

Zespoły konodontów jako wskaźnik zmian klimatu podczas późnoordowickiej epoki lodowej

Jerzy Dzik*

Region kielecki Gór Świętokrzyskich w środkowym i późnym ordowiku cechowała nadzwyczaj powolna i stabilna sedymentacja wapienna. Powstały wówczas wapień z Mójczy i nienazwane wapienne ogniwo warstw zaleskich zawierają niezwykle kompletny zapis paleontologiczny, w szczególności konodontów. Stosunkowo kompletny zapis ewolucji konodontów z linii rozwojowej *Amorphognathus*, na której oparta jest międzykontynentalna korelacja wiekowa późnego ordowiku, umożliwia korelację czasową zdarzeń środowiskowych zapisanych w Górach Świętokrzyskich ze zdarzeniami w innych częściach świata. Zmiany procentowego udziału gatunków w czasie geologicznym mogą zaś posłużyć do określenia ich natury. Możliwe jest wręcz ilościowe wyskalowanie przekształceń środowiska dzięki temu, że część z gatunków występujących okresowo w regionie Małopolski miała swoje centra występowania w ordowickich tropikach, a inne w ówczesnych obszarach subpolarnych. Wzrosty frekwencji tych gatunków miały miejsce w Górach Świętokrzyskich naprzemiennie, dowodząc występowania licznych zimnych i ciepłych epizodów klimatycznych. Było co najmniej osiem zimnych epizodów o intensywności wzrastającej aż do epizodu czwartego (jak na to wskazuje coraz większa dominacja subpolarnej *Scabbardella* i zmniejszanie się gatunkowej złożoności zespołów), po czym tendencja ta uległa częściowemu odwróceniu. Można domniemywać, że było to odzwierciedlenie następstwa glacjałów i interglacjałów podczas późnoordowickiego zlodowacenia pobliskiego kontynentu Gondwany. Zanik sedymentacji węglanowej, który miał później miejsce, był zapewne wyrazem podniesienia poziomu morza wraz z wytapianiem się pokrywy lodowej.

Słowa kluczowe: ordowik, klimat, zlodowacenia, Gondwana, kontynent Baltica, konodonty

Jerzy Dzik — **Conodont assemblages as indicators of the Late Ordovician glaciation.** *Prz. Geol.*, 47: 349–353.

Summary. Spectra of relative contribution of particular species to conodont assemblages in the Ashgill of the Holy Cross Mountains, Poland, can be calibrated climatically on the basis of periodic immigrations of species known to be abundant either in the Ordovician tropics or subpolar regions. They show a rhythmic succession of cold and warm episodes, which are correlated with environmental events in areas closer to Gondwana. The phyletic succession of *Amorphognathus* species enables chronological calibration of the record. A general trend toward climatic cooling is indicated by a steady increase in contribution of Gondwana forms, connected with a decrease in taxonomic diversity of the species association. Within the Late Ordovician epoch of domination of cold-water faunal assemblages, there was a series of at least eight brief increases in abundance of exotic temperate-climate forms indicative of brief warmings. The topmost shales with *Hirnantia* and *Mucronaspis* seem to mark the beginning of the terminal Ordovician warming and eventual transgression which culminated with deposition of black graptolite shales.

Key words: Ordovician, climate, glaciations, Gondwana, Baltica, conodonts

Datowanie zlodowaceń jest z natury trudne. Niestabilne środowisko prowadzi bowiem do częstej wymiany faun i łatwo wówczas popaść w błędne koło w dowodzeniu, datując zmiany środowiskowe przy pomocy objawów tych samych zmian. Korelacja czasowa na podstawie objawów zmian klimatycznych należy do najbardziej dokładnych metod datowania w geochronologii, ale jest przecież zasadna jedynie przy założeniu globalnej ich równoczesności. Zwykle nie ma zaś pewności, czy zmiany klimatu były rzeczywiście nagłe, czy też może powolne a przez to powodujące rozciągnięte w czasie i diachroniczne migracje gatunków uważanych za przewodnie. Dlatego dobrze jest mieć zewnętrzną kontrolę przez dalece mniej precyzyjną, ale za to bardziej wiarygodną, korelację opartą na przebiegu ewolucji organizmów. Nie jest o to łatwo. W bliskości lądolodu, gdzie odczytywanie zapisu geologicznego jest najłatwiejsze, z reguły nie ma organizmów z dobrze wykształconym szkieletem mineralnym, które mogłyby udokumentować subtelne zmiany środowiskowe. W tropikach, gdzie zapis kopalny jest doskonały, zlodowacenia mają niewielki, bądź złożony, wpływ na warunki życia organizmów, zapis taki trudno więc interpretować. Pozostaje więc odnalezienie odpowiednich stanowisk w strefie stosunkowo chłodnego klimatu umiarkowanego. Odnosi się to wszystko również do zdarzeń wielkiej epoki lodowej

