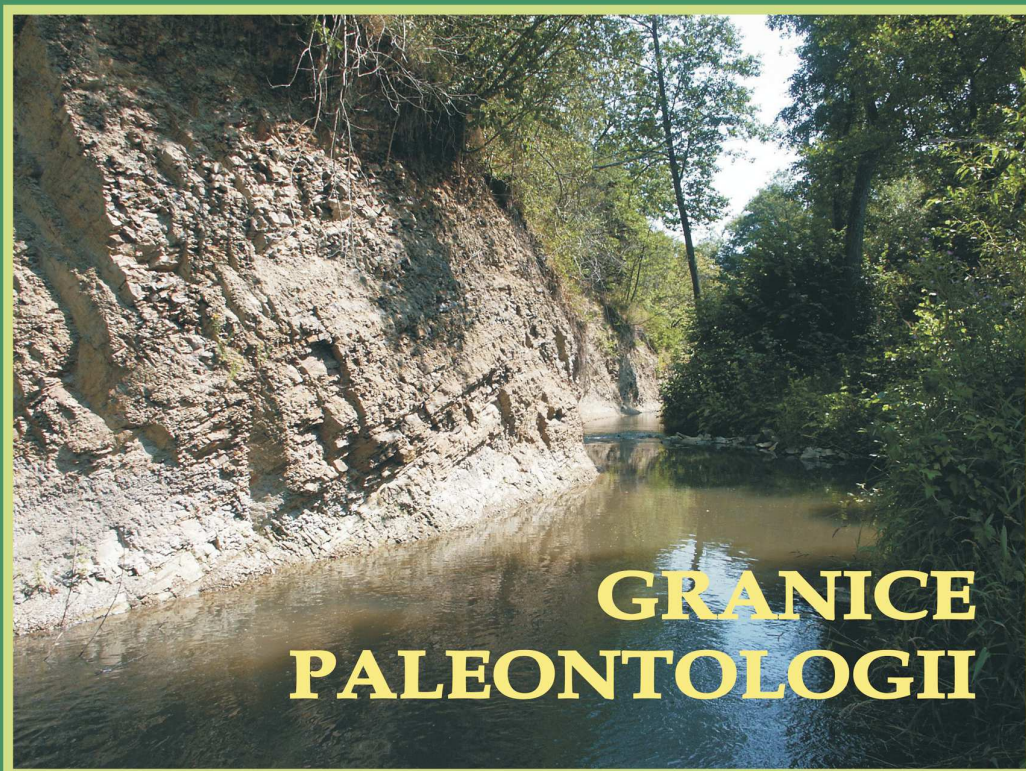


POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE
WYDZIAŁ GEOLOGII UNIWERSYTETU WARSZAWSKIEGO
PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
INSTYTUT PALEOBIOLOGII PAN
MUZEUM ZIEMI PAN



**XX Konferencja Naukowa
Paleobiologów i Biostratygrafów PTG**

**Św. Katarzyna pod Łysicą
10-13 września 2007 r.**

Materiały konferencyjne

**Redakcja:
Anna Żylińska**

**Wydział Geologii UW
Warszawa 2007**

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE
WYDZIAŁ GEOLOGII UNIwersYTETU WARSZAWSKIEGO
PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
INSTYTUT PALEOBIOLOGII PAN
MUZEUM ZIEMI PAN

„GRANICE PALEONTOLOGII”

XX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów
Polskiego Towarzystwa Geologicznego



Św. Katarzyna pod Łysicą
10-13 września 2007 r.

Materiały konferencyjne

Redakcja:
Anna Żylińska

Wydział Geologii UW
Warszawa 2007

Copyright © Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków 2007

ISBN 978-83-916310-8-9

Projekt logo konferencyjnego: *Bogusław Waksmundzki*

Zdjęcie na okładce: Odślonięcie dolnokambryjskich mułowców formacji łupków z Kamieńca w dolinie Koprzywianki (Góry Świętokrzyskie)
fol. Sylwester Salwa

Skład, łamanie i druk:

Zakład Graficzny Uniwersytetu Warszawskiego. Zam. 527/07

Komitet Organizacyjny
XX Konferencji Naukowej Paleobiologów i Biostratygrafów PTG

Przewodniczący:

dr hab. prof. UW Stanisław Skompski

Sekretarz:

dr Anna Żylińska

Komitet naukowy:

doc. dr hab. Hanna Matyja

doc. dr hab. Ewa Olempska-Roniewicz

Członkowie:

dr hab. prof. UW Michał Ginter

dr Jacek Gutowski

dr Barbara Studencka

dr hab. prof. UW Ireneusz Walaszczyk

Redakcja materiałów konferencyjnych:

dr Anna Żylińska

Organizatorzy

Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego

Państwowy Instytut Geologiczny

Instytut Paleobiologii PAN

Muzeum Ziemi PAN

Sponsorzy

Wydział Geologii UW

Uniwersytet Warszawski

Państwowy Instytut Geologiczny

Polskie Towarzystwo Geologiczne

Urząd Gminy Łagów

Bałtowski Park Jurajski

Geol-Min sp. z o.o. Kielce

Świętokrzyskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi w Kielcach

SPIS TREŚCI

Słowo wstępne	9
Barbara STUDENCKA – 33 lata działalności Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego. <i>Jubileuszowa XX Konferencja Paleontologów</i>	10

STRESZCZENIA REFERATÓW SESJI PLENARNEJ

Jarosław STOLARSKI – <i>Od atomu do atolu, czyli o hierarchicznej strukturze szkieletu koralowców</i>	15
Michał SZULCZEWSKI – <i>Konodonty jako narzędzie stratygrafii w dynamicznych systemach depozycji</i>	19
Jerzy TRAMMER – <i>Ewolucja reguły Cope'a</i>	24
Alfred UCHMAN – <i>Zmiany głębokowodnych skamieniałości śladowych w fanerozoiku</i>	28

STRESZCZENIA REFERATÓW I POSTERÓW

Małgorzata BIEŃKOWSKA – <i>Zachowanie szkieletu osiowego u ryb z serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Zewnętrznych na obszarze Polski</i>	31
Grzegorz BIJAK, Dariusz NAST – <i>Małże kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich przydatność w określaniu warunków środowiska sedymentacji</i>	33
Błażej BŁĄŻEJOWSKI – <i>Otwornice bentosowe późnego paleozoiku Spitsbergenu</i>	34
Adam BODZIOCH, Grzegorz LICHTARSKI – <i>Diplopora annulatissima Pia, 1920 z dolomitu jemielnickiego: anatomia a systematyka i stratygrafia</i>	36
Ewelina BORCUCZ, Michał RAKOCIŃSKI – <i>Mikroorganizmy z dolnego famenu Kowali (Góry Świętokrzyskie) – implikacje paleośrodowiskowe</i>	38
Magdalena BORSUK-BIAŁYŃICKA, Susan EVANS, Mariusz PASZKOWSKI – <i>Badania fauny kręgowców z dolnotriasowych utworów krasowych stanowiska Czatkowice k/Krakowa</i>	40
Tomasz BORSZCZ, Artur GAJERSKI – <i>„Conulus konzentrat-Lagerstätte” z dolnego turonu (kreda górna) niecki miechowskiej (południowa Polska)</i>	42
Alina CHRZĄSTEK – <i>Ichnoasocjacje dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej</i>	43
Artur GAJERSKI, Mariusz SALAMON, Michał ZATOŃ, Adrian KIN – <i>Liliowce z tytonu (górna jura) Polski centralnej</i>	46
Andrzej GECOW – <i>Nowe wyjaśnienie mechanizmu rekapitulacji filogenezy w ontogenezie przywracające jej znaczenie jako narzędzia paleobiologii</i>	48
Michał GINTER – <i>Rekiny z pogranicza franu i famenu w Europie Środkowej – nowe dane</i>	50
Anna GÓRECKA-NOWAK, Marzena KOWALCZE-ŁUPICKA – <i>Palinostratygrafia osadów formacji białokamińskiej (karbon) w okolicy Wałbrzycha (niecka śródsudecka)</i>	52

Adam HALAMSKI – <i>Nowe dane o dewońskich ramienionogach Polski</i>	53
Marta HODBOD – <i>Ziarna pyłku i spory z osadów jury dolnej w profilu Beňatina w Pienińskim Pasie Skalkowym na Słowacji</i>	55
Jolanta IWAŃCZUK – <i>Biostratygrafia otwornicowa na granicy trias/jura w jednostce regłowej dolnej w Tatrach Polskich</i>	57
Monika JACHOWICZ – <i>Neoproterozoiczne (ediakarskie) zespoły Acritarcha w anchimetamorficznych skałach bloku małopolskiego</i>	59
Monika JACHOWICZ, Paweł FILIPIAK – <i>Wstępne wyniki badań palinologicznych utworów kambru dolnego i dewonu dolnego w otworze wiertniczym Trojanowice 2</i>	62
Katarzyna JANISZEWSKA, Piotr SZREK, Tatiana WORONCOWA-MARCINOWSKA – <i>Zapis zdarzeń biotycznych na pograniczu frańsko-fameńskim w Płuckach koło Łagowa</i>	63
Adrian KIN – <i>Uwagi o rodzaju Lewesiceras (Pachydiscidae) ze środkowego i górnego turonu kamieniołomu Odra Nowa w Opolu</i>	67
Adrian KIN, Katarzyna ŻYŁA – <i>Mesolimulus (Xiphosurida) z górnego tytonu Polski centralnej</i>	68
Bogusław KOŁODZIEJ, Ioan I. BUCUR, Vyara IDAKIEVA, Marin IVANOV, Vassil ZLATARSKI – <i>Paleoekologia wczesnokredowych koralowców i raf: przykłady z Bułgarii i Rumunii</i>	70
Rafał KOWALSKI – <i>Rekonstrukcja mioceńskich zbiorowisk roślinnych i warunków siedliskowych w rejonie Konina na podstawie flory karpologicznej z kopalni węgla brunatnego „Lubstów”</i>	72
Wojciech KOZŁOWSKI – <i>Marginalno-morskie zespoły skamieniałości górnego syluru regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich i ich aplikacja do interpretacji środowisk sedymentacji</i>	73
Cezary KRAWCZYŃSKI – <i>Wybrane struktury wewnętrzne tecioidów (Brachiopoda) z profilu górnego oksfordu Bielaw i Wapienna na Kujawach</i>	75
Wojciech KRAWCZYŃSKI – <i>Septacja w muszlach ślimaków paleozoicznych</i>	77
Ewa KRZESZOWSKA, Iwona MACHŁAJEWSKA – <i>Unikalne kolekcje paleontologiczne w Muzeum Geologii Złóż im. Czesława Poborskiego w Gliwicach</i>	79
Jarmila KRZYMIŃSKA, Jolanta PARUCH-KULCZYCKA, Radosław PIKIES – <i>Zespoły otwornic w morskich osadach plejstoceńskich Dolnego Powiśla</i>	81
Jan MALEC – <i>Otwornice emsu i eiflu w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich</i>	83
Jan MALEC – <i>Sukcesja konodontowa na pograniczu żywetu i franu w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich</i>	85
Monika MASIAK – <i>Sylurskie zespoły akritarchowe z Gór Świętokrzyskich</i>	87
Jolanta MUSZER, Marta ŁUGOWSKA – <i>Pierwsze w Polsce wystąpienie mikrobrachiopodów Lambdarina</i>	89
Katarzyna NARKIEWICZ – <i>Paleoekologiczne ograniczenia stosowania podziału konodontowego dla dewonu środkowego – przykład obszaru radomsko-lubelskiego</i>	91
Mariusz NIECHWEDOWICZ – <i>Górnotriasowe amonity z wapieni typu Hallstatt Gór Djurdjura (Algieria) i ich znaczenie dla paleogeografii zachodniej Tetydy</i>	93
Grzegorz NIEDŹWIEDZKI, Zbigniew REMIN – <i>Nowe stanowiska z ichtnofauną kregowców z pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich</i>	95
Grzegorz NIEDŹWIEDZKI, Tomasz SULEJ – <i>Tropy kregowców w górnym triasie Polski</i>	97
Ewa OLEMPKA – <i>Morfologia i styl życia paleozoicznych Beyrichioidea (Ostracoda)</i>	98

Danuta OLSZEWSKA-NEJBERT, Marcin BARSKI – <i>Uwagi o wieku utworów paleogeńskich na podstawie cyst Dinoflagellata w Mielniku (wschodnia Polska)</i>	99
Danuta OLSZEWSKA-NEJBERT, Ewa ŚWIERCZEWSKA-GLADYSZ – <i>Gąbki z utworów santonkich w kamieniołomie Wielkanoc (Wyżyna Miechowska) – wstępne badania paleontologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne.</i>	101
Jolanta PARUCH-KULCZYCKA – <i>Pozycja biostratygraficzna zespołów mikrofauny z odsłoneń w Gałuszczincach i Kołubajowcach (NW Ukraina)</i>	104
Dominik PAWŁOWSKI – <i>Holoceński rozwój torfowiska z obszaru Wzniesień Łódzkich na podstawie analizy subfosylnych szczątków wioślarek.</i>	105
Danuta PERYT – <i>Otwornice i biostratygrafia pogranicza kampanu i mastrychtu doliny środkowej Wisły, centralna Polska</i>	106
Anna POPLAWSKA-RASZEWSKA, Adam BODZIOCH – <i>Sylurska flora lądowa z regionu łysogórskiego.</i>	107
Michał POROS – <i>Style zachowania skamieniałości śladowych z kambru Wiśniówki Dużej (Góry Świętokrzyskie) i ich znaczenie paleoekologiczne.</i>	109
Michał RAKOCIŃSKI – <i>Nowe dane na temat amonitowatych z famenu Kowali w Górach Świętokrzyskich.</i>	111
Michał RAKOCIŃSKI, Leszek MARYNOWSKI, Michał ZATOŃ – <i>Paleoekologia i geochemia środkowofameńskiego poziomu goniatytowego z Kowali (Góry Świętokrzyskie)</i>	113
Zbigniew REMIN – <i>Strukturalne różnice budowy rostrum u przedstawicieli Belemnella i Belemnitella – implikacje paleobiologiczne</i>	115
Zbigniew REMIN – <i>Sztuczne sieci neuronowe jako narzędzie podstawowych badań paleontologicznych</i>	117
Ewa RONIEWICZ – <i>Jurajsko-kredowa fauna koralowa z profilu Lalnicy w Bułgarii zachodniej</i>	119
Barbara SŁODKOWSKA – <i>Paleogen i neogen Warmii i Mazur w zapisie palinologicznym</i>	120
Kornelia STANECZKO, Teresa MIGIER – <i>Nowa nomenklatura neuropteridesów w kontekście stratygraficznym dla karbonu Polski.</i>	122
Marzena STEMPIEŃ-SALEK – <i>Miospory (?) w ordowiku otworu wiertniczego Wilków IG-1 w Górach Świętokrzyskich.</i>	124
Barbara STUDENCKA, Marek JASIONOWSKI – <i>Małże z wczesnosarmackich raf serpulowo-mikrobialitowych z obszaru Miodoborów (zachodnia Ukraina)</i>	126
Zbigniew SZCZEPANIK – <i>Regionalny gradient paleotermiczny w zapisie palinologicznym starszego paleozoiku i dewonu Gór Świętokrzyskich</i>	129
Piotr SZREK – <i>Ryby pancerne a zapis górnego zdarzenia Kellwasser w Płuckach koło Łagowa</i>	133
Andrzej SZYDŁO, Tomasz MALATA, Piotr NESCIERUK – <i>Tafonomia otwornic w kontekście rozwoju środkowokredowej sedymentacji w strefie śląsko-podśląskiej (polskie Karpaty Zewnętrzne)</i>	135
Ewa ŚWIDNICKA – <i>Aturia sp. (Nautiloidea) z oligocenu serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat polskich.</i>	137
Andrzej WIERZBOWSKI, Krzysztof PIETRAS – <i>Następstwo amonitów w profilu Bobrowników na Wyżynie Wieluńskiej i ich znaczenie dla wyznaczenia jednolitej granicy oksfordu i kimerydu.</i>	139
Ryszard WRONA – <i>Zmienność zespołów Chitinozoa na granicy fran/famen w Górach Świętokrzyskich</i>	140
Tomasz WRZOLEK – <i>Rozpoznawanie gatunków paleontologicznych – Philipsastreidae (Rugosa) górnego franu</i>	141
Michał ZATOŃ, Leszek MARYNOWSKI – <i>Geneza i paleoekologia konkrecji hiatusowych z ilów rudonośnych Jury Polskiej.</i> ..	143
Anna ŻYLIŃSKA, Zbigniew SZCZEPANIK, Monika MASIĄK, Sylwester SALWA – <i>Granica kambr dolny/środkowy w Górach Świętokrzyskich – nowe obserwacje na podstawie trylobitów i akritarch.</i>	145

OBJAZD TERENOWY

Paleozoik Gór Świętokrzyskich

Wąwóz Prągowiec – Płucki k. Łagowa – kamieniołom „Skala”

Monika MASIAK – <i>Sylur synkliny bardziańskiej</i>	149
Piotr SZREK, Michał GINTER – <i>Poziomy wapieni typu Kellwasserkalk w Płuckach koło Łagowa</i>	157
Stanisław SKOMPSKI – <i>Środkowodewońska sukcesja kamieniołomu „Skala”</i>	162

SŁOWO WSTĘPNE

Wiodącymi motywami 19-tu dotychczasowych konferencji paleontologów polskich były różne aspekty wykorzystania danych paleontologicznych w rozważaniach o biostratygrafii, zmienności paleośrodowisk sedymentacyjnych, biogeografii czy ewolucji. Dla uczestników tych spotkań oczywistym było stwierdzenie korzyści płynących z uprawiania paleontologii dla wszystkich dziedzin szeroko rozumianej geologii i paleobiologii. Nie wspominamy tu już o samej przyjemności zgłębiania tej dziedziny wiedzy i satysfakcji płynącej z odkrywania nowych taksonów, rozpoznawania ich sposobu życia i uzależnień biogeograficznych.

