-

sunku do aszgilu górnego, hirnantu, któremu można przypisać oksydzne warunki sedymentacji. Niska zawartość TOC w hirnancie, przy jednoczesnym podwyższeniu zawartości Ba i P₂O₅, przemawia raczej za sprzyjającymi warunkami dla utlenienia nagromadzonej materii organicznej niż za jej niewielką ilością w środowisku (por. fig. 30, 31). Wszystkie wskaźniki geochemiczne określające warunki redoks w zbiorniku wskazują na oksydzne warunki sedymentacji w hirnancie poza jego najwyższą częścią odpowiadającą w ciągłych profilach stratygraficznych poziomowi *persculptus*.

Badania geochemiczne oraz wyliczone na ich podstawie wskaźniki redoks wykazały, że w niektórych profilach charakteryzujących się ciągłością sedymentacji na granicy ordowiku i syluru, zmiana warunków z oksydznych, charakterystycznych dla hirnantu, na anoksydzne, charakterystyczne dla wczesnego landoweru, nie była raptowna; granica ordowik/sylur przebiega w tym przypadku w obrębie osadów charakteryzujących się umiarkowanym deficytem tlenowym (por. fig. 10, 15). Bardziej radykalny wzrost zawartości TOC następuje w poziomie *acuminatus*. Podwyższona zawartość TOC wskazuje generalnie na zwiększoną ilość materii organicznej w osadzie. Wzrostowi zawartości TOC w próbkach z pogranicza ordowiku i syluru towarzyszy początkowo niewielki wzrost zawartości P₂O₅ oraz Ba/Al₂O₃ (fig. 30, 31). Można więc przyjąć, że wzrost zawartości TOC w osadach niższego rhuddanu był związany raczej ze zmniejszeniem ilości tlenu w strefie dennej i w kolumnie wody (ograniczona cyrkulacja?), niż ze zwiększeniem ilości substancji organicznej w środowisku w stosunku do późnego hirnantu. Wzrost P₂O₅ oraz Ba/Al₂O₃, mogący sugerować wzrost produktywności, następuje w poziomie *vesiculosus* rhuddanu (fig. 30, 31). Zawartości P₂O₅ oraz Ba, związane z rozkładem materii organicznej, mogą służyć do identyfikacji stref działania prądów wstępujących i zwiększonej produktywności (Cook, Shergold, 1986; Brasier, 1995); Schmitz i in., 1997). Jak wykazały badania XRD, podwyższonej zawartości P₂O₅ w próbkach rhuddanu towarzyszy obecność węglanowego fluoroapatytu (CFA).

Wzrost wartości Si/Al w próbkach osadów wyższego hirnantu zarówno z zachodniej, jak i wschodniej części obniżenia bałtyckiego (fig. 30–32) świadczy o wzmożonym dopływie materiału terygenicznego do zbiornika sedymentacyjnego, związanym prawdopodobnie z tendencjami regresywnymi w późnym ordowiku w zbiorniku bałtyckim. Wzrostowi Si/Al towarzyszy podwyższenie wartości Zr/Al wskazujące na dopływ materiału pochodzenia wulkanicznego do zbiornika sedymentacyjnego. Nie zaobserwowano dodatkowego impulsu, który wpływałby na zmiany składu i zawartość głównych składników korelowanych zwykle ze zmianami Al. Zmiany te są funkcją zmian litologicznych nieodbiegających od ogólnego schematu sedymentacyjnego w paleobasenie bałtyckim. Stanowią one odzwierciedlenie glaciostatycznych wahań poziomu morza w późnym ordowiku (Nielsen, 2004).

Podsumowanie oraz interpretację wyników badań izotopowych przedstawiono w dalszej części pracy (s. 78–83).

GLOBALNE WYDARZENIE KLIMATYCZNO-EKOLOGICZNE W HIRNANCIE W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ – INTERPRETACJA I DYSKUSJA

Przeprowadzone badania litofacjalne, paleontologiczne i geochemiczne pozwoliły zidentyfikować w sukcesji osadowej polskiej części Bałtyki przejawy globalnych wydarzeń z końca ordowiku, związanych ze zmianami klimatycznymi i zlodowaceniem Gondwany, glacieustatycznymi zmianami poziomu morza oraz przebudową zespołów biotycznych.

ROZWÓJ FACJALNY A ZMIANY POZIOMU MORZA W BASENIE BAŁTYCKIM

Wyniki badań, dotyczące rozwoju facjalnego w polskiej części obniżenia bałtyckiego w ordowiku górnym i najniższym sylurze, wykazują, że osady ordowiku górnego, po niższym hirnancie włącznie, reprezentują regresywne następstwo facji; osady wyższego hirnancu i rhuddanu stanowią początek nowego cyklu transgresywno-regresywnego. Faza regresji, w której kolejne facje sekwencji wskazują na spływanie się morza, reprezentowana jest, w zachodniej części obniżenia poprzez występowanie, powyżej facji ilastej z graptolitami sandbu i niższego katu, facji mieszanych: iłowców marglistych, margli i wapieni marglistych wyższego katu i niższego hirnancu oraz facji piaskowców i mułowców górnej części niższego hirnancu. We wschodniej części obniżenia regresywne następstwo facji dokumentują osady silikoklastyczno-węglanowe oraz węglanowe o coraz bardziej płytkowodnym charakterze, zawierające w hirnancie biolaminitę, ooidy wapienne, piaskowce oraz płytkowodną faunę i ichnofaunę. Fazę transgresji w najwyższym hirnancie odzwierciedlają facje powstałe w warunkach coraz głębszego i bardziej rozległego morza – facje ilaste z graptolitami, występujące powyżej erozyjnej powierzchni nieciągłości o charakterze twardego dna, lub facje mieszane margli i wapieni marglistych, przechodzące wyżej w fację iłowców. We wschodniej części obniżenia bałtyckiego w fazie transgresji, powyżej powierzchni erozyjnej powstały gruzłowe wapienie margliste otwartego i głębszego morza.

Rozwój litofacjalny osadowej sukcesji ordowiku górnego i niższego landoweru badanego obszaru związany był głównie, podobnie jak w innych obszarach Bałtyki, z eustatycznymi zmianami poziomu morza (Nielsen, 2004). Trendy zmian wpm wyrażone w formie lokalnych krzywych skonstruowanych dla obszaru zachodniej części obniżenia odpowiadają zmianom wpm w innych częściach paleobasenu bałtyckiego. Należy jednak brać pod uwagę wpływ lokalnej aktywności tektonicznej na warunki sedymentacji. Wydaje się, że szczególnie w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, procesy zachodzące przy południowo-zachodnim brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego miały wpływ na miąższość i charakter osadów ordowiku i syluru, frakcję materiału detrytycznego i kierunek jego transportu. Przyjmuje się, że obszar źródłowy stanowiła m.in. kaledońska strefa kolizji (Poprawa, 2006). Świadczy o tym różnorodność grubszego materiału silikoklastycznego w piaskowcach górnego ordowiku, mię-

dzy innymi obecność materiału piroklastycznego oraz składników pochodzących z niszczenia różnych skał krystalicznych, metamorficznych i osadowych. Zwiększony dopływ materiału pochodzenia wulkanicznego w hirnancie wykazały także badania geochemiczne. Zaobserwowano podwyższenie Zr/Al i Si/Al w hirnancie w profilach zachodniej części obniżenia, przy prawie niezmiennych wartościach stosunków tych pierwiastków we wschodniej części zbiornika. Może to wskazywać na zwiększenie w wyższym ordowiku dopływu grubszego materiału detrytycznego z zachodu i zmniejszenie odległości od obszarów źródłowych.

Wpływ na rozwój facjalny w obrębie wschodniej części obniżenia bałtyckiego miało natomiast szereg elementów strukturalnych w obrębie zbiornika, m.in. masyw białoruski (Modliński, 1982a; Modliński i in., 1999), który stanowił jeden z głównych obszarów źródłowych dla wschodniej części paleobasenu bałtyckiego.

Omówiony w pracy trend zmian facjalnych w ordowiku na obszarze polskiej części basenu bałtyckiego jest podobny do opisywanych z obszaru estońsko-łotewskiego, litewskiego oraz obszarów Skanii i południowo-wschodniej Norwegii (region Oslo) (Nestor, Einasto, 1997; Bergström i in., 1999; Laškovas, 2000; Nielsen, 2004; Hansen i in., 2009). Zgodnie z krzywą zmian względnego poziomu morza (Nielsen, 2004) po okresie wysokiego poziomu morza w karadoku, który odzwierciedlił się w dystalnej części szelfu Bałtyki sedymentacją facji iłowców czarnych z graptolitami, w późnym kacie rozpoczęła się sedymentacja związana z regresją morską; jej wyrazem są facje mieszane, węglanowo-silikoklastyczne i silikoklastyczno-węglanowe stanowiące trzon formacji z Prabut. "Brodne węglany" tej formacji odzwierciedlają wyraźną zmianę facji z ilastej na węglanową, przy jednoczesnym dopływie materiału silikoklastycznego w okresie obniżenia względnego poziomu morza w późnym kacie i wczesnym hirnancie.

Osady facji mieszanych ordowiku zachodniej części basenu bałtyckiego, zawierające w składzie zmienne ilości materiału silikoklastycznego i węglanowego, są interpretowane jako osady przejściowe – od płytkowodnych osadów węglanowych strefy płytkonerytycznej do głębokowodnych iłowców i łupków (Jaanusson, 1973; Nestor, Einasto, 1997; Dronov, Holmer, 1999). Nielsen (2004) interpretuje wapienie margliste i margle facji mieszanych, jako stosunkowo płytkowodne osady niskiego względnego poziomu morza w basenie bałtyckim. Taka interpretacja jest zgodna z interpretacją następstwa facji w obrębie III sekwencji depozycyjnej w basenie bałtyckim, obejmującej odcinek profilu od arenigu po aszgil, bez najwyższej części (Jaworowski, 2002). W zachodniej części obniżenia bałtyckiego obecność facji mieszanych jest odzwierciedleniem początku sedymentacji węglanowej, przy jednoczesnym, stałym dopływie drobnego materiału silikoklastycznego do zbiornika sedymentacyjnego.

Środowiskiem sedymentacji facji mieszanych był szelf zewnętrzny, początkowo w późnym kacie – węglanowo-silikoklastyczny, następnie w hirnancie – silikoklastyczno-węglanowy.

nowy. Grubszy materiał silikoklastyczny, w formie wak litycznych facji piaskowców i mułowców, występujący w stropie niższego hirnantu można interpretować jako najpłytszy osad sukcesji osadowej górnego ordowiku i niższego landoweru, akumulowany przy udziale sztormów i zbioturbowany, prawdopodobnie w strefie przejściowej szelfu silikoklastyczno-węglanowego i dolnego przybrzeża w warunkach aerobowych.

Ziarna detrytyczne w piaskowcu mogły pochodzić zarówno z obszarów kratonu wschodnioeuropejskiego, jak i erozji różnego wieku i typu utworów znajdujących się na zachód od badanego obszaru. Dopływ grubszych silikoklastyków mógł być m.in. związany z procesami tektonicznymi zachodzącymi w morzu Tornquista i niszczeniem przyzmy akrecyjnej powstałej w procesie dokowania Awalonii do Bałtyki w późnym ordowiku (Cocks, Torsvik, 2005; Poprawa, 2006).

Pozycja stratygraficzna facji piaskowców w badanych profilach wskazuje, że maksimum regresji miało miejsce w górnej części wczesnego hirnantu. Regresja w obszarze bałtyckim jest zbieżna z eustatycznym obniżeniem się poziomu morza w późnym ordowiku (Ross, Ross, 1992; Nielsen, 2004), jak się przyjmuje, związanym ze zlodowaceniem południowej półkuli (Brenchley, 2004).

Dopływ ziaren kwarcu i sedymentacja grubszych silikoklastyków w basenie bałtyckim były w tym czasie powszechne. Podobne wkładki piaskowców, występujące w tej samej pozycji stratygraficznej, stwierdzone zostały także w Górach Świętokrzyskich w formacji z Zalesia (Trela, 2005, 2007; Trela, Podhalańska, 2008; Trela, Szczepanik, 2009), a także na obszarze zapadliska przedkarpackiego (Tomczyk, 1963). Poza obszarem Polski występują również w Skanii (Nilssen, 1979; Bergström i in., 1999; Nielsen, 2004) i w obszarze Oslo (Dahlqvist, Calner, 2004).

W okresie spłylenia, którego odzwierciedleniem jest facja grubszych silikoklastyków, piaskowców i mułowców, dochodziło do erozji i przerw w sedymentacji. Zalew morski rozpoczął się w najwyższym ordowiku, w dobie *persculptus*. Radykalna zmiana facji z piaszczystej na ilastą, często poprzedzona erozją i powierzchnią nieciągłości sedymentacyjnej o charakterze twardego dna oraz małym hiatusem, występują w profilach Kościerzyna IG 1 i Gdańsk IG 1, a także w szeregu innych w obniżeniu bałtyckim (Modliński, Szymański, 1997). W profilach tych osady piaszczyste górnej części niższego hirnantu kontaktują z czarnymi iłowcami poziomu *acuminatus* rhuddanu.

W obniżonych obszarach zachodniej części badanego regionu nie dochodziło do przerw w sedymentacji na granicy ordowiku i syluru (Podhalańska, 2003a).

W profilach formacji z Pasłęka, charakteryzujących się ciągłością sedymentacji na pograniczu ordowiku i syluru (fig. 5, 6), zmiana facji następowała stopniowo. Świadczą o tym wkładki wapieni marglistych i margli, także w obrębie iłowców rhuddanu. Jak wykazały badania iłowców przy użyciu SEM, stopniowo zmniejszała się zawartość grubszego materiału terygenicznego w osadzie, a warunki utleniająco-redukcyjne również ulegały stopniowemu pogorszeniu. Równoległa laminacja płaska w iłowcach pojawiała się

w miarę pogłębiania zbiornika, zaniku bioturbacji oraz zmiany środowiska sedymentacji na bardziej dystalne.

Sedymentacja iłowców w dobie *persculptus* najwyższego hirnantu, w warunkach postępującego deficytu tlenowego, stanowi początek sedymentacji związanej z transgresją morską i pogłębieniem zbiornika morskiego.

Obecność czarnych iłowców i łupków łączona jest zwykle z początkiem transgresji lub okresem jej maksymalnego zasięgu (np. Wignall, Maynard, 1993; Potter, 1998; Schutter, 1998). W takim ujęciu skondensowane czarne iłowce rhuddanu, ogniwa z Jantaru zachodniej części obniżenia bałtyckiego, można interpretować jako osad związany z transgresją oraz wczesnym okresem wysokiego względnego poziomu morza. Osady te powstały na szelfie lub w górnej części skłonu kontynentalnego, w okresie globalnego podniesienia się poziomu morza. Z sedymentacją w głębszym, oddalonym od brzegu i anaerobowym środowisku, w którym dominuje sedymentacja z zawiesiny, związana jest zapewne drobna laminacja wspomnianych osadów (O'Brien i in., 1998; Schieber, 1998).

Fację iłowców w zachodniej części obniżenia oraz wapieni gruzłowych we wschodniej części można łączyć z globalną transgresją morską, która odzwierciedliła się w zapisie osadowym wielu basenów sedymentacyjnych (np. Williams, 1988; Loydell, 1998; Armstrong i in., 2009). Transgresja ta związana była z ociepleniem klimatu i deglacją Gondwaną w późnym hirnancie.

WARUNKI REDUKCYJNO-UTLENIAJĄCE W OKRESIE ZMIAN KLIMATYCZNYCH

Badania geochemiczne prowadzone pod kątem analizy warunków sedymentacji w późnym ordowiku i wczesnym landowerze oraz zmian ekologicznych i późnoordowickiego wymierania prowadzone były w wielu regionach świata. Wyniki badań geochemicznych pogranicza ordowiku i syluru w profilach Kanady, Chin i innych rejonów pozwoliły wykluczyć wpływ czynników pozaziemskich (kosmicznych) na zmiany środowiskowe i paleoekologiczne na granicy ordowik/sylur (Orth i in. 1986, Wang i in., 1993). Wyniki tych badań wskazują, że przyczyn zmian należy upatrywać w typowo ziemskich procesach, związanych ze wzajemnym oddziaływaniem zmian klimatycznych, eustatycznych i zmian warunków redoks w zbiornikach (Kump, 2003).

Interpretacja warunków redukcyjno-utleniających w zbiorniku stanowi jeden z podstawowych elementów analizy paleośrodowiskowej. Wykorzystane w interpretacji warunków redoks różnorodne wskaźniki: sedymentologiczne (obecność lub brak laminacji i jej charakter, obecność pirytu, barwa osadu), paleontologiczne (obecność lub brak bentosu, skamieniałości śladowe i ich rodzaj) oraz geochemiczne (zawartość TOC, wartości stosunków niektórych pierwiastków) wykazały dużą zmienność tych warunków w górnym ordowiku i najniższym sylurze obniżenia bałtyckiego.

W okresie cieplarnianym przypadającym na niższy kat i sandb, odpowiadające karadokowi, w warunkach wysokie-

go poziomu morza oraz ograniczonej cyrkulacji oceanicznej i niskiego poziomu O_2 w wodach oceanicznych, w głębszych strefach mórz i oceanów panowała anoksja (Barnes, 2004a). Także i w dystalnej (zachodniej) części basenu bałtyckiego podczas sedimentacji osadów facji iłwców czarnych dominowały warunki anaerobowe. Świadczą o tym wszystkie rozważane wskaźniki warunków redukcyjno-utleniających. Obecność ciemnych, często laminowanych osadów z rozproszonym pirytem i z niemal wyłącznie planktoniczną fauną, a także geochemiczne wskaźniki paleośrodowiskowe (TOC, V/Cr, Ni/Co, Th/U) wyliczone dla tych osadów wskazują na duży deficyt tlenowy w zachodniej części zbiornika sedimentacyjnego w niższym kacie (fig. 30).

Jak wykazały przeprowadzone badania, w wyższym kacie (dolnym aszgilu) w dystalnej części zbiornika warunki redoks ulegają zmianie na dysaerobowo-aerobowe. Kolor iłwców zmienia się z czarnego na szary, pojawia się fauna bentosowa zdominowana przez trylobity; graptolity, charakterystyczne dla facji anoksycznych, odgrywają podrzędną rolę, w niektórych interwałach występują ichtnoskamieniałości *Chondrites* isp., typowe dla środowisk zubożonych w tlen. Wyniki badań geochemicznych także sugerują deficyt tlenowy w dennej strefie, wyrażony zawartością TOC osiagającą w profilu Gdańsk IG 1 – 0,9% oraz wartościami V/Cr granicznymi dla warunków oksycznych i suboksycznych.

W późnym ordowiku, niższym hirnancie, w związku z nastaniem okresu glacialnego na południowej półkuli, chłodniejsze wody zawierały więcej rozpuszczonego tlenu; znacznemu polepszeniu uległa wentylacja mórz i oceanów, przerywając okres stagnacji i anoksji. Wpływało to bezpośrednio na środowisko chemiczne sedimentacji oraz na możliwości zasiedlenia dna przez organizmy bentosowe. Armstrong i Coe (1997) oraz Achab i Paris (2007) wiążą polepszenie warunków redukcyjno-utleniających w hirnancie, w stosunku do osadów starszych, z uaktywnieniem cyrkulacji termohalinowej, związanej z ochłodzeniem klimatycznym w późnym ordowiku.