późnego ordowiku (Hambrey, 1985; Brenchley, 1988; Brenchley i in., 1995, 1997; Marshall i in., 1997; Wang i in., 1997).

Profile ordowiku regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich zaskakująco dobrze spełniają jednak te oczekiwania. Był to niegdyś skraj wczesnopaleozoicznego mikrokontynentu Małopolski (ryc. 1; Dzik 1978, 1990), który migrował powoli od 60°S w arenigu do 10°S w ludlowie (Lewandowski, 1993). W środkowym i późnym ordowiku obszar ten był całkowicie odizolowany głębokim morzem od innych mas kontynentalnych (Modliński, 1982) i całkowicie pokryty wodami, bez jakiegokolwiek bliskiego źródła materiału terygenicznego. Cechowała go nadzwyczaj powolna i stabilna sedymentacja wapienna (Dzik, 1978; Dzik & Pisera, 1994). Powstały wówczas wapień z Mójczy i nienazwane wapienne ogniwo warstw zaleskich zawierają niezwykle kompletny zapis paleontologiczny, w szczególności konodontów. Dzięki stosunkowo kompletnemu zapisowi ewolucji konodontów, na których oparta jest międzykontynentalna korelacja wiekowa późnego ordowiku, możliwe jest powiązanie zmian ich zespołów w Górach Świętokrzyskich ze zdarzeniami środowiskowymi w innych częściach świata.

Niniejszy przegląd ekologicznych zdarzeń późnego ordowiku zapisanych w skałach Gór Świętokrzyskich oparty jest na trzech profilach geologicznych (ryc. 2). Wszystkie z nich są od dawna znane i przegląd literatury na ich temat został opublikowany niedawno (Dzik & Pisera, 1994). Dodatkowe dane pozyskane zostały przez opróbkowanie szurfów wykopanych na krawędzi zarzuconego

*Instytut Paleobiologii PAN, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, e-mail: dzik@twarda.pan.pl

kamieniołomu w Międzygórzu (w 1994 r.), w zboczu wąwozu w Zalesiu Nowym (również w 1994 r.) oraz na polu poniżej łomiku na wzgórzu Skała w Mójczy (w 1995 r.). Zawierający ooidy i ziarna szkieletowe powleczone otoczkami fosforanowymi wapień z Mójczy, wraz z wyżej leżącą nienazwaną jednostką reprezentowaną przez margle i wapień organodetrytyczny, w dziesięciu metrach miąższości zawiera zapis około 30 milionów lat, od końca arenigu do późnego aszgilu. W istocie, cały ordowik regionu kieleckiego jest skondensowany stratygraficznie. Profil Zalesia w 38 m skały zawiera czas od późnego tremadoku do końca aszgilu. Nawet grubookruchowe skały dominujące w profilu Międzygórza, których nie ma w Zalesiu, dodają zaledwie 38 m do bardziej jeszcze skondensowanych stratygraficznie warstw powstałych w środkowym i późnym ordowiku. Liczne horyzonty K-bentonitów, częściowo dające się skorelować pomiędzy profilami, dają nadzieję na radiometryczne datowanie zdarzeń udokumentowanych paleontologicznie.

Zasady wnioskowania

Poszczególne linie ewolucyjne konodontów cechuje bardzo rozciągle w czasie występowanie w obszarze świętokrzyskim. Bardzo zmienne są natomiast ich procentowe udziały w zespołach kopalnych, które odzwierciedlają najprawdopodobniej przede wszystkim geograficzne położenie centrów produktywności biologicznej poszczególnych gatunków w stosunku do badanych stanowisk. Zmiany spektrów procentowego udziału gatunków w cza-

sie geologicznym mogą więc posłużyć do określenia natury zmian środowiska.