Tegorocznej konferencji nieco przekornie daliśmy tytuł „Granice paleontologii”. Cechą wieku dojrzałego, a trwająca od ponad 30-tu lat konferencja ma już chyba prawo nazwać się „dojrzała”, jest bowiem pojawianie się refleksji i sceptycyzmu w stosunku do swoich młodzieńczych pragnień i wyobrażeń. Im wnikliwiej poznajemy kulisy minionego świata tym większe wątpliwości i frustracje rodzą w nas kłopoty z odróżnieniem gatunku biologicznego i paleontologicznego, trudności w rekonstrukcji kompletnych organizmów na podstawie ich fragmentów czy też ograniczenia facjalne bardzo wielu grup bezkręgowców. W znalezieniu skamieniałości oprócz rozległej wiedzy i pracowitości w równie dużym stopniu pomaga nam intuicja, ale czasami też przypadek. Ogromne zróżnicowanie współczesnych form życia ciągle uświadamia nam trudności w odtworzeniu pełnego obrazu świata sprzed wielu milionów lat na podstawie na ogół szczątkowego zapisu kopalnego. Te wszystkie mankamenty stanowią o istnieniu pewnego metodologicznego kresu poznania paleontologicznego, który roboczo nazwaliśmy „Granice paleontologii”. Przekora tego tytułu tkwi jednak w tym, że chyba wszyscy uważamy, że granice te są ciągle bardzo odległe. Co więcej gromadzenie coraz większej liczby danych i doskonalenie metod poszukiwań, opisu i klasyfikacji granice te ciągle od nas odsuwa. Tym zagadnieniom poświęcone będą między innymi referaty plenarne przygotowane na konferencję.

Mamy nadzieję, że tegoroczna XX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG utwierdzi nas w tym optymistycznym przekonaniu. Wszystkim uczestnikom życzymy ciekawych obrad i miłego pobytu na gościnnej Ziemi Kieleckiej.

Komitet Organizacyjny

33 lata działalności Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Jubileuszowa XX Konferencja Paleontologów

Barbara STUDENCKA

Muzeum Ziemi, Polska Akademia Nauk, Al. Na Skałpie 20/26, 00-488 Warszawa
bstudencka@go2.pl

Pierwsza w dziejach konferencja paleontologów polskich odbyła się we wrześniu 1974 r. we Wrocławiu. W spotkaniu, na którym przedstawione zostały osiągnięcia polskiej paleontologii w powojennym trzydziestoleciu, uczestniczyło 70 paleontologów reprezentujących placówki naukowo-badawcze Polskiej Akademii Nauk, wyższych uczelni, Instytutu Geologicznego i Przedsiębiorstw Geologicznych (BIERNAT 1975). Spotkanie to umożliwiło wymianę poglądów dotyczących stosowanych metod badawczych, jak również uświadomiło celowość, a właściwie konieczność takich ogólnokrajowych spotkań. Dlatego też na Walnym Zebraniu uczestników I Krajowej Konferencji Naukowej Paleontologów 3 IX 1974 r. podjęto uchwałę o utworzeniu Sekcji Paleontologicznej w ramach Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Uczestnicy konferencji wytypowali członków przyszłego zarządu. Na zamkniętym posiedzeniu w obecności Komitetu Organizacyjnego I Krajowej Konferencji Naukowej Paleontologów i wytypowanych przez Walne Zebranie członków przyszłego Zarządu Sekcji, a także władz Uniwersytetu Wrocławskiego, na przewodniczącą Sekcji powołano prof. G. Biernat, na wiceprzewodniczącą prof. T. Gunię, a na sekretarza doc. dr L. Malinowską. Członkami zarządu zostali: dr E. Barczyk, doc. dr hab. K. Bojkowski, dr H. Kubiak, doc. dr hab. E. Łuczowska, doc. dr hab. E. Morycowa i doc. dr hab. H. Żakowa.

Zarząd Główny Polskiego Towarzystwa Geologicznego, któremu przewodniczył prof. K. Maślankiewicz, na posiedzeniu 27 I 1975 r. zatwierdził utworzenie Sekcji Paleontologicznej. Zgodnie z regulaminem Sekcji zrzesza ona członków Towarzystwa interesujących się zagadnieniami paleontologii, biostratygrafii i paleoekologii, a jej działalność odbywa się na zasadach statutu PTG. Członkiem Sekcji może być każda osoba należąca do PTG, która złoży pisemne zobowiązanie przystąpienia do Sekcji. Do Sekcji przystąpiło wówczas 91 osób. Sekcja organizuje okresowe posiedzenia naukowe i ogólnokrajowe konferencje paleontologów raz na 2 lub 3 lata, połączone z wycieczkami. Zarząd Sekcji wybierany jest na Krajowej Konferencji Naukowej Paleontologów. Jednocześnie uchwalany jest program Sekcji. W lutym 1975 r. Sekcja została przyjęta do Międzynarodowej Asocjacji Paleontologicznej (IPA). Liczba członków wzrosła do 145.

Zarząd Sekcji powołany na zebraniu założycielskim działał do 1981 r. W okresie od 1974 do 1981 r. zorganizowane zo-

stały trzy konferencje i dwa seminaria terenowe¹. Zgodnie z regulaminem Sekcji konferencje zawsze składały się z sesji referatowej i sesji terenowych. Sesja posterowa zorganizowana została po raz pierwszy na XI konferencji we Wrocławiu w 1987 r.

Z inicjatywy Sekcji Paleontologicznej PTG w roku 1976 powołano Komisję do Spraw Dokumentalnych Kolekcji Geologiczno-Paleontologicznych pod przewodnictwem dr. S. Czarnieckiego, skupiającą przedstawicieli muzealnictwa z różnych ośrodków naukowych kraju. Zespół ten miał za zadanie sprawować ogólną pieczę nad prowadzoną inwentaryzacją kolekcji, zbierać informacje o kolekcjach starych, stanie ich liczebności i w miarę możliwości pomagać w porządkowaniu tych zbiorów. W roku 1977 Zarząd Główny PTG wystąpił do przewodniczącego Komitetu Nauk Geologicznych PAN prof. M. Książkiewicza o objęcie patronatem prac Komisji do Spraw Dokumentalnych Kolekcji Geologiczno-Paleontologicznych. Decyzją Prezydium KNG PAN prace Komisji zostały włączone do programu działalności KNG. W roku 1978, podczas obrad III Krajowej Konferencji Paleontologów w Sosnowcu, przedstawiono raport o liczbie i stanie zbiorów geologiczno-paleontologicznych w Polsce dla Komitetu Nauk Geologicznych PAN (BIERNAT 1979a, b). Sześć lat później opublikowany został informator o zbiorach zoologicznych i paleontologicznych przechowywanych w 21 instytucjach państwowych w Polsce (RAZOWSKI 1984).

Na walnym zebraniu Sekcji 19 VI 1981 r., podczas III konferencji w Kielcach, wybrano nowy zarząd Sekcji. Przewodniczącym został prof. J. Małecki, wiceprzewodniczącym doc. dr hab. L. Stuchlik, sekretarzem dr J. Wieczorek, skarbnikiem dr I. Heller. Prof. G. Biernat, doc. dr hab. T. Czyżewska, doc. dr hab. S. Geroch, doc. dr hab. M. Reyman, doc. dr hab. H. Żakowa, doc. dr L. Malinowska, dr J. Migier i mgr D. Laszko zostali członkami zarządu, który działał do roku 1985. W okresie tym zorganizowane zostały cztery konferencje (POŻARYSKA 1984; RONEWICZ 1984; PERYT 1986, 1987) i sesja naukowa w Krakowie. W roku 1981 liczba członków wzrosła do 177.

Wyboru nowych władz dokonano na posiedzeniu Sekcji Paleontologicznej podczas IX konferencji w Zakrzówku na Roztoczu: doc. dr hab. E. Roniewicz (przewodnicząca),

¹ Szczegóły zawarte są w Kalendarium.

dr J. Wieczorek (zastępca przewodniczącego), dr D. Peryt (sekretarz), mgr I. Heller (skarbnik) oraz członkowie: doc. dr hab. T. Czyżewska, prof. J. Fedorowski, dr E. Głuchowski, dr L. Jakubowska, doc. dr hab. J. Lefeld, prof. J. Małecki, mgr A. Pissera i mgr M. Romanek. Sekcja pod przewodnictwem zarządu wybranego w 1985 r. z przewodniczącą doc. dr hab. E. Roniewicz zorganizowała trzy konferencje (PERYT 1987, 1989) i działała do grudnia 1988 r. Na zebraniu Sekcji 24 IX 1988 r., podczas XII konferencji w Kielcach, doc. dr hab. E. Roniewicz zaproponowała przeprowadzenie wyborów metodą korespondencyjną (by umożliwić wzięcie udziału w głosowaniu jak największej liczbie członków Sekcji). Wybrano komisję wyborczą w składzie: prof. H. Żakowa, mgr M. Romanek i mgr Z. Szczepanik. W wyniku tych wyborów, które odbyły się w dniach od 22 XI do 5 XII (na 157 uprawnionych członków sekcji w wyborach wzięło udział 85 członków), wybrano nowy zarząd sekcji w składzie: dr B. Studencka (przewodnicząca), mgr A. Kozłowska-Dawidziuk (sekretarz), dr K. Usnarska-Talerzak (skarbnik), członkowie: dr W. Bielan, dr M. Chodorowska, mgr J. Malec i dr G. Racki. Zarząd, któremu przewodniczyłam przez dziesięć lat, zorganizował cztery konferencje (KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK 1990, 1998; STUDENCKA 1991, 1992) i seminarium naukowe. Pod auspicjami Narodowego Komitetu ds. IGCP i Sekcji Paleontologicznej PTG zorganizowana została w Cedzynie koło Kielc (27–29 IX 1993 r.) międzynarodowa konferencja naukowa „Global boundary events” (KAUFFMAN i ERWIN 1994). W konferencji wzięło udział 73 uczestników z 17 krajów; wygłoszono 42 referaty i przedstawiono 12 prezentacji posterowych.

Na zebraniu członków Sekcji 3 IX 1998 r., podczas XVI konferencji w Wiktorowie, wybrano nowy czteroosobowy zarząd Sekcji, w którego skład weszli: dr B. Berkowski, dr A. Kozłowska-Dawidziuk, dr T. Wrzosek i dr B. Zapałowicz-Bilan, reprezentujący cztery ośrodki naukowe, tj. Poznań,

Warszawę, Sosnowiec i Kraków. Ustalono, iż to właśnie te ośrodki będą gospodarzami kolejnych spotkań Sekcji Paleontologicznej. W roku 2000 organizatorem XVII Konferencji Paleontologów był Kraków, w roku 2002 – Poznań. Podczas zebrania członków Sekcji Paleontologicznej 26 IX 2002 r. w Poznaniu, prof. J. Fedorowski zaproponował zmianę dotychczasowej nazwy na: Sekcja Paleobiologów i Biostratygrafów PTG. Ustalono, że przyjęta większością głosów (zmianę poparło 15 osób; za utrzymaniem dotychczasowej nazwy było 5 osób) nowa nazwa zostanie przedstawiona do akceptacji Zarządu Głównego PTG. Mimo braku formalnej zgody ZG PTG, kolejna XIX Konferencja Paleontologów, zorganizowana przez ośrodek wrocławski nazwana została XIX Konferencją Naukową Paleobiologów i Biostratygrafów. Na zebraniu członków Sekcji 16 IX 2004 r. we Wrocławiu ustalono, iż członkowie Komitetu Organizacyjnego Konferencji pełnić będą funkcje Zarządu Sekcji do następnego spotkania. Przewodniczącą Sekcji została prof. T. Wiszniowska, sekretarzem dr J. Muszer, a skarbnikiem dr K. Usnarska-Talerzak.

Organizatorem Jubileuszowej XX Konferencji jest ośrodek warszawski. Po raz pierwszy od przeszło trzydziestu lat istnienia Sekcji Paleontologicznej w Komitecie Organizacyjnym zabrakło przedstawicieli Zarządu Sekcji. Podczas tego spotkania ponownie należy rozważyć propozycję prof. J. Fedorowskiego dotyczącą zmiany nazwy Sekcji. Uważam, że zgodnie z regulaminem Sekcji dla ważności tej uchwały potrzebna jest zgoda połowy członków Sekcji. Być może, tak jak w roku 1988, konieczne będzie przeprowadzenie głosowania metodą korespondencyjną.

To jubileuszowe spotkanie stanowi dobrą sposobność do przedyskutowania ponownego powołania zespołu ds. kolekcji paleontologicznych. Priorytetowym zadaniem jest przygotowanie katalogu holotypów przechowywanych w polskich zbiorach.

LITERATURA

- BIERNAT G. 1975. Pierwsza Krajowa Konferencja Paleontologów. *Kosmos*, Ser. A, **24**, 197-198.
- BIERNAT G. 1979a. Konferencja paleontologów polskich w Sosnowcu, wczesień 1978 rok. *Kosmos*, Ser. A, **28**, 232-234.
- BIERNAT G. 1979b. Kolekcje paleontologiczne w Polsce. *Kosmos*, Ser. A, **28**, 475-479.
- KAUFFMAN E.G. i ERWIN D.H. 1994. IGCP 335: biotic recoveries from mass extinction: initial meetings Kielce, Poland, 27-29 September 1993 and Plymouth, UK, 4-11 September 1994. *Episodes*, **17**, 67-73.
- KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK A. 1990. XIII Konferencja Paleontologów. *Przegląd Geologiczny*, **38**, 220-221.
- KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK A. 1998. XVI Konferencja Paleontologów – Wiktorowo, 02-04.09.1998. *Przegląd Geologiczny*, **46**, 1203-1204.
- PERYT D. 1986. IX Konferencja Paleontologów. *Przegląd Geologiczny*, **34**, 231-232.
- PERYT D. 1987. X Konferencja Paleontologów. *Przegląd Geologiczny*, **35**, 226-228.
- PERYT D. 1989. XII Konferencja Paleontologów. *Przegląd Geologiczny*, **37**, 164-165.
- POŻARYSKA K. 1984. VII Krajowa Konferencja Paleontologów w Hły. *Przegląd Geologiczny*, **32**, 63-64 i 3-4 s. okł.
- RAZOWSKI J. (red.) 1984. Zbiory zoologiczne w polskich instytucjach państwowych. Praca zbiorowa. *Przegląd Zoologiczny*, **28**, 291-418.
- RONIEWICZ E. 1984. VIII Konferencja Paleontologów, Zakopane 1984 r. *Przegląd Geologiczny*, **32**, 669-670.
- STUDENCKA B. 1991. Fossils and bathymetry of the Carpathian orogenic front. *Acta Palaeontologica Polonica*, **36**, 350-351.
- STUDENCKA B. 1992. XIV Konferencja Paleontologów. *Przegląd Geologiczny*, **40**, 514-515.

KALENDARIUM

Współczesne problemy paleontologii

I Krajowa Konferencja Naukowa Paleontologów; Wrocław, 3-4 września 1974 r.

Organizatorzy: Zakład Geologii Stratygraficznej Uniwersytetu Wrocławskiego, Zakład Paleozoologii PAN i Instytut Geologiczny w Warszawie.

W konferencji wzięło udział 70 osób. Wygłoszono 5 referatów i 20 komunikatów. Druk: Materiały do I Krajowej Konferencji Naukowej Paleontologów: Streszczenia referatów. Streszczenia komunikatów. Red. T. Gunia. Wrocław 1974, 1-55.

Badania paleontologiczne regionu świętokrzyskiego w ostatnim trzdziestoleciu

II Naukowa Konferencja Paleontologów; Kielce, 14-16 września 1976 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego w Kielcach i Wydział II Nauk Biologicznych PAN.

Zgłoszono 9 referatów i 16 komunikatów. Druk: Materiały do II Naukowej Konferencji Paleontologów: Streszczenia referatów. Streszczenia komunikatów. Red. H. Żakowa. Kielce 1976, 1-32. Konferencji towarzyszyła wystawa filatelistyczna z okolicznościowym stemplem pocztowym.

Paleontologia i stratygrafia dewonu okolic Dębника

Seminarium terenowe; Dębник, 13 czerwca 1977 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG i Zakładu Paleozoologii PAN.

Rozwój sedymentacji i zespoły faunistyczne miocenijskiego basenu Korytnicy

Seminarium terenowe; Korytnica koło Jędrzejowa, 14 października 1977 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG i Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Badania regionu górnośląskiego oraz karbonu GZW i LZW w ostatnim trzdziestoleciu

III Naukowa Konferencja Paleontologów; Sosnowiec, 12-14 września 1978 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Oddział Górnośląski Instytutu Geologicznego w Sosnowcu i Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu.

W konferencji wzięło udział 60 osób; wygłoszono 3 referaty i 22 komunikaty. Druk: Materiały III Krajowej Konferencji Paleontologów: Streszczenia referatów. Streszczenia komunikatów. Red. A. Jachowicz. Katowice 1978, 1-54. Wyd. UŚ.

Badania paleontologiczne Karpat Przemyskich

IV Krajowa Konferencja Paleontologów; Przemyśl, 25-27 czerwca 1979 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Oddział Karpacki Instytutu Geologicznego w Krakowie, Instytut Geologii i Surowców Mineralnych AGH w Krakowie i Towarzystwo Przyjaciół Nauk w Przemyślu.