Wskaźniki sedimentologiczne, paleontologiczne oraz geochemiczne warunków redoks dotyczące osadów hirnantu wschodniej i w zachodniej części obniżenia bałtyckiego sugerują aerobowe środowisko sedimentacji w niższym hirnancie, tym samym mogą potwierdzać wpływ globalnych zmian oceanicznych związanych z późnoordowickim zlodowaceniem. Zmiana facji z silikoklastycznej na silikoklastyczno-węglanową, duży udział skamieniałości bentosowych organizmów szkieletowych oraz ichtnoskamieniałości nietolerujących deficytu tlenowego, a także bardzo niskie zawartości TOC w osadach i wartości pośrednich wskaźników stanowią potwierdzenie dobrego natlenienia dennej strefy całego zbiornika bałtyckiego w okresie odpowiadającym maksimum zlodowacenia na Gondwanie.

Transgresja związana z ociepleniem klimatycznym i deglacją Gondwany, która daje się prześledzić w wielu regionach świata, zaznaczyła się także w obszarze obniżenia bałtyckiego. Jak wykazały prowadzone badania, w początkowym okresie dość stopniowo wpływała na powstanie deficytu tlenowego w zbiorniku bałtyckim.

Badania sedimentologiczne iłwców z pogranicza ordowiku i syluru oraz najniższego landoweru, oparte na analizie charakteru laminacji oraz wielkości framboidów pirytowych, wykazały stopniowo postępujący deficyt tlenowy w strefie dennej. W osadach tych obserwuje się zmienną ilość oraz zróżnicowaną morfologię kryształów pirytu. Najczęściej piryt wykształcony tu jest w formie różnej wielkości framboidów. Wielkość ich jest wprost proporcjonalna do stopnia natlenienia środowiska sedimentacji. Drobne framboidy powstają w anoksycznych, euksynicznych warunkach, podczas gdy obecność dużych, sugeruje mniejszy stopień niedotlenienia kolumny wody i dennej strefy (Wignall, Newton, 1998; Zatoń i in., 2008). Jak wykazały badania, duże framboidy występują w iłwcach późnego hirnantu i wczesnego rhuddanu; tym samym sugerują mniejszy stopień niedotlenienia (Canfield, Reisswell, 1991; Wignall, Newton, 1998). W rhuddanie warunki utleniająco-redukcyjne stopniowo ulegały pogorszeniu; zmianie tej odpowiada występowanie drobnych framboidów pirytowych.

Zmienność warunków redoks w strefie dennej w początkowej fazie transgresji przejawiała się także różnorodnością składników pochodzenia biogenicznego. ıłowcom czarnym towarzyszą głównie graptolity. Występujące natomiast w wyższym hirnancie i na granicy ordowik/sylur ıłowce szare z wkładkami ıłowców marglistych ze skamieniałościami śladowymi, ślimakami, hyolitami wskazują na dysaerobowe środowisko sedimentacji w strefie dennej zbiornika. Prawdopodobnie stres środowiskowy, spowodowany postępującym deficytem tlenowym oraz pogłębieniem zbiornika morskiego, eliminował bentosowe organizmy szkieletowe, takie jak ramienionogi, m.in. faunę *Hirnantia*; bentosowe organizmy bezszkieletowe mogły przetrwać ten kryzys (Rhoads, Morse, 1971; Wignall, 1991).

Podobne, stopniowo ulegające zmianie warunki redoks i związane z nimi warunki ekologiczne na granicy ordowiku i syluru występują w standardowym profilu Dob's Linn w Szkocji. Szare, zbioturbowane łupki z normalograptidami były tam deponowane w podobnych, oksyczno-dysoksychno-anoksycznych warunkach (Berry, Finney, 1999).

Stopniowo postępujący deficyt tlenowy na pograniczu ordowiku i syluru pokazują także geochemiczne wskaźniki warunków redukcyjno-utleniających. Próbkki ıłowców z graptolitami z pogranicza ordowiku i syluru przykładowo w profilu Hel IG 1 wykazują zawartość TOC od 0,39% w poziomie *persculptus* do 1,77% w poziomie *acuminatus* i 6,8% w poziomie *cyphus* rhuddanu (fig. 10). Podwyższona zawartość TOC wskazuje generalnie na zwiększoną ilość nierozłożonej materii organicznej w osadzie. Wzrostowi zawartości TOC w próbkach z pogranicza ordowiku i syluru, będącymi przedmiotem badań towarzyszy początkowo, w poziomie *ascensus* i *acuminatus* lekki wzrost wartości P_2O_5 przy prawie niezmiennych wartościach Ba/Al_2O_3 . Można więc przyjąć, że wzrost zawartości TOC w osadach rhuddanu był związany raczej ze zmniejszeniem ilości tlenu w strefie dennej i w kolumnie wody, niż ze zwiększeniem ilości substancji organicznej w środowisku we wczesnym rhuddanie w stosunku do późnego hirnantu. Wzrost P_2O_5 , mogący sugerować wzrost produk-

tywności, następuje w poziomie *vesiculosus* wyższego rhuddanu. Stopniowo postępujący deficyt tlenowy w strefie dennej na pograniczu ordowiku i syluru, wyrażony między innymi zawartością TOC, potwierdzają także dane paleontologiczne.

Reasumując, na podstawie wartości wskaźników stopnia natlenienia, takich jak zawartość TOC oraz V/Cr, Ni/Co, Th/U, określonych dla osadów hirnantu, można wnioskować o dobrym natlenieniu zbiornika, prawdopodobnie związanym z polepszeniem wentylacji mórz i oceanów w okresie ochłodzenia klimatycznego.

Jak potwierdzają badania, w późnym hirnancie oraz rhuddanie, wraz z postępującym ociepleniem, transgresją i pogłębieniem zbiornika morskiego, warunki redukcyjno-utleniające uległy zmianie; wartości geochemicznych markerów oraz zawartość TOC wykazują intensywny wzrost anoksji w strefie dennej bałtyckiego basenu sedimentacyjnego.

PALEOŚRODOWISKOWE ZNACZENIE FAUNY *HIRNANTIA* I GRAPTOLITÓW

Zmianom w środowisku abiotycznym, takim jak: zmiany facji związane z glacieustatycznym obniżeniem się poziomu morza we wczesnym hirnancie, następnie transgresją rozpoczynającą się w późnym hirnancie, wysokim względnym poziomem morza w rhuddanie, oraz zmiany warunków redoks i składu chemicznego osadu, towarzyszą zmiany paleoekologiczne w omawianym interwale stratygraficznym.

Charakterystycznym zespołem, którego obecność wiąże się pośrednio z okresem zlodowacenia w hirnancie, jest fauna *Hirnantia*. Obserwacje sedimentologiczne i sukcesja depozycyjna w ordowiku potwierdza, że pojawienie się fauny *Hirnantia* odpowiada eustatycznemu obniżeniu się poziomu morza związanemu z późnoordowickim zlodowaceniem (Chen Xu i in., 2003; Podhalańska, 2003a; Nielsen, 2004). Kosmopolityczny charakter fauny *Hirnantia* może wskazywać na wzrost powierzchni szelfów związany z globalnym obniżeniem poziomu morza i umożliwienie szybkiej migracji, dzięki wykorzystaniu wspólnych obszarów szelfowych (Berry i in., 1995; Rong i in., 2002).

Wystąpienia fauny *Hirnantia* w znanych na świecie profilach rzadko są dobrze datowane obecnością przewodnich graptolitów. W niektórych profilach fauna *Hirnantia* wykazuje wyraźny diachronizm (Rong i in., 1999, 2002). Moment pierwszego pojawienia się może być różny dla różnych profili, podobnie jak i moment ostatniego występowania. Najwcześniejsze wystąpienie notowane jest we wczesnym poziomie *Normalograptus extraordinarius*-*N. ojsuensis* w obszarze południowych Chin. W profilach chińskich zespół zdominowany przez *Hirnantia sagittifera* (M'Coy) korelowany jest z górną częścią graptolitowego poziomu *N. extraordinarius*-*N. ojsuensis* i częścią poziomu *N. persculptus* (Chen Xu i in., 2000). W innych obszarach, tam gdzie jej występowanie można kontrolować zasięgiem poziomów graptolitowych, ograniczona jest tylko do poziomu *extrordinarius* (niższy hirnancie).

Można przyjąć, że podobnie jak to jest w innych rejonach świata, obecność fauny *Hirnantia* w profilach zachodniej i wschodniej części obniżenia bałtyckiego odzwierciedla okres glacieustatycznego obniżenia się poziomu morza w późnym ordowiku. Obecność fauny *Hirnantia*, łącznie z obecnością grubszych silikoklastyków i nieciągłościami w zapisie osadowym, może wskazywać na maksimum regresji w niższej części hirnantu, uwarunkowanej, jak się przyjmuje, późnoordowickim zlodowaceniem na południowej półkuli.

Jak wykazała analiza paleontologiczna zanik fauny *Hirnantia* w profilach obniżenia bałtyckiego związany był ze zmianą facji na bardziej ilastą i pogarszającymi się warunkami tlenowymi w strefie dennej zbiornika, wyrażonymi wzrostem zawartości TOC i wartościami niektórych wskaźników geochemicznych odnoszącymi się do warunków redukcyjno-utleniających. Zanik fauny *Hirnantia* w zapisie osadowym górnego ordowiku basenu bałtyckiego jest zgodny w czasie z II fazą wymierania, określoną przez Brechleya (2004) na początek późnego hirnantu i związaną z transgresją postępującą w miarę globalnego ocieplenia, z zatopieniem uprzednio płytszych szelfów i pogarszających się warunków tlenowych w strefie dennej (fig. 15).

Z facjami o charakterze transgresywnym oraz facjami wysokiego względnego poziomu morza związane są natomiast graptolity. Zgodnie z ekologicznym modelem rozmieszczenia graptolitów w toni morskiej (Erdtmann, 1976; Finney i Berry, 1999) „zakwit” planktonu graptolitowego związany był przede wszystkim z żyznymi obszarami krańdźwi szelfów kontynentalnych. Model Finney'a i Berry'ego został utworzony na podstawie danych paleontologicznych, pochodzących z górnego ordowiku profili Monitor Range i Vinini Creek w Nevadzie, reprezentujących, podobnie jak to jest w przypadku zachodniej części obniżenia bałtyckiego, środowisko szelfu zewnętrznego i skłonu kratonu. Model ten stanowi próbę wytłumaczenia nierównomiernego rozmieszczenia taksonów graptolitów i zróżnicowanej ich frekwencji w osadach, a także mechanizmu ich wymierania w późnym ordowiku (fig. 33).

Według wspomnianego wyżej modelu, głównym obszarem rozwoju graptolitów były strefy oddziaływania prądów wstępujących o dużej pierwotnej produktywności, odpowiedzialne za bujny rozkwit fito- i w konsekwencji zooplanktonu. Drugim źródłem pożywienia dla graptolitów, warunkującym ich bujny rozwój były bakterie, rozwijające się masowo w strefie rozkładu substancji organicznej poniżej strefy minimum tlenowego. Czynniki determinującymi zróżnicowanie graptolitowych biofacji były więc warunki troficzne i zawartość tlenu w wodzie morskiej. Graptolity epipelagiczne, w późnym ordowiku głównie normalograptidy, związane były ze strefą fotyczną i zarazem lepiej natlenioną brzegu platform. Niszą ekologiczną graptolitów mezopelagicznych, do których należała większość graptolitów górnoordowickich, były głębsze strefy morza w pobliżu minimum tlenowego, bogate w bakteryjne źródło pożywienia.

Zgodnie z przyjętymi założeniami (Finney i Berry, *op. cit.*) przebudowa zespołów graptolitów, począwszy od póź-

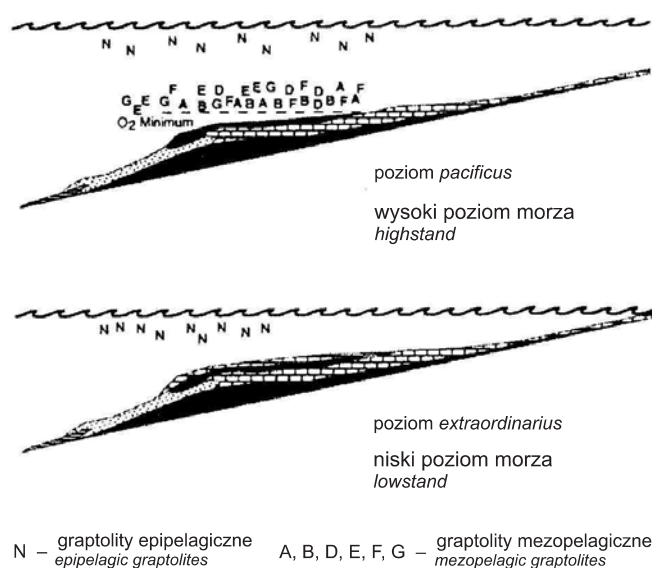


Fig. 33. Przebudowa zespołów graptolitów na granicy poziomów *pacificus*/*extraordinarius* inspirowana zmianami poziomu morza i warunków ekologicznych (Finney, Berry, 1999, zmodyfikowane)

Changes of graptolitic biofacies at the *pacificus*/*extraordinarius* boundary induced with sea level changes and ecologic conditions (after Finney, Berry, 1999, modified)

nego ordowiku aż do wczesnego landoweru, inspirowana była zmianami warunków ekologicznych. Te z kolei łączy się ze zmianami w środowisku abiotycznym: poziomowi morza i facji, temperatury wody i warunków troficznych. Wymieranie graptolitów w późnym ordowiku związane było z dewastacją ich środowiska życia, które w miarę ochłodzenia klimatycznego i zlodowacenia Gondwany podlegało nagłym zmianom takim jak: obniżenie poziomu morza, zanik stref anoksycznych w morzach i oceanach, związany z poprawą cyrkulacji oceanicznej i natlenieniem wód, ograniczenie działalności prądów wstępujących w miarę obniżania się poziomu morza, obniżenie pierwotnej produktywności i przerwanie ciągłości łańcucha pokarmowego. Istotną przyczyną mogło też być obniżenie temperatury wody morskiej (Fan J.X., Chen Xu, 2007).

Przyjmuje się, że główna faza późnoordowickiego wymierania, która dotknęła zdecydowaną większość ordowickich graptolitów miała miejsce w stropie poziomu *pacificus*, czyli na granicy globalnych pięter – katu i hirnantu, jak zostało stwierdzone w nielicznych, najbardziej pełnych aszgilskich profilach wykształconych w facjach graptolitowych (Finney, Berry 1999; Brenchley, 2004; Fan J.X., Chen Xu, 2007) (fig. 18). Graptolity mezopelagiczne (DDO fauna), do których należała przeważająca część górnoordowickich form, wyginęły. Graptolity epipelagiczne (N fauna), żyjące blisko powierzchni wody w strefie napowietrzonej, i których uwarunkowania troficzne nie były związane ze strefami mi-

nimum tlenowego, przeżyły, stając się przodkami sylurskich graptolitów.

„Historia” graptolitów, żyjących w strefie zewnętrznego szelfu i skłonu Bałtyki w późnym ordowiku, należących do obu biofacji – graptolitów epipelagicznych i mezopelagicznych, a także mechanizmy, które doprowadziły do przebudowy zespołów graptolitów w późnym ordowiku obniżenia bałtyckiego są w dużej mierze zgodne z modelem Finneya i Berry’ego (1999).

Przeprowadzona analiza paleontologiczna pozwoliła na wyróżnienie szeregu etapów ewolucji graptolitów występujących w basenie bałtyckim, związanych z ich wymieraniem w późnym ordowiku. Charakterystyka fauny oraz ramy czasowe większości faz ewolucyjnych pokrywają się z przyjmowanymi globalnie zmianami biotycznymi w późnym ordowiku. Według m.in. Brenchleya (2004) faza wymierania organizmów planktonicznych, w tym graptolitów, miała miejsce na granicy poziomów *pacificus* i *extraordinarius* i stanowiła I fazę kryzysu ekologicznego. II faza wymierania w późnym hirnancie, dotknęła głównie organizmy bentoniczne, w tym faunę *Hirnantia*.

Jak wykazała analiza zespołów graptolitów masowe występowanie ordowickich form, tzw. fauny DDO w profilach obniżenia bałtyckiego, kończy się wraz z zanikiem facji anoksycznej (facji czarnych iłowców) w stropie poziomu *styloideus* karadoku. W osadach aszgilu występują tylko pojedyncze szczątki graptolitów należących m.in. do rodzaju *Dicellograptus*. Trudno więc jednoznacznie określić stratygraficzne ramy ostatecznej przebudowa zespołu graptolitów na obszarze Bałtyki, związanej z późnoordowickim wymieraniem (fig. 18). Przeprowadzona analiza paleontologiczna wykazała, że, powyżej wyższego katu (niższego aszgilu) graptolity należące do ordowickiej fauny DDO, nie pojawiły się nigdy więcej w osadach obniżenia bałtyckiego (fig. 18).

W obszarze Bałtyki, mimo wcześniejszego zaniku graptolitów typu DDO niż w obszarze paleokontynentu południowych Chin i Laurencji, mogły działać podobne przyczyny przebudowy zespołów, jak to jest sugerowane w modelu Finney’a i Berry’ego, a mianowicie ograniczenie stref minimum tlenowego i związana z tym degradacja systemu troficznego graptolitów mezopelagicznych. Znaczne ograniczenie strefy minimum tlenowego w strefie zewnętrznego szelfu i górnego skłonu Bałtyki, na granicy karadoku i aszgilu, mogło być spowodowane także innymi niż globalne ochłodzenie przyczynami, takimi jak zanik stref działania prądów wstępujących związany ze zmianami paleogeograficznymi – zamykaniem się morza Tornquista i oceanu Iapetus w późnym ordowiku. Można więc przyjąć, że zanik facji graptolitowej i przebudowa zespołów graptolitowych w późnym ordowiku na obszarze Bałtyki były spowodowane nie tylko zmianami o charakterze globalnym, ale także przyczynami natury regionalnej.

Występowanie okazów rodzaju *Normalograptus* razem ze skamieniałościami śladowymi w iłowcach szarych i iłowcach marglistych pogranicza ordowiku i syluru badanego obszaru stanowi dowód przeżycia graptolitów epipelagicznych (N fauny) w facjach dysoksyliczno-suboksylicznych.

Co więcej, współwystępowanie graptolitów i skamieniałości śladowych w strefie granicznej ordowik/sylur wskazuje na stopniowo postępującą anoksję w warunkach ocieplenia klimatycznego i stagnacji w późnym hirnancie i najwcześniejszym rhuddanie. Powyższy fakt pozwala na wyciągnięcie wniosku, że granica ordowik/sylur, w przypadku profilów charakteryzujących się ciągłością sedimentacji, przebiega w obrębie facji o charakterze suboksyczo-dysoksyczo.

Zapis paleontologiczny, w profilach zachodniej części obniżenia bałtyckiego, pogłębienia zbiornika morskiego w sylurze uwarunkowanego glacieustatycznie, to pojawienie się w czarnych anoksycznych osadach niższego landoweru nowych, typowo sylurskich graptolitów z rodzaju *Akidograptus*, *Parakidograptus* i *Atavograptus*, będących potomkami górnoordowickich normalograptidów. Faza odnowienia graptolitów, po kryzysie w późnym ordowiku, stwierdzona przez autorkę w obszarze zewnętrznego szelfu i skłonu Bałtyki, przypada na okres transgresji i wysokiego względnego poziomu morza we wczesnym landowerze także innych rejonów świata, w tym w standardowym profilu Dob's Linn w Szkocji (Williams, 1988) oraz w profilach obszaru Jangcy w Chinach (Fan J.X., Chen Xu, 2007). Rozwój facji czarnych łupków z graptolitami, związany z rozprzestrzenieniem się stref minimum tlenowego na obszary szelfowe był uwarunkowany ociepleniem klimatycznym i eustatycznym podniesieniem się poziomu morza związanym z ustąpieniem lądolodu na południowej półkuli.