Możliwe jest wręcz ilościowe wyskalowanie przekształceń środowiska dzięki temu, że część z gatunków występujących okresowo w regionie Małopolski miała swoje centra występowania w ordowickich tropikach (*Icriodella*, *Rhodesognathus*, *Birksfeldia*, *Plectodina*) a inne w ówczesnych obszarach subpolarnych (*Scabbardella*, *Sagittodontina*) (Dzik, 1990; 1999). Wzrosty frekwencji tych gatunków miały miejsce w Górach Świętokrzyskich naprzemiennie, dowodząc występowania licznych zimnych i ciepłych epizodów klimatycznych.

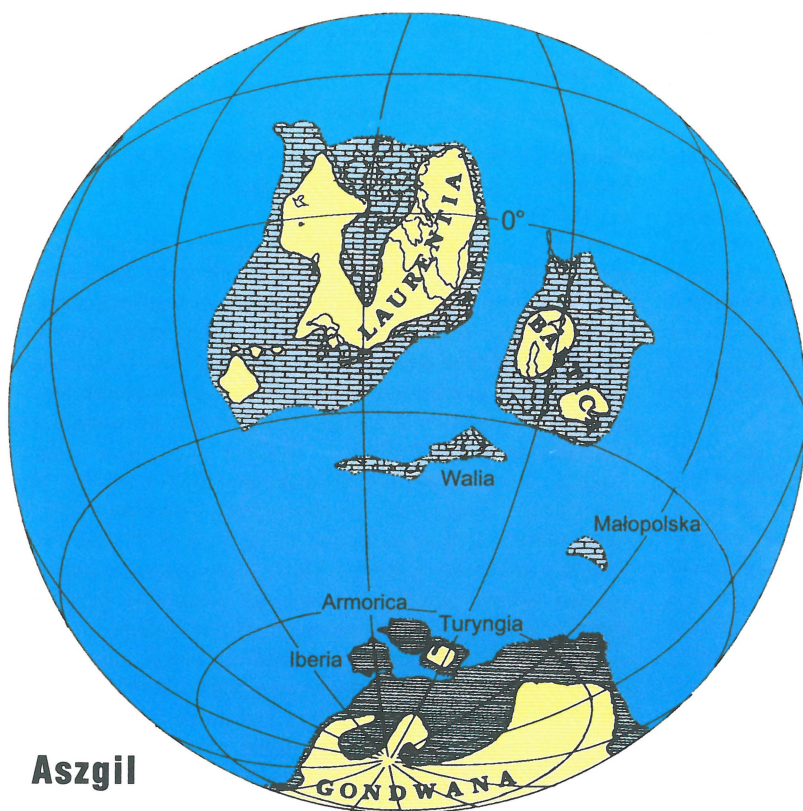
Zidentyfikowane epoki klimatyczne

W najbardziej kompletnym profilu Mójczy ma swój zapis co najmniej osiem zimnych epizodów klimatycznych. Ich intensywność stopniowo wzrastała aż do epizodu czwartego (jak na to wskazuje coraz większa dominacja subpolarniej *Scabbardella* i zmniejszanie się gatunkowej złożoności zespołów), po czym tendencja ta uległa częściowemu odwróceniu (ryc. 2). Można domniemywać, że było to odzwierciedlenie następstwa glacjałów i interglacjałów podczas późnoordowickiego zlodowacenia pobliskiego kontynentu Gondwany. Epizody te można datować w oparciu o zidentyfikowane w profilu zmiany ewolucyjne i interpretacje migracji przewodnich konodontów. Korelacja z innymi obszarami świata jest jednak w pewnej części prowizoryczna, bowiem nigdzie indziej nie ma równie kompletnej dokumentacji dynamiki faun konodontów. Szczególnym utrudnieniem jest słabe rozpoznanie chrono-

logii konodontowej całego ordowiku brytyjskiego i późnego ordowiku bałtyckiego. Korelując jednak w miarę możliwości poszczególne zdarzenia, każdej z zimnych epok i przedzielającym je epizodom ciepłego klimatu przyporządkowane zostały nieformalne nazwy. W przypadku zimnych epizodów klimatycznych określone one zostały jako Mójcza 1-8, przedzielającym je ciepłym epokom przyporządkowane zostały mniej lub bardziej tradycyjne nazwy wzięte od dominacji charakterystycznych i szeroko znanych gatunków, albo od równowiekowych jednostek litologicznych z innych obszarów świata. Przedstawione są poniżej w porządku następstwa czasowego.