W konferencji wzięło udział 70 osób. Wygłoszono 3 referaty i 13 komunikatów. Druk: Materiały IV Krajowej Konferencji Paleontologów: Referaty ogólne. Referaty szczegółowe i komunikaty. Opis tras wycieczkowych. Red. J. Kotlarczyk. Przemyśl 1979, 1-82. Wyd. AGH.

Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

V Krajowa Konferencja Paleontologów; Kielce, 19-21 czerwca 1981 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Instytut Geologiczny, Komitet Zoologii PAN i Komisja Paleontologii przy Komitecie Nauk Geologicznych PAN.

W konferencji wzięło udział 40 osób. Wygłoszono 15 referatów i komunikatów. Druk: Materiały V Krajowej Konferencji Paleontologów: Komunikaty. Opis tras wycieczkowych. Red. H. Senkowiczowa. Kielce – Sosnowiec 1981, 1-148.

Paleontologia triasu wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

VI Konferencja Paleontologów (symposium terenowe); Sadowa Góra – Strzemieszyce – Stary Olkusz – Jarosławiec – Poręba, 19-20 czerwca 1982 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG i Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego.

W konferencji wzięło udział 20 osób; wygłoszono 5 referatów.

Współczesne problemy paleobiogeografii

Sesja naukowa; Kraków, 7 lutego 1983 r.

Organizator: Sekcja Paleontologiczna PTG. Wygłoszono 5 referatów.

Paleontologia i stratygrafia jury i kredy okolic Ilży

VII Krajowa Konferencja Paleontologów; Ilża, 7-9 października 1983 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Instytut Geologiczny w Warszawie i Komisja Paleontologii przy Komitecie Nauk Geologicznych PAN.

W konferencji wzięło udział 40 osób. Wygłoszono 15 referatów i komunikatów. Druk: Materiały VII Krajowej Konferencji Paleontologów: Referaty. Komunikaty. Trasy wycieczek. Ilża 1983, 1-88.

Paleontologia mezozoiku Tatr

VIII Konferencja Paleontologów; Zakopane, 8-10 czerwca 1984 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Komisja Paleontologii przy Komitecie Nauk Geologicznych PAN i Tatrzański Park Narodowy im. Tytusa Chałubińskiego.

Honorowy Przewodniczący Komitetu Organizacyjnego: profesor Edward Passendorfer.

W konferencji wzięło udział 60 osób. Wygłoszono 5 referatów. Druk: Materiały VIII Konferencji Paleontologów: Streszczenia referatów. Trasy wycieczek. Kraków 1984, 1-59. Wyd. AGH.

Rola organizmów w tworzeniu bioherm podczas fanerozoiku

IX Konferencja Paleontologów; Zakrzówek, 17-20 czerwca 1985 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Komisja Paleontologii przy Komitecie Nauk Geologicznych PAN, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie.

W konferencji wzięło udział 60 osób; wygłoszono 11 referatów. Druk: Materiały IX Konferencji Paleontologów: Wstęp. Streszczenia i opisy wycieczek. Zakrzówek 1985, 1-39. Wyd. AGH.

Badania paleontologiczne w Karpatach Zachodnich

X Konferencja Paleontologów poświęcona pamięci prof. Mariana Książkiewicza; Cieszyn 6-9 października 1986 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu, Komisja Paleontologii przy Komitecie Nauk Geologicznych PAN i Muzeum w Cieszynie.

W konferencji wzięło udział 60 osób; wygłoszono 12 referatów.

Podczas konferencji w Domu Narodowym w Cieszynie zaprezentowana została wystawa, przygotowana pod kierunkiem dr. S. Czarneckiego i dr. J. Wieczorka, ukazująca dorobek profesora Mariana Książkiewicza na tle historii badań Karpat Zachodnich.

Zagadnienia lądowego neogenu Polski Południowo-Zachodniej

XI Konferencja Paleontologów; Wrocław, 23-25 września 1987 r.

Organizatorzy: Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Sekcja Paleontologiczna PTG i Sekcja Paleobotaniczna PTG.

Zgłoszono 11 referatów i 4 prezentacje posterowe. Druk: XI Konferencja paleontologiczna. Przewodnik wycieczek. Wrocław, 1987, I-IV + 1-33.

Metoda we współczesnej paleontologii

XII Konferencja Paleontologów; Kielce, 24-25 września 1988 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna i Oddział Świętokrzyski PTG, Komitet Nauk Geologicznych PAN, Oddział Świętokrzyski PIG w Kielcach i Zakład Paleobiologii PAN.

W konferencji wzięło udział 40 osób; wygłoszono 7 referatów.

Epikontynentalna kreda górna Polski

XIII Konferencja Paleontologów; Kazimierz nad Wisłą, 5-7 października 1989 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Zakład Paleobiologii PAN, Muzeum Ziemi PAN i Komitet Nauk Geologicznych PAN.

W konferencji wzięło udział 35 osób; wygłoszono 11 referatów. Druk: Streszczenia komunikatów i przewodnik do wycieczek. Kazimierz nad Wisłą, 1989, 1-16.

Paleontologia a batymetria

XIV Konferencja Paleontologów w Karpatach Rzeszowskich poświęcona pamięci Bolesława Kropaczka; Kamionka koło Rzeszowa, 7-9 października 1991 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Instytut Geologii i Surowców Mineralnych AGH i Muzeum Ziemi PAN.

W konferencji wzięło udział 30 osób; wygłoszono 9 referatów. Streszczenia 13 referatów i opisy wycieczek terenowych w: J. Kotlarczyk (red.): Materiały IX Konferencji Paleontologów w Karpatach Rzeszowskich. Instytut Geologii i Surowców Mineralnych AGH Wydawnictwa własne, 24. Kraków 1991, 1-74.

Paleontologiczny zapis zdarzeń późnego dewonu i karbonu

XV Konferencja Paleontologów; Bocheniec koło Chęcina, 1-3 października 1992 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Muzeum Ziemi PAN i Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Udział wzięło 37 osób; wygłoszono 17 referatów. Druk: Przewodnik wycieczkowy. Bocheniec 1992, 13 s. Tezy wystąpień: *Przegląd Geologiczny* 1992, 40, 603-612.

Możliwości zastosowania izotopów stałych w paleontologii

Seminarium, Warszawa 22 kwietnia 1996 r.

Organizator: Sekcja Paleontologiczna PTG.

W spotkaniu wzięło udział 35 osób; wygłoszono 3 referaty.

Zapis globalnych zdarzeń biologicznych w fanerozoiku Polski

XVI Konferencja Paleontologów; Wiktorowo koło Inowrocławia, 2-4 września 1998 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG, Instytut Paleobiologii PAN i Katedra Paleontologii i Stratygrafii Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu.

Udział wzięły 32 osoby; wygłoszono 17 referatów. Druk: XVI Konferencja Paleontologów: Wykłady wstępne. Referaty i komunikaty. Wiktorowo 1998, 1-27.

Teksty wystąpień: *Przegląd Geologiczny* 1999, 47, 329-400, red. D. Peryt i G. Racki.

Historia basenów sedymentacyjnych a zapis paleontologiczny

XVII Konferencja Paleontologów; Kraków 21-23 września 2000 r.

Organizatorzy: Sekcja Paleontologiczna PTG i Katedra Stratygrafii i Geologii Regionalnej Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH w Krakowie.

Wygłoszono 18 referatów, 8 komunikatów i zaprezentowano 19 posterów. Druk: XVI I Konferencja Paleontologów: Referaty, komunikaty i poster. Kraków 2000, 1-77.

Morfogeneza i implikacje środowiskowe oraz paleontologiczne podstawy rekonstrukcji geograficznych

XVIII Konferencja Naukowa Paleontologów; Poznań, 26 -28 września 2002 r.

Organizatorzy: Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geologii UAM i Sekcja Paleontologiczna PTG.

W konferencji wzięło udział 45 osób. Wygłoszono dwa referaty plenarne, 20 referatów i 2 komunikaty oraz zaprezentowano 13 posterów. Druk: XIII Konferencja naukowa paleontologów, PTG: Streszczenia referatów wstępnych. Streszczenia referatów i komunikatów. Streszczenia do posterów. Wycieczka. Poznań 2002, 1-68.

Teksty wystąpień: *Przegląd Geologiczny* 2003, 51, 243-262, red. A. Chwieduk.

Zapis paleontologiczny jako wskaźnik paleośrodowisk

XIX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG poświęcona 300-leciu Uniwersytetu Wrocławskiego; Wrocław, 16-19 września 2004 r.

Organizatorzy: Instytut Nauk Geologicznych i Instytut Zoologiczny Uniwersytetu Wrocławskiego, Sekcja Paleontologiczna PTG.

W konferencji wzięło udział 65 osób; wygłoszono 37 referatów i zaprezentowano 19 posterów. Druk: XIX Konferencja naukowa paleobiologów i biostratygrafów PTG: Streszczenia referatów wstępnych. Streszczenia referatów i komunikatów. Streszczenia posterów. Wycieczki terenowe. Red. J. Muszer. Wrocław 2004, 1-119. Wyd. ING UW.

Granice paleontologii**XX Jubileuszowa Konferencja Paleontologów**

Anonsowana jako XX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG;

Św. Katarzyna pod Łysicą, 10-13 września 2007

Organizatorzy: Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Państwowy Instytut Geologiczny, Instytut Paleobiologii PAN i Muzeum Ziemi PAN.

STRESZCZENIA REFERATÓW SESJI PLENARNEJ

Od atomu do atolu, czyli o hierarchicznej strukturze szkieletu koralowców

Jarosław STOLARSKI

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
 stolacy@twarda.pan.pl

Omówione tu badania biominerałów prowadzone są w ramach szerszego interdyscyplinarnego projektu *Biomimat* (*Biomimeryka, Biomimetyka, Biomateriały*), w którym uczestniczą: dr Maciej Mazur (Wydział Chemii UW) oraz dr hab. Radosław Przeniosło (Wydział Fizyki UW).

W architekturze poszczególne elementy składowe budowli tworzą hierarchię, w której każdy szczebel ma istotny wpływ na właściwości całej struktury: począwszy od najmniejszych drobinek piasku i ilu budujących cegły, po kolumny, łuki oraz przypory murów (Fig. 1).

w sobie najważniejsze cechy składników wyjściowych: twardego minerału i elastycznego polimeru organicznego.

Koralowce sześciopromienne (*Scleractinia*) należą do największych producentów CaCO_3 w przyrodzie, zaś powstające przy ich współdziałaniu rafy koralowe są największymi na świecie trwałymi konstrukcjami tworzonymi przez organizmy żywe (BARNES i DEVEREUX 1984). Patrząc na filigranowe szkielety koralowców płytkowodnych aż trudno uwierzyć, że wytrzymują one uderzenia potężnych fal przyboju. Testy wytrzymałościowe ich szkieletów pokazują, że pod wieloma względami (np. niski współczynnik łamliwości) przewyższa-



Fig. 1. Architektoniczna hierarchia. Od monumentalnych kolumn po ziarnistą strukturę piaszczystego wapienia. Paryż, Louvre, okolice Cour Napoléon

Podobny jak przedstawiony wyżej „inżynierski” punkt widzenia można stosować w odniesieniu do architektury struktur szkieletowych organizmów. Każdy większy fragment szkieletu składa się z mniejszych, powiązanych ze sobą „cegiełek”. W czasie milionów lat ewolucji organizmów szkieletowych doszło do niezwykłego procesu ujarznienia twardej i łamliwej natury minerałów i uczynienia z nich uniwersalnego tworzywa, z którego natura formuje najbardziej wymyślne kształty szkieletów. Niezwykle udanym efektem „*tuningu*” szkieletowej materii poprzez ewolucyjne „testy zmęczeniowe” jest na przykład warstwa perłowa wapiennych muszli mięczaków: jest ona ponad 1000 razy bardziej wytrzymała od geologicznego lub syntetycznego „czystego” węgla wapnia (aragonitu). Te niezwykłe właściwości macicy perłowej wynikają z głębokiej ingerencji procesów biologicznych w jej powstawanie, w szczególności z wbudowania składników organicznych w strukturę mineralną. Powstający kompozyt (materiał hybrydowy) łączy

ją wiele tradycyjnych materiałów budowlanych (CHAMBERLAIN 1978). Wyraźnie sugeruje to, że ich szkielet może mieć strukturę organiczno-mineralnego kompozytu, analogicznie do warstwy perłowej. Do niedawna nie było jednak podstaw, aby tak sądzić.

W mikroskopie optycznym (szlif cienki) lub SEM (preparat trawiony), w szkielecie koralowca łatwo dostrzec można regularny, a zatem sugerujący wyraźną kontrolę organizmu, wzór rozmieszczenia tzw. centrów kalcyfikacji, rejonów, od których szkielet rozpoczyna swój wzrost. Jednak główna masa szkieletu – aragonitowe włókna – na pierwszy rzut oka nie różni się wiele (lub wcale) od wapiennych cementów czy syntetycznych kryształów węgla wapnia (Fig. 2). Dlatego do niedawna wzrost włóknistego szkieletu koralowców był przedstawiany zgodnie z modelem wzrostu kryształów w warunkach abiotycznych (BRYAN i HILL 1941; CONSTANTZ 1986). Według modelu BRYANA i HILL (1941), szkielet powstaje w re-

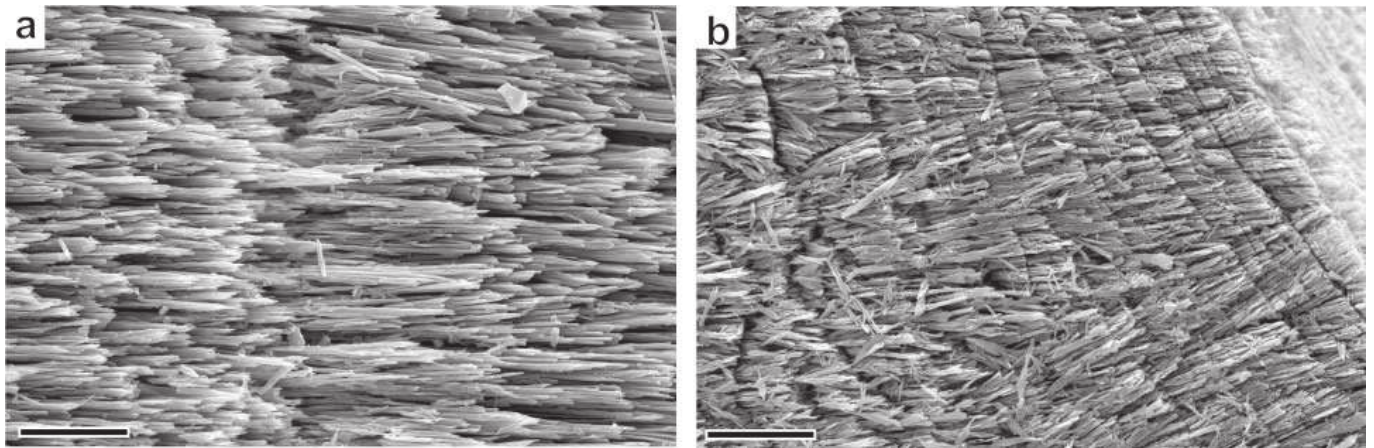


Fig. 2. „Włókna” CaCO_3 . Kryształy aragonitowego cementu z miocenu Włoch (a), włóknista część szkieletu współczesnego koralowca *Scleractinia Desmophyllum* sp. (b). Okazy trawione w 1% HCOOH . Skala = 20 μm

jonach, w których dochodzi do przesylenia roztworu (wody morskiej) względem jonów wapnia „pompowanych” przez komórki polipa, czyli między podłożem/szkieletem, a przylegającą do niego ektoderma. Raz zainicjowany wzrost kryształów aragonitu odbywać się ma dalej bez większej ingerencji ze strony organizmu. Poszczególne kryształy konkurują mają o przestrzeń (*competitive growth*), a ich skupienia określane jako „trabekule” mają nie różnić się od wapiennych sferulitów, których przykładem są perły jaskiniowe. Jedyne wybory miejsc rozpoczęcia powstawania szkieletu (centrów kalcyfikacji) podlegałyby kontroli organizmu i dlatego tylko w tych miejscach zgromadzona miała być materia organiczna.

Wymieranie raf (oraz związki tego zjawiska z globalnym ociepleniem klimatu) stało się w ostatnich latach impulsem do intensywnych badań struktury szkieletu koralowców oraz mechanizmów ich wzrostu. Studia te zmieniły radykalnie wyobrażenia dotyczące możliwości wpływu przez organizm na strukturę szkieletu m.in. poprzez sekrecję składników organicznych pełniących określone funkcje w procesie biomineralizacji. Nowy obraz strukturalnej organizacji szkieletu

najłatwiej opisać odwołując się do trzech obszarów obserwacji: (i) mikrostrukturalnych, (ii) nanostrukturalnych i (iii) kryystalograficznych.

(i) Na poziomie mikrostruktury szkieletu stwierdzono, że szkielet *Scleractinia* zbudowany jest z nakładających się kolejno warstw organicznych i mineralnych. Warstwową i kompozytową (organiczno-mineralną) strukturę szkieletu wykazano kilkoma metodami analitycznymi, m.in. mikroskopią fluorescencyjną (Fig. 3; STOLARSKI 2003) oraz spektroskopią absorpcji promieni X (XANES; CUIF i in. 2003; CUIF i DAUPHIN 2005). Składniki organiczne ekstrahowane ze szkieletu mają zróżnicowany skład, w którym główną rolę odgrywają związki białkowe i sulfonowane wielocukry (CUIF i in. 1997, 2003). Badania *in vitro* wskazują, że związki te pełnią w trakcie biomineralizacji funkcje regulacyjną – wspomagając lub hamując tworzenie warstewek mineralnych.