OGÓLNY TREND ZMIAN SKŁADU IZOTOPOWEGO WĘGLA I TLENU W WĘGLANACH W BASENIE BAŁTYCKIM

W ostatnich latach obserwuje się wzrost zainteresowania wykorzystaniem składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach w interpretacji warunków paleośrodowiskowych w tym paleoklimatycznych (Migaszewski, 1989; Brenchley i in., 1994, 2003; Marshall i in., 1997; Kaljo i in., 1997, 2007).

Wartości $\delta^{13}\text{C}$ mierzone w skałach węglanowych, wykazują niewielkie zmiany związane ze wzrostem stopnia diagenety. Przemawia za tym fakt, że zmiany wartości $\delta^{13}\text{C}$ w próbkach pochodzących z całej skały oraz w próbkach niezmiennego diagenetycznie biogenicznego kalcytu wykazują niewielkie różnice (np. Kaljo i in., 2007). Wyniki badań izotopowych węgla i zmiany wartości $\delta^{13}\text{C}$ w profilach górnoordowickich skał węglanowych Bałtyki odzwierciedlają więc, z dużym prawdopodobieństwem, pierwotny skład izotopowy wody morskiej. Bardziej podatny na zmiany diagenetyczne w osadzie jest natomiast skład izotopowy tlenu (Migaszewski, *op.cit.*; Marshall, 1992).

W zachodniej i wschodniej części obniżenia bałtyckiego, na terenie Polski, autorka udokumentowała wyraźne podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w hirnancie (porkuni). Wzbogacenie w cięższy stały izotop ^{13}C zaobserwowano zarówno w próbkach ze skały, jak i w próbkach bioklastów. Krzywe izotopowe, oparte na wynikach analiz kalcytu pochodzącego z całej skały oraz z kalcytu biogenicznego, z niezmiennych

diagenetycznie skorupek ramienionogów zawiasowych z badanych profilów, prezentują podobny trend wzrostowy w hirnancie. Dlatego też można uznać, że zmiany wartości $\delta^{13}\text{C}$ w profilach górnoordowickich skał węglanowych polskiej części obniżenia bałtyckiego także odzwierciedlają pierwotny skład izotopowy wody morskiej. Przyjmuje się, że zmiany te są związane z późnoordowickimi zmianami klimatycznymi, ochłodzeniem i następującym po nim w późnym hirnancie ociepleniem (m.in. Brenchley i in., 1994; Marshall i in., 1997; Kaljo i in., 2001, 2004, 2007).

Zmiana klimatyczna, jaka miała miejsce w późnym ordowiku zaznaczyła się w wielu profilach na świecie, w postaci wyraźnego przesunięcia $\delta^{13}\text{C}$ w kierunku wyższych wartości. Według Brenchleya i innych (1994) było to krótkotrwałe zdarzenie klimatyczne w późnym ordowiku, związane bezpośrednio ze zlodowaceniem Gondwany.

Uzyskane, na podstawie przeprowadzonych przez autorkę badań materiału z polskiej części Bałtyki, bezwzględne wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz główny trend zmian izotopowych od górnego katu, poprzez wzrost wartości delty węgla w hirnancie i następnie dość nagły spadek w stropie ordowiku i na granicy z rhuddanem, jest zgodny z trendem zmian w innych badanych profilach na świecie. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ sięgające w niektórych profilach, jak np. Lidzbark Warmiński 3, około 5‰ dla próbek reprezentujących średni skład izotopowy skały, a dla próbek z bioklastów nawet około 6‰, są typowe dla izotopowego wydarzenia w hirnancie, mierzonego w innych rejonach świata (Marshall, Middleton, 1990; Wang i in., 1993; Kaljo i in., 2007).

Wartości $\delta^{18}\text{O}$ w utworach obniżenia bałtyckiego ulegały zmianie adekwatnie do zmiany $\delta^{13}\text{C}$, jednakże zawsze w przypadku analizy całej skały były to wartości ujemne. Najwyższe wartości, średnio $-3,5\text{‰}$ zostały stwierdzone w wapieniach marglistych i marglach formacji z Ornety strefy centralnobałtoskańskiej. Według Brenchleya i innych (1994) wartości $\delta^{18}\text{O}$ oscylujące wokół wartości $-3,0\text{‰}$ są charakterystyczne dla próbek osadów powstałych w okresie oziębienia klimatycznego. Wysoko ujemne wartości natomiast odzwierciedlają prawdopodobnie wtórny sygnał izotopowy związany ze zmianami diagenetycznymi.

Przyjmując globalny charakter późnoordowicko-wczesnolandowerskich, klimatyczno-eustatycznych wydarzeń, ich zapis facjalny i geochemiczny (w tym izotopowy) może służyć jako wysokiej dokładności czynnik korelacyjny zarówno w obrębie paleokontynentu Bałtyki, jak i innych obszarów.

Wyniki przeprowadzonych badań izotopowych węgla i tlenu sugerują istnienie zmian składu izotopowego wód morskich w późnym ordowiku. Zmiany wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w osadach hirnantu korelowane z późnoordowickim zlodowaceniem, glacieustatycznymi zmianami poziomu morza oraz kryzysem biotycznym w hirnancie były przedmiotem badań w wielu regionach świata, m. in. w obszarze Bałtyki (Brenchley i in., 1994, 2003; Kaljo i in., 1999, 2001, 2004, 2007, 2008), w stanie Nevada Ameryki Północnej (Finney i in., 1999), w profilach arktycznej Kanady (Melchin, Holmden, 2006) oraz Quebecu (Anticosti Island; Long, 1993), południowych Chin (Wang i in., 1997), Dob's Linn w Szkocji (Under-

wood i in., 1997) i innych. Badania takie dla późnoordowico-wczesnolądowej sukcesji osadowej polskiej części Bałtyki (obniżenie bałtyckie), mimo dużego zainteresowania tą problematyką na świecie, dopiero niedawno zaczęły być prowadzone (Podhalańska, 2006c, d, 2008). Trela (2000), analizując skład izotopowy węgla i tlenu w ordowickich wapieniach profilu w Mójczy, przedstawił krzywą zmian izotopowych, która nie wykazuje jednak wychylenia w hirnancie, prawdopodobnie na skutek braku części osadów.

Istnieją różne hipotezy tłumaczące podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ w hirnancie (Melchin, Holmden, 2006). Brenchley i inni (1995, 2003) sugerują, że było ono spowodowane zwiększeniem pierwotnej produktywności w powierzchniowych wodach oceanicznych, przy jednoczesnym wzmożonym tempie pogrzebienia węgla organicznego w głębokowodnych osadach dennych lub głębszych strefach oceanicznych. Odpowiedzialne za wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ w hirnancie uważa się także wzmożone wietrzenie skał silikoklastycznych, powiązane ze wzrostem „konsumpcji” atmosferycznego CO_2 , któremu towarzyszyło obniżenie temperatury i eustatyczne obniżenie poziomu morza. W hipotezie „wietrzeniowej” Kumpa i innych (1999) wyżej wymienione czynniki prowadzą do wzrostu ilości cięższego izotopu węgla w morskich osadach węglanowych. Z kolei według Melchina i Holmdena (2006) to wietrzenie skał węglanowych na odsłoniętych platformach węglanowych, spowodowane glacieustatycznie kontrolowanym obniżeniem poziomu morza, pośrednio wpływa na podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ w produktach transportowanych przez rzeki do mórz i oceanów.

Kilkanaście lat badań składu izotopowego węgla i tlenu w górnoordowickich osadach obszaru Bałtyki dotyczyło przede wszystkim jej wschodniej części – obszaru Estonii i Łotwy. Profile estońskie górnego ordowiku dostarczyły licznych dowodów na istnienie wyraźnego trendu wzrostu wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w piętrze porkuni (hirnancie). Modelowe profile, w których stwierdzono wzrost wartości delty węgla pochodzą z dwóch stref facjalnych wschodniej części paleobasenu bałtyckiego – północnoestońskiej oraz centralnobałtoskańskiej (fig. 1).

Krzywe izotopowe, uzyskane w próbkach całej skały bądź w skorupkach fauny górnego ordowiku i niższego syluru wschodniej części Bałtyki, wykazują wyraźne podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz $\delta^{18}\text{O}$ w osadach porkuni (hirnancie) w porównaniu ze starszymi (pirgu), jak i młodszymi osadami (juuru).

Na figurze 34 przedstawiono korelację krzywych izotopowych węgla w wybranych profilach estońskich z uzyskanymi w trakcie prowadzonych badań krzywymi w profilach polskiej części obniżenia bałtyckiego. Wartości delty węgla i tlenu są oparte we wszystkich profilach na analizach całej skały; aby ułatwić możliwość porównania krzywych, wszystkie zostały przedstawione w tej samej skali.

W niektórych profilach strefy centralnobałtoskańskiej, jak np. w profilu Kardla, stwierdzone zostały wysokie wartości $\delta^{13}\text{C}$ sięgające 6‰ (Kaljo i in., 2008). Podobnie wysokie wartości delty węgla stwierdzono w innych profilach strefy północnoestońskiej (Kaljo i in., 2001).

W obrębie strefy centralnobałtoskańskiej kształt krzywych izotopowych węgla oraz podstawowe trendy we wszystkich wierceniach są analogiczne (fig. 34). W profilach Lidzbark Warmiński 3 i Bartoszyce IG 1 oraz w profilach estońskich Kardla i Valga, reprezentujących profile depresji centralnej paleobasenu bałtyckiego, niższe wartości $\delta^{13}\text{C}$ w piętrze pirgu ulegają znacznemu podwyższeniu w porkuni do ok. 4‰, a w przypadku profilu Kardla nawet do 6‰. Miąższości hirnancie wynoszące w profilach strefy centralnobałtoskańskiej od kilkunastu (np. w profilu Valga 10) do dwudziestu kilku metrów (w profilu Bartoszyce IG 1) powodują, że wartości delty węgla nie tworzą ostrego przesunięcia w kierunku wyższych wartości, tylko stopniowe. Na dolnej granicy piętra juuru wartości $\delta^{13}\text{C}$ ulegają obniżeniu do poziomu sprzed hirnancie. Charakterystyczne dla omawianych profili jest także niewielkie obniżenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ w środkowej części hirnancie.

Strefy północnoestońska oraz litewska reprezentują ten sam typ środowiska sedymentacji związanego ze strefą płytkonerytyczną, rozciągającą się po północnej i południowej stronie centralnej depresji paleobasenu bałtyckiego. Wyraźny wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ zaobserwowano tu w wielu profilach estońskich. Poza profilami zilustrowanymi na figurze 34 (Kaugatuma i Vistla II), wyraźny wzrost następuje także w profilu Rapla, Tamme, Vodja i innych (Kaljo i in., 1999, 2001). W kilkumetrowej miąższości osadach wartości delty węgla sięgają 4‰. Przebieg krzywej, tworzącej wyraźny pik, jest charakterystyczny dla osadów o małych miąższościach.

Profil Jezioro Okrągłe IG 1 jest jedynym profilem w polskiej części strefy litewskiej, w którym występuje piętro porkuni, i w którym stwierdzono trend wzrostowy $\delta^{13}\text{C}$. Wydaje się, że krzywa w profilu Jezioro Okrągłe IG 1 stanowi tylko początkową część krzywej wznoszącej z profili estońskich – Kaugatuma i Vistla II. Przebieg krzywej izotopowej węgla (fig. 24) może więc sugerować obecność luki stratygraficznej na granicy ordowik/sylur i brak górnej części piętra porkuni. Obecność powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej w stropie ordowiku (Modliński, Szymański, 2001) może potwierdzać powyższą sugestię. Krzywa izotopowa węgla w profilu Jezioro Okrągłe IG 1 przedstawiałaby więc dolną część trendu wzrostowego wartości $\delta^{13}\text{C}$ w tym profilu.

Ogólny trend przebiegu krzywych izotopowych węgla we wszystkich badanych profilach polskiej i estońskiej części obniżenia bałtyckiego jest analogiczny. Dotyczy to nie tylko profili znajdujących się w obrębie strefy centralnobałtoskańskiej, północnoestońskiej i litewskiej, ale także strefy skańskiej, reprezentującej najbardziej dystalną część basenu. Podobny trend, jak w profilach estońskich, można zaobserwować w przypadku wyników badań profili zachodniej części obniżenia bałtyckiego: Białogóra 1, Białogóra 2 i Hel IG 1. W reperowym dla obszaru strefy skańskiej profilu Hel IG 1 uzyskano krzywą podobnego kształtu do pozostałych krzywych izotopowych z obszaru Bałtyki. Zasadniczy trend, polegający na wzroście wartości $\delta^{13}\text{C}$ co najmniej o 2,5‰ w hirnancie, w porównaniu do górnego katu, a następnie wyraźny spadek w rhuddanie został zachowany. Znacznie niższe wartości bezwzględne mierzone

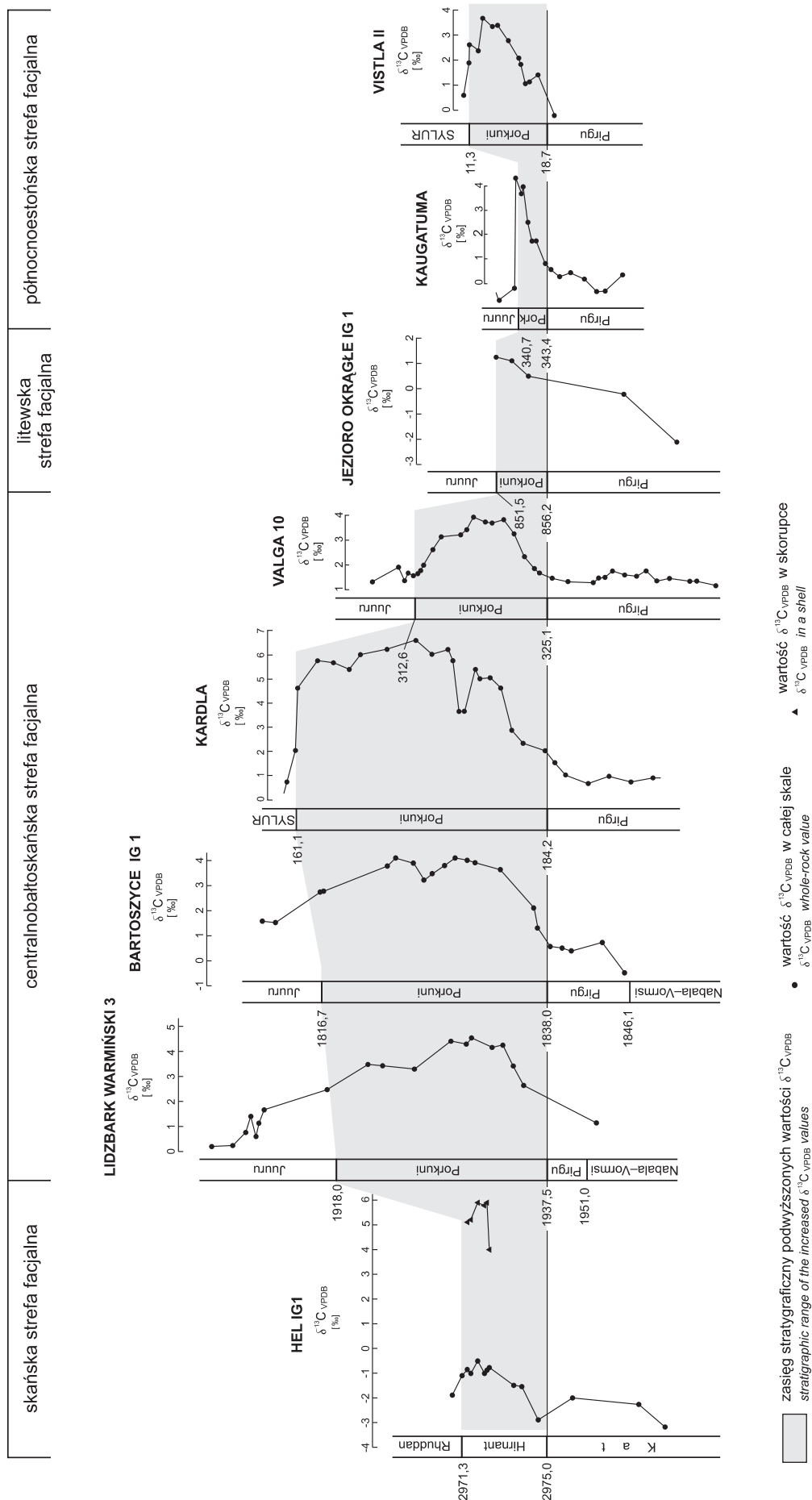


Fig. 34. Korelacja oraz dane izotopowe w profilach różnych stref facjalnych w basenie bałtyckim

Krzywe izotopowe w profilach Valga 10, Kardla, Kaugatuma wg Kaljo i in., 2008, krzywa izotopowa profilu Vistla II wg Kaljo in., 2001

Correlation and carbon isotope data from different facies belts of the Baltic Basin

Isotopic curves of Valga 10, Kardla and Kaugatuma after Kaljo *et al.*, 2008; of Vistla II section after Kaljo *et al.*, 2001

w próbkach całej skały, w porównaniu z innymi profilami związane są prawdopodobnie z lokalnymi czynnikami, a przede wszystkim z odmiennym środowiskiem depozycji. Potwierdza to tezę, że osady powstałe w głębszej strefie zbiornika wykazują niższe wartości $\delta^{13}\text{C}$ niż osady powstałe w strefie płytkonerytycznej i przybrzeżnej (Kaljo i in., 1998, 2004; Munnecke i in., 2003). Wykres ilustrujący przesunięcie izotopowe uzyskane na podstawie analiz kalcytu pochodzącego ze skorupki ramienionogów w profilu Hel IG 1 jest natomiast analogiczny pod względem wartości $\delta^{13}\text{C}$ i kształtu do krzywych opartych na badaniach ramienionogów i małżoraczków, uzyskanych we wschodniej, estońskiej części obniżenia bałtyckiego (Brenchley i in., 2003).

CHRONOSTRATYGRAFICZNE IMPLIKACJE WYNIKÓW ANALIZ SKŁADU IZOTOPOWEGO WĘGLA I TLENU

Analizy składu izotopowego C i O wykazały, że podstawowy trend zmian w obrazie krzywych izotopowych i wyraźne podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ jest charakterystyczne dla profilów górnego ordowiku w różnych strefach facjalnych basenu bałtyckiego. Stwierdzono zgodność przebiegu krzywych izotopowych z danymi biostratygraficznymi w poszczególnych strefach. Zgodność tę, wyrażoną w licznych profilach estońsko-litewskiej części Bałtyki (m.in. Brenchley i in., 2003; Kaljo i in., 2004, 2008), potwierdziły także wyniki aktualnych badań pochodzących z obszaru trzech stref facjalnych paleobasenu bałtyckiego na terenie Polski. Korelacja zmian izotopowych z biostratyfacją w regionie bałtyckim sprawia, że profile izotopowe wraz z „wydarzeniami izotopowymi”, jakie te profile prezentują, mogą służyć jako czynnik regionalnej korelacji chronostratygraficznej.

Chronostratygraficzna wartość profilów izotopowych zależy od stopnia precyzji biostratygraficznej oraz od możliwości korelacji biostratygraficznej między profilami różnych stref facjalnych. Graptolity, zapewniające dużą dokładność biostratygraficzną, nie występują w obniżeniu bałtyckim powyżej karadoku (sporadycznie w dolnym aszgilu). Wyjątkiem są niektóre profile strefy skańskiej, w których graptolity pozwalają datować poziom *persculptus* najwyższego hirnantu. Również Chitinozoa, wykorzystywane w korelacji biostratygraficznej ordowiku górnego Estonii i innych obszarów (Brenchley i in., 2003; Kaljo i in., 2004), są nieliczne i niereprezentatywne w osadach polskiej części obniżenia bałtyckiego (Modliński i in., 2007).