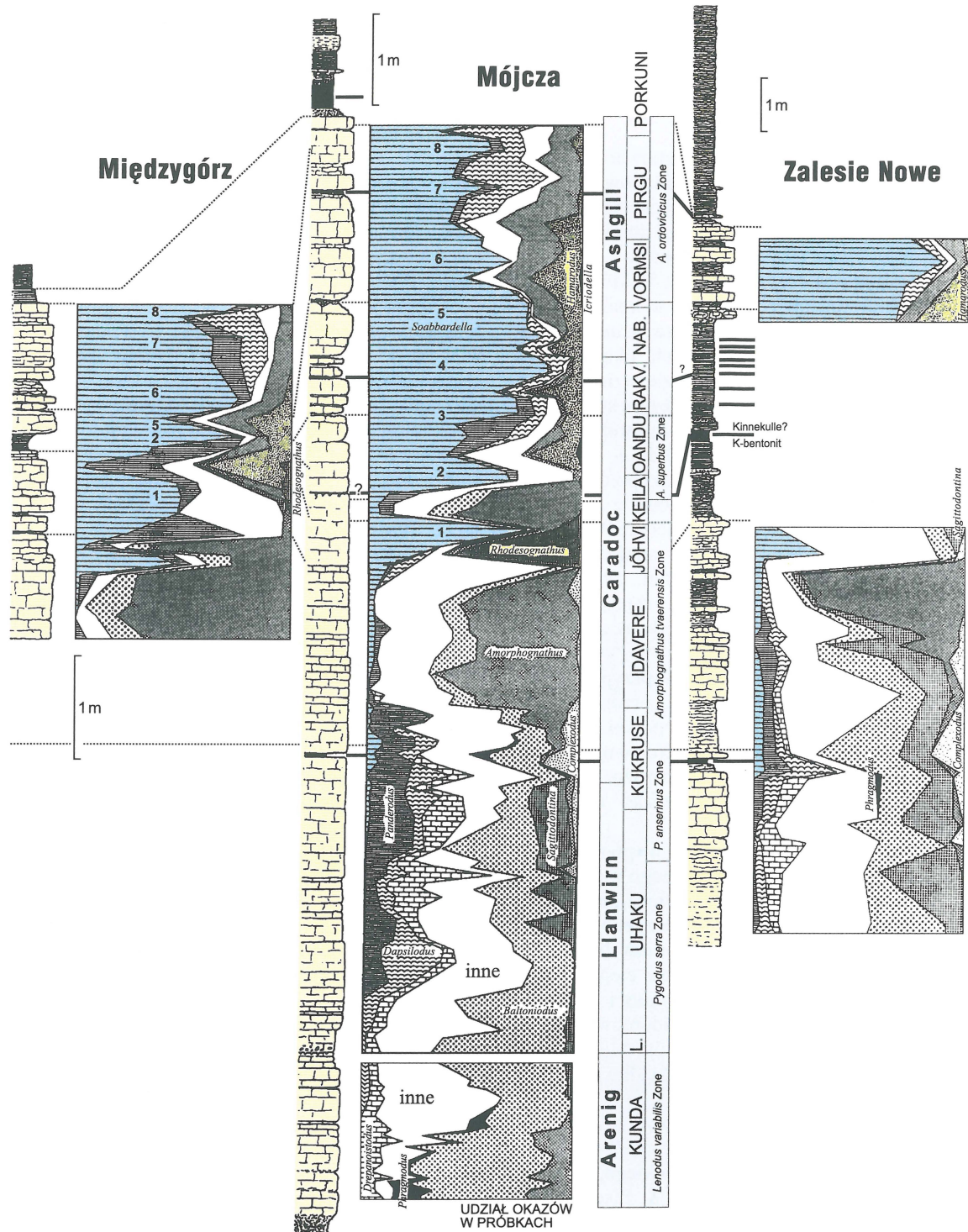
Transgresja *Nemagraptus gracilis*. To globalne zdarzenie, kończące epokę stosunkowej stabilności środowiska trwającą od późnego lanwirnu, zaznaczyło się w świecie ekspansją do tropików występującej wcześniej tylko w strefie klimatu umiarkowanego fauny *A. tvaerensis*, a w Górach Świętokrzyskich (zona *A. tvaerensis* na ryc. 2) zanikiem *Complexodus*. W Górach Świętokrzyskich niedługo wcześniej powstał pokład K-bentonitu, dobrze odsłonięty w Mójczy.