(ii) Zaskakującą cechą pozornie wyłącznie mineralnych włókien znajdujących się pomiędzy warstwami organicznymi jest ich nanokompozytowa struktura. „Aragonitowe” włókno składa się w rzeczywistości z ziaren mineralnych o rozmiarach

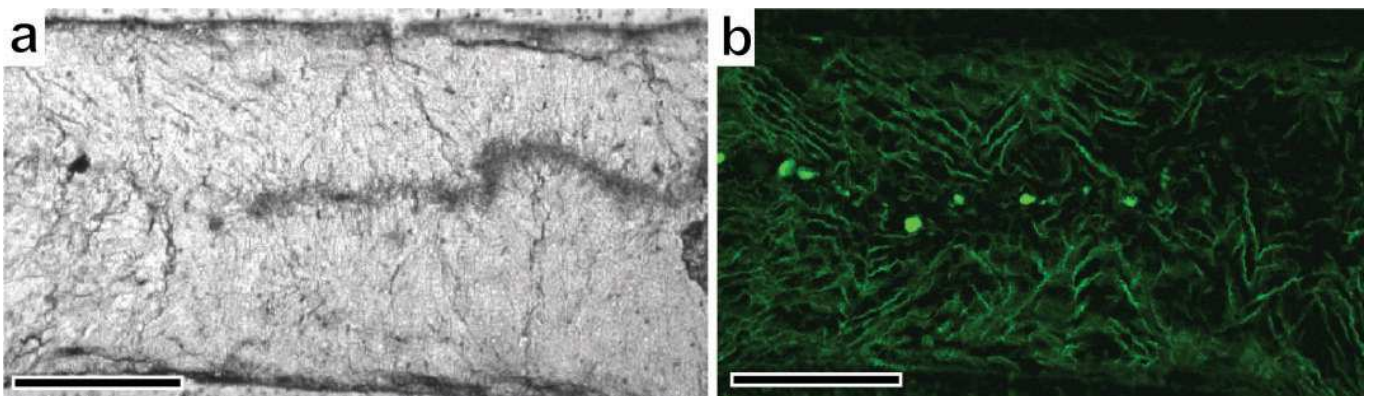


Fig. 3. Mikrostruktura szkieletu (septum) współczesnego koralowca *Galaxea* sp. z ukazaniem składników organicznych. Obraz w świetle przechodzącym (a) oraz mikroskopie fluorescencyjnym (b). Ciemniejsza strefa centralna (a) to centra kalcyfikacji, od których rozchodzą się włókna. Szkielet rozdzielony jest szeregiem warstw materii organicznej, które tworzą zygzakowaty wzór (tylko organika wykazuje fluorescencje). Okaz barwiony oranżem akrydynamym. Skala = 100 μm

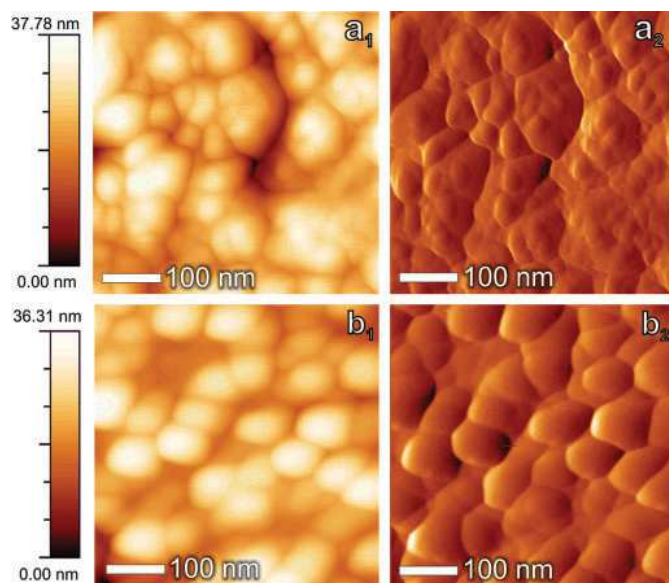


Fig. 4. Nanokompozytowa struktura włókien szkieletu Scleractinia: współczesna *Favia* sp. (a), oraz jurajska *Isastraea* sp. (b). Pary (a₁, b₁) i (a₂, b₂) ukazują, odpowiednio, zwykły (wysokość) oraz fazowy obraz próbki z mikroskopu AFM. Składniki organiczne usunięte przez utlenianie buforowanym (pH=8) roztworem nadsiarczanu amonu

kilkudziesięciu nanometrów, tkwiących w organicznym matryks (Fig. 4). Obecność fazy organicznej w strefie kontaktu między nanoziarnami potwierdzona została kilkoma niezależnymi metodami (przez selektywne trawienie fazy organicznej z użyciem buforowanego roztworu utleniacza – STOLARSKI i MAZUR 2005; stosując tryb pracy z przerywanym kontaktem (*tapping mode*) i uzyskując obrazy fazowe – CUIF i DAUPHIN 2005). Nanokompozytową strukturę wykryto u wszystkich

Scleractinia mających szkielet o zachowanej pierwotnej mineralogii aragonitowej, w tym u form kopalnych – od miocen-skich po triasowe (STOLARSKI i MAZUR 2005).

(iii) Okazuje się jednak, że rozmiary nanometrów nie są dolną granicą przenikania składników organicznych w strukturę szkieletu. Badania metodą wysokorozdzielczej dyfrakcji promieniowania synchrotronowego (STOLARSKI i in. 2007) wykazują anizotropowe odkształcenie rombów stałych sieci aragonitu koralowcowego w porównaniu ze strukturą aragonitu pochodzenia geologicznego. Inną niezwykłą cechą biogenicznego aragonitu są jego około dwukrotnie mniejsze naprężenia wewnętrzne w porównaniu z aragonitem syntetycznym. Różnice w strukturze krystalicznej koralowcowego aragonitu tłumaczy się obecnością interkalacji organicznych w strukturze sieci. Co ciekawe, kalcyt uzyskany w wyniku wygrzewania biogenicznego aragonitu charakteryzuje się także „biogenicznym” odkształceniem stałych sieci. Sugeruje to, że składniki organiczne uwięzione w strukturze krystalograficznej węgla wapnia są w stanie przetrwać wygrzewanie do kilkuset stopni. Znajduje to potwierdzenie w wynikach najnowszych badań (DAUPHIN i in. 2006). Wyniki i metodologia badań krystalograficznych wkraczają na obszar innych dynamicznie rozwijających się dziedzin naukowych, m.in. astrobiologii, gdzie istotne jest odnalezienie sygnału świadczącego o biogeniczności małej, a często termicznie zmienionej próbki węgla.

☞

Obecność związków organicznych w szkielecie koralowców nie jest przypadkowa. Składniki te biorą aktywny udział w kształtowaniu cech morfologicznych i fizykochemicznych włókien biominerału, zarówno na etapie jego „narodzin” (biomineralizacji), jak i służąc w późniejszym „życiu” szkieletu.

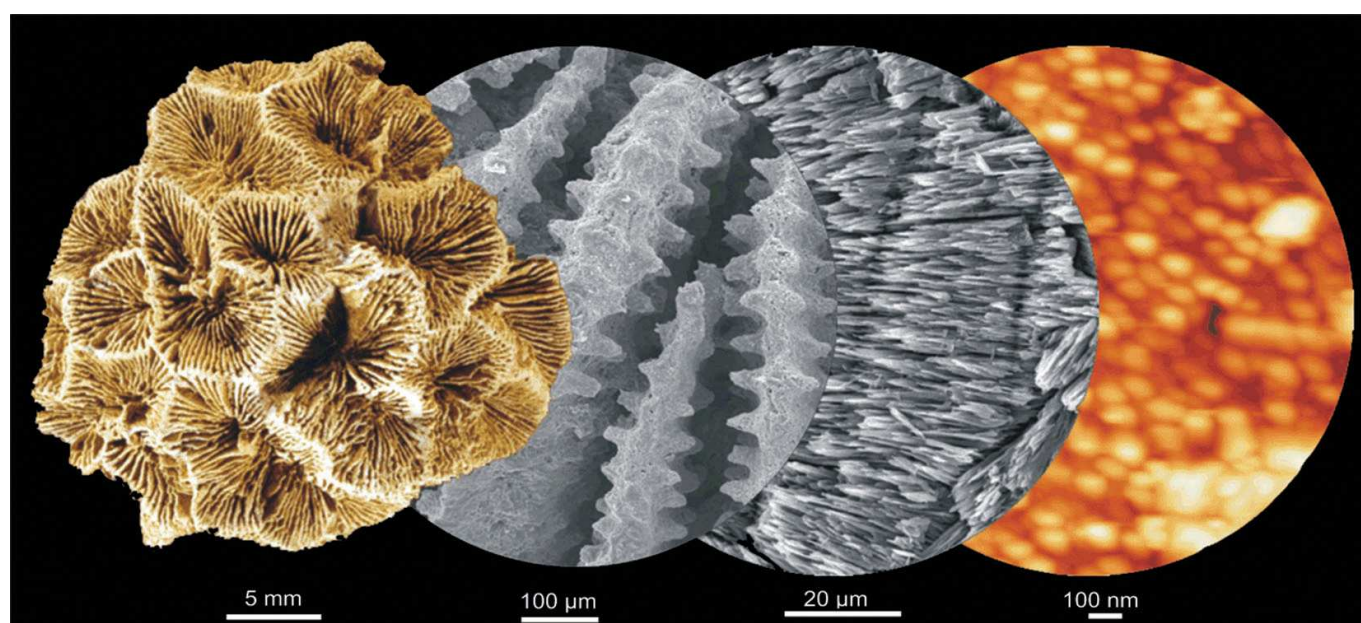
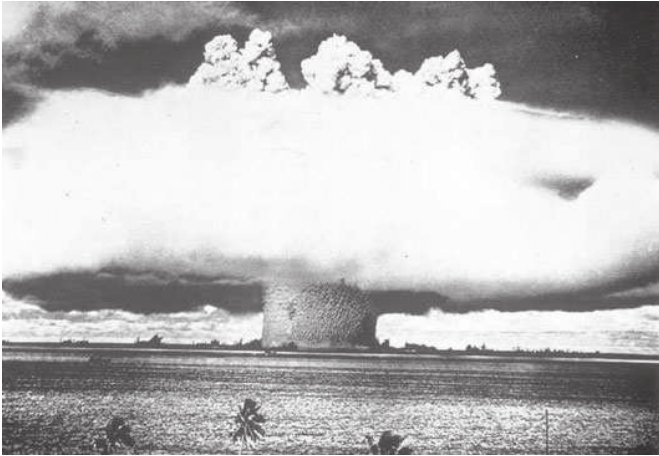


Fig. 5. Hierarchia szkieletu Scleractinia. Od kolonii do nanoziaren. Aragonitowy szkielet *Beneckastraea* sp. Trias (karnik), Dolomity



Z perspektywy paleontologicznej istotnym aspektem obecności w strukturze szkieletu składników organicznych jest ich wpływ na diagenезę szkieletu (Fig. 5). Dzięki kompozytowej, organiczno-mineralnej strukturze, biomineralne włókna koralowców są idealnym materiałem dla tworzenia struktur szkieletowych wyższego rzędu: koralitów i szkieletów kolonii, i w końcu raf koralowych (Fig. 6).

Fig. 6. Od atolu do atomu (Bikini, 1946)

LITERATURA

- BARNES D.J. i DEVEREUX M.J. 1984. Productivity and calcification on a coral reef: a survey using pH and oxygen electrode techniques. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **9**, 213-231.
- BRYAN W.H. i HILL D. 1942. Spherulitic crystallization as a mechanism of skeletal growth in the Hexacorals. *Proceedings of the Royal Society of Queensland*, **52**, 78-91.
- CHAMBERLAIN J.A. Jr. 1978. Mechanical Properties of Coral Skeleton: Compressive Strength and its Adaptive Significance. *Paleobiology*, **4**, 419-435.
- CONSTANTZ B.R. 1986. Coral skeleton construction: a physiochemically dominated process. *Palaios*, **1**, 152-157.
- CUIF J.P. i DAUPHIN Y. 2005. The two-step mode of growth in the scleractinian coral skeletons from the micrometre to the overall scale. *Journal of Structural Biology*, **150**, 319-331.
- CUIF J.P., DAUPHIN Y., DOUCET J., SALOME M. i SUSINI J. 2003. XANES mapping of organic sulfate in three scleractinian coral skeletons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 75-83.
- CUIF J.P., DAUPHIN Y. i GAUTRET P. 1997. Biomineralization features in scleractinian coral skeletons: source of new taxonomic criteria. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **92**, 129-141.
- DAUPHIN Y., CUIF J.P. i MASSARD P. 2006. Persistent organic components in heated coral aragonitic skeletons – Implications for palaeoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology*, **231**, 26-37.
- STOLARSKI J. 2003. 3-Dimensional micro- and nanostructural characteristics of the scleractinian corals skeleton: a biocalcification proxy. *Acta Palaeontologica Polonica*, **48**, 497-530.
- STOLARSKI J. i MAZUR M. 2005. Nanostructure of biogenic versus abiogenic calcium carbonate crystals. *Acta Palaeontologica Polonica*, **50**, 847-865.
- STOLARSKI J., PRZENIOSŁO R., MAZUR M. i BRUNELLI M. 2007. High resolution synchrotron radiation studies on natural and thermally annealed scleractinian coral biominerals. *Journal of Applied Crystallography*, **2007**, 2-9.

Konodony jako narzędzie stratygrafii w dynamicznych systemach depozycji

Michał SZULCZEWSKI

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
szulczm@uw.edu.pl

KONODONTY JAKO SKAMIENIAŁOŚCI PRZEWODNIE

Jako skamieniałości przewodnie określa się skamieniałości przydatne do celów stratygraficznych. Wspólnymi właściwościami predestynującymi je do pełnienia takich funkcji jest szybkie następstwo gatunków, umożliwiające wysoką rozdzielczość podziałów stratygraficznych, obfitość występowania, szerokie rozprzestrzenienie geograficzne, obecność w obszernej części zakresie facyjnym i łatwość ich identyfikacji. Przyczyną każdej z tych właściwości są odpowiadające im cechy biologiczne, a więc duże zróżnicowanie gatunkowe i szybkie tempo ewolucji, gęstość żywych populacji i niewielkie rozmiary elementów szkieletowych, znaczny zakres tolerancji ekologicznej oraz prostota budowy szkieletów.

Poszczególne grupy skamieniałości przewodnich posiadają te przymioty w różnym stopniu i nie zawsze w pełnym zakresie, ale miewają też one pewne swoiste cechy poszerzające, lub ograniczające zakres ich zastosowań stratygraficznych. Należą do nich cechy fizyczne i chemiczne, takie jak wielkość, ciężar właściwy, wytrzymałość mechaniczna, czy trwałość chemiczna. Tego rodzaju cechy decydują, że np. graptolity nie podlegają redepozycji, a szczególnie podatne na przerabianie mechaniczne i redepozycję do młodszych formacji są palinomorfy.

Konodonty w wysokim stopniu posiadają ogólne przymioty skamieniałości przewodnich. Cechami specyficznymi konodontów są natomiast małe rozmiary elementów szkieletowych, plasujące je pośród mikroskamieniałości, pierwotna przynależność tych elementów do złożonych aparatów, duży ciężar właściwy (2,84–3,10 g/cm³) i wysoka trwałość chemiczna. Konodonty są utworzone z frankolitu, będącego specyficznym węglanowym apatytem o składzie $\text{Ca}_5\text{Na}_{0,14}(\text{PO}_4)_{0,16}\text{F}_{0,73}(\text{H}_2\text{O})_{0,85}$ (PIETZNER i in. 1968). Chemiczna stabilność apatyty czyny elementy konodontowe odpornymi na wpływ ciepła i korozję chemiczną w stopniu o wiele wyższym niż skamieniałości utworzone z węglanu wapnia. Dzięki swym cechom fizycznym konodonty mają znaczną zdolność przetrwania redepozycji, podlegania wzbogacaniu podczas procesów sortowania mechanicznego i wchodzenia w skład przemytych osadów rezydualnych (ang. *lag deposits*). Odporność na agresję chemiczną umożliwia z kolei ich separację ze skał węglanowych przez procesy krasowe i przetrwanie procesów słabego metamorfizmu.

Pospolitość występowania konodontów w dewonie i dolnym karbonie, zwłaszcza w skałach węglanowych, wysoka rozdzielczość opartych na nich zonacji biostratygraficznych oraz szeroki zakres geograficzny ich stosowalności powodują, że są one w tym przedziale podstawowym narzędziem stratygraficznym. Służą one definiowaniu granic głównych jednostek chronostratygraficznych, a podziały na nich oparte są powszechnie stosowane jako kanwa korelacji sukcesji stratygraficznych i zapisanych w nich zdarzeń w skali regionalnej i ogólnoswiatowej. Wymienione wyżej szczególne właściwości konodontów powodują natomiast, że korzysta się z nich nie tylko do ustalania stratygrafii w prostych systemach depozycji, nazywanych czasem układami „tortu warstwowanego”. Wyróżniają się one także przydatnością do określania stosunków stratygraficznych w skomplikowanych systemach depozycji, ukształtowanych pod wpływem dynamicznych czynników geologicznych. Co więcej, analiza ekologiczna, tafonomiczna i stratygraficzna konodontów może nawet dostarczać informacji o dynamice tych systemów, trudnych do uzyskania na podstawie sedimentologicznych cech osadów.