W profilach skańskiej strefy facjalnej (Hel IG 1, Białogóra 1 i Białogóra 2) trend wzrostowy delty węgla zaczyna się w dolnej części hirnantu (fig. 24, 25), tj. w dolnej części poziomu *mucronata*, korelowanego z pojawieniem się i występowaniem fauny *Hirnantia*. Wyraźne podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$, szczególnie widoczne w przypadku próbek ze skorupki, następuje w górnej części poziomu *mucronata*, poniżej udokumentowano paleontologicznie w tych profilach poziomu graptolitowego *persculptus*. Osady z *Mucronaspis mucronata* (Brogniart) i fauną *Hirnantia* stanowią

odpowiednik poziomu *extraordinarius* w facjach niegraptolitowych. Podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ występuje w osadach stanowiących ekwiwalent stratygraficzny poziomu *extraordinarius* niższego hirnantu, z kulminacją wzrostu wartości w wyższej jego części. W dolnej części osadów poziomu *persculptus* następuje stopniowe obniżenie wartości $\delta^{13}\text{C}$, postępujące w poziomie *ascensus* rhuddanu.

W profilach stref centralnobaltooskiej i litewskiej (profile Prabuty IG 1, Lidzbark Warmiński 3, Bartoszyce IG 1 oraz jezioro Okrągłe IG 1), we wschodniej części obniżenia bałtyckiego, zdarzenia izotopowe są datowane za pomocą ramienionogów, trylobitów lub mikroskamieniałości – Chitinozoa i skolekodontów.

W profilu Lidzbark Warmiński 3, poza nielicznymi skorupkami ramienionogów zawiązowych, reprezentujących gatunki charakterystyczne dla fauny *Hirnantia*, stwierdzono w górnej części formacji z Ornety skolekodonty wskazujące na piętro porkuni.

Powyżej osadów zawierających skolekodonty występują osady z konodontami oraz z Chitinozoa niższego syluru (J. Nölvak, inf. ustna). Podwyższenie wartości delty węgla występuje więc tu także w osadach porkuni, a największe wartości $\delta^{13}\text{C}$ występują w niższej jego części, korelowanej w facjach graptolitowych z poziomem *extraordinarius*.

Dane biostratygraficzne oparte na obecności ramienionogów zawiązowych i trylobitów *Mucronaspis mucronata* (Brogniart) (Modliński, 1974), potwierdzają także wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ w niższej części hirnantu w profilu Bartoszyce IG 1.

W profilu Prabuty IG 1, wobec braku fauny graptolitowej, przynależność biostratygraficzna interwału dodatknych wartości $\delta^{13}\text{C}$, wiekowego odpowiednika poziomów *extraordinarius* i *persculptus*, zdefiniowana została na podstawie występowania trylobitów i ramienionogów oraz porównania z paleontologicznie datowanymi sekwencjami profilów sąsiednich (Modliński, 1975, 1982a). Ostatnio prowadzone przez Nölvaka (Modliński i in., 2007) badania Chitinozoa w profilu Prabuty IG 1 wykazały, że w stropowej części formacji z Prabut występują gatunki wskaźnikowe dla młodszych osadów piętra porkuni w obszarze wschodniobałtyckim. Margle wyższej części formacji z Prabut, charakteryzujące się podwyższonymi wartościami $\delta^{13}\text{C}$, można więc korelować z formacją Kuldiga wyróżnianą w estońskiej części strefy centralnobaltooskiej (Modliński i in., 2007). Jej wiek to niższa część porkuni, odpowiadająca zasięgowi poziomu *extraordinarius* (np. Kaljo i in., 2004). Należy podkreślić, że w tym właśnie interwale ma miejsce podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ o prawie 2‰, w porównaniu z niżej leżącymi osadami piętra pirgu. W najmłodszych osadach ordowiku, wykształconych w profilu Prabuty IG 1 jako piaskowce i zlepienie wapiaste, podobne do osadów formacji Saldus Estonii (górna część piętra porkuni), następuje obniżenie wartości $\delta^{13}\text{C}$.

We wszystkich badanych profilach w polskiej części obniżenia bałtyckiego, począwszy od strefy skańskiej na zachodzie do strefy litewskiej na wschodzie, stwierdzono podobny trend zmian izotopowych w profilu, udokumentowany zbliżonym przebiegiem krzywych izotopowych oraz wy-

rażnym podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$, któremu może także towarzyszyć podwyższenie wartości $\delta^{18}\text{O}$.

Dane biostratygraficzne, uzyskane na podstawie różnych grup skamieniałości, dowodzą, że niewielkie podwyższenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ następuje już w osadach najwyższej części piętra pirgu (w podziale brytyjskim odpowiada mu rawthey; górny kat); w wapieniach piętra porkuni (hirnantu) wzrost ten jest już bardzo wyraźny, osiągając maksimum w utworach dolnej części tego piętra, datowanego poziomem graptolitowym *Normalograptus extraordinarius* lub jego facjalnym ekwiwalentem – poziomem *Mucronaspis mucronata*. Obniżenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ następuje w wyższej części hirnantu, odpowiadającej poziomowi *persculptus*. W rhuddanie wartości $\delta^{13}\text{C}$ powracają do poziomu sprzed hirnantu.

Podobny zapis zdarzeń izotopowych stwierdzono w profilach wschodniej części Bałtyki, na obszarze Estonii i Łotwy. Analogiczny trend zmian występuje więc na całym obszarze basenu bałtyckiego w ordowiku we wszystkich strefach facjalnych (por. fig. 34), w zgodności z danymi biostratygraficznymi.

Przedstawione powyżej stratygraficzne ramy zdarzeń izotopowych u schyłku ordowiku w obszarze polskiej części obniżenia bałtyckiego mieszczą się w zbiorczym schemacie

przedstawionym przez Brenchleya (2004) (por. fig. 35) opartym na danych z obszaru Estonii (Marshall i in., 1997; Kaljo i in., 2001, 2007), obszaru stratotypowego dla granicy ordowik/sylur Dob's Linn w Szkocji (Underwood i in., 1997) i Monitor Range w Nevadzie (Finney i in., 1999). Krzywe izotopowe korelują się z wydarzeniami klimatycznymi, ekologicznymi oraz krzywą zmian poziomu morza w późnym ordowiku i wczesnym sylurze.

Krzywe izotopowe węgla i tlenu w osadach polskiej części obniżenia bałtyckiego korelują się z krzywymi uzyskanymi nie tylko w profilach innych rejonów Bałtyki, ale także innych paleokontynentów: Laurencji, Perygondwany, południowych Chin (Marshall, Middleton, 1990; Wang i in., 1993; Finney i in., 1999; Kump i in., 1999; Melchin i in. 2003; Saltzman, Young, 2005; Bergström i in., 2006b). Wskazuje to na globalny charakter zmian $\delta^{13}\text{C}$, korelowanych z globalnymi zmianami klimatycznymi w hirnancie. Wyniki analiz uzyskane na podstawie materiału pochodzącego z polskiej części Bałtyki potwierdzają korelację między krzywymi izotopowymi, zmianami facji oraz zmianami bioróżnorodności w górnym ordowiku. Można je interpretować jako zależność między wydarzeniami klimatycznymi, ekologicznymi oraz krzywą zmian poziomu morza w późnym ordowiku i wczesnym sylurze.

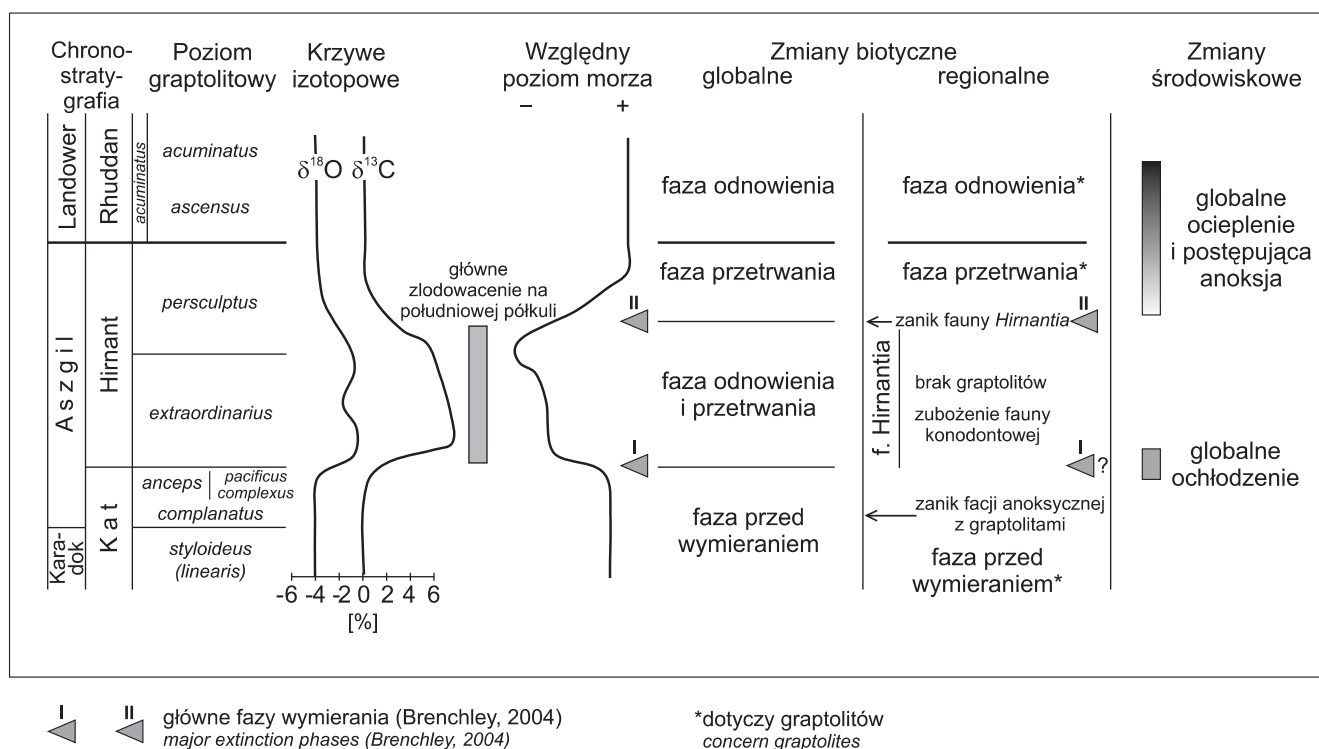


Fig. 35. Korelacja krzywych izotopowych z wydarzeniami klimatycznymi, ekologicznymi oraz krzywą zmian poziomu morza w późnym ordowiku i wczesnym sylurze (wg Brenchleya, 2004, zmodyfikowane)

Correlation of the isotope trend with Late Ordovician and early Silurian climatic and ecological events and sea level changes (after Brenchley, 2004, modified)

WNIOSKI

1. Zintegrowane badania litofacjalne, paleontologiczne i geochemiczne osadów ordowiku górnego i niższego landoweru w obniżeniu bałtyckim wykazały zmiany facji, zespołów biotycznych oraz zmiany geochemiczne, w tym izotopowe, we wszystkich strefach facjalnych paleobasenu bałtyckiego. Strefy te reprezentują przekrój środowisk sedymentacji od górnego skłonu i szelfu zewnętrznego na zachodzie do środowisk płytkonerytycznych szelfu wewnętrznego na wschodzie. Uzyskane wyniki są zgodne z zapisem globalnych wydarzeń klimatycznych i eustatycznych z końca ordowiku i potwierdzają wpływ tych wydarzeń na zmiany środowiskowe w zbiorniku bałtyckim.

2. W świetle uzyskanych faktów stwierdzono zarówno w zachodniej, jak i wschodniej części basenu bałtyckiego, regresywne następstwo facji w ordowiku górnym do niższego hirnantu przejawiające się następstwem osadów coraz bardziej płytkowodnych: od otwartomorskich iłowców z graptolitami poprzez utwory węglanowo-silikoklastyczne, silikoklastyczno-węglanowe po grubsze silikoklastyki w zachodniej części oraz utwory z przewagą płytkowodnych węglanów we wschodniej części obniżenia. Osady najwyższego hirnantu i rhuddanu stanowią początek nowego cyklu transgresywno-regresywnego. Zmiana facji w zbiorniku bałtyckim z marglistej lub piaszczystej na ilastą i związany z tym przebieg granicy formacji z Prabut i formacji z Pasłęka są heterochroniczne. Stwierdzono spójność zmian litofacjalnych badanego obszaru z obszarami wschodniej (estońsko-łotewskiej) i północnej (szwedzko-norweskiej) części Bałtoskandii. Skonstruowane, dla profilów górnego ordowiku i najniższego syluru polskiej części obniżenia bałtyckiego, lokalne krzywe względnego poziomu morza wykazują zgodność z krzywą przedstawioną dla obszaru Bałtoskandii. Potwierdza to tym samym zgodność trendu zmian poziomu morza na całym obszarze basenu bałtyckiego. W związku z powyższym, zmiany poziomu morza w późnym ordowiku i wczesnym landowerze w obszarze polskiej części obniżenia bałtyckiego można uznać, podobnie jak to jest w innych obszarach Bałtoskandii, za wywołane w dużej mierze zmianami glacieustatycznymi. Dopływ grubszego materiału detrytycznego oraz wzrost wartości wskaźników geochemicznych w próbkach hirnantu odzwierciedlających zwiększenie ilości materiału pochodzenia wulkanicznego może także świadczyć o wpływie procesów tektonicznych zachodzących przy południowo-zachodnim brzegu paleokontynentu Bałtyki oraz lokalnych elementów strukturalnych na rozwój sedymentacji w basenie bałtyckim.

3. Przebudowa zespołów biotycznych w późnym ordowiku i wczesnym landowerze basenu bałtyckiego potwierdza wpływ globalnych zmian klimatycznych i eustatycznych. Występowanie zarówno w profilach zachodniej, jak i wschodniej części obniżenia bałtyckiego fauny *Hirnantia*, odzwierciedla, podobnie jak to jest w innych rejonach świata, okres glacieustatycznego obniżenia się poziomu morza w niższym hirnancie. Zarejestrowana zmiana biotyczna wraz z obecnością grubszych silikoklastyków oraz nieciągłościami w za-

pisie osadowym, może wskazywać na maksimum regresji w zbiorniku bałtyckim. Regresja ta była uwarunkowana, jak się powszechnie uważa, globalnymi zmianami poziomu morza związanymi z późnoordowickim zlodowaceniem na południowej półkuli.

4. Stwierdzono przejawy kryzysu faunistycznego w późnym ordowiku. Potwierdzono fazy ewolucyjne związane z późnoordowicko-wczesnolandowską przebudową zespołów graptolitów. „Historia” graptolitów, żyjących w strefie zewnętrznego szelfu i skłonu Bałtyki w późnym ordowiku i wczesnym landowerze, jak i uwarunkowania ich rozwoju, wymierania i odnowienia są w dużej mierze zgodne z modelem Finneya i Berryego (1999). Zakłada on, że główną przyczyną wymierania graptolitów był zanik stref minimum tlenowego w basenach związany z poprawą cyrkulacji oceanicznej i natlenienia wód w okresie ochłodzenia klimatycznego w hirnancie.

5. Jak wykazała analiza paleontologiczna oraz uzyskane wyniki badań geochemicznych dotyczące warunków redoks w zbiorniku, zanik facji graptolitowej w basenie bałtyckim na granicy karadoku i aszgilu był związany z ograniczeniem strefy minimum tlenowego i w efekcie z degradacją systemu troficznego graptolitów. Zanik facji graptolitowej był skutkiem nie tylko zmian o charakterze globalnym (ochłodzenie klimatyczne i obniżenie poziomu morza), ale także zmian paleogeograficznych – zamykaniem morza Tornquista w późnym ordowiku i związanym z tym ograniczeniem działalności prądów wstępujących.

6. Badania graptolitów w basenie bałtyckim potwierdziły duże znaczenie graptolitów typu H (Normalograptidae) dla przetrwania tej gromady w okresie późnoordowickiego kryzysu. Uważane za przodków sylurskich graptolitów, jako jedyne występują w osadach późnego hirnantu strefy zewnętrznego szelfu i skłonu kratonu. Ich współwystępowanie ze skamieniałościami śladowymi na pograniczu ordowiku i syluru wskazuje na stopniowo postępującą anoksję zbiornika w warunkach ocieplenia klimatycznego i transgresji. Powyższy fakt wskazuje, że granica ordowik/sylur, w profilach o ciągłym zapisie osadowym, przebiega w obrębie facji o charakterze dysoksycznym.

7. Zanik fauny *Hirnantia* w zapisie osadowym w obniżeniu bałtyckim jest związany z pojawieniem się facji transgresywnych o charakterze dysoksycznym. Jest on czasowo zgodny z tzw. II fazą globalnego wymierania, której przyczyną, jak się powszechnie przyjmuje, była transgresja i postępująca globalna anoksja wód oceanicznych związana z ociepleniem klimatycznym i ustąpieniem lądolodu na południowej półkuli.

8. Skład chemiczny (TOC, składniki główne i śladowe) badanych osadów oraz wartości pośrednich wskaźników geochemicznych wykazały, że utwory zachodniej części basenu bałtyckiego są geochemicznie bardziej zróżnicowane niż osady wschodniej części badanego obszaru. Biorąc pod uwagę zbliżony skład litologiczny w aszgilu (margle i wapienie margliste) może to świadczyć o większym wpływie

zmian oceanicznych na skład geochemiczny osadów w dystalnej części basenu. W części wschodniej, płytszej, a więc mniej zależnej od regionalnej cyrkulacji wód oceanicznych, warunki geochemiczne były prawdopodobnie bardziej stabilne, a przez to skład chemiczny utworów jest mniej zróżnicowany.

9. Zarówno badania sedymentologiczne (cechy laminacji w ilowcach, obecność pirytu), jak i paleontologiczne (charakter skamieniałości właściwych i śladowych) oraz geochemiczne (TOC, pośrednie wskaźniki geochemiczne) wykazały zmienność natlenienia kolumny wody i strefy dennej zbiornika w późnym ordowiku i wczesnym landowerze. Udokumentowana w basenie bałtyckim zmienność warunków redoks w późnym kacie, hirnancie i rhuddanie jest zgodna z globalnymi wydarzeniami z końca ordowiku: polepszeniem cyrkulacji oceanicznej i natlenienia wód dennych w niższym hirnancie oraz transgresją/anoksją postępującą w miarę ocieplenia klimatycznego w późnym hirnancie i wczesnym rhuddanie. Wyraźny wzrost zawartości całkowitego węgla organicznego (TOC) w osadach z pogranicza ordowiku i syluru oraz najniższego rhuddanu badanego obszaru, przy niewielkim początkowo wzroście wartości wyliczonych wskaźników produktywności, przemawia raczej za zmniejszeniem ilości tlenu w strefie dennej i w kolumnie wody w początkowej fazie transgresji (ograniczona cyrkulacja?) niż za zwiększeniem ilości substancji organicznej w środowisku w stosunku do późnego hirnantu

10. W świetle uzyskanych wyników analiz składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach wykazano, zarówno w facjach głębokonerytycznych zachodniej części obniżenia

bałtyckiego, jak i w facjach płytkonerytycznych wschodniej części, wyraźne odchylenie wartości $\delta^{13}\text{C}$ oraz większości $\delta^{18}\text{O}$ w kierunku wyższych wartości. Jest to zgodne ze zmianami oceanograficznymi i ekologicznymi w hirnancie, a związane z okresem chłodnym i zlodowaceniem Gondwany. Wyniki składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach pochodzących ze skańskiej strefy facjalnej są pierwszymi wynikami uzyskanymi z osadów dystalnej części szelfu Bałtyki, co ma duże znaczenie dla korelacji wydarzeń izotopowych w obrębie całego basenu bałtyckiego. Stwierdzono, że analogiczny trend zmian składu izotopowego węgla i tlenu występuje na całym obszarze basenu bałtyckiego w górnym ordowiku, w osadach wszystkich stref facjalnych i w zgodności z danymi biostratygraficznymi. Potwierdza to ich potencjał chronostratygraficzny.