Zdarzenie *Rhodesognathus*. Pierwsze poważniejsze zaburzenie stosunków ekologicznych w rejonie, wyrażające się w nagłym i masowym pojawieniu się egzo-



Ryc. 1. Przepuszczalne położenie mikrokontynentu Małopolska w późnym ordowiku (kompilacja z licznych źródeł)

Fig. 1. Probable position of the Małopolska microcontinent in the Late Ordovician (compiled from many sources)



Ryc. 2. Korelacja trzech głównych profili ordowiku w rejonie kieleckim Gór Świętokrzyskich i spektra procentowych udziałów poszczególnych rodzajów konodontów w próbkach. Cyfry oznaczają zimne epizody z Mójczy, poziomymi kreskami zaznaczone są i prowizorycznie skorelowane pokłady K-bentonitów, korelację paleontologiczną (możliwie niezależną od zdarzeń klimatycznych, przeważnie opartą na ewolucji) wskazują linie kropkowane

Fig. 2. Correlation of the three main sections of the Middle and Upper Ordovician strata in the Holy Cross Mountains, Poland. The Międzygórz and Mójcza sections belong to the relatively shallower-water Kielce facies region, the Zalesie Nowe section belongs to the deeper-water Łągów facies region. General age correlation and recognition of particular time units is based on the evolution of the conodont *Amorphognathus*. Correlation within the area (pointed lines) is based on succession of zonally diagnostic conodont species, distribution of agglutinated foraminifera, which are restricted to the *A. ordovicicus* Zone, and bentonite horizons. Some of those bentonites are potentially correlatable with widely distributed volcanic ashfalls of the late Middle and Late Ordovician. Logs of percentage contribution of elements of conodont apparatuses representing particular lineages can be used for finer correlation referring to climatically controlled faunal successions. Climatic gradients are calibrated by using incursions of exotic, subpolar and tropical species. Numbers in the upper parts of the logs denote episodes of climate cooling identified in the Mójcza succession

tycznego ciepłowodnego *Rhodesognathus*, miało miejsce w późnym karadoku. Występowanie *Baltoniodus alobatus* wskazuje na koniec zony *A. tvaerensis* (Dzik, 1994). Być może jest równowiekowe ze zmianami na granicy bałtyckich wieków Idavere i Jõhvi. (*Rhodesognathus* pojawił się w regionie bałtyckim już w Idavere).

Zimny epizod Mójcza 1. Był to zapewne pierwszy wyrazisty glacjał późnoordowickiej epoki lodowej. W profilach świętokrzyskich zaznaczyła się kompletna przebudowa stosunków ekologicznych i po raz pierwszy dominacją gondwańskiej *Scabbardella* w zespole konodontów.

Powrót dominacji *Amorphognathus*. Ta krótkotrwała zmiana przywróciła stosunki ekologiczne niemal identyczne jak w czasie transgresji *Nemagraptus gracilis*. Znamienne jest pojawienie się nielicznych okazów linii *Hamarodus*, która odtąd wyznaczać będzie wzrostem frekwencji kolejne ciepłe epoki (sądząc z rozprzestrzeniania, był to gatunek stosunkowo ciepłych mórz strefy klimatu umiarkowanego). Przejście ewolucyjne od *A. tvaerensis* do *A. superbus* s.s. w późnej części tej epoki precyzyjnie ją datuje. Jest więc być może równowiekowe z bałtyckim wiekiem Keila. W rejonie bałtyckim i Ameryce Płn. na granicę Jõhvi-Keila przypada szczególnie miąższy pokład K-bentonitu (horyzont Kinnekulle; Huff i in., 1992.), który ma chyba swój odpowiednik w Zalesiu tuż poniżej ostatniego zidentyfikowanego horyzontu z ooidami, a może i w Mójczy.

Zimny epizod Mójcza 2. Ten drugi już przypuszczalny glacjał doprowadził do nieodwracalnego przekształcenia stosunków ekologicznych w rejonie Małopolski. Frekwencja *Hamarodus*, który rozpoczął dopiero swoją geograficzną ekspansję, była wciąż niska, bardzo liczne są natomiast ooidy w osadzonych wówczas warstwach wapienia z Mójczy.