Konodonty pozwalają na wykrywanie różnic tempa depozycji, z kondensacją stratygraficzną w pierwotnym, wąskim znaczeniu (HEIM 1934) i w szeroko stosowanym znaczeniu ogólniejszym, epizodów niedepozycji i zjawisk redepozycji w obrębie basenu i spoza niego. Są one przydatne zwłaszcza w analizie niezgodności oraz dynamiki platform węglanowych, wyrażającej się w ich dezintegracji tektonicznej, epizodach pograżania, różnicach tempa depozycji, lukach stratygraficznych czy powstawaniu i wypełnianiu szczelin.

Szczególne nośną jest analiza konodontowych faun wymieszanych stratygraficznie (ang. *mixed conodont faunas*, *intermixing conodonts*). Powstają one przez udział domieszek stratygraficznych (ang. *stratigraphic admixtures*, BRANSON i MEHL 1934, 1941), albo przez kondensację stratygraficzną (ang. *stratigraphic condensation*, HEIM 1934). Domieszki stratygraficzne powstają przez wydobywanie skamieniałości z pierwotnie zawierającego je osadu i redepozycję wspólnie z formami młodszymi. Często różnią się one od pozostałych konodontów objawami obróbki mechanicznej i barwą. Kondensacja stratygraficzna *sensu stricto* polega natomiast na współwystępowaniu skamieniałości różnego wieku z powodu

zastoju sedymentacji (HEIM 1934; WENDT 1971). Przesiąkanie stratygraficzne (ang. *stratigraphic leakage*), czyli infiltracja skamieniałości do skał starszych, ma w przypadku konodontów mniejsze znaczenie, chyba, że uznać by za nie dostarczanie ich do wypełnień szczelin.

Określanie złożonego wieku faun wymieszanych wymaga innej metodyki niż analiza stratygraficzna konodontów z nor-

malnych sukcesji. Ta ostatnia w górnym dewonie i dolnym karbonie posługuje się powiązаныmi poziomami niesamoistnymi, podczas gdy podstawowa ocena reprezentacji czasu w złożonych faunach wymieszanych następuje na podstawie zasięgów stratygraficznych najkrócej trwających taksonów, a pełna powinna posługiwać się metodyką statystyki i rachunku prawdopodobieństwa.

DEWOŃSKIE I KARBOŃSKIE OSADY REZYDUALNE Z ZACHODNIEJ CZĘŚCI AMERYKI PÓLNOOCNEJ

W zachodniej części Ameryki Północnej, w górnym dewonie i dolnym missisipie, na powierzchniach niezgodności wywołanych ruchami tektonicznymi orogenezy antlerskiej lub fluktuacjami eustatycznymi występują specyficzne podstawowe osady transgresyjne, nazywane tu *lag deposits*, będące cienkimi warstewkami przemytego materiału (ok. 1–15 cm). Osady te są warstewkami piaskowców zlepieńcowatych, kwarcytów, mułowców, bądź mułowcowych dolomitów, zawierającymi fosforanowe gruzły i peloidy, glaukonit i fragmenty skał, ale także konodonty, zęby ryb, koprolity i szczątki roślin. Większość tego materiału objawia znamiona obróbki mechanicznej. Najszersze rozprzestrzenienie, od Alberty po południową Nevadę, a więc sięgające 1900 km, mają *lag deposits* przywiązane do dwóch niezgodności (GUTSCHICK i in. 1976). Niższe z nich należą do obecnego fameńskiego dolnego poziomu *expansa* (SANDBERG i in. 1975), a wyższe przypadają na pogranicze dewonu z karbonem. Osady rezydualne z tej wyższej pozycji zazwyczaj zawierają sifonodellową faunę konodontową

missisipu, ale czasem są starsze i odpowiadają nawet późnofameńskim obecnym poziomom *expansa* i *praesulcata*.

Konodonty w *lag deposits* występują zwykle w wielkiej obfitości, przekraczającej nawet 10.000 egz./kg (SANDBERG 1975). Mimo tak wielkiej liczebności są one zwykle biostratygraficznie jednowiekowe i odpowiadają wiekiem wąskim przedziałom stratygraficznym ściętym przez niezgodności podścielające osady rezydualne. Niekiedy osady rezydualne zawierają jednak niewielkie domieszki stratygraficzne starszych konodontów (KLAPPER 1966; SCHUMACHER 1971). Zdarza się też, że konodonty redeponowane z obecnego dolnego poziomu *expansa* występują nawet w kilkunastometrowym przyspagowym przedziale missisipu, gdzie najpierw stanowią 30–42% całości konodontów, a wyżej ich udział spada do 0,6% (SANDBERG 1975). Fauna konodontowa występuje tu w enkrynitach, a pochodzi tylko z jednego poziomu konodontowego zerodowanej formacji i to nie z podłoża podścielające bezpośrednio formację z redeponowaną fauną.

DOMIESZKI KONODONTÓW GÓRNODEWOŃSKICH I TURNEJSKICH W WIZENIE EUROPEJSKIM

W dolnym karbonie europejskim także często spotyka się domieszki stratygraficzne konodontów, ale mają one zupełnie inne usytuowanie w sukcesjach stratygraficznych i z pewnością odmienne pochodzenie. Niektóre fauny wymieszane występują w żyłach neptunicznych wnikających w podłoże węglanowe, ale inne znajdują się wewnątrz sukcesji wizeńskich, a więc nie pochodzą z bezpośredniego podłoża, lecz podlegały transportowi z odległych obszarów. Zwłaszcza w wizenie europejskim często występują domieszki stratygraficzne konodontów górnodewońskich i turnejskich, nazywane *Geister-Faunen*, czy *ghost faunas*. Napotymano je od dawna, najpierw w waryscyjskiej domenie środkowej Europy, w Niemczech (KREBS 1963, 1964; BÄR 1968; FRANKE 1973; UFFENORDE 1977; CLAUSEN i LEUTERITZ 1989), w południowej Anglii (MATTHEWS 1969; MATTHEWS i THOMAS 1974), ale także w Hiszpanii (BOOGAERT 1967; BELKA i KORN 1994) i w południowej Polsce (MATYJA i NARKIEWICZ 1979; BELKA i SKOMPSKI 1988; APPELT 2000). Bywają one obecne w wapieniach wizeńskich przykrywających bezpośrednio rafy dewońskie, w węglanowych wkładkach lub kompleksach ziarnistych wśród osadów basenowych, a nawet w skałach ilastych. Obecność tych domieszek była tak zadziwiająca, że MATTHEWS (1969) brał nawet

pod uwagę przedłużenie zasięgu stratygraficznego górnodewońskich palmatolepidów do dolnego karbonu, ale ostatecznie skłonił się do uznania ich za formy homeomorficzne w stosunku do palmatolepidów dewońskich. Inni autorzy słusznie jednak przyjmowali redepozycję form górnodewońskich i turnejskich jako domieszek stratygraficznych do osadów wizeńskich.

Domieszki te niekiedy pochodzą z litoklastów w wapiennych skałach ziarnistych, ale w innych przypadkach są one niewątpliwie odrębnymi elementami, występującymi w tych skałach samodzielnie, poza klastami. Wymagało zatem wyjaśnienia, w jaki sposób izolowane konodonty mogły się dostać do osadów młodszych od nich nawet o dziesiątki milionów lat. Dla wytłumaczenia zjawisk tego rodzaju w karbonie Niemiec przedstawiono dwie konkurencyjne hipotezy. Według pierwszej, autorstwa KREBSA (1963, 1964), *Geister-Faunen* zostały wyseparowane przez procesy krasowe ze skondensowanych stratygraficznie pokryw raf dewońskich i później resedymentowane do osadów, w których się obecnie znajdują. Tej koncepcji FRANKE (1973) przeciwstawił pogląd, że starsze konodonty z faun wymieszanych gromadziły się jako luźne elementy wprost na niedepozycyjnych powierzchniach stropu

zatopionych raf dewońskich, skąd w karbonie zostały redeponowane. Przyczyną zaprzeczenia przez FRANKĘGO (1973) interpretacji KREBSA (1963, 1964) była wątpliwość w istnienie w Reńskich Górach Łupkowych dowodów krasu karbońskiego, który miałby spowodować wyseparowanie starszych konodontów. Opinie co do obecności tam karbońskich zjawisk

krasowych dalej są podzielone (WENDT i AIGNER 1985), a więc problem pochodzenia izolowanych *Geister-Faunen* również pozostaje otwarty. Nowe obserwacje z Gór Świętokrzyskich poszerzają znajomość tego kontrowersyjnego zjawiska i pokazują je w nowym świetle, chociaż najmłodsze domieszki stratygraficzne są tam nie wizeńskie lecz turnejskie.

ŻYŁY NEPTUNICZNE Z GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH Z WYMIESZANĄ STRATYGRAFICZNIE FAUNĄ KONODONTOWĄ

Wśród wapieni frańskiej płytkowodnej platformy węglanowej obficie występują szczeliny i kawerny z wypełnieniami zawierającymi młodsze od niej fauny konodontowe. W czterech stanowiskach obecne są w nich wymieszane konodonty górnodewońskie i turnejskie: na Ostrówce (SZULCZEWSKI i in. 1996), Dalni (SZULCZEWSKI 1973), Grabinie i Kadzielni. Pierwsze z tych stanowisk znajduje się w południowym skrzydle synkliny gałęzickiej, w pobliżu południowej krawędzi platformy węglanowej. Wszystkie pozostałe stanowiska są usytuowane w południowym skrzydle synkliny kieleckiej, wzdłuż północnego brzegu płytkowodnej platformy węglanowej w jego frańskiej pozycji.

Przedział stratygraficzny, z którego pochodzi wymieszana fauna konodontowa maksymalnie obejmuje najwyższy fran, famen, hastar i najniższą część ivoru. Odpowiada on 31 poziomom konodontowym zonacji przyjmowanych jako standardowe. Czas odpowiadający temu przedziałowi wynosi ~23,5 mln, a więc jest równy okresowi od początku neogenu do dziś. Elementy najmłodsze, turnejskie mają podrzędny udział w wymieszanych zespołach konodontowych, a wybitnie dominują formy fameńskie. W wypełnieniach kawern krasowych z Kadzielni ponad 90% fauny stanowią domieszki z wąskiego przedziału famenu (poziomy *marginifera*).

Są trzy możliwości wytłumaczenia obecności konodontów wymieszanych z tak szerokiego przedziału stratygraficznego: 1) obecność konodontów w okruchach skał starszych, 2) wielokrotne otwieranie się szczelin, 3) wypełnienie pustek wcześniej wymieszanych konodontami.

Pierwsza z tych możliwości wchodzi w grę tylko w odniesieniu do domieszek frańskich, mogących pochodzić z okruchów skały goszczącej żyły, a druga może znaleźć uzasadnienie jedynie jako jeden ze sposobów wypełnienia szczelin na Dalni (SZULCZEWSKI 1973). Brak jakiegokolwiek przestrzennej segregacji konodontów różnego wieku w rozległych systemach żył i kawern z Grabiny i Kadzielni przemawia natomiast za przyjęciem trzeciej z wymienionych możliwości jako głównego mechanizmu wymieszania różnowiekowych faun w żyłach świętokrzyskich.

Koncepcja FRANKĘGO (1973) do wytłumaczenia tych zjawisk nie wydaje się sposobna, bo kondensacja stratygraficzna *sensu stricto* konodontów w sukcesjach z tego przedziału jest bardzo rzadka, mimo szerokiego występowania i wysokiego stopnia kondensacji *sensu lato*, tj. względnej ich redukcji miąższościowej. Na powierzchniach niedepozycyjnych w sekwencjach skondensowanych nie spotyka się też nagromadzeń konodontów z czasu odpowiadającego luce, bo zapewne były one zmywane do głębszych środowisk. Jeśli natomiast zastosować tu i rozwinąć rozumowanie KREBSA (1963), to w obszarze Grabiny i Kadzielni frańska platforma węglanowa była pierwotnie przykryta skondensowanym stratygraficznie famenem i niepełnym turnejem, po czym epizod emersji doprowadził do jej skrasowienia i wypreparowania zawartych w niej konodontów, zmytych później do szczelin podczas ponownego zatopienia skrasowiałej powierzchni. Świadectwem istnienia krasu turnejskiego jest system kawern z wymieszaną fauną konodontową z Kadzielni. Główną przyczyną wynurzenia trzeba upatrywać nie w eustatycznych zmianach poziomu morza, bo nie zaznaczają się one w tej pozycji w normalnych sukcesjach stratygraficznych, ale w tektonicznych dyslokacjach blokowych, objawiających się w tym rejonie już od dewonu (SZULCZEWSKI 1989). Skład konodontowych domieszek stratygraficznych z kawern krasowych na Kadzielni wskazuje, że jej obszar był podzielony na dwa bloki, z kontrastowym zróżnicowaniem facji na skondensowaną i basenową w wyższym famenie. Wczesnokarbońska rotacyjna tektonika blokowa widoczna jest na Ostrówce, amplituda tych ruchów musiała jednak być większa od dostępnej obserwacjom, jeśli wywołały one wynurzenie sekwencji skondensowanych z pelagicznymi biofacjami konodontowymi.

Kompozycja konodontów z wypełnień szczelin na Dalni i Grabinie wskazuje, że stosunki stratygraficzne w pierwotnej sekwencji skondensowanej przypominały tam najbardziej pelagiczną platformę węglanową znaną z Jabłonnej, gdzie część famenu wyższa od poziomów *marginifera* jest szczególnie zredukowana i niekompletna (ŻAKOWA i in. 1984).

PRZYCZYNY POSPOLITOŚCI DEWOŃSKO-KARBOŃSKICH WYMIESZANYCH FAUN KONODONTOWYCH W EUROPIE

Przedstawiona rekonstrukcja procesów i warunków powstania dewońsko-karbońskich wymieszanych faun konodontowych ze szczelin i kawern z Gór Świętokrzyskich może być zastosowana do wytłumaczenia całości europejskich faun z wy-

mieszanymi konodontami późnodewońskimi, turnejskimi, a także wizeńskimi.

Pospolitość występowania w Europie wymieszanych faun konodontowych dewońsko-karbońskich powodowała zatem

koincydencja kilku zjawisk: (1) rozpowszechnienia pelagicznych platform węglanowych, (2) masowego występowania w nich drobnych i nierozpuszczalnych w warunkach morskich konodontów, (3) rychłej emersji pelagicznych platform po ich depozycji, wywołanej tektoniką blokową, 4) występowania tych zjawisk w strefie klimatycznej sprzyjającej rozwojowi procesów krasowych.

Koincydencja ta miała wyjątkowy charakter w historii Ziemi. Rozległe rozprzestrzenienie skondensowanych sekwencji pelagicznych platform węglanowych było związane z paleomorfologią zatopionych raf dewońskich i rozległych płytkowodnych platform węglanowych. Występują one nie tylko w obrębie orogenu waryscyjskiego, ale także na wschód od niego, na przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej. W przedziale stratygraficznym trwania konodontów nie było epizodu tak rozległego rozprzestrzenienia platform pelagicznych i w dodatku wczesnej po nim emersji. Do podobnie rozległego ich rozwoju w jurze, zwłaszcza środkowej, konodonty już nie dotrwały, a nie było też innych skamieniałości o podobnych predyspozycjach tafonomicznych i pospolitości występowania, które mogłyby wytworzyć podobne zjawiska.

Emersja i krasowienie platform pelagicznych nastąpiły krótko po ich depozycji, a więc były one szeroko i bezpośrednio dostępne dla powierzchniowych procesów krasowych.

Procesy te spowodowały wyseparowanie i kondensację konodontów w rezyduach krasowych w ogromnych ilościach. Dzięki małym rozmiarom łatwo mogły one później ulegać redepozycji na znaczne, wielokilometrowe nawet odległości. Brak znamion mechanicznej abrazji kruchych konodontów nasuwa przypuszczenie, że ich redepozycji dokonywały procesy krótkotrwałe i niepowodujące intensywnej przeróbki mechanicznej. BÁBEK i KALVODA (2001) pokazali, że w trakcie transportu przez spływy grawitacyjne i prądy zawieszinowe następowała fragmentacja i hydrodynamiczne sortowanie konodontów.

Hipoteza współdziałania tektoniki blokowej i krasu w wytworzeniu faun wymieszanych jest logicznym wynikiem interpretacji właściwości tych faun. Znajduje ona jednak wsparcie w skąpych wprawdzie dowodach krasu turnejskiego w Górach Świętokrzyskich i na Morawach (HLADIL i in. 2003), a także w objawach emersji w stropie sukcesji dewońskiej w okolicy Sosnowca i Olkusa oraz w obecności litoklastów dewońskich w tamtejszym turneju (BELKA 1985). Świadectwa przetrwania ekstensyjnego reżimu i dyslokacji blokowych aż do dolnego karbonu są liczniejsze. Szerszym tłem geotektonicznym tych zjawisk jest ewolucja oceanu renohercyńskiego w waryscyjskiej domenie Europy i oddźwięki tamtejszych procesów tektonicznych w jego wschodnim sąsiedztwie.