11. Na podstawie wyników badań skorelowano wahania poziomu morza, krzywe składu izotopowego węgla i tlenu w węglanach oraz wydarzenia biotyczne w basenie bałtyckim z globalnymi perturbacjami środowiskowymi późnego ordowiku i wczesnego landoweru. Tym samym wykazano wpływ późnoordowickich wahań klimatycznych (ochłodzenia i zlodowacenia na Gondwanie i ocieplenia klimatycznego) oraz związanych z nimi zmian eustatycznych i ekologicznych na zapis facjalny, paleontologiczny i geochemiczny w osadach polskiej części obniżenia bałtyckiego. Zarejestrowane w osadach zmiany biotyczne i abiotyczne, w tym zmiany składu izotopowego, umożliwiają korelację z innymi obszarami dawnego kontynentu Bałtyki, jak i korelację z profilami innych paleokontynentów, m.in. Laurencji, południowych Chin, Awalonii.

LITERATURA

- ACHAB A., PARIS F., 2007 — The Ordovician chitinozoan biodiversification and its leading factors. *Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **245**: 5–19.
- ALLISON P.A., WIGNALL P.B., BRETT C.E., 1995 — Palaeo-oxygenation: effects and recognition. *W: Marine Palaeo-environmental analysis from Fossils* (red. D.W.J. Bosence, P.A. Allison): 97–112. Geological Society London.
- ARMSTRONG H.A., ABBOTT G.D., TURNER B.R., MAKHLOUF I.M., AMINU BAYAWA MUHAMMAD, PEDENTCHOUK N., PETERS H., 2009 — Black shale deposition in an Upper Ordovician-Silurian permanently stratified, peri-glacial basin, southern Jordan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **273**: 368–377.
- ARMSTRONG H.A., COE A.L., 1997 — Deep-sea sediments record the geophysiology of the late Ordovician glaciation. *J. Geol. Soc. London*, **154**: 924–934.
- BARNES C.R., 2004a — Ordovician Oceans and Climate; *W: The Great Ordovician Biodiversification Event* (red. B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival): 72–76. Columbia Univ. Press. Nowy Jork.
- BARNES C.R., 2004b — Was there an Ordovician Superplume Event? *W: The Great Ordovician Biodiversification Event* (red. B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival): 77–80. Columbia Univ. Press. New York.
- BEDNARCZYK W., 1968 — Ordovik rejonu Kętrzyna (NE Polska). *Acta Geol. Pol.*, **18**, 4: 707–749.
- BEDNARCZYK W., 1979 — Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of the Łeba Elevation, and their stratigraphic significance. *Acta Geol. Pol.*, **29**: 409–442.
- BEDNARCZYK W., 1996 — Ordovician conodont stratigraphy in the Polish part of the Baltic Syncline. *Palaeont. Pol.*, **58**: 107–121.
- BEDNARCZYK W., HINTS L., PODHALAŃSKA T., 1996 — Late Ashgillian (Hirnantian) in Poland. *W: The Third Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts. Field Guide* (red. T. Meidla, I. Puura, J. Nemliher, A. Raukas, L. Saarse): 14s. Tartu.
- BERGSTRÖM J., 1973 — Paleoecologic aspects of an Ordovician *Tretaspis* fauna. *Acta Geol. Pol.*, **23**, 2:
- BERGSTRÖM S., NILSSON R., 1974 — Age and correlation of the Middle Ordovician bentonites on Bornholm. *Bull. Geol. Soc. Den.*, **23**: 37–48.
- BERGSTRÖM S.M., HUFF W.D., KOREŃ T., LARSSON K., AHLBERG P., KOLATA R., 1999 — The 1997 core drilling through Ordovician and Silurian strata at Röstanga, S Sweden: preliminary stratigraphic assessment and regional comparison. *GFF*, **121**: 127–135.
- BERGSTRÖM S.M., FINNEY C., CHEN XU, GOLDMAN D., LESLIE S.A., 2006a — Three new Ordovician global stage names. *Lethaia*, **39**: 287–288.

- BERGSTRÖM S.M., SALTZMAN M.M., SCHMITZ B., 2006b — First record of the Hirnantian (Upper Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the North American Midcontinent and its regional implications. *Geol. Mag.*, **143**, 5: 657–678.
- BERNER R.A., 2001 — Modelling atmospheric O_2 over Phanerozoic time. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **65**: 685–694.
- BERRY W.B.N., BOUCOT A.J., 1973 — Glacio-eustatic control of Late Ordovician - Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**: 275–284.
- BERRY W.B.N., FINNEY S.C., 1999 — New insight into Late Ordovician graptolite extinctions. *Acta Univ. Carolinae Geol.*, **43**: 191–193.
- BERRY W.B.N., QUINBY-HUNT M.S., WILDE P., 1995 — Impact of the Late Ordovician glaciation-deglaciation on marine life. *W: Effects of past global change on life: 34–46*. Studies in geophysics. Board on earth sciences and resources, national research council, Washington, D.C., National Academy Press.
- BRASIER M.D., 1995 — The basal Cambrian transition and Cambrian bio-events (from terminal Proterozoic extinction to Cambrian biomeers). *W: Global events and event Stratigraphy* (red. O.H. Wallisser): 113–138. Springer Verlag, Berlin.
- BRENCHLEY P.J., 2004 — End Ordovician Glaciation. *W: The Great Ordovician Biodiversification Event* (red. B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival): 81–83. Columbia Univ. Press, New York.
- BRENCHLEY P. J., MARCHALL J.D., CARDEN G.A.F., ROBERTSON D.B.R., LONG D.G.F., MEIDLA T., HINTS L., ANDERSON T.F., 1994 — Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, **22**: 295–298.
- BRENCHLEY P. J., CARDEN G. A. F., MARSHALL J. D., 1995 — Environmental changes associated with the „First Strike” of the Late Ordovician mass extinction. *Modern Geology*, **20**: 69–82.
- BRENCHLEY P. J., MARSHALL J.D., UNDERWOOD C.J., 2001 — Do all mass extinctions represent an ecological crisis? Evidence from the Late Ordovician. *Geol. J.*, **36**: 329–340.
- BRENCHLEY P.J., CARDEN G.A., HINTS L., KALJO D., MARCHALL J.D., MARTMA T., MEIDLA T., NÖLVAK J., 2003 — High resolution stable isotope stratigraphy of the Upper Ordovician sequences: constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation. *Geol. Soc. America Bull.*, **115**, 1: 89–104.
- CANFIELD D.E., RAISWELL R., 1991 — Pyrite formation and fossil preservation. *W: Taphonomy: releasing in data locked in the fossil record* (red. P.A. Allison, D.E.G. Briggs): 338–388. Plenum Press, New York
- CHEN XU, RONG JIA-YU, MITCHELL C.D., HARPER D.A.T., JUNXUAN F., RENBIN Z., YUANDONG Z., LI RONG YU L., WANG YI., 2000 — Late Ordovician to Earliest Silurian graptolite and brachiopod biozonation from the Yangtze region, South China, with a global correlation. *Geol. Mag.*, **137**, 6: 623–650.
- CHEN XU, RONG JIA-YU, ZHOU ZHI-YI., 2003 — Ordovician biostratigraphy of China. *W: Biostratigraphy of China* (red. Zhang Weng-tang, Chen Pei-ji, A.R. Palmer): 121–171. Science Press Beijing.
- COCKS L.R.M., 1985 — The Ordovician – Silurian boundary. *Epi-sodes*, **8**: 98–100.
- COCKS L.R.M., 2000 — The early Palaeozoic geography of Europe. *J. Geol. Soc., London*, **157**, 1: 1–10.
- COCKS L.R.M., TORSVIK T.H., 2004 — Major Terranes in the Ordovician. *W: The great Ordovician biodiversification event* (red. B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G Percival): 61–67. Columbia Univ. Press. Nowy York.
- COCKS L.R.M., TORSVIK T.H., 2005 — Baltica from the late Precambrian to mid Palaeozoic: the gain and loss of a terranes’ identity. *Earth Sci. Rev.*, **72**: 39–66.
- COOK P.J., SHERGOLD J.H., 1986 — Proterozoic and Cambrian phosphorites – nature and origin. *W: Proterozoic and Cambrian Phosphorites* (red. P.J. Cook, Shergold J.H.): 369–386. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- COOPER R.A., SADLER P.M., 2004 — The Ordovician Period. *W: A Geologic time scale 2004* (red. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith): 165–187. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- CYMERMAN Z., 2004 — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **180**.
- DADLEZ R., 2000 — Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geol. Quart.*, **38**: 169–190.
- DAHLQUIST P., CALNER M., 2004 — Late Ordovician palaeoceanographic changes as reflected in the Hirnantian–early Llandovery succession of Jämtland, Sweden. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **210**: 149–164.
- DILL H., 1986 — Metallogenesis of early Palaeozoic graptolite shales from the Graefental Horst. *Econ. Geol.*, **81**: 889–903.
- DILL H., TESCHNER M., WEHNER H., 1988 — Petrography, inorganic and organic geochemistry of Lower Permian carbonaceous fan sequences; constrains to their palaeogeography and assesment of their source rock potential. *Chem. Geol.*, **67**: 307–325.
- DRONOV A., HOLMER L.E., 1999 — Depositional sequences in the Ordovician of Baltoscandia. *W: Quo vadis Ordovician ?* (red. P. Kraft, O. Fatka). Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System. *Acta Univ. Carol.-Geol.*, **43**, 1-2: 133–136.
- DUNHAM R. J., 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *W: Classification of carbonate rocks* (red. W.E. Ham). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **1**: 108–121.
- DZIK J., 1999 — Zespół konodontów jako wskaźnik zmian klimatu podczas epoki lodowej. *Prz. Geol.*, **47**: 349–353.
- EKDALE A.A., MASON T.R., 1988 — Characteristic trace fossil association in oxygen – poor sedimentary environments. *Geology*, **16**: 720–723.
- ERDTMANN B. D., 1976 — Ecostratigraphy of Ordovician Graptoloids. *W: The Ordovician System* (red. M.G. Basset): 621–643. Proc. Palaeont. Ass. Symp. Birmingham.
- ERNST W., 1970 — Geochemical Facies Analysis. Methods in Geochemistry and Geophysics. Elsevier, Amsterdam.
- FAN JUN XUAN, CHEN XU, 2007 — Preliminary report on the Late Ordovician graptolite extinction in the Yangtze region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **245**: 82–94.
- FINNEY S., 2005 — Global series and stages for the Ordovician System: A progress report. *Geologica Acta*, **3**, 4: 309–316.
- FINNEY S. C., BERRY W.B.N., 1999 — Late Ordovician graptolite extinction: the record from continental margin sections in central Nevada, USA. *Acta Univ. Carol.-Geol.*, **43**, 1-2: 195–198.
- FINNEY S.C., BERRY W.B.N., COOPER J.D., RIPPERDAN R.L., SWEET W.C., JACOBSON S.R., SOUFIANE A., ACHAB A., NOBLE P., 1999 — Late Ordovician mass extinction: a new perspective from stratigraphic sections in central Nevada. *Geology*, **27**: 215–218.
- FORTEY R.A., 1984 — Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. *W: Aspects of the Ordovician System* (red. D.L. Bruton). *Palaeontol. Contrib. Univ. Oslo*, **29**: 37–50.
- FORTEY R.A., COCKS R.M., 2005 — Late Ordovician global warming – The Boda event. *Geology*, **33**, 5: 405–408.
- 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**: 293–308.
- FRAKES L.A., FRANCIS J.E., SYKES J.I., 1992 — Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- GARRELS R.M., MAC KENZIE F.T., 1971 — Evolution of sedimentary rocks. Norton, New York.
- GIBBS M.T., BARRON E.J., KUMP L.R., 1997 — An atmospheric $p\text{CO}_2$ threshold for glaciation in the Late Ordovician. *Geology*, **25**: 447–450.
- GROTEK I., 1999 — Origin and thermal maturity of the organic matter in the Lower palaeozoic rocks of the Pomeranian Caledonides and their foreland (northern Poland). *Geol. Quart.*, **43**, 3: 297–312.
- GROTEK I., 2006 — Dojrzałość termiczna materii organicznej z utworów pokrywy osadowej pomorskiego odcinka TESZ, basenu bałtyckiego oraz obszarów przyległych. *W: Ewolucja fałcjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych* (red. H. Matyja, P. Poprawa): 253–269. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**.
- HALLAM A., 1992 — Phanerozoic sea-level changes. Columbia University Press, Nowy Jork.
- HALLAM A., WIGNALL P.B., 1997 — Mass extinction and their aftermath. Oxford Univ. Press, Oxford.
- HALLAM A., WIGNALL P. B., 1999 — Mass extinctions and sea-level changes. *Earth Sc. Rev.*, **48**: 217–250.
- HANSEN J., NIELSEN J.K., HANKEN N.M., 2009 — The relationships between Late Ordovician sea-level changes and faunal turnover in western Baltica: geochemical evidence of oxic and dysoxic bottom-water conditions. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **271**: 268–278.
- HARRIS M.T., SHEEHAN P.M., AINSAR L., HINTS L., MÄNNIK P., NÖLVAK J., RUBEL M., 2004 — Upper Ordovician sequences of western Estonia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**: 135–148.
- HOFFMAN D.I., ALGEO T.J., MAYNARD J.B., JOACHIMSKI M.M., HOWER J.C., JAMINSKI J., 1998 — Regional and stratigraphic variation in bottom water anoxia in offshore core shales of Upper Pennsylvanian cyclothems from the Eastern Midcontinent Shelf (Kansas), USA. *W: Shales and mudstones. Part I. Basin studies, sedimentology and paleontology* (red. J. Schieber, W. Zimmerle, P.S. Sethi): 243–269. Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart.
- INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART, 2009 — International Commission on Stratigraphy, www.stratigraphy.org
- JAANUSSON V., 1973 — Aspects of the carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia*, **6**, 1: 11–34.
- JAANUSSON V., 1976 — Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Balto-Scandia. *W: The Ordovician System: Proc. Palaeont. Ass. Symp. Birmingham, 1974* (red. M.G. Bassett): 301–326. Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales, Cardiff.
- JAWOROWSKI K., 1999 — The Lower Palaeozoic craton-margin depositional sequences in North Poland: Record of the Caledonian-Stage tectonic events. European Union of Geosciences, EUG 10. *J. Conferen. Abstracts*, **4**, 1.
- JAWOROWSKI K., 2000 — Facies analysis of the Silurian shale – siltstone succession in Pomerania (northern Poland). *Geol. Quart.*, **44**, 3: 297–317.
- JAWOROWSKI K., 2002 — Profil dolnego paleozoiku w północnej Polsce – zapis kaledońskiego stadium rozwoju basenu bałtyckiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **58**: 9–10.
- JAWOROWSKI K., MODLIŃSKI Z., 1968 — Dolnosylurskie wapienie gruzłowe w północno-wschodniej Polsce. *Kwart. Geol.*, **12**, 3: 493–506.
- JAWOROWSKI K., MODLIŃSKI Z., 1972 — Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych w ordowiku wschodniej części synekliny bałtyckiej (NE Polska). *Acta Geol. Pol.*, **22**, 4: 711–734.
- JONES B., MANNING D. A.C., 1994 — Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, **111**: 111–129.
- KALJO D., HINTS L., 1996 — Late Ordovician–Early Silurian succession of paleoecosystems in Estonia. *Paleont. J.*, **30**, 6: 693–700.
- KALJO D., KIIPLI T., MARTMA T., 1997 — Carbon isotope event markers through the Wenlock–Pridoli sequence in Ohesaare (Estonia) and Priekule (Latvia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **132**: 211–224.
- KALJO D., KIIPLI T., MARTMA T., 1998 — Correlation of carbon isotope events and environmental cyclicity in the East Baltic Silurian. *W: Silurian Cycles – Linkages of Dynamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic and Tectonic Changes* (red. E. Landing, M.E. Johnson). *New York State Mus. Bull.*, **491**: 297–312.
- KALJO D., HINTS L., HINTS O., MARTMA T., NÖLVAK J., 1999 — Carbon isotope excursion and coeval environmental and biotic changes in the late Caradoc and Ashgill of Estonia. *Acta Univ. Carol.-Geol.*, **43**, 1/2: 507–510.
- KALJO D., HINTS L., MARTMA J., NÖLVAK J., 2001 — Carbon isotope stratigraphy in the latest Ordovician of Estonia. *Chem. Geol.*, **175**: 49–59.
- KALJO D., HINTS L., MARTMA T., NÖLVAK J., ORASPOLD A., 2004 — Late Ordovician carbon isotope trend in Estonia, its significance in stratigraphy and environmental analysis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**: 165–185.
- KALJO D., MARTMA T., SAADRE T., 2007 — Post Hunnebergian Ordovician carbon isotope trend in Baltoscandia, its environmental implications and some similarities with that of Nevada. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **245**: 138–155.
- KALJO D., HINTS L., MÄNNIK P., NÖLVAK J., 2008 — The succession of Hirnantian events based on data from Baltica: brachiopods, chitinozoans, conodonts, and carbon isotopes. *Estonian J. Earth Sc.*, **57**, 4: 197–218.
- KATZUNG G., 2001 — The Caledonides at the southern margin of the East European Craton. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **222**, 1/2: 3–53.
- KOREN T., BJERRESKOV M., 1999 — The generative phase and the first radiation event in the Early Silurian monograptid history. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **154**, 1/2: 3–9.
- KOREN T., LENZ A.C., LOYDELL D.K., MELCHIN M.J., ŠTORCH P., TELLER L., 1996 — Generalized graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for global paleogeographic studies. *Lethaia*, **29**, 1: 59–60.
- KOREN T., AHLBERG P., NIELSEN A.T., 2003 — The post-*per-sculptus* and pre-*ascensus* graptolite fauna in Scania, south-western Sweden: Ordovician or Silurian? *W: Proceedings of the 7th International Subcommission on Silurian Stratigraphy* (red. G. Ortega, G.F. Aceñolaza): 133–138. Instituto Superior de Corrección Geológica Insugeo, Serie Correlación Geológica, 18.
- KUMP L.R., 2003 — The geochemistry of mass extinction. *Treatise of Geochemistry*, vol. 7: 351–367.
- KUMP L.R., ARTHUR M.A., PATZKOVSKY M.E., GIBBS M.T., PINKUS D.S., SHEEHAN P.M., 1999 — A weathering hypothesis for glaciation at high atmospheric $p\text{CO}_2$ during the Late Ordovician. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **152**: 173–187.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1974a — Ordowik. Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1974b — Sylur. Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1986 — Wyniki badań petrograficznych, sedymentologicznych i geochemicznych. Petrografia