Ostatnia ciepła epoka sedymentacji wapienia z Mójczy. Jest to ostatni akt sedymentacji bogatego w ooidy fosforanowe wapienia z Mójczy. Jest to również epoka bodaj najwyższego zróżnicowania taksonomicznego bentosu. Pojawienie się *Icriodella* i *Protopanderodus liripipus*, a także obfitość *Hamarodus* wskazuje na ciepły klimat (Dzik, 1983, 1990; w druku b). *Hamarodus* i *Icriodella* były odtąd stałymi składnikami faun konodontowych interglacjałów w obszarze świętokrzyskim. W Międzygórzu przypadła na ten czas luka sedymentacyjna albo przynajmniej zmiana rodzaju osadu na ilasty.

Zdarzenie to może być równowiekowe z inwazją w wieku Oandu północnoamerykańskich zespołów z „*Aphelognathus*” i *Icriodella* do obszaru bałtyckiego, Szkocji i regionu Mendocino w Argentynie (Dzik & Pisera, 1994: Dzik, w druku a, b). Osady następnego bałtyckiego wieku Rakvere należą do tego samego cyklotemu, i są jeszcze bogatsze w północnoamerykańskie elementy faunistyczne (*Belodina confluens*; Männik, 1992). Wyrazem tej samej zmiany klimatu mógł być też horyzont Kalkbank Turynii, choć korelacja oparta na ewolucji *Amorphognathus* następcza rozliczne trudności wynikające z dużej zmienności wewnątrzpopulacyjnej (Ferretti & Barnes, 1997).

Zimne epizody Mójcza 3–5. Trzeci glacjał przerwał sedymentację wapienia z Mójczy, który zastąpiły margle i wapienie bez ooidów. Bardzo obniżyło się zróżnicowanie taksonomiczne faun, w przypadku konodontów do najniższego poziomu w całym ordowiku. W Turynii po epoce sedymentacji Kalkbank nastąpiły warunki glacialne (Leder-

schiefer). Występowanie bardzo charakterystycznego nie nazwanego gatunku *Amorphognathus* pozwala na precyzyjną korelację 4. i 5. epizodu z wapieniem Slandrom, który jest obocznością rafowego wapienia Kullberg w Szwecji (Dzik, 1999). Paradoksalnie, szczyt ochłodzenia w obszarze małopolskim był więc najprawdopodobniej równoczesny z maksimum rozwoju raf w subtropikalnym wówczas regionie bałtyckim. Można to interpretować jako przejaw skrajnie wyrażonej strefowości klimatycznej. Dwa nieznaczące ocieplenia wyodrębniające epizod Mójcza 4 mogą odpowiadać wiekom Rakvere i Nabala Estonii (Dzik, 1999).

Ciepła epoka Vormsi. W Mójczy pojawił się wówczas *Amorphognathus ordovicicus* co wskazuje na równowiekowość z wiekiem Vormsi Estonii, który datuje ta szybko ewoluująca linia ewolucyjna a klimatycznie wyróżnia tropikalna *Plectodina tenuis* (Männik, 1992). *A. ordovicicus* występuje też w wapieniu mszywiolowym formacji Djeffara w Libii (Bergström & Massa, 1992; Paris i in., 1995), którego sedymentacja dowodzi ekspansji w tym czasie stosunkowo ciepłego klimatu aż na Gondwanę. Identyfikacja poszczególnych epizodów w profilu Zalesie Nowe może być przeprowadzona jedynie z niewielką wiarygodnością, przy małych frekwencjach konodontów nie udało się bowiem dotąd zidentyfikować diagnostycznych elementów aparatu *Amorphognathus*. Być może pokład ciemnego wapienia z norami odpowiada horyzontowi z licznymi *Icriodella* w profilu Mójczy.

Zimne epizody Mójcza 6–8. Ostatnie zimnowodne fauny w Mójczy cechuje zmniejszony udział *Scabbardella*, do której znacząco dołączył niemal nieobecny wcześniej *Dapsilodus*. Podobny wzrost udziału *Dapsilodus* cechuje bałtycki wiek Pirgu. Männik (1992) zidentyfikował trzy epizody transgresyjne w obrębie Pirgu i wczesnego Porkuni, które być może odpowiadają cieplejszym epokom rozdzielającym zimne epizody w Mójczy.