LITERATURA

- APPELT J. 2000. Facje, konodonty i stratygrafia strontowa dolnego karbonu w regionie krakowskim. Niepublikowana rozprawa doktorska. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.
- BÁBEK O. i KALVODA J. 2001. Compositional variations and patterns of conodont reworking in Late Devonian and Early Carboniferous calciturbidites (Moravia, Czech Republic). *Facies*, **44**, 211-226.
- BÄR P. 1968. Die oberdevonisch/unterkarbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ost-Sauerland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **131**, 262-288.
- BELKA Z. i KORN D. 1994. Re-evaluation of the early Carboniferous conodont succession in the Esla area of the Cantabrian Zone (Cantabrian Mts, Spain). *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, **168**, 183-193.
- BELKA Z. 1985. Lower Carboniferous conodont stratigraphy in the northeastern part of the Moravia-Silesia Basin. *Acta Geologica Polonica*, **35**, 33-60.
- BELKA Z. i SKOMPSKI S. 1988. Mechanizm sedimentacji i pozycja facjalna wapienia węglowego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **36**, 442-448.
- BOOGAERT VAN H.A. 1967. Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic applications. *Leidse Geologische Mededelingen*, **39**, 129-192.
- BRANSON E.B. i MEHL M.G. 1934. Conodonts from the Bushberg sandstone and equivalent formations of Missouri. W: BRANSON E.B. i MEHL M.G. (red.) *Conodont Studies No. 4, Missouri University Studies*, **8**, 265-300.
- BRANSON E.B. i MEHL M.G. 1941. The recognition and interpretation of mixed conodont faunas. *Denison University Bulletin, Journal of the Scientific Laboratories*, **35**, art. 8, 195-209 [1940].
- CLAUSEN C.-D. i LEUTERITZ K. [mit einem Beitrag von K. RESCHNER und K. LEUTERITZ] 1989. Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, **35**, 309-391.
- FRANKE W. 1973. Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). *Geologisches Jahrbuch, Reihe A*, **11**, 3-127.
- GUTSCHICK R.C., McLANE M.J. i RODRIGUEZ J. 1976. Summary of Late Devonian-Early Mississippian biostratigraphic framework in Western Montana. W: Tobacco Root Geological Society Guidebook, 1976 Field Conference, Montana. *Bureau of Mines and Geology Special Publication*, **73**, 91-124.
- HEIM A. 1934. Stratigraphische Kondensation. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **27**, 372-379.
- HLADIL J., BOSAK P., SLAVIK L., CAREW J.L., MYLROIE J.E. i GERSL M. 2003. Early diagenetic origin and persistence of gamma-ray and magnetosusceptibility patterns in platform carbonates: comparison of Devonian and Quaternary sections. *Physics and Chemistry of the Earth*, **28**, 719-727.
- KLAPPER G. 1966. Upper Devonian and Lower Mississippian conodont zones in Montana, Wyoming and South Dakota. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, **3**, 1-43.
- KREBS W. 1963. Oberdevonische Conodonten im Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **114**, 57-84.
- KREBS W. 1964. Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. *Senckenbergiana lethaea*, **45**, 245-284.
- MATTHEWS S.C. 1969. A Lower Carboniferous conodont fauna from East Cornwall. *Palaeontology*, **12**, 262-275.
- MATTHEWS S.C. i THOMAS J.M. 1974. Lower Carboniferous conodont faunas from north-east Devonshire. *Palaeontology*, **17**, 371-385.
- MATYJA H. i NARKIEWICZ M. 1979. Lithofacies and conodonts in

- Viséan profile, Olkusz area, southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, **29**, 475-488.
- PIETZNER H., VAHL J., WERNER H. i ZIEGLER W. 1968. Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. *Palaeontographica Abt. A*, **128**, 115-152.
- SANDBERG C.A. 1975. McGowan Creek Formation, new name for Lower Mississippian flysch sequence in east-central Idaho. *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1405-E**, 1-11.
- SANDBERG C.A., HALL W.E., BATCHELDER J.N. i AXELSEN C. 1975. Stratigraphy, conodont dating, and paleotectonic interpretation of the type Milligen Formation (Devonian), Wood River area, Idaho. *U.S. Geological Survey Journal of Research*, **3**, 707-720.
- SCHUMACHER D. 1971. Conodonts and Biostratigraphy of the Kenwood Shale (Upper Devonian) of Wisconsin. W: CLARK D.L. (red.) Conodonts and biostratigraphy of the Wisconsin Paleozoic. *Wisconsin Geological and Natural History Survey Information Circular*, **19**, 68-77, 100-107, 143-151.
- SZULCZEWSKI M. 1973. Famennian-Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dalnia in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **23**, 15-59.
- SZULCZEWSKI M. 1989. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem Gór Świętokrzyskich. *Przeгляд Geologiczny*, **37**, 551-557.
- SZULCZEWSKI M., BELKA Z. i SKOMPSKI S. 1996. The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian-Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains, Poland. *Sedimentary Geology*, **106**, 21-49.
- UFFENORDE H. 1977. Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **153**, 253-281.
- WENDT J. 1971. Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltefüllungen im mediterranen Jura. *Palaeontographica, Abt. A*, **136**, 122-192.
- WENDT J. i AIGNER T. 1985. Facies pattern and depositional environments of Palaeozoic cephalopod limestones. *Sedimentary Geology*, **44**, 263-300.
- ŻAKOWA H., SZULCZEWSKI M. i CHLEBOWSKI R. 1984. Górny dewon i karbon synkliny borkowskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **345**, 5-134.

Ewolucja reguły Cope'a

Jerzy TRAMMER

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
jtrammer@uw.edu.pl

Ewolucyjne zmiany wielkości ciała mogą zachodzić z pokolenia na pokolenie, czyli anagenetycznie (w jednej linii rozwojowej będącej ciągłym następstwem pokoleń – Fig. 1.I), mogą odbywać się kladogenetycznie – w trakcie skoków specjacyjnych, gdy linia rozwojowa rozdwaja się i z jednego gatunku wyjściowego powstają dwa gatunki potomne (Fig. 1.II), i mogą wreszcie przebiegać zarazem anagenetycznie i kladogenetycznie, więc zarówno w trakcie specjacji, jak i w okresach pomiędzy nimi (Fig. 1.III).

gatunek, którego przedstawiciele zwiększyli się kladogenetycznie, może potem albo zwiększać się anagenetycznie albo zmniejszać (Fig. 1.III.10), itd. – patrz Fig. 1.

Pierwotna wersja reguły Cope'a (COPE 1887; DEPERET 1907), która włądała umysłami przez okres około stu lat, głosiła, że jedynie zmiany wielkości ciała, jakie zachodzą w czasie ewolucji, to te pokazane na Fig. 1.I.1: czyli anagenetyczne zwiększanie wielkości tak, że wyjściowy gatunek danej linii filogenetycznej obejmował osobniki małe; drugi, który anage-

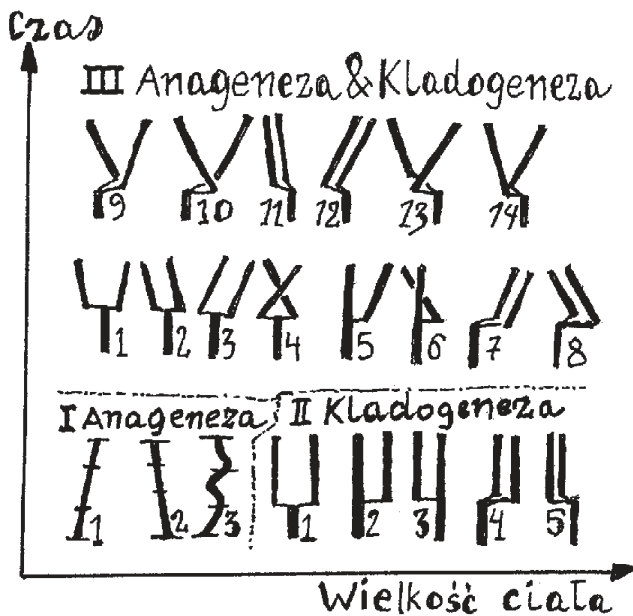


Fig. 1. Wybrane możliwości ewolucyjnych zmian wielkości ciała

Jeżeli zagadnienie rozpatrzyć bardziej szczegółowo, jest wówczas widoczne (Fig. 1), że istnieje wiele możliwych sposobów zmiany wielkości ciała w trakcie ewolucji. W czasie specjacji osobniki należące do obu gatunków potomnych mogą zwiększyć swe rozmiary w porównaniu z rozmiarami osobników gatunku-przodka (Fig. 1.II.4), mogą je zmniejszyć (Fig. 1.II.5), lub osobniki jednego gatunku potomnego mogą stać się mniejsze od osobników gatunku wyjściowego, a osobniki drugiego gatunku potomnego – większe (Fig. 1.II.1). Z kolei

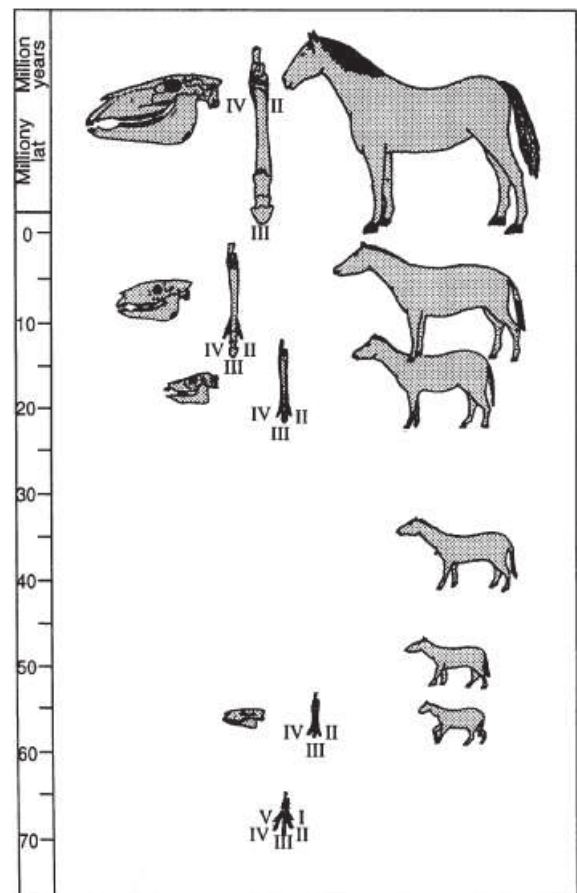


Fig. 2. Tradycyjne zilustrowanie reguły Cope'a na przykładzie przedstawionej anagenetycznie ewolucji koni. Według MULLERA (1963), zmienione

netycznie powstał z pierwszego – większe, trzeci – jeszcze większe, itd. Sądono w związku z tym, że większe rozmiary ciała są przystosowawczo bardziej korzystne niż mniejsze („*bigger is better*”).

Typową, wciąż powtarzaną w licznych podręcznikach, ilustracją takiego sposobu ewolucji był schemat ewolucji koni (Fig. 2) – tak rysowany, jak gdyby konie tworzyły jedną linię ewolucyjną i zawsze istniał tylko jeden gatunek konia – z upływem czasu coraz większy. Tymczasem odzwierciedleniem ewolucji koni nie jest linia, ale bogato rozgałęziony krzak (Fig. 3). Większość gatunków koni w chwili powstania rzeczywiście obejmowała osobniki większe od osobników gatunku-przodka, niemniej były i takie gatunki, które nie zwiększały się w momencie specjacji albo zmniejszały się. W związku z tym z materiału przedstawionego na Fig. 3 można by ułożyć różne linie filogenetyczne typu tej z Fig. 2, również złożoną z koni o wciąż takich samych rozmiarach.

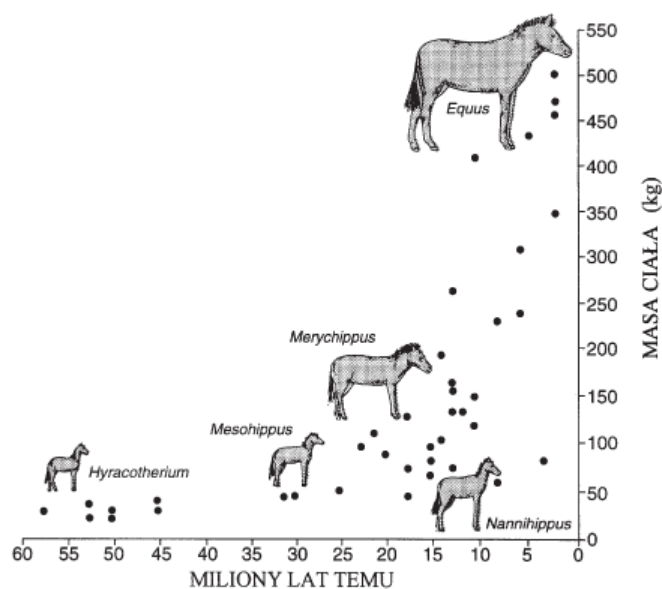


Fig. 3. Wielkości ciała poszczególnych gatunków koni w momentach ich powstania. Według McFADDENA (1986)

Pierwotna wersja reguły Cope'a, w zgodzie ze znanymi tezami Thomasa KUHNA (1962) o sposobie rozwoju nauki, długo, aż do zmiany paradygmatu, wykazywała oporność na przeczące jej fakty. W roku 1960 KURTEN pokazał np. że ewoluujący anagenetycznie przez 450 tysięcy lat europejski niedźwiedź brunatny nie tylko w czterech okresach czasu zwiększał swe rozmiary, lecz także w pięciu innych zmniejszał je, będąc w rezultacie współcześnie mniejszym niż na początku swego istnienia, gdy powstał z *Ursus etruscus*. Z kolei LISTER (1989) opisał gatunek jelenia, który aż sześciokrotnie anagenetycznie zmniejszył swe rozmiary w czasie ostatniego interglacjału. Takie odkrycia długo nie wywierały jednak wpływu na wiarę w pierwotną wersję reguły Cope'a, podobnie jak publikowane od lat 30-tych rozkłady wielkości ciała wśród gatunków (HEMMINGSEN 1934). Pokazywały one (Fig. 4), że istnieje o wiele więcej gatunków małych niż dużych i że czym większy roz-

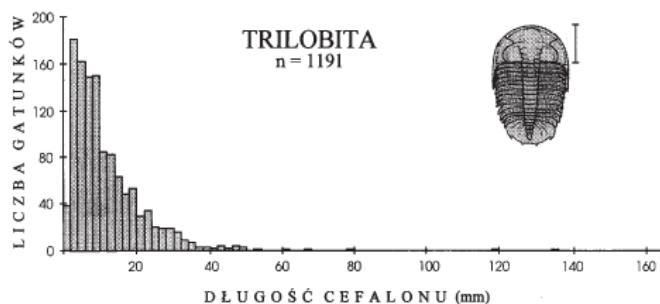


Fig. 4. Typowy dla większości grup organizmów rozkład wielkości ciała wśród gatunków – na przykładzie trylobitów. Według TRAMMERA i KAIMA (1997)

miar ciała, tym mniej gatunków. Powinno to być obalicie wiarę, że większe jest lepsze i wiarę w pierwotną wersję reguły Cope'a. Gdyby bowiem w trakcie ewolucji, z charakteryzującą ją zwykle w okresach radiacji wykładniczym przyrostem liczby gatunków, istniało tylko zwiększanie rozmiarów ciała, musiałyby istnieć więcej gatunków dużych niż małych, a rozkład ich wielkości byłby nie prawostronnie (Fig. 4), lecz lewostronnie asymetryczny.

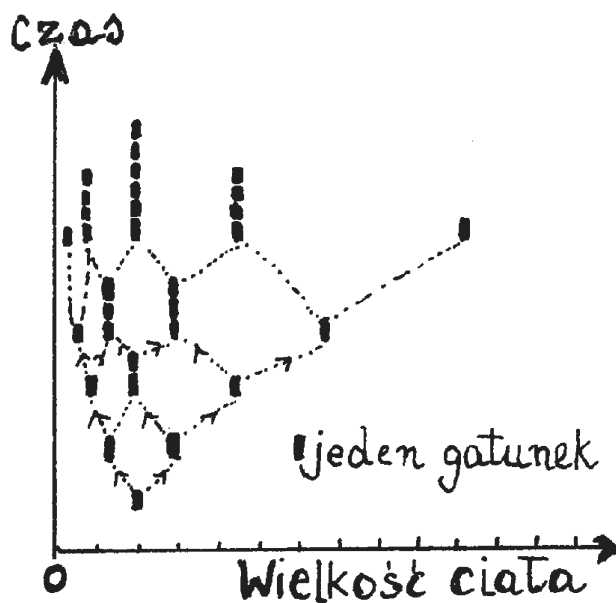


Fig. 5. Schemat „losowej” ewolucji rozmiarów ciała (powiększenia i zmniejszenia wielkości ciała o ten sam procent podczas każdej specjacji są jednakowo prawdopodobne) w trakcie radiacji (model zakłada, że w czasie skoku specjacyjnego liczba gatunków podwaja się)

Pod koniec XX w., częściowo pod naporem faktów, a bardziej pod wpływem przełomowej, początkującej nowy paradygmat publikacji (STANLEY 1973), wiara w pierwotną wersję reguły Cope'a zaczęła się kończyć (GOULD 1988; MCKINNEY 1990; JABLONSKI 1997; TRAMMER i KAIM 1999), aż wreszcie GOULD (1997) nazwał ją artefaktem psychologicznym (zwracaniem uwagi na intrygujące ekstrema, a nie na pełny zakres faktów; widzeniem tego, co przewiduje teoria oraz ślepotą na to, czego według teorii nie ma).