- osadów ordowiku. *W: Hel IG 1* (red. A. Witkowski). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **63**: 144–153.
- LAŠKOVAS J., 2000 — The sedimentation environment of the Ordovician Basin in the south-western margin of the East European Platform and lithogenesis of deposits. *Geologijos Institutas, Vilnius*.
- LENZ A.C., McCracken A.D., 1988 — Ordovician-Silurian boundary, northern Yukon. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist., Geol.*, **43**: 265–271.
- LESZCZYŃSKI S., UCHMAN A., 1993 — Biogenic structures of organics-poor siliciclastic sediments: examples from Paleogene variegated shales, Polish Carpatians. *Ichnos*, **2**, 4: 267–277.
- LONG D.G.F., 1993 — Oxygen and carbon isotopes and event stratigraphy near the Ordovician-Silurian boundary, Anticosti Island, Quebec. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **104**: 49–59.
- LOYDELL D.K., 1998 — Early Silurian sea-level changes. *Geol. Mag.*, **135**, 4: 447–471.
- LÜNNING S., CRAIG J., LOYDELL D.K., ŚTORCH P., FITCHES W.R., 2000 — Lowermost Silurian “hot shales” in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Sci. Rev.*, **49**: 121–200.
- MARSHALL J.D., 1992 — Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol. Mag.*, **129**: 143–160.
- MARSHALL C.R., MIDDLETON J.D., 1990 — Changes in marine isotopic composition and the late Ordovician glaciation. *J. Geol. Soc. London*, **147**: 1–4.
- MARSHALL C.R., BRENCHELY P.J., MASON P., WOLFF G.A., ASTINI R.A., HINTS L., MEIDLA T., 1997 — Global carbon isotope events associated with mass extinction and glaciation in the Late Ordovician. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **132**: 195–210.
- MASIAK M., PODHALAŃSKA T., STEMPIEŃ-SAŁEK M., 2003 — Ordovician–Silurian boundary in the Bardo Syncline (HCM) – new data on biostratigraphy, fossil assemblages and sedimentary succession. *Kwart. Geol.*, **47**, 4: 311–330.
- MÄNNIL R., 1966 — Istorija razvitiia Baltijskogo basejna v ordovike. *Inst. Geol. Akad. Nauk ESSR*: 5–199. Tallinn.
- MELCHIN M.J., HOLMDEN CH., 2006 — Carbon isotope chemostratigraphy in Arctic Canada: sea-level forcing of carbonate platform weathering and implications for Hirnantian global correlation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **234**, 2-4: 186–200.
- MELCHIN M., MITCHELL C.E., 1991 — Late Ordovician extinction in the Graptoloidea. *W: Advances in Ordovician geology* (red. C. R. Barnes, S.H. Williams). *Paper Geol. Surv. Canada*, **90**, 9: 1–336.
- MELCHIN M.J., WILLIAMS S.H., 2000 — A restudy of the akidograptine graptolites from Dob’s Linn and a proposed redefined zonation of the Silurian Stratotype. *Palaeontology Down Under 2000*. *Geol. Soc. Australia, Abstracts*: 61–63.
- MELCHIN, M.J., HOLMDEN C., WILLIAMS H., 2003 — Correlation of graptolite biozones, chitinozoan biozones, and carbon isotope curves through the Hirnantian. *W: Ordovician from Andes* (red. G.L. Albanesi, M.S. Beresi, S.H. Peralta). *INSUGEO, Serie Correlacion Geologica*, **17**: 101–104.
- MELCHIN M.J., COOPER R.A., SADLER P.M., 2004 — The Silurian Period. *W: A Geologic Time Scale 2004* (red. F. Gradstein, J. Ogg, A. Smith): 188–201. Cambridge University Press.
- MIGASZEWSKI Z., 1989 — Zastosowanie stabilnych izotopów węgla, tlenu, siarki i strontu w sedimentologii osadów węglanowych, zarys problematyki. *Prz. Geol.*, **37**, 10: 494–500.
- MITCHELL C. E., 1987 — Evolution and phylogenetic classification of the Diplograptacea. *Palaeontology*, **30**: 353–405.
- MODLIŃSKI Z., 1966 — Ordowik w otworze Kętrzyn IG 1. *Prz. Geol.*, **14**: 136–137.
- MODLIŃSKI Z., 1973 — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **72**.
- MODLIŃSKI Z., 1974 — Ordowik. *W: Bartoszyce IG 1, Gołdap IG 1*. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **14**: 111–115.
- MODLIŃSKI Z., 1975 — Podstawowe zmiany facjalne i miąższościowe ordowiku platformowego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **19**, 3: 503–513.
- MODLIŃSKI Z., 1982a — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **102**.
- MODLIŃSKI Z., 1982b — Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Ordowik *W: Kościerzyna IG 1* (red. Z. Modliński) *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **54**: 80–83.
- MODLIŃSKI Z., 1986 — Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Ordowik. *W: Hel IG 1* (red. A. Witkowski). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **63**: 57–62.
- MODLIŃSKI Z., 1989 — Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Ordowik. *W: Gdańsk IG 1* (red. A. Witkowski). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*: 69–75.
- MODLIŃSKI Z., POKORSKI J., 1969 — Stratygrafia ordowiku w wierceniu Jezioro Okrągłe 1. *Kwart. Geol.*, **13**, 4: 777–793.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 1972 — Dolny tremadok rejonu Lidzbarka Warmińskiego. *Kwart. Geol.*, **16**, 2: 274–288.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 1997 — The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). *Geol. Quart.*, **41**, 3: 273–288.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 2001 — Stratygrafia i litologia Suwalszczyzny (NE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **394**: 55–72.
- MODLIŃSKI Z., TOPULOS T., 1974 — Standard geologic-geophysical profile in the Ordovician in the eastern part of the Łeba Elevation. *Kwart. Geol.*, **18**, 2: 257–265.
- MODLIŃSKI Z., JACYNA J., KANEV S., KHUBLDIKOV A., LASKOVA L., LASKOVAS J., LENDZION K., MIKAZANE I., POMERANCEVA R., 1999 — Palaeotectonic evolution of the Baltic Syneclize during the Early Palaeozoic as documented by palaeothickness maps. *Geol. Quart.*, **43**, 3: 285–296.
- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J., SZYMAŃSKI B., 2002a — Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Proniewiczze IG 1 (NE Polska). *Prz. Geol.*, **50**, 1: 64–71.
- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J., SZYMAŃSKI B., 2002b — Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Kętrzyn IG 1 (NE Polska). *Prz. Geol.*, **50**, 12: 1149–1158.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., TELLER., 2006 — Litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego – część lądowa i morska (N Polska). *Prz. Geol.*, **54**, 9: 787–796.
- MODLIŃSKI Z., NÖLVAK J., SZYMAŃSKI B., 2007 — Stratygrafia osadów pogranicza ordowiku i syluru północno-wschodniej Polski i ich korelacja ze stratotypowymi profilami Estonii. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **427**: 61–78.
- MUNNECKE A., SAMTLEBEN C., BICKERT T., 2003 — The Ireviken event in the Lower Silurian of Gotland, Sweden – relation to similar Palaeozoic and Proterozoic events. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **195**: 99–124.
- NEHRING M., 1969 — Ordowickie konodonty w profilu Kętrzyn. *Kwart. Geol.*, **13**, 1: 27–42.
- NEHRING-LEFELD M., MODLIŃSKI Z., SWADOWSKA E., 1997 — Thermal evolution of the Ordovician in the western margin of the East-European Platform: CAI and *Ro* data. *Geol. Quart.*, **41**, 2: 129–138.
- NESTOR H., EINASTOR R., 1997 — Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin. *W: Geology and Mineral Resources*

- of Estonia (red. A. Raukas, A. Teedumäe): 192–204. Estonian Academy, Tallin.
- NIELSEN A.T. 2004 — Ordovician sea-level changes: a Baltoscandian perspective. *W: The great Ordovician biodiversification event* (red. B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival): 84–93. Columbia University Press.
- NIELSEN A.T., HARPER D.A.T., 2003 — A Late Ordovician sea-level curve for the Central Oslo region: implications for Ashgill correlations. *W: Proceedings 7th IGC - FMSSS* (red. G. Ortega, G.F. Aceñolaza). *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, **17**: 451–459.
- NILSSEN R., 1979 — A boring through the Ordovician - Silurian boundary in western Scania, South Sweden. *Sver. Geol. Unders. serie C*, **766**: 1–18.
- NÖLVAK J., 1999 — Ordovician chitinozoan biozonation of Baltoscandia. *Acta Univ. Carolinae Geol.*, **43**: 287–290.
- NÖLVAK J., HINTS O., MÄNNIK P., 2006 — Ordovician timescale in Estonian: recent developments. *Pros. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **55**, 2: 95–108.
- NOWLAN G.S., McCracken A.D., CHATTERTON B.D.E. 1988 — Conodonts from Ordovician/Silurian boundary strata, Whittaker Formation, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geol. Surv. Canada Bull.*, **373**: 1–99.
- O'BRIEN N.R., BRETT C.E., WOODARD M.J., 1998 — Shale fabric as a clue to sedimentary processes – example from the Williamson-Willowvale Shales (Silurian), New York. *W: Shales and Mudstones, vol. II. Petrography, petrophysics, geochemistry and economic geology* (red. J. Schieber, W. Zimmerle, P.S. Sethi): 55–66. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- ORTH C.J., GILMORE J.S., QUINTANA L.R., SHEEHAN P.M. 1986 — Terminal Ordovician extinction: geochemical analysis of the Ordovician/Silurian boundary, Anticosti Island, Quebec. *Geology*, **14**: 433–436.
- OWEN A.W., 2007 — The last Hurrah for the Trinucleidae (Trilobita). *Acta Palaeontol. Sinica*, **46**: 364–369.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer-Verlag.
- PHARAOH T.C., BREWER T.S., WEBB P.C., 1993 — Subduction related magmatism of the Late Ordovician age in Eastern England. *Geol. Mag.*, **130**: 647–656.
- PODHALAŃSKA T., 1978 — Middle Ordovician biozones in the Łeba Elevation area, NW Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc. Earth Sc.*, **26**, 3/4: 221–227.
- PODHALAŃSKA T., 1979 — The correlative significance of the Chitinozoa-bearing horizon in the Caradocian profiles of the Łeba region (NW Poland). *Acta Geol. Pol.*, **29**, 4: 443–448.
- PODHALAŃSKA T., 1980 — Stratigraphy and development of Middle and Upper Ordovician deposits in the Łeba Elevation (NW Poland). *Acta Geol. Pol.*, **30**, 4: 327–390.
- PODHALAŃSKA T., 1984 — Microboring assemblage in the Lower/Middle Ordovician limestones from northern Poland. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh.*, **8**: 497–511.
- PODHALAŃSKA T., 1995 — Early/Middle Ordovician condensation in the Polish part of the Baltic Basin. *W: Ordovician Odyssey: short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 381–385. Las Vegas, USA. Pacific Section Society for Sedimentary Geology.
- PODHALAŃSKA T., 1999 — The Upper Ordovician and the lower Silurian in the Peribaltic depression: stratigraphy and development. *Acta Univ. Carolinae Geol.*, **43**, 1/2: 221–224.
- PODHALAŃSKA T., 2001 — Microbially induced phosphatic mineralization and its role in formation of hardgrounds in the Llanvirn of the Baltic Basin. WOGOGO-2001, Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia, Abstracts (eds. D.A.T. Harper, S. Stouge): 21–22, IGCP 410, Kopenhaga.
- PODHALAŃSKA T., 2002 — Graptolity hirnantu i rhuddanu oraz granica ordowik/sylur w facji graptolitowej zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (wyniesienie Łeby). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- PODHALAŃSKA T., 2003a — Late Ordovician to early Silurian transition and the graptolites from Ordovician/Silurian boundary near the SW rim of the East European Craton (northern Poland). *W: Proceedings 7th IGC - FMSSS* (red. G. Ortega, G.F. Aceñolaza). *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, **18**: 165–171.
- PODHALAŃSKA T., 2003b — Granica ordowik/sylur – poziomy graptolitowe a chronostratygrafia: problemy i nowe koncepcje. *Prz. Geol.*, **51**, 11: 942–947.
- PODHALAŃSKA T., 2005 — Zespoły organiczne i ich środowisko w górnym ordowiku i dolnym sylurze brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- PODHALAŃSKA T., 2006a — Biotyczne i abiotyczne zdarzenia w hirnancie (górnym aszgil), graptolity, fauna *Hirnantia* i Chiński Mur. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **63**: 11–12.
- PODHALAŃSKA T., 2006b — Faunal communities in the Scanian facies belt of the Baltoscandian basin (northern Poland) in the Late Ordovician and the early Silurian – response to palaeo-environmental changes. *W: Ancient Life and Modern Approaches, Abstracts of the Second International Palaeontological Congress, China 2006*: 319–320.
- PODHALAŃSKA T., 2006c — Biotic events, and carbon and oxygen isotope data in the Hirnantian-Early Llandovery succession in the Polish part of the East European Craton (Northern Poland). *W: Ancient Life and Modern Approaches: 318–319, Abstracts of the Second International Palaeontological Congress, China 2006*.
- PODHALAŃSKA T., 2006d — Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis facjalny i geochemiczny w sekwencjach osadowych NW szelfu Baltiki. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- PODHALAŃSKA T., 2006e — Zapis facjalny i paleontologiczny późnoordowicko-wczesnosylurskich zmian poziomu morza w płytkonerytycznej części basenu bałtyckiego (NE Polska). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- PODHALAŃSKA T., 2007 — Ichnofossils from the Ordovician mudrocks of the Pomeranian part of the Teisseyre-Tornquist Zone (NW Poland). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **245**, 1/2: 295–305.
- PODHALAŃSKA T., 2008 — The Hirnantian event in the sedimentary sequence from northern Poland: isotopic and geochemical records. *Palaeozoic Climates: 78–79, Abstracts, Int. Congress, August 22–31, 2008, Lille*.
- PODHALAŃSKA T., 2009 — Distribution of microfossils in the Upper Ordovician and the lowest Silurian from eastern part of the Baltic Basin with implications for the Hirnantian climatic changes. *7th Micropalaeontological Workshop Mikro-2009, Św. Katarzyna, 28–30 September 2009, Abstracts and Excursion Guide* (red. D. Peryt, M.A. Kamiński): s. 60.
- PODHALAŃSKA T., MODLIŃSKI Z., 2006 — Stratygrafia i rozwój facjalny osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin–Chojnice, podbieństwa i różnice z obszarem południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. *W: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych* (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 39–78.
- PODHALAŃSKA T., TRELA W., 2007 — Stratigraphy and sedimentary record of the Lower Silurian succession in the southern Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Sin.*, **46**: 397–401.

- POPRAWA P., 2006 — Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *W: Ewolucja faćjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych* (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 18–9–213.
- POREBSKA E., SAWŁOWICZ Z., 1997 — Palaeoceanographic linkage of geochemical and graptolite events across the Silurian–Devonian boundary in Bardzkie Mountains (Southwest Poland). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **132**: 343–354.
- POREBSKA E., KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK A., MASIĄK M., 2004 — The *lundgreni* event in the Silurian of the East European Platform, Poland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **213**: 271–294.
- POREBSKI S., 1996 — Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 995–1006.
- POTTER P.E., 1998 — Shale–Rich Basins: Controls and Origin. *W: Shales and Mudstones I* (red. J. Schieber, W. Zimmerle, P. Sethi): 21–32. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- POUSSART P.F., WEAVER A.J., BARNES C.R., 1999 — Late Ordovician glaciation under high atmospheric CO₂: A coupled model analysis. *Paleoceanography*, **14**: 542–558.
- PRZYBYŁOWICZ T., 1980 — Osady tufogeniczne ordowiku wyniesienia Łeby (charakterystyka petrograficzna). *Arch. Miner.*, **36**, 1: 73–81.
- RACKI G., 1999 — Kontrowersje wokół przyczyn wielkich katastrof ekologicznych w historii Ziemi: podsumowanie debaty. *Prz. Geol.*, **47**, 4: 343–348.
- RACKI G., RACKA M., MATYJA H., DEVLEESCHOUWER X., 2002 — The Frasnian/Fammenian boundary interval in the South Polish–Moravian shelf basins: integrated event–stratigraphical approach. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **181**: 251–297.
- RAILSBACK L.B., ACKERLY S.C., ANDERSON T.F., CISNE J.L., 1990 — Paleontological and isotope evidence for warm saline deep waters in Ordovician oceans. *Nature*, **343**: 156–159.
- RHOADS D.C., MORSE J.W., 1971 — Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, **4**: 413–428.
- RONG J.Y., CHEN XU, HARPER D.A.T., MITCHELL C.E., 1999 — Proposal of a GSSP candidate section in the Yangtze Platform region, S China, for a new Hirnantian boundary stratotype. *Acta Univ. Carol. Geologica*, **43**, 1/2: 77–80.
- RONG J.Y., CHEN XU, HARPER D.A.T., 2002 — The latest Ordovician Hirnantia fauna (Brachiopoda) in time and space. *Lethaia*, **35**: 231–249.
- ROSS R.J. Jr., BERRY W.B.N., 1963 — Ordovician graptolites of the Basin Ranges in California, Nevada, Utah and Idaho. *US Geol. Survey Bull.*, **1134**: 1–177.
- ROSS J.R.P., ROSS C.A., 1992 — Ordovician sea-level fluctuations. *W: Global perspectives in Ordovician Geology* (red. B.D. Webby, J.R. Laurie): 327–335. Balkema, Rotterdam.
- SAGEMAN B.B., LYONS T.W., 2003 — Geochemistry of fine-grained Sediments and Sedimentary Rocks. *W: Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks* (red. F.T. Mackenzie), vol. 7: 115–158. Treatise on Geochemistry (red. H.D. Holland, K.K. Turekian). Elsevier–Pergamon, Oxford.
- SALTZMAN M.R., YOUNG S.A., 2005 — Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia. *Geology*, **33**: 109–112.
- SAVRDA C.E., BOTTJER D.J., 1986 — Trace fossil model for reconstruction of paleooxygenation in bottom waters. *Geology*, **14**, 1: 3–6.
- SCHIEBER J., 1998 — Sedimentary features indicating erosion, condensation, and hiatuses in the Chattanooga Shale of Central Tennessee: Relevance for sedimentary and stratigraphic evolution. *W: Shales and Mudstones I* (red. J. Schieber, W. Zimmerle, P. Sethi): 187–215. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SCHUTTER S.R., 1998 — Characteristics of shale deposition in relation to stratigraphic sequence systems tracts. *W: Shales and Mudstones I* (red. J. Schieber, W. Zimmerle, P. Sethi): 79–108. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SCHMITZ B., CHARISI S.D., THOMPSON E.I., SPEIJER R.P., 1997 — Barium, SiO₂ (excess), P₂O₅ as proxies of biological productivity in the Middle East during the Palaeocene and the latest Palaeocene benthic extinction event. *Terra Nova*, **9**: 95–99.
- SEPKOSKI J. Jr., 1982 — Mass extinction in the Phanerozoic oceans: a review. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, **190**: 283–289.
- ŠTORCH P., 1996 — The basal Silurian *Akidograptus ascensus* – *Parakidograptus acuminatus* Biozone in peri-Gondwanan graptolite assemblages, stratigraphical ranges and palaeobiogeography. *Věst. Česk. Geol. Ust.*, **71**, 2: 177–188.
- SZYMAŃSKI B., 1974 — Tremadok obniżenia perybałtyckiego. *Kwart. Geol.*, **18**, 2: 223–244.
- SZYMAŃSKI B., 1984 — Osady tremadoku i arenigu w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **118**.
- SZYMAŃSKI B., 2002 — Petrografia skał węglanowych ordowiku Suwalszczyzny. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **402**: 133–159.
- SZYMAŃSKI B., 2008 — Zapis litologiczny i mikrofaćjalny osadów euksynicznych kambru górnego i tremadoku obniżenia bałtyckiego (Północna Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **430**: 113–154.
- SZYMAŃSKI B., MODLIŃSKI Z., 2003 — Nowelizacja stratygrafii syluru w wybranych profilach wiertniczych obniżenia bałtyckiego (Polska północna). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **405**: 109–138.
- TOGHILL P., 1970 — Highest Ordovician (Hartfell Shales) graptolite faunas from the Moffat area. South Scotland. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist., Geol.*, **19**, 1: 1–26.
- TOMCZYK H., 1959 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-faćjalne, z. 2. Ordowik. Inst. Geol., Warszawa.
- TOMCZYK H., 1962 — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.*, **35**.
- TOMCZYK H., 1963 — Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 3: 289–314.
- TOMCZYK H., 1976 — Rozwój litofaćjalny syluru w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **270**: 109–130.
- TOMCZYK H., 1977 — Profil syluru otworu Łębork IG 1 (maszynopis). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- TOMCZYK H., 1982 — Sylur. Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. *W: Kościerzyna IG 1* (red. Z. Modliński): 83–87. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **54**.
- TOMCZYKOWA E., 1964 — Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **8**, 3: 491–502.
- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H., 1976 — Development of Ashgill and Llandovery sediments in Poland. *W: The Ordovician System: Proc. Palaeont. Ass. Symp. Birmingham, 1974* (red. M.G. Bassett): 327–347. Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales, Cardiff.
- TORSVIK T.H., REHNSTRÖM E.F., 2003 — The Tornquist Sea and Baltica – Avalonia docking. *Tectonophysics*, **362**: 67–82.
- TORSVIK T.H., RYAN P.D., TRENCH A., HARPER D.A.T., 1991 — Cambrian–Ordovician paleogeography of Baltica. *Geology*, **19**: 7–10.
- TRELA W., 2000 — Isotope (¹⁸O and ¹³C) from the Upper Ordovician limestones in Mójca section (Holy Cross Mountains, Central Poland). *Prz. Geol.*, **48**: 736–740.