Ciepła epoka Uqua. Ostatni horyzont wapienny w Górach Świętokrzyskich wraz ze swoistą fauną konodontów i następujące po nim łupki z fauną trylobitów *Mucronaspis* i ramienionogów *Hirnantia* mają ścisły odpowiednik w Alpach Karnijskich (wapień Uqua). Transgresja zapoczątkowana wówczas osiągnęła szczyt na granicy ordowiku i syluru. Nie jest jasne znaczenie korelacyjne *Amorphognathus duftonus*, który prawdopodobnie wyewoluował z *A. ordovicicus* pod koniec sedymentacji wapienia z Uqua (z niemiecka Uggwa lub Tonflaserkalk). Elementy wykazujące zaczątki cech diagnostycznych dla tego gatunku znalezione zostały tuż pod stropem ordowiku w Mójczy (Dzik, 1999), ale również pośrodku zasięgu *A. ordovicicus*. Nie wykluczone więc, że jest to wyraz jedynie zmienności wewnątrzpopulacyjnej a nie następstwa ewolucyjnego.

Zdarzenie przy granicy ordowik-sylur. Precyzyjna korelacja zapisu zdarzeń przy granicy tych okresów w różnych regionach świata jest wciąż przedmiotem poważnych kontrowersji (Robertson i in., 1991; Goodfellow i in., 1992; Paris i in., 1995; Owen & Robertson, 1995). Pojawienie się faun trylobitów *Mucronaspis* i ramienionogów (Rong & Harper, 1988) niewątpliwie nie miało żadnego związku z ich ewolucją, lecz było natury ekologicznej. Wątpliwe, by zmiany środowiskowe o tym decydujące miały globalny i ściśle synchroniczny charakter. Bałtycki wiek Porkuni jest generalnie uznany za kończący ordowik i na jego późną część przypada transgresja (Männik, 1992), ale nie są zna-

ne żadne przewodnie konodonty z tego regionu. Również stosunek między europejskim konodontem (znanym również z Mójczy) *Birksfeldia* i północnoamerykańskim *Gamachignathus*, uważanym za diagnostyczny dla kończącej tamtejszy ordowik Fauny 13 jest dyskusyjny (mogą być synonimami; Dzik, 1999). Koniec ordowickich zlodowaceń Gondwany w głębokowodnych profilach, również w Zalesiu, zaznacza się zmianą barwy ilastego osadu z jasnego na czarny. W stratotypowym profilu czarnego łupku Birkhill w Szkocji wciąż jednak występują typowe konodonty ordowickie, z dominacją *Dapsilodus*, zapewne rzadszą *Scabbardella*, i *Amorphognathus* (Barnes & Williams, 1988). Co więcej, według Melchin i in. (1991) *Amorphognathus ordovicicus* w arktycznej Kanadzie sięga w głąb sylurskiej zony graptolitowej *Parakidograptus acuminatus* a *Gamachignathus* współwystępuje z typowo sylurską *Ozarkodina hassi*. Znamienne, że nie są znani przodkowie landowerskich *Ozarkodina* i *Aspelundia*, wyjściowych dla niemal wszystkich późniejszych konodontów. Imigrowały do niskich szerokości geograficznych z nieznanego obszaru źródłowego.

Wnioski

Przedstawiony schemat wydzielenia jednostek klimatycznych w późnym ordowiku jest w istocie prostym zastosowaniem do badań konodontów metod palinologii. Zapis kopalny z Gór Świętokrzyskich dowodzi, że ekspansja lądolodu na Gondwanie była wieloetapowa i stopniowa (Pope & Read, 1998; Dzik, 1999). Charakter zmiany zespołów konodontów pod koniec sedymentacji węglanowej w obszarze kieleckim sugeruje, że miało wówczas miejsce stopniowe ocieplenie klimatu. Zmiana sedymentacji na ilastą i pojawienie się faun *Hirnantia-Mucronaspis* sprawia więc raczej wrażenie globalnego podniesienia poziomu morza, które kontynuowało się przez granicę ordowik-sylur, niż oziębienia (jak to się przeważnie sądzi). Jeśli by te wstępne sugestie okazały się prawdą, należałoby całkowicie zrewidować datowanie zlodowaceń i opartą na danych paleontologicznych chronologię późnego ordowiku.