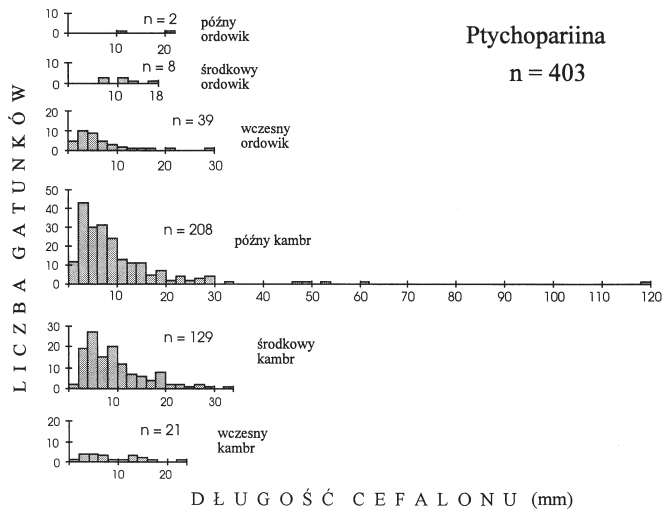


Fig. 6. W fazie radiacji wraz z wzrastającą liczbą gatunków rośnie maksymalna wielkość ciała w grupie, a w fazie schyłku maleje wraz z ubywaniem gatunków. Według TRAMMERA i KAIMA (1997)

Zaczęto uważać, że wszystkie przedstawione na Fig. 1 zmiany wielkości ciała zachodzą mniej więcej jednakowo często, w związku z czym regułę Cope'a można co najwyżej pojmować jako wzrost maksymalnych rozmiarów w obrębie ewoluującej grupy, a nie bezwyjątkowe zwiększanie rozmiarów w czasie każdej specjacji i w każdym momencie ewolucji anagenetycznej. Zauważono też, co mogło być źródłem złudzeń pierwotnej wersji reguły Cope'a (SLATKIN 1981). Otóż nawet

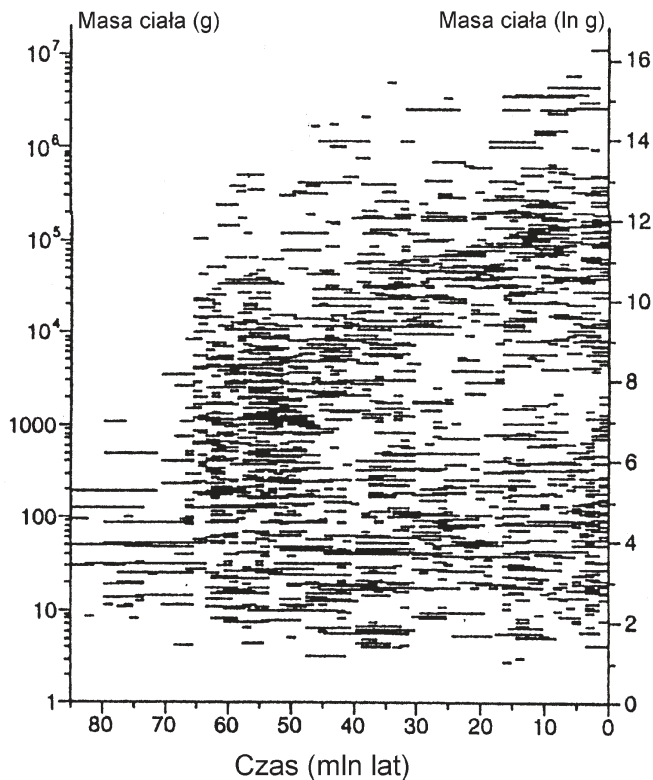


Fig. 7. Zmiany wielkości ciała gatunków ssaków w ciągu ostatnich 80 milionów lat. Według ALROY'a (1998)

w sytuacji, gdy w obrębie grupy będącej w trakcie radiacji połowa powstających gatunków zmniejsza swe rozmiary, a połowa zwiększa, i zwiększenia i zmniejszenia wynoszą taki sam procent wielkości gatunków rodzicielskich, to i tak średnia i maksymalna wielkość ciała w grupie rośnie, i maksimum rośnie bardziej niż minimum maleje (Fig. 5). [W danej grupie mamy np. 2 gatunki. Jeden mierzy 5, a drugi 10 cm. Wielkość maksymalna wynosi 10, średnia – 7,5 cm. Następuje krok specjacyjny. Każdy z gatunków „rodzi” dwa gatunki potomne w ten sposób, że jeden gatunek potomny będzie dwa razy większy, a drugi dwa razy mniejszy od gatunku rodzicielskiego. Mamy więc teraz 4 gatunki o wielkościach odpowiednio 2,5, 10, 5 i 20 cm. Średnia wzrosła i wynosi teraz 9,4 cm. Natomiast wielkość maksymalna zwiększyła się o 10 cm, gdy minimum zmniejszyło się tylko o 2,5 cm].

Także i ta umiarkowana wersja reguły Cope'a, głosząca, że w trakcie ewolucji zwiększa się maksymalny rozmiar ciała, nie zawsze okazuje się być prawdziwa. Maksimum zwiększa się, bowiem, tylko w fazie radiacji, gdy więcej gatunków powstaje niż wymiera, lecz zmniejsza w fazie redukcji (Fig. 6), gdy więcej gatunków wymiera niż powstaje (McKINNEY 1990; TRAMMER i KAIM 1997).

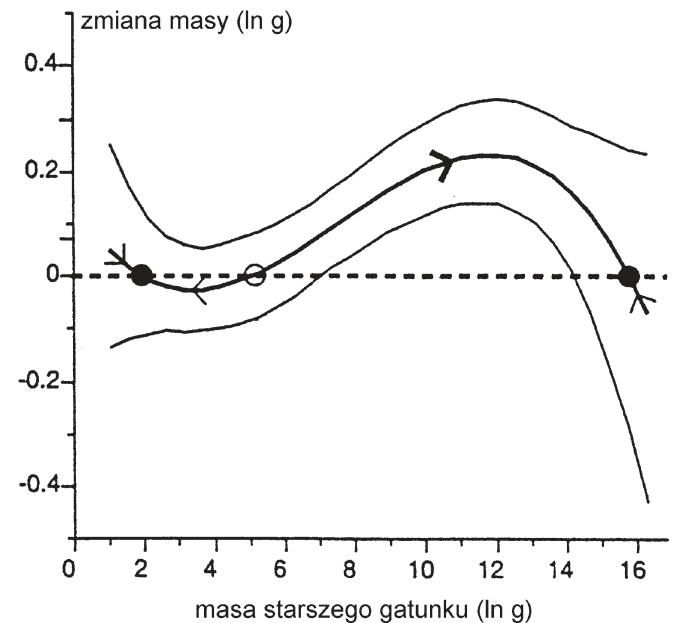


Fig. 8. Wielkość zmiany masy ciała gatunków ssaków w czasie specjacji jako funkcja masy ciała domniemanego gatunku rodzicielskiego. Według ALROY'a (1998)

Po odrzuceniu reguły Cope'a (GOULD 1988) nastąpił jej częściowy powrót. Zauważono, że choć reguła ta nie odnosi się do wielu grup, to są i takie, których dotyczy (MAURER i in. 1992; ALROY 1998; BOKMA 2002; HONE i in. 2005). Stwierdzono przy tym, że proces zmian rozmiarów ciała jest bardziej złożony niż sądzono wcześniej (McSHEA 1994; TRAMMER i KAIM 1999; WANG 2001).

Dobrym przykładem są ssaki (ALROY 1998). Choć gatunki ssaków i zmniejszały się, i zwiększały, to jednak najwidoczniej częściej i/lub bardziej zwiększały się, bo gatunek

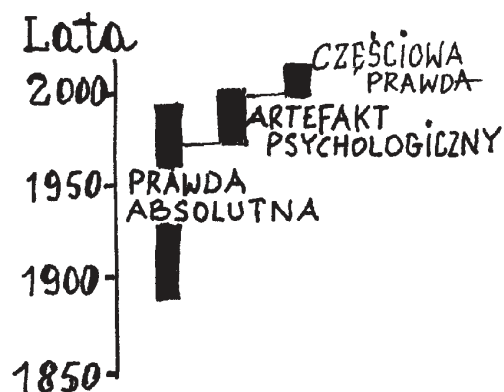


Fig. 9. Ewolucja reguły Cope'a

ssaka jest, średnio biorąc, o około 9% większy niż wcześniejszy gatunek ssaka z tego samego rodzaju, co trzeba interpretować jako przejaw reguły Cope'a. Jednakże najmniejsze gatunki ssaków prawie nie zmieniały ewolucyjnie swych rozmiarów, największe zwiększały je w małym stopniu, natomiast ssaki średnich rozmiarów silnie powiększały swoje wielkości (Fig. 7 i 8). Reguła Cope'a może więc odnosić się do gatunków pewnej wielkości, i nie odnosić do gatunków innych rozmiarów, w obrębie jednej i tej samej grupy systematycznej. Ponadto w jednych okresach swej historii ewolucyjnej grupa może zachowywać się zgodnie z regułą Cope'a, a w innych – nie (TRAMMER i KAIM 1999).

Podsumowując: dotycząca ewolucji reguła Cope'a przeszła godną uwagi ewolucję, co schematycznie przedstawiono na Fig. 9.

LITERATURA

- ALROY J. 1998. Cope's rule and the dynamics of body mass evolution in North American fossil mammals. *Science*, **280**, 731-734.
- BOKMA F. 2002. A statistical test of unbiased evolution of body size in birds. *Evolution*, **56**, 2499-2504.
- COPE E.D. 1887. The origin of the fittest. D, I-XIX+1-457. Appleton and Co., New York.
- DEPERET C. 1907. Les transformations du monde animal, 1-364. Flammarion, Paris.
- GOULD S.J. 1988. Trends as change in variance: a new slant on progress and directionality in evolution. *Journal of Paleontology*, **62**, 319-329.
- GOULD S.J. 1997. Cope's rule as psychological artefact. *Nature*, **38**, 199-200.
- HEMMINGSSEN A.M. 1934. A statistical analysis of the differences in body size of related species. *Videnskabelige meddelelser fra Dansk naturhistorisk forening i Kjøbenhavn*, **98**, 125-160.
- HONE D.W.E., KEESEY T.M., PISANI D. i PURVIS A. 2005. Macroevolutionary trends in the Dinosauria: Cope's rule. *Journal of Evolutionary Biology*, **18**, 587-595.
- JABLONSKI D. 1997. Body-size evolution in Cretaceous molluscs and the status of Cope's rule. *Nature*, **385**, 250-252.
- KUHN T. 1962. The structure of scientific revolutions. University of Chicago Press [2001 Struktura rewolucji naukowych, 1-368. Aletheia, Warszawa.]
- KURTEN B. 1960. Rates of evolution in fossil mammals. *Cold Spring Harbor Symposium: Quantitative Biology*, **24**, 205-215.
- LISTER A.M. 1989. Rapid dwarfing of red deer on Jersey in last interglacial. *Nature*, **342**, 539-543.
- MAURER B.A., BROWN J.H. i RUSLER R.D. 1992. The micro and macro in body size evolution. *Evolution*, **46**, 939-953.
- McFADDEN E.J. 1986. Fossil horses from "Eohippus" (*Hyracotherium*) to *Equus*: scaling, Cope's Law, and the evolution of body size. *Paleobiology*, **12**, 555-369.
- McKINNEY M.L. 1990. Trends in body-size evolution. W: McNAMARA K.J. (red.) *Evolutionary trends*. The University of Arizona Press, Tucson, 75-118.
- McSHEA D.W. 1994. Mechanisms of large-scale evolutionary trends. *Evolution*, **48**, 1747-1763.
- MULLER A.H. 1963. Lehrbuch der Paläozoologie. Allgemeine Grundlagen, 1-387. G. Fischer, Jena.
- SLATKIN M. 1981. A diffusion model of species selection. *Paleobiology*, **7**, 421-425.
- STANLEY S.M. 1973. An explanation of Cope's rule. *Evolution*, **27**, 1-26.
- TRAMMER J. i KAIM A. 1997. Body size and diversity exemplified by three trilobite clades. *Acta Palaeontologica Polonica*, **42**, 1-12.
- TRAMMER J. i KAIM A. 1999. Active trends, passive trends, Cope's rule and temporal scaling: new categorization of cladogenetic changes in body size. *Historical Biology*, **13**, 113-125.
- WANG S.C. 2001. Quantifying passive and driven large-scale evolutionary trends. *Evolution*, **55**, 849-858.

Zmiany głębokowodnych skamieniałości śladowych w fanerozoiku

Alfred UCHMAN

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków
fred@ing.uj.edu.pl

Skamieniałości śladowe są zapisem działalności życiowej organizmów, które podlegały zmianom ewolucyjnym. W środowisku głębokomorskim, zwłaszcza sedymentacji turbidytowej, są to najczęściej organizmy bezszkieletowe, które niezwykle rzadko zachowują się jako skamieniałości właściwe. Skamieniałości śladowe są często jedynym przejawem ich obecności. Długookresowe zmiany skamieniałości śladowych w fanerozoiku są odbiciem zmian ewolucyjnych produkujących je organizmów, uwarunkowanych zmianami środowiskowymi.

Maksymalna różnorodność skamieniałości śladowych w utworach fliszowych fanerozoiku była badana przez SEILACHERA (1962, 1974, 1977) na bazie 16 formacji i przez Mc-

CANNA (1990) w oparciu o 34 formacje. Badania przeprowadzone przez UCHMANA (2004) uwzględniły 151 formacji. Znacznie zwiększona ilość danych i ujednoczona taksonomia pozwoliły na uzyskanie nowych wyników (Fig. 1).

Różnorodność ta na poziomie ichnorodzaju osiąga szczyty w ordowiku–wczesnym sylurze i we wczesnym karbonie, z depresją od późnego karbonu po trias, ze szczytem w tytonie–apcie, depresją w albie i fanerozoicznym maksimum w eocenie. Zmiany różnorodności były kontrolowane głównie przez konkurencję w zdobywaniu pożywienia, zmiany temperatury wód dennych, a także poprzez rozprzestrzenienie odpowiednich ekosystemów. W krzywej zmian ichnoróżnorodności słabo

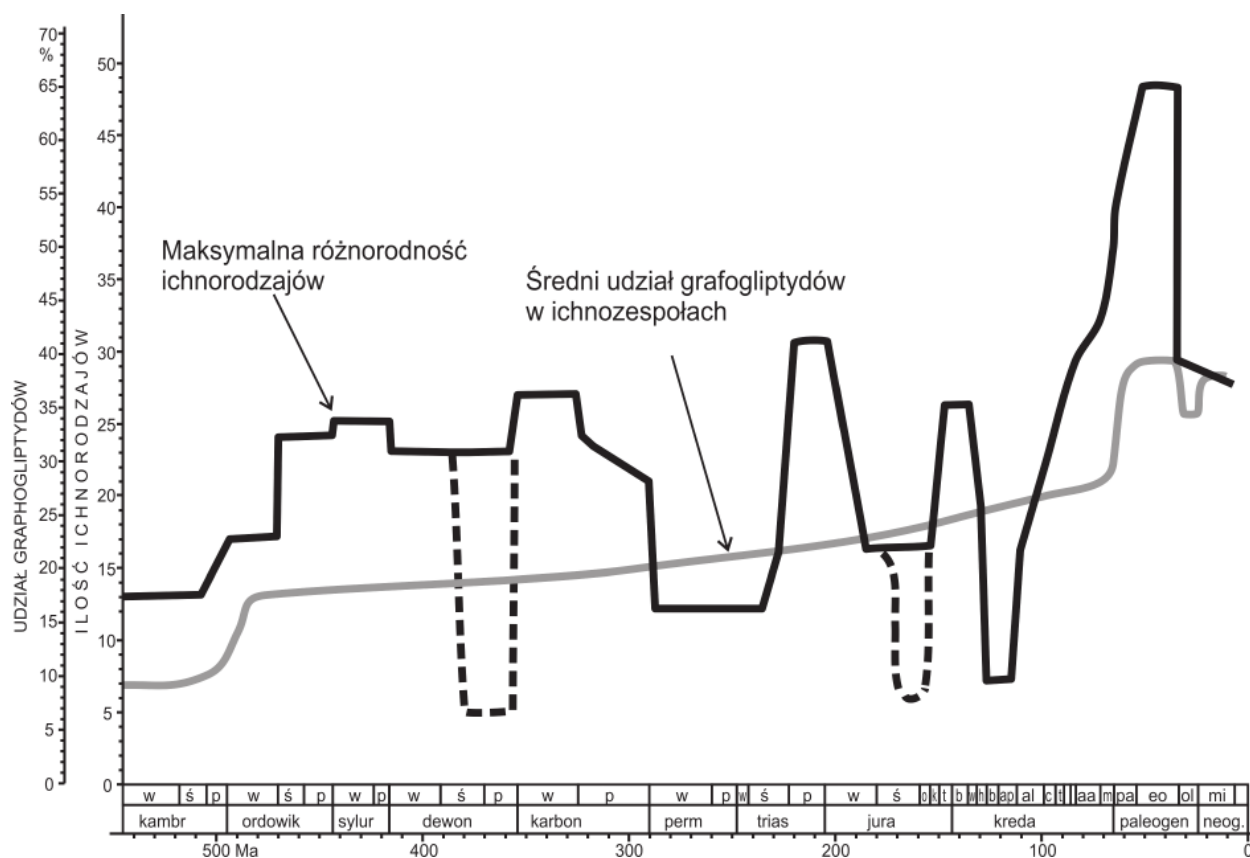


Fig. 1. Krzywa różnorodności ichnorodzajów w formacjach fliszowych i średni udział grafogliptydów w ichnozespołach (UCHMAN 2004, w druku)

zaznaczają się biotyczne kryzysy globalne ordowik/sylur, fran/famen i kreda/paleogen. Kryzys na granicy perm/trias wchodzi w znacznie rozleglejszą depresję krzywej, która zaczyna się już od późnego karbonu. Ten kryzys ichnofauny wiąże się prawdopodobnie ze zlodowaceniem na Gondwanie, a powszechne niedotlenienie osadów w późnym permie było czynnikiem dodatkowym. Po paleozoiku pewne ichnotaksony zanikły, na przykład *Dictyodora*. Depresja w albie spowodowana została wczesnokredowym wydarzeniem anoksycznym. Szczyt ichnoróżnorodności w eocenie związany jest z powszechną oligotrofią „zmuszającą” organizmy do nowych strategii w zdobywaniu pożywienia. Presja ta spowodowała także znaczny wzrost różnorodności grafogliptydów od późnej kredy, ze szczytem w paleocenie i eocenie. Kryzys eocen/oligocen zaznaczył się spadkiem ogólnej ichnoróżnorodności i spad-

kiem udziału grafogliptydów w ichnozespołach. W miocenie pojawia się wyraźna tendencja wzrostowa tych dwóch parametrów. Po eocenie brak nowych taksonów grafogliptydów, co wskazuje na wysycenie nisz ekologicznych.