- TRELA W., 2005 — Środowiska sedimentacji ordowiku górnego w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **417**: 109–167.
- TRELA W., 2007 — Upper Ordovician mudrock facies and trace fossils in the northern Holy Cross Mountains, Poland, and their relation to oxygen- and sea-level dynamics. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **246**: 488–501.
- TRELA W., PODHALAŃSKA T., 2008 — Ordovician/Silurian boundary in the northern Holy Cross Mountains (Central Poland) *W*: Palaeozoic Climates (red. B. Krüger, T. Servais). Abstracts: 94. International Congress, August, 22–31, 2008, Lille, France.
- TRELA W., SALWA S., 2007 — Litostratygrafia dolnego syluru w odsłonięciu Bardo-Stawy (południowa część Gór Świętokrzyskich: związek ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną. *Prz. Geol.*, **55**: 971–978.
- TRELA W., SZCZEPANIK Z., 2009 — Litologia i zespół akritarchowy formacji z Zalesia w Górach Świętokrzyskich na tle zmian poziomu morza i paleogeografii późnego ordowiku. *Prz. Geol.*, **57**, 2: 147–157.
- TROTTER J.A., WILLIAMS I.S., BARNES C.R., LÉCUYER C., NICOLL R.S., 2008 — Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry. *Science*, **321**: 550–554.
- UNDERWOOD C.J., CROWLEY S.F., MARSHALL J.D., BRENCHELEY P.J., 1997 — High-resolution carbon isotope stratigraphy of the basal Silurian Stratotype (Dob's Linn, Scotland) and its global correlation. *J. Geol. Soc.*, **154**: 709–718.
- VEIZER J., BRUCKSCHEN P., PAWELLEK F., DIENER A., PODLAHA O.G., CARDEN G.A.F., JASPER T., CORTE C., STRAUSS H., AZMY K., ALA D., 1997 — Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **132**: 159–172.
- WAGNER R. (red.), 2008 — Tabela Stratygraficzna Polski. Polska Pozakarpaska. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WANG K., CHATTERTON B.D.E., ATTREP M., ORTH C.J., 1993 — Late Ordovician mass extinction in the Selwyn Basin, northwestern Canada: geochemical, sedimentological, and paleontological evidence. *Can. J. Earth Sci.*, **30**: 1870–1880.
- WANG K., CHATTERTON B.D.E., WANG Y., 1997 — An organic carbon isotope record of Late Ordovician to Early Silurian marine sedimentary rocks Yangtze Sea, South China: implications for CO₂ changes during the Hirnantian glaciation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*: **132**: 147–158.
- WEBBY B.D., COOPER A. R., BERGSTRÖM S.M. 2004 – Stratigraphic framework and time slices. *W*: The Great Ordovician Biodiversification Event (red. B.D. Webby, F. Paris, M.L. Drosser, I.G. Persival): 41–47. Columbia Univ. Press, New York.
- WIGNALL P.B., 1991 — Dysaerobic trace fossils and ichnofabrics in the Upper Jurassic Kimmeridge Clay of Southern England. *Palaios*, **6**: 264–270.
- WIGNALL P.B., MAYNARD J.R., 1993 — The sequence stratigraphy of transgressive black shales. *AAPG Stud. Geol.*, **37**: 35–47.
- WIGNALL P.B., MYERS K.J., 1988 — Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology*, **16**: 452–455.
- WIGNALL P.B., NEWTON P., 1998 — Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *Amer. J. Sci.*, **298**: 537–552.
- WILLIAMS H., 1988 — Dob's Linn – The Ordovician–Silurian boundary stratotype. *W*: A global analysis of the Ordovician–Silurian boundary (red. L.R.M. Cocks, R.B. Rickards). *Bull. British Mus. Nat. Hist., Geol.*, **43**: 17–30.
- ZALASIEWICZ J., TUNNICLIFF S., 1994 — Uppermost Ordovician to lower Silurian graptolite biostratigraphy of the Wye Valley, Central Wales. *Palaeontology*, **37**: 695–720.
- ZATOŃ M., RAKOCIŃSKI M., MARYNOWSKI L., 2008 — Framboidy pirytowe jako wskaźnik paleośrodowiska. *Prz. Geol.*, **56**, 2: 158–164.
- ZHANG S., BARNES C.R., 2002 — Eustatic sea level curve for the Ashgillian–Llandovery derived from conodont community analysis, Anticosti Island, Quebec. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **180**: 5–32.
- ZNOSKO J., 1998 — Tectonic Atlas of Poland. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

THE LATE ORDOVICIAN GONDWANA GLACIATION – A RECORD OF ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE DEPOSITIONAL SUCCESSION OF THE BALTIC DEPRESSION (NORTHERN POLAND)

Abstract. The paper deals with lithofacies, palaeontological and geochemical investigations of Upper Ordovician and lowermost Silurian deposits of all facies zones from the Polish sector of the Baltic Palaeobasin. The zones, from Scanian in the west through Central Baltoscandia to Lithuanian in the east, represent an array of sedimentary environments from the continental slope and outer shelf to shallow-neritic environments of the inner shelf.

The integrated lithofacies, palaeontological and geochemical studies supported the occurrence of changes in abiotic and biotic environments of the Upper Ordovician and lower Llandovery with regard to palaeoenvironmental changes related to a global climatic cooling and the Gondwanan glaciation, which was followed by a warming and fast marine transgression accompanied by progressing anoxia conditions.

Lithofacies studies confirmed the regressive character of the Katian and lower Hirnantian depositional succession. The peak regression occurred in the late early Hirnantian. The marine transgression commenced in the late Hirnantian, followed by deposition of deeper marine sediments. The uppermost Hirnantian and Rhuddanian deposits represent a new transgressive-regressive cycle. There is a coherency in the lithofacies changes between the study area and other regions of Baltoscandia. Local relative sea-level curves, constructed for Upper Ordovician and lowermost Silurian sections of the Polish part of the Baltic Depression, well correspond to the sea-level curve proposed for Baltoscandia, thus confirming the trend of relative sea-level changes throughout the Baltic Basin. Therefore, the Late Ordovician–early Llandovery relative sea-level changes in the Polish part of the Baltic Depression can be considered, like in the other regions of Baltoscandia, to have been induced largely by glacioeustatic changes. Sedimentary continuity and gradual facies and ecological changes at the Ordovician/Silurian boundary were proved in some sections in the western part of the Baltic Depression.

Palaeontological analysis confirmed the influence of global climatic and eustatic changes on the restructuring of biotic assemblages in Late Ordovician to early Silurian times. A faunal crisis is recorded

to have occurred in Late Ordovician times. The occurrence of the *Hirnantia* fauna in borehole sections of both the western and eastern parts of the Baltic Depression reflects, like elsewhere in the world, a glacioeustatic sea-level drop in the early Hirnantian. The research results confirm the presence of evolutionary phases related to the Late Ordovician–early Llandovery restructuring of graptolite assemblages.

Chemical composition (TOC, main and trace components) of the deposits and values of geochemical proxies show that geochemistry of the deposits from the western part of the Baltic Basin is more variable as compared to the eastern part of the study area. The documented variations in redox conditions of the Baltic Basin well correlate with the end-Ordovician global events: better oceanic circulation and bottom water oxygenation in the early Hirnantian, and progressing transgression/anoxia accompanied by a climatic warming in the late Hirnantian and early Rhuddanian. The results of carbon and oxygen isotopic composition analysis in carbonates show a shift in $\delta^{13}\text{C}$ and most of $\delta^{18}\text{O}$ values towards higher values. It was proved that a similar trend of C and O isotopic composition changes occurs in the whole Baltic Depression and, moreover, it is in conformity with biostratigraphic data. This conformity confirms that the isotopic profiles have chronostratigraphic significance. It well corresponds to the oceanographic and ecological changes observed in the Hirnantian, linked with a cool period and the Gondwanan glaciation. The results of research on carbon and oxygen isotopic composition of deposits from the Scanian facies zone are the first results obtained from deposits of the distal shelf of Baltica. The research results were the basis for correlations of the relative sea-level changes, carbon and oxygen isotopic composition curves in carbonates, and biotic events in the Baltic Basin with global environmental changes of Late Ordovician and early Llandovery times. Thus, the results proved the influence of Late Ordovician climatic fluctuation (climatic cooling and Gondwanan glaciation followed by a climate warming), and related eustatic and ecological changes on the facies, palaeontological and geochemical record of environmental changes in the deposits of the Polish part of the Baltic Depression.

Key words: glaciation, facies, extinction, graptolites, *Hirnantia* fauna, geochemical analysis, carbon and oxygen isotopic composition, Hirnantian, Baltic depression, Poland.

SUMMARY

The Late Ordovician and earliest Silurian were characterized by important global events linked with climatic and eustatic changes. One of the larger glaciations in Earth's history that covered large areas in the Southern Hemisphere, intervals of deglaciation and climatic warming, and palaeogeographic changes resulting from the break-up of Gondwana caused distinct modification of the sedimentary conditions, determining high variability of the geological record in late Ordovician and early Silurian times. Modifications of abiotic environmental factors were accompanied by transfor-

mations in the composition of faunistic assemblages. Moreover, these changes had catastrophic influence on the development of many groups of organisms, causing their extinction and triggering the radiation of new taxa. The interval represents one of the five mass extinctions in the Phanerozoic (Sepkoski, 1982), connected with Hirnantian climatic cooling and resulting in a faunal crisis, lithofacies changes and shifts in carbon and oxygen isotope curves.

This study is focused on the analysis of the stratigraphic, facies, palaeontological and geochemical (e.g. isotopic) re-

cord in the Upper Ordovician to the lower Silurian succession from selected sections in the Baltic Basin with regard to global climatic and ecological events. The sedimentary and geochemical record of Late Ordovician–early Silurian climatic changes and the associated biotic crisis were based on studies of the Upper Ordovician and the lower Silurian succession from different facies zones in the Polish part of the Baltic Basin. Integrated lithofacies, palaeontological and geochemical studies were made for this interval for the first time in this part of the Baltica palaeocontinent. Due to the global character of climatic and eustatic events from end-Ordovician times, this record may serve for high-resolution correlation within the entire Baltic Basin as well as comparison between different regions.

Integrated lithofacies, palaeontological and geochemical studies in the Upper Ordovician and lower Silurian of the Baltic Basin allowed tracing transformations of the abiotic environment and biotic assemblages, and, for the first time, documenting geochemical (isotopic) changes linked with global events in the study interval.

Palaeontological material and lithological samples from deep wells located in the eastern and western parts of the Baltic Basin in northern Poland were studied, with application of data from wells drilled by the Polish Geological Institute: Hel IG 1, Kościerzyna IG 1, Lębork IG 1, Gdańsk IG 1, Prabuty IG 1, Bartoszyce IG 1, and Jezioro Okrągłe IG 1, as well as by the Polish Oil and Gas Company: Białogóra 1, Białogóra 2, Łeba 8, Dębki 2, Lidzbark Warmiński 3, and Barciany 4 (Fig. 1).

The studied stratigraphic interval included the Katian, Hirnantian and Rhuddanian global stages. Stratigraphic equivalents of the Katian are: the British upper Caradoc and lower Ashgill series and the Baltoscandian Oandu–Pirgu stages; the Hirnantian corresponds to the upper Ashgill and the Baltoscandian Porkuni stage; and the Rhuddanian is the equivalent of the Juuru and part of Raikkula stages (Fig. 4).

Different study methods, including palaeontological-technological, sedimentary and geochemical analyses with isotope studies, have been applied to identify and determine the relationship between the facies, palaeontological, geochemical and sedimentary events.

The Ordovician/Silurian boundary have been rarely studied in Poland in the context of environment, facies and geochemical changes and the succession of biocoenoses during the Late Ordovician biotic crisis or the early Silurian radiation. However the last few years have shown increasing interest in the influence of the Late Ordovician global events on the sedimentary record (Bednarczyk *et al.*, 1996; Dzik, 1999; Podhalańska 1999, 2003; Trela 2005, 2007; Trela, Salwa 2007; Podhalańska, Trela, 2007; Podhalańska 2006a, b; 2008; Trela, Szczepanik 2009).

The influence of the Gondwana glaciation on Late Ordovician climate in other continents, including Baltica, seems without doubt. In the Hirnantian, Baltica was located on the Southern Hemisphere. Part of the continent including the Baltic Basin was situated at the southern continental margin in temperate and warm climatic zones (Fig. 3A, B). It

seems thus that the Late Ordovician cooling on Baltica was probably linked with global climatic changes and glaciation on the Southern Hemisphere and did not result from its palaeogeographic position.

The Baltic Basin is structurally located in the East European Craton. Ordovician and Silurian strata presently occurring in the Baltic region represent a fragment of a much vaster sedimentary cover deposited on a Precambrian basement. In Ordovician and Silurian times this area represented a pericratonic marine basin developed on a crystalline peneplain, slightly tilted to the southwest. Located along the south-western margin of the East European Craton, in medium and low southern latitudes and in temperate and warm climatic zones, the Baltic Basin was a vast epicratonic sea surrounded by flat shores with slow carbonate, marly and shale sedimentation with abundance of bioclasts and belt-like facies distribution.

Ordovician deposits of the Baltic Basin have been subdivided into several facies zones, from deep-neritic located in the west directly adjacent to the basin facies, to shallow-marine facies in the east (Männil, 1966). Jaanusson (1976) referred these zones to confacies, distinguishing them by the specific lithological and faunal content in particular parts of the basin. From the west the facies zones include: the Scanian, Central Baltoscandian (with the Livonian Tongue), North Estonian, and Lithuanian ones, representing in the Ordovician deep-neritic settings in the west to shallow-marine environments in the east, respectively (see Fig. 1).

The results of lithological, palaeontological and geochemical studies concerning Late Ordovician climatic and eustatic changes are presented for two regions of the Baltic Basin: western and eastern, roughly reflecting the deeper distal zone, and the shallower proximal zone of the basin. Stratigraphy of the Upper Ordovician and the lowest Llandowery of the Baltic Depression is shown in Fig. 4.

The lithofacies evolution of the Upper Ordovician and lowest Silurian sequence was, as in other parts of Baltica (Nielsen, 2004), linked mainly with eustatic sea-level changes, although the influence of local tectonic activity cannot be excluded (Modliński, 1982a; Modliński *et al.*, 1999).

The thickness and features of Ordovician and Silurian deposits in the Baltic Basin as well as the grain size and transport directions were influenced also by processes taking place along the north-western margin of the East European Craton. The Tornquist Sea, separating south-western Baltica from Perigondwana, was partially closed when Avalonia was emplaced onto Baltica. In this case the clastic material was transported to the sedimentary basin from the west and the source area included the Caledonian collision zone (Poprawa, 2006).

Upper Ordovician deposits up to the lower Hirnantian represent solely regressive facies, whereas upper Hirnantian to Rhuddanian sediments reflect the beginning of a new transgressive-regressive cycle.

After the Caradoc greenhouse period and high sea level, reflected in the deeper part of the Baltica shelf by the sedimentation of black anoxic graptolite shales, the late Katian

began with lowstand conditions resulting in mixed siliciclastic-carbonate sedimentation of the Prabuty Formation (Figs 5–9). Contaminated carbonates indicate increased clastic material supply during relative sea-level fall in the late Katian and early Hirnantian.

The stratigraphic position of sandstones in the studied sections (Pl. I, 1, 2; Pl. IV) indicates that the regression maximum took place in the late early Hirnantian (see Figs 5–9). Regression in the Baltic area corresponds to the eustatic sea-level fall in the Late Ordovician (Ross, Ross, 1992; Nielsen, 2004), linked with glaciation of the Southern Hemisphere (Brenchley, 2004).

Transgression began by the end of the Ordovician (*persculptus* Chron); its culmination is reflected in the early Llandovery deposition of black graptolite shales (Pl. I, 1) or siliciclastic-carbonate deposits with trace fossils, followed by a rapid transition to shales. Sedimentation across the Ordovician/Silurian boundary took place probably without breaks as in the Hel IG 1 (Fig. 5) and Lębork IG 1 cores (Fig. 7), and the facies and ecological changes were gradual (see Fig. 15). Non-deposition, submarine erosion and minor hiatus took place in shallower parts of the basin, and the transgressive unconformity surface (e.g. in the Kościerzyna IG 1 and Gdańsk IG 1 cores – Figs 8, 9) separated the partly eroded lower Hirnantian sandstones from the laminated deeper marine shales with graptolites of the *acuminatus* Zone (see Pl. I, 1).

Biotic changes accompanied these abiotic events in the Late Ordovician and early Silurian. Observations were focused on graptolites, articulate brachiopods, trace fossils and microfossils.

Changes in the palaeontological record reflecting the succession of biotic assemblages and ecological changes in the environment can be correlated with events taking place in the abiotic environment, depending mainly on eustatic sea-level changes connected with glaciation, followed by deglaciation of Gondwana and climatic warming.

Several biotic assemblages have been distinguished in the Upper Ordovician and the lowest Silurian: Caradoc highstand assemblage (Pl. X), lower Ashgill assemblage from the beginning of the lowstand interval (Pl. XI), *Hirnantia* fauna characteristic of the glacioeustatic sea-level fall (Pl. XII; Pl. XIII, 1–4), and post-Hirnantian biotic assemblage linked with late Hirnantian (*persculptus* Chron) transgression (Pl. XIV).

Graptolites are associated with the transgressive and highstand facies. The transformation of graptolite assemblages induced by changes of ecological conditions from the late Caradoc to early Llandovery was analyzed. This allowed distinguishing evolutionary phases characteristic of the mass extinction episodes: pre-extinction phase, extinction phase, survival phase and recovery phase (Fig. 18).