Literatura

- BARNES C.R. & WILLIAMS S.H. 1988 — Conodonts from the Ordovician-Silurian boundary stratotype, Dob's Linn, Scotland. Bull. British Mus. (Natural History). Geology, 43: 31–39.
- BERGSTRÖM S.M. & MASSA D. 1992 — Stratigraphic and biogeographic significance of Upper Ordovician conodonts from northwestern Libya. [In:] M.J. Salem, O.S. Hammuda, B.A. Eliagoubi (eds.), The Geology of Libya, vol. IV: 1323–1342. Elsevier.
- BRENCHLEY P.J. 1988 — Environmental changes close to the Ordovician-Silurian boundary. Bull. British Mus. (Natural History), Geology, 43: 377–385.
- 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., 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.
- DZIK J. 1978 — Conodont biostratigraphy and paleogeographical relations of the Ordovician Mójczy Limestone (Holy Cross Mts., Poland). Acta Palaeont. Pol., 23: 51–72.
- DZIK J. 1983 — Relationships between Baltic and North American Midcontinent Ordovician conodont faunas. Fossils and Strata, 15: 59–85.
- DZIK J. 1990 — Conodont evolution in high latitudes of the Ordovician. Cour. Forsch. Senckenberg, 117: 1–28.
- DZIK J. 1994 — Conodonts of the Mójczy Limestone. Palaeont. Pol., 53: 43–128.
- DZIK J. 1999 (w druku) — Evolution of the Late Ordovician high-latitude conodonts and dating of Gondwana glaciations. Boll. Soc. Paleont. Ital.
- DZIK J. & PISERA A. 1994 — The Mójczy Limestone and its sedimentation. Palaeontologia Pol., 53: 5–41.
- FERRETTI A. & BARNES C.R. 1997 — Upper Ordovician conodonts from the Kalkbank Limestone of Thuringia, Germany. Palaeontology, 40: 15–42.
- GOODFELLOW W.D., NOWLAN G.S., MCCracken A.D., LENZ A.C. & GRÉGOIRE D.C. 1992 — Geochemical anomalies near the Ordovician-Silurian boundary, northern Yukon Territory, Canada. Historical Biology, 6: 1–23.
- HAMBREY M.J. 1985 — The Late Ordovician–Early Silurian glacial period. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 51: 273–289.
- HUFF W.D., BERGSTRÖM S.M. & KOLATA D.R. 1992 — Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. Geology, 20: 875–878.
- LEWANDOWSKI M. 1993 — Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts (central Poland) and the origin of the Variscan Orogen. Publ. Insit. Geoph. Pol. Acad. Sc., A-23: 3–84.
- MÄNNIK P. 1992 — Upper Ordovician and Lower Silurian conodonts in Estonia. Dissertationes Geologicae Universitatis Tartuenssis, 1: 1–49.
- MARSHALL J.D., BRENCHLEY P.J., MASON P., WOLFF G.A., ASTINI R.A., HINTS L. & MEIDLA T. 1997 — Global carbon isotopic events associated with mass extinction and glaciation in the Late Ordovician. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 132: 195–210.
- MELCHIN M.J., MCCracken A.D. & OLIFF F.J. 1991 — The Ordovician-Silurian boundary on Cornwallis and Turo Islands, Arctic Canada: preliminary data. Canad. Jour. Earth Sc., 28: 1854–1862.
- MODLINSKI Z. 1982 — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol., 102: 1–66.
- OWEN A.W. & ROBERTSON D.B.R. 1995 — Ecological changes during the end-Ordovician extinction. Modern Geology, 20: 21–39.
- PARIS F., ELAOUAD-DEBBAJ Z., JAGLIN J.C., MASSA D. & OULEBSIR L. 1995 — Chitinozoa and late Ordovician glacial events on Gondwana. [In:] Cooper J.D., Droser M.J., Finney, S.C. (eds.), Ordovician Odyssey: short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System: 171–176. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton, California.
- POPE M. & READ J.F. 1998 — Ordovician metre-scale cycles: implication for climate and eustatic fluctuations in the central Appalachians during a global greenhouse, non-glacial to glacial transition. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 138: 27–42.
- ROBERTSON D.B.R., BRENCHLEY P.J. & OWEN A.W. 1991 — Ecological disruption close to the Ordovician-Silurian boundary. Historical Biology, 5: 131–144.
- RONG J.-Y. & HARPER D.A.T. 1988 — A global synthesis of the latest Ordovician Hirnantian brachiopod faunas. Trans. Royal Soc. Edinburgh; Earth Sc., 79: 383–402.
- 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 change during the Hirnantian glaciation. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 132: 147–158.