The *Hirnantia* fauna is represented in the material by the *Hirnantia*–*Kinnella*–*Dalmanella*–*Eostropheodonta*–*Paromalomena* assemblage. The brachiopods are accompanied by rare *Mucronaspis mucronata* (Brogniart) and *Phillipsinella parabola* (Barrande) noted earlier from core material (Modliński, 1986; Podhalańska, 1980, 1999, 2003). The bra-

chiopod assemblage comprises *Hirnantia sagittifera* (M'Coy), *Kinnella kielanae* Temple, *Eostropheodonta whittingtoni* Bancroft, *E. hirnantensis* (M'Coy) as well as *Onniella* sp. and *Paromalomena polonica* (Temple) (Pl. XII; Pl. XIII, 1–4). The distribution of the brachiopod species representing the *Hirnantia* Assemblage from the Hel IG 1 core are presented in Fig. 13.

Like in the other parts of the world, the presence of *Hirnantia* fauna in the western and eastern parts of the Baltic Basin reflects a glacioeustatic sea-level fall in the Late Ordovician; along with sandstone interbeddings and discontinuous sedimentary record it dates the glaciation maximum and regression in the early Hirnantian.

Extinction of *Hirnantia* fauna was linked with the marine transgression expanding due to the global warming already in the late Hirnantian, in the *persculptus* Chron, drowning of previously exposed shelf areas, increase of primary production, eutrophication and depletion of oxygenation conditions in the bottom zone. This was mass extinction phase II in the late Hirnantian, which affected mainly benthic organisms.

In the beginning of the transgression and proceeding anoxic conditions in the *persculptus* and early *ascensus* chrons, the conditions were favourable for the growth of soft-bodied benthic organisms (Pl. XIII, 5–8). With the lack of competition from shelly benthos, they were more resistant to environmental stress caused by oxygen deficiency than the shelly fauna, and therefore were more capable of surviving the crisis. In the Hel IG 1 and Białogóra 2 well cores, trace fossils occur along with the first graptolites (Pl. XIII, 7), representing *H-normalis* type of astogenetic development (Melchin, Mitchell, 1991), the only forms that survived the Late Ordovician extinction.

In the Hel IG 1 well core, trace fossils co-occur not only with the *H-normalis* graptolites, but also with siculae and forms representing juvenile stages of the astogenetic evolution of *?Akidograptus* (Pl. XIII, 8). This indicates medium oxygen depletion in the bottom zone even during the early *ascensus* Chron of the early Rhuddanian.

The palaeontological (co-occurrence of trace fossils and graptolites), and geochemical records indicate that, in the continuous sedimentation, the Ordovician/Silurian boundary runs within deposits characterized by medium oxygen depletion (disoxia) (see Figs. 10, 15).

Concluding, the co-occurrence of trace fossils and graptolites at the Ordovician/Silurian boundary and earliest Silurian deposits indicates the presence of suboxic to disoxic conditions. Transgression that began at the end of the Ordovician, in the *persculptus* Chron, initially caused gradual oxygen depletion. Gradual deepening of the sea and gradual increase of anoxia linked with the late Hirnantian transgression and relative sea-level highstand in the Rhuddanian was also confirmed by structural SEM analysis of shales (features of its lamination and the pyritic grains) (Plates VII–IX).

The palaeontological record resulting from glacioeustatic conditions caused by relative sea-level highstand in the Llandovery of Baltica included the appearance of graptolites

of the recovery phase in lower Llandovery black anoxic shales (Pl. XV).

Sedimentary evolution, lithofacies and biofacies analysis of the Upper Ordovician and lower Silurian in the eastern part of the Baltic Basin, in the area east of the Vistula River to the north-eastern border of Poland (Fig. 1), show broad similarities to other areas of central Baltoscandia, i.e. central Sweden, north-western Lithuania and southern Estonia. In the Late Ordovician and early Silurian, deposits typical of neritic sedimentation dominated by carbonates and with variable admixture of terrigenous elements accumulated in this zone.

In the study area, like in the western part of the Baltic Basin, the Ordovician succession encompasses two transgressive-regressive sedimentary cycles (Jaworowski, 2002). The lower one, of Tremadocian age, comprises siliciclastic deposits, and the upper one – representing the remaining part of the Ordovician, is composed of carbonate-marly-shale deposits.

Upper Katian and lower Hirnantian lowstand deposits represent the Morąg (Pl. V, Figs 1, 2) and Orneta formations. The latter, assigned to the Hirnantian, is composed of marls and thinly laminated marly limestones, with strong bioturbation and shallow-marine trace fossils, occasionally with biolaminites (Pl. VI). The features of the deposits suggest the proximal part of the outer shelf sedimentary environment with oxygenated conditions. These shallow-marine deposits known e.g. from the Bartoszyce IG 1, Barciany 4, and Lidzbark Warmiński 3 well cores (Figs 11, 12) reflect the maximum lowstand in the Central Baltoscandian facies zone.

Sedimentation of the lower Silurian Barciany Nodular Limestones Formation (Pl. I, 8) is relatively monotonous. It is characterized by non-laminated or weakly laminated mudstones formed in suboxic settings, what is evidenced by the palaeontological record: scarcity of benthos, presence of *Chondrites* and *Planolites* trace fossils and rare graptolites, as well as the geochemical record (discussed below). The Barciany Nodular Limestones represent highstand deposits of the Central Baltoscandian facies zone of the Baltic Basin which accumulated in the early Llandovery.

As in the western part in the Baltic Basin, the Upper Ordovician in the eastern part is characterized by the presence of an assemblage of articulated brachiopods with species typical of *Hirnantia* fauna. The fauna is present in marly limestones of the Porkuni stage, corresponding to the Hirnantian in the western part of the basin. The *Hirnantia* fauna is represented here by the *Hirnantia–Dalmanella–Eostropeodonta* assemblage. The brachiopods are accompanied by the trilobite *Mucronaspis mucronata* (Brongniart), indicating the lower Porkuni stage. The brachiopod assemblage includes *Hirnantia* sp, *Eostropeodonta hirnantensis* (M'Coy) and *Dalmanella* sp. The vertical range of *Hirnantia* fauna in the Lidzbark Warmiński 3 well core is presented in Fig. 11. Sedimentary observations in the Baltic Basin confirm that the appearance of *Hirnantia* fauna corresponds to the Hirnantian lowstand, linked with the Late Ordovician glaciation (Brenchley, 2004; Nielsen, 2004).

No conodonts have been noted in the uppermost Ordovician deposits. Similarly, they are very rare in other parts of the Baltic Basin. Their lack is linked with unstable ecological and sedimentary conditions during the relative sea-level lowstand (Kaljo *et al.*, 2004). Scolecodonts – *Oenonites* sp., *Mochtyella* sp. known in Estonia from the Kuldiga Fm (O. Hints, Institute of Geology, University of Technology, Tallinn) and melanoskleritoidea are the only microfossils recognized in the upper part of the Orneta Fm of the Porkuni stage.

Simple conical conodonts and Chitinozoa occur in the Barciany Nodular Limestones Formation of the Juuru stage. These microfossils are accompanied by single graptolites representing early stages of *?Normalograptus* sp. (Fig. 11). These diplograptids represent the *normalis* type, the only ones that survived the Late Ordovician crisis, and are characterized by Upper Ordovician and lower Silurian assemblages in the western part of the Baltic Basin.

The geochemical record of the Late Ordovician–early Silurian climatic and eustatic events was based on analysis of samples from all facies belts of the Baltic Basin: from the upper slope and outer shelf of the Scanian Zone to the inner shelf of the Lithuanian facies belt.

Analysis of the mineral composition, main (Figs. 20, 22, 27; Tabs. 1, 4) and trace elements (Figs. 21, 23, 28) composition as well as TOC (Tabs. 2, 5) and stable carbon and oxygen isotope analysis (Tab. 3) have been made for the first time on Upper Ordovician and lower Silurian deposits of the study area.

XRD analysis of the mineral composition has confirmed the average mineral composition for shales and carbonate rocks (Figs. 19, 26). Anhydrite and phosphates (CFA) were observed in samples from the Ordovician/Silurian boundary from some sections in the western part of the Baltic Basin. TOC studies indicated variable contents in the western part of the Baltic Basin (Tab. 2) in comparison to the eastern part (Tab. 5), where the TOC content is generally low. TOC content in samples from the Ordovician/Silurian boundary seems to confirm a gradual and not one-step and radical increase of the oxygen deficiency in the bottom zone (Fig. 10).

Besides the TOC content, which allows determining redox conditions in the bottom zone, other geochemical indicators, sensitive to oxygen level changes in the basin were also tested. They included V/Cr, Ni/Co and Th/U ratios (Figs. 30–32).

Caradoc samples show lower contents of TOC in comparison to the Llandovery ones, in which anoxia prevails, except its lowermost part characterized by disoxic or even suboxic conditions. Values of oxygen level indicators determined for Ashgill strata show better oxygenation of the basin, favouring evolution of benthic fauna and accumulation of carbonate-siliciclastic deposits depleted in organic matter. Ni/Co and TOC analysis of the lower Ashgill (upper Katian) samples point to poor oxygenation of the bottom part of the basin in comparison to the upper Ashgill (Hirnantian), characterized by oxic settings. Restoration of oxic conditions in the Hirnantian may be linked with active thermohaline cir-

culatation resulting from climate cooling in the uppermost Ordovician (Achab, Paris, 2007; Armstrong, Coe, 1997).

Content of P_2O_5 and barium linked with organic matter decomposition may serve to identify upwelling zones and increased productivity (Brasier, 1995; Schmitz *et al.*, 1997). Similarly as in the case of Ba, the P_2O_5 content shows large variability in the western part of the basin, increasing in both sections within the Rhuddanian part of Pasłęk Formation and in the lower part of the Prabuty Formation (upper Katian) (Figs. 30, 31) The presence of phosphates (CFA) in the sediments is commonly linked with upwelling processes (Cook, Shergold, 1986). In the eastern part of the basin, a change of Ba/ Al_2O_3 values and P_2O_5 content, probably indicating fluctuations in productivity show small variability (Fig. 32).

Zr/Al and Si/Al have been applied in the geochemical analysis as indicators characterizing the siliciclastic elements of the deposits and their sources. Increased Zr/Al and Si/Al were observed in the Hirnantian sections from the western part of the basin (Figs. 30, 31) at small content changes in the eastern part of the basin (Fig. 32). This may point to increased supply of siliciclastic material from the west during a relative sea-level lowstand in the Hirnantian, and to a shorter distance from the source areas.

An integral part of the studies focusing on characterizing the chemistry sea water and palaeoecological conditions was carbon and oxygen isotope analysis in the carbonates and correlation of stratigraphic-facies logs with isotope curves.

Carbon and oxygen isotope curves pointing to a global climatic-ecological event in the Hirnantian were obtained from the area of Poland by Podhalańska (2006c, 2008).

Results of carbon and oxygen stable isotope studies indicate considerable changes in the isotope composition of sea water in the Late Ordovician and early Silurian. Distinct $\delta^{13}C$ shift and generally positive $\delta^{18}O$ shift have been documented both in deep-neritic facies of the western Baltic Basin (Figs 24, 25) as well as in shallow-neritic facies of its eastern part (Figs 24, 29). Enrichment in relation to the VPDB (Vienna Peedee Belemnite) in the heavier stable isotope ^{13}C was observed in bulk rock samples and in samples of bioclasts from some Hirnantian deposits.

General trends of the carbon isotope curves in all the studied sections from the Polish part of Baltica are analogous to curves from other parts of Baltoscandia, particularly Estonia (Brenchley *et al.*, 2003; Kaljo *et al.*, 1999, 2004, 2007) (Fig. 34). This is the case of sections located within the Central Baltoscandian, North Estonian and Lithuanian zones, as well as in the Scanian zone representing the most distal part of the basin.

Biotic and abiotic events recorded in the Upper Ordovician and the lowest Silurian deposits of the Baltic Basin resulting from glacioeustatic factors allow correlation with other parts of the Baltica palaeocontinent (Fig. 34) and with sections from other paleocontinents e.g. Laurentia, South China and Avalonia (Marshall, Middleton, 1990; Wang *et al.*, 1993; Kump *et al.*, 1999; Saltzman, Young, 2005).

Application of various methods allowed confirmation of the events in the abiotic and biotic environment of the Polish

part of the Baltica shelf in relation to global palaeoenvironmental changes linked with climatic cooling and glaciation of Gondwana, followed by climatic warming, rapid transgression and gradual anoxia (Fig. 35).

Conclusions

1. Integrated lithofacies, palaeontological and geochemical studies of Upper Ordovician and lower Llandovery deposits from the Baltic Depression have demonstrated changes in facies, biotic assemblages and geochemistry, including isotopic composition, in all facies zones of the Baltic palaeobasin. These zones represent an array of sedimentary environments ranging from the upper continental slope and outer shelf in the west to shallow neritic environments of the inner shelf in the east. The research results from the Polish part of Baltica are in conformity with the record of global climatic and eustatic events from end-Ordovician times, confirming the influence of the events on the environmental changes in the Baltic Basin.

2. The geological facts show the presence of a regressive Upper Ordovician through lower Hirnantian facies succession in both the western and eastern parts of the Baltic Basin. It is manifested by a shallowing succession from open marine claystones with graptolites through carbonate-siliciclastic and siliciclastic-carbonate deposits to coarse siliciclastics in the west and predominant shallow-marine carbonates in the east of the depression. The uppermost Hirnantian and Rhuddanian deposits represent a new transgressive-regressive cycle. A facies change from marly or sandy to claystone facies and the related boundary position of the Prabuty and Pasłęk formations is heterochronous. There is a coherency in the lithofacies changes between the study area and the eastern (Estonian-Latvian) and northern (Swedish-Norwegian) parts of Baltoscandia. Local relative sea-level curves, constructed for Upper Ordovician and lowermost Silurian sections of the Polish part of the Baltic Depression, well correspond to the curve proposed for Baltica, thus confirming the trend of relative sea-level changes throughout the Baltic Basin. Therefore, the Late Ordovician–early Llandovery relative sea-level changes in the Polish part of the Baltic Depression can be considered, like in the other regions of Baltoscandia, to have been induced largely by glacioeustatic changes. The supply of coarser detrital material and the increase in the values of geochemical indicators in Hirnantian rock samples, reflecting a greater amount of volcanogenic material, may also indicate the influence of both tectonic processes that operated at the southwestern margin of the Baltica palaeocontinent and local structural elements on the sedimentary development of the Baltic Basin.

3. The Late Ordovician–early Llandovery restructuring of biotic assemblages in the Baltic Basin confirms the influence of global climatic and eustatic changes. The occurrence of the Hirnantia fauna in borehole sections of both the western and eastern parts of the Baltic Depression reflects, like elsewhere in the world, a glacioeustatic sea-level drop in the early Hirnantian. The biotic change accompanied by the presence of coarse siliciclastics and discontinuities in the sedi-

mentary record can indicate the maximum regression in the Baltic Basin. The regressive event was controlled, as commonly assumed, by global sea-level changes related to the Late Ordovician glaciation in the Southern Hemisphere.

4. A faunal crisis is recorded to have occurred in Late Ordovician times. The research results confirm the presence of evolutionary phases related to the Late Ordovician–early Llandovery restructuring of graptolite assemblages. The “history” of graptolites, living in the outer shelf and continental slope of Baltica during the Late Ordovician and early Llandovery, as well as the constraints on their evolution, extinction and recovery are generally in conformity with the Finney and Berry's model (1999). It assumes that the main reason for graptolite extinction was the decline of minimum oxygen zones in the basins, associated with a better oceanic circulation and water oxygenation during the Hirnantian climatic cooling.

5. The palaeontological analysis and results of geochemical investigations of redox conditions in the basin show that the decline of graptolitic facies in the Baltic Basin at the Caradoc/Ashgill transition was linked with a limited extent of the minimum oxygen zone and thus with degradation of the trophic system of graptolites. The decline of graptolitic facies took place as a result of not only global changes (climate cooling, sea-level fall) but also palaeogeographic changes: Late Ordovician closure of the Tornquist Sea resulting in limited activity of upwelling currents.

6. The studies of graptolites in the Baltic Basin confirmed the great importance of H-type fauna (Normalograptidae) for survival of graptolites during the Late Ordovician crisis. Being considered the ancestors to Silurian graptolites, they were the only ones found in late Hirnantian deposits of the outer shelf and craton slope zones. Their co-occurrence with trace fossils at the Ordovician/Silurian boundary indicates gradually increasing anoxic conditions in the basin during climatic warming and marine transgression. This fact indicates that the Ordovician/Silurian boundary in borehole sections with continuous sedimentary records runs within disoxic facies.

7. The decline in the *Hirnantia* fauna in the sedimentary record of the Baltic Depression is associated with the development of transgressive disoxic facies in the late Hirnantian. It temporally coincides with the so-called second phase of global mass extinction that was caused, as commonly assumed, by the marine transgression and progressing global anoxia of oceanic waters due to climatic warming accompanied by ice sheet retreat in the Southern Hemisphere.

8. Chemical composition (TOC, main and trace components) of the deposits and values of geochemical proxies show that geochemistry of the rocks from the western part of the Baltic Basin is more variable as compared to the eastern part of the study area. Taking into account the nearly similar lithologies of the Ashgill succession (marls and marly limestones), it can suggest a higher effect of oceanic changes on the geochemical composition of the deposits in the distal part of the basin. In the eastern and shallower part, thus being less

dependent on the regional circulation of oceanic waters, geochemical conditions were probably more stable and the chemical composition of the deposits was less diversified.

9. Sedimentological (features of lamination in claystones, presence of pyrite), palaeontological (features of body and trace fossils) and geochemical (TOC, geochemical proxies) investigations show variations in oxygenation of water column and bottom zone in the Late Ordovician and early Llandovery especially in the western part of the Baltic Depression. The documented variations in redox conditions of the Baltic Basin during Katian, Hirnantian and Rhuddanian times well correlate with the end-Ordovician global events: better oceanic circulation and bottom water oxygenation in the early Hirnantian, and progressing transgression/anoxia accompanied by a climatic warming in the late Hirnantian and early Rhuddanian. There is a prominent increase in the organic carbon (TOC) in the Ordovician/Silurian transition and lowermost Rhuddanian deposits of the study area (at an initially small increase in the calculated values of productivity indicators). It suggests oxygen depletion in the bottom zone and water column during the initial phase of marine transgression (limited circulation?) rather than increased amounts of organic matter in the environment in relation to the late Hirnantian.

10. The results of analyses of carbon and oxygen isotopic composition in carbonates show a distinct deviation in $\delta^{13}\text{C}$ and most of $\delta^{18}\text{O}$ values towards greater values in both deep-neritic facies of the western part of the Baltic Depression and shallow-neritic facies of its eastern part. It well corresponds to the oceanographic and ecological changes observed in the Hirnantian, linked with a cool period and the Gondwanan glaciation. The results of research on carbon and oxygen isotopic composition of carbonates from the Scanian facies zone are the first results obtained from deposits of the distal shelf of Baltica, which have a great significance for correlations of isotopic events across the whole Baltic Basin. It has been found out that an analogous trend in the changes of carbon and oxygen isotopic composition is observed in Upper Ordovician deposits of the whole Baltic Basin, in all the facies zones and in conformity with biostratigraphic data. It supports chronostratigraphic potential of the isotopic profiles.

11. The research results were the basis for correlations of the sea-level changes, carbon and oxygen isotopic composition curves in carbonates, and biotic events in the Baltic Basin with global environmental changes of Late Ordovician and early Llandovery times. Thus, the results proved the influence of Late Ordovician climatic fluctuations (climatic cooling and Gondwanan glaciation followed by a climate warming), and related eustatic and ecological changes on the facies, palaeontological and geochemical record in the deposits of the Polish part of the Baltic Depression. Biotic and abiotic changes, including isotopic composition variations, recorded in the deposits of the Baltic Depression, enable correlations with both other regions of the ancient Baltica continent and sections from other palaeocontinents e.g. Laurentia, South China and Avalonia.