Znaczącym wydarzeniem była migracja większych skorupiaków (producenci *Ophiomorpha* i *Thalassinoides*) i jeżowców nieregularnych (producenci *Scolicia*) do głębokich mórz, które efektywnie bioturbowały osad. Nastąpiło to w tytonie i przybrało na intensywności po cenomanie wraz z zanikaniem kryzysów tlenowych. Inwazja ta przyczyniła się do wzrostu konkurencji w zdobywaniu pożywienia i do lepszego dotlenienia osadu poprzez głęboką bioturbację. Był to istotny czynnik wzrostu różnorodności strategii życiowych organizmów penetrujących w osadzie i tym samym wzrostu ichnoróżnorodności.

LITERATURA

- McCANN T. 1990. Distribution of Ordovician-Silurian ichnofossil assemblages in Wales – implications for Phanerozoic ichnofaunas. *Lethaia*, **23**, 243-255.
- SEILACHER A. 1962. Paleontological studies of turbidite sedimentation and erosion. *Journal of Geology*, **70**, 227-234.
- SEILACHER A. 1974. Flysch trace fossils: evolution of behavioural diversity in the deep-sea. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1974**, 223-245.
- SEILACHER A. 1977. Evolution of trace fossil communities in the deep sea. W: HALLAM A. (red.) *Patterns of Evolution*. Elsevier, Amsterdam, 359-376.
- UCHMAN A. 2004. Phanerozoic history of deep-sea trace fossils. W: McILROY D. (red.) *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Geological Society of London, *Special Publication*, **228**, 25-139.
- UCHMAN A. (w druku). Trace fossils of the Pagliaro Formation (Paleocene) in the North Apennines, Italy. *Beringeria*.

STRESZCZENIA REFERATÓW I POSTERÓW

Zachowanie szkieletu osiowego u ryb z serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Zewnętrznych na obszarze Polski

Małgorzata BIEŃKOWSKA

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; mbienk@tlen.pl

Przedmiotem badań była ichtiofauna pogrupowana w 19 zespołów ryb, pochodząca z sześciu stanowisk: Błazowa, Jamna Dolna 1, Jamna Dolna 2, Rudawka Rymanowska, Wola Czudecka i Wujskie (BIEŃKOWSKA 2007). W badanym materiale stwierdzono związek między przynależnością taksonomiczną ryb a sposobem zachowania szkieletu osiowego, co jest wyrazem wpływu budowy szkieletu na jego podatność na pośmiertne deformacje. Szkielety ryb znajdujące w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Zewnętrznych na obszarze Polski są różnorodnie zachowane. Ich szkielet osiowy

(kręgosłup) może przedstawiać sześć typów stanu zachowania: prosty (zachowany jak za życia, niezdeformowany), wygięty łukowato, wygięty S-kształtnie, wygięty nieregularnie, wygięty w okrąg lub złamany. Kręgosłup jest zazwyczaj prosty u ryb o wysokim i krótkim ciele z rodzin: Zeidae, Sternoptychidae oraz Serranidae. Różnorodnie zachowany jest kręgosłup u ryb o ciele umiarkowanie długim i niskim z rodzin: Gonostomatidae, Trachinidae, Merlucciidae, Phosichthyidae, Myctophidae, Bathylagidae, Clupeidae i Osmeridae. Kręgosłup ryb z rodzin: Bathylagidae, Clupeidae i Osmeridae zazwyczaj jest wygięty, co świadczy o jego dużej podatności na deformacje. Wymienione powyżej i zestawione na Fig. 1 obserwacje dotyczące ryb z rodzin Sternoptychidae, Myctophidae i Gonostomatidae są zgodne z obserwacjami JERZMAŃSKIEJ (1960).

Zachowanie kręgosłupa u ryb w wszystkich wymienionych powyżej rodzin jest zgodne z poglądami WEILERA (1929), że pośmiertne wygięcie szkieletu osiowego obserwuje się z reguły u ryb o niskim ciele. Odstępstwem od tej reguły jest sposób zachowania szkieletu osiowego u przedstawicieli rodzin Centriscidae i Syngnathidae. Kręgosłup u Centriscidae o ciele umiarkowanie długim i niskim nie ulega deformacjom. Kręgosłup u Syngnathidae o ciele długim i bardzo niskim, jest zazwyczaj albo łukowato wygięty, albo prosty. Ryby z tych dwóch rodzin wyróżniają się budową anatomiczną spośród powyżej wymienionych rodzin, nie ulegają silnym deformacjom, gdyż mają ciało pokryte masywnymi łuskami, które tworzą „pancerz” wzmacniający szkielet.

Wygięcie łukowate szkieletu osiowego jest deformacją pośmiertną u ryb współczesnych (WEILER 1929; SCHÄFER 1972) zachodzącą bez wpływu czynników zewnętrznych. Wygięcie S-kształtne i inne deformacje są naturalnymi zmianami pośmiertnymi bądź powstają przez oddziaływanie na ciało ruchów wody (HECKER i MERKLIN 1946). Rzadki okaz z oderwaną płetwą ogonową, znajdującą się w innym miejscu niż zakończenie kręgosłupa (Fig. 2), jest dowodem na pośmiertną zmianę wygięcia szkieletu w miejscu ostatecznego pogrzebienia, prowadzącą do przekształcenia wygięcia łukowatego w S-kształtne. Obecność pięciu takich okazów w badanym materiale oraz dziesięciu podobnych przemawia raczej za uznaniem tych zmian za samoistne, niż zależne od czynników zewnętrznych.

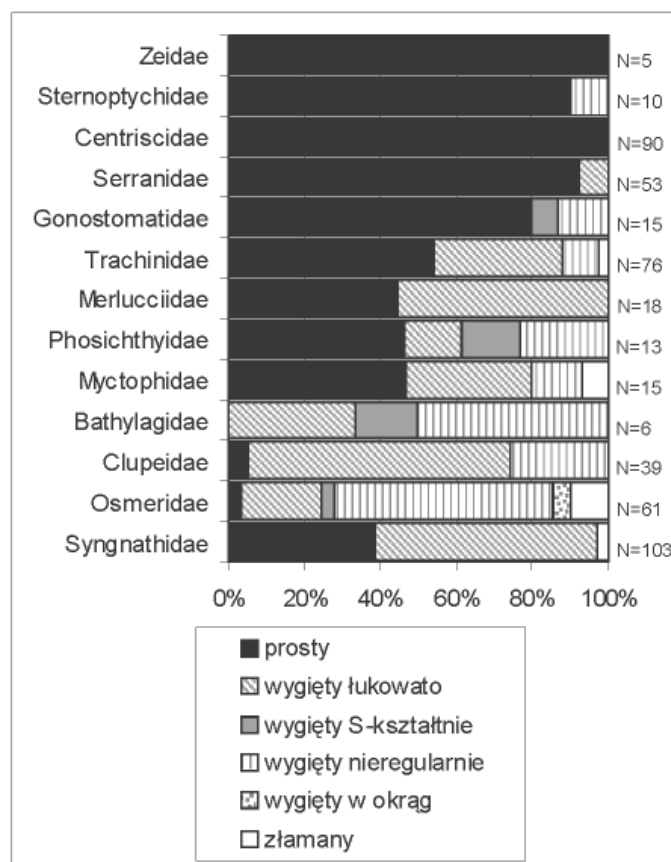


Fig. 1. Udział procentowy wyróżnionych typów zachowania szkieletu osiowego u poszczególnych rodzin ryb stwierdzony w wybranych zespołach ryb; N – ilość szkieletów danej rodziny w zespole

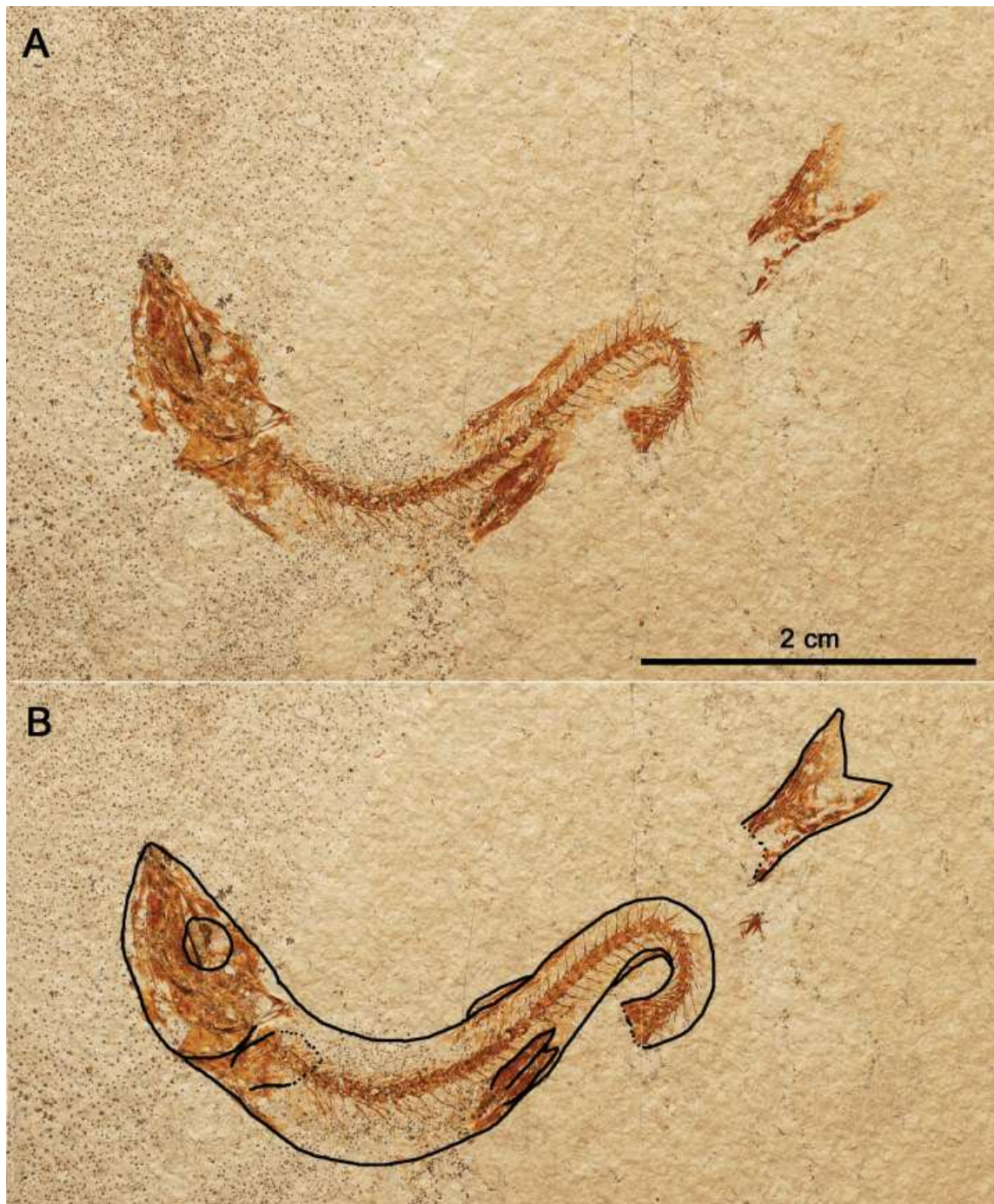


Fig. 2A, B – Wygięcie łukowate kręgosłupa przekształcone pośmiertnie w wygięcie S-kształtne, szkielet ryby z rodziny Osmeridae; B – Dodano zrekonstruowany, schematyczny obrys miękkiego ciała w celu uczynienia zdjęcia

LITERATURA

- BIENKOWSKA M. 2007. Tafonomia ichtiofauny oligoceńskiej w Karpatach Zewnętrznych na obszarze Polski. Niepublikowana praca doktorska, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski.
- HECKER R.F. i MERKLIN R.L. 1946. Ob osobiennostiach zachoronienija ryb w majkopskich gliniastych slancach siewiernoj Osietii. *Izwestnija Akademii Nauk SSSR, Otdelenije Biologicznych Nauk*, **6**, 647-674.
- JERZMAŃSKA A. 1960. Ichti fauna łupków jasielskich z Sobniowa. *Acta Palaeontologica Polonica*, **5**, 367-412.
- SCHÄFER W. 1972. Ecology and palaeoecology of marine environments, 1-520. The University of Chicago Press, Chicago.
- WEILER W. 1929. Über das Vorkommen isolierter Köpfe bei fossilen Clupeiden. *Senckenbergiana*, **11**, 40-43.

Małże kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich przydatność w określaniu warunków środowiska sedymentacji

Grzegorz BIJAK¹, Dariusz NAST²

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; gbgory@interia.pl

²ul. Spółdzielcza 1/63, 21-300, Radzyń Podlaski; denast@op.pl

Węglanowe utwory kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich znane są z licznej i różnorodnej fauny, głównie bentosowej, wśród której dominującą grupę stanowią małże, tworzące często nagromadzenia o charakterze muszlowców. Tego typu utwory stały się podstawą do wydzielenia nieformalnych jednostek litostratygraficznych: muszlowców skorkowskich na SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (KUTEK 1968), muszlowców ostrygowych z Wierzbicy i muszlowców ostrygowych z Ożarowa (GUTOWSKI 1992) na NE obrzeżeniu.

W kamieniołomach w Małogoszczu (SW obrzeżenie), Wierzbicy i Ożarowie (NE obrzeżenie) został zebrany materiał, pochodzący z wybranych części profilu w obrębie wyżej wymienionych jednostek litostratygraficznych. Na podstawie jego analizy, obserwacji fauny *in situ* oraz danych z literatury wyróżniono trzy grupy ekologiczne (epifauna, semiinfauna, infauna) oraz rozpoznano pozycje przyżyciowe wybranych taksonów. Posłużyło to do określenia warunków środowiska sedymentacji w poszczególnych partiach profilu, a w szczególności turbulencji wody i charakteru podłoża.

Małże ryjące (np. *Pholadomya protei*, *Pleuromya iniformis*, *Thracia depressa*) oraz semiinfaunalne (np. *Inoperna*

perplicata), znalezione m.in. w niższej części kompleksu muszlowców skorkowskich w Małogoszczu, preferowały dno muliste, a ich obecność wskazuje na środowisko o stosunkowo niskiej energii i dość szybkim tempie sedymentacji. W spągu muszlowców skorkowskich występują małże drażące (np. *Lithophaga* sp., *Gastrochaena* sp.) oraz cementujące (*Liostrea* sp.), których obecność związana była z przerwą w dostawie osadu i jego wczesną lityfikacją (twarde dno). Liczne formy epifaunalne (np. ostrygi *Nanogyra nana*, *Liostrea* sp.), znalezione w obrębie muszlowców z Wierzbicy i Ożarowa, cementowały się do osobników tego samego gatunku oraz pozostałych małży epifaunalnych (rzadziej do innych twardych składników osadu). Formy te zasiedlały dno o charakterze bruku muszlowego, a ich pojawianie się w profilu było związane ze zwolnieniem tempa sedymentacji. Ostrygi z rodzaju *Nanogyra*, które przyjmowały kształt „gryfeowaty”, w odróżnieniu od form cementujących, preferowały miękkie podłoże.

Występowanie zróżnicowanych typów ekologicznych fauny małżowej jest odzwierciedleniem zmiennych warunków środowiska panujących w morzu kimerydzkim.

LITERATURA

GUTOWSKI J. 1992. Górny oksford i kimeryd północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Niepublikowana praca doktorska, Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

KUTEK J. 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część 1 – Stratygrafia. *Acta Geologica Polonica*, **18**, 493-586.

Otwornice bentosowe późnego paleozoiku Spitsbergenu

Błażej BŁAŻEJOWSKI

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
 bblazej@twarda.pan.pl

Otwornice bentosowe są bogato reprezentowane w utworach dolnego permu formacji Treskelodden. Formacja ta zbudowana jest z przeławicających się utworów klastycznych i węglanowych, odsłaniających się na zboczach góry Hyrnefjellet (Fig. 1B) i Półwyspie Treskelen w rejonie fiordu Hornsund (południowy Spitsbergen; Fig. 1A).

Na przełomie karbonu i permu archipelag Svalbard był częścią rozległej platformy węglanowej położonej w północnej części superkontynentu Pangei (STEMMERIK 2000). Omawiany obszar sedimentacji węglanowej obejmował swoim zasięgiem obszary dzisiejszego szelfu Morza Barentsa, wraz ze Svalbar-

dem i Bjørøya, rejony wschodniej i północnej Grenlandii i był połączony z późnopaleozoicznym systemem basenów Arktyki kanadyjskiej i rosyjskiej (HARLAND 1997).

Z trzech grup otwornic bentosowych [Fusulinina (Fig. 1C: 1–4, 8, 9, 12, 13), Miliolina (Fig. 1C: 10) i Lagenina (Fig. 1C: 5–7, 11)], rozpoznanych w utworach dolnego permu formacji Treskelodden, do najpowszechniej występujących gatunków należą: *Nodosinelloides longissima*, *N. netschaejwi*, *Geinitzina frondiculariformis*, *Fronicularia prima*, *Pachyphloia spitzbergiana*, *Earlandia minor*, *Globivalvulina bulloides*, *G. kantharensis*, *G. nassichuki*, *G. pergrata*, *G. graca*, *Bradyina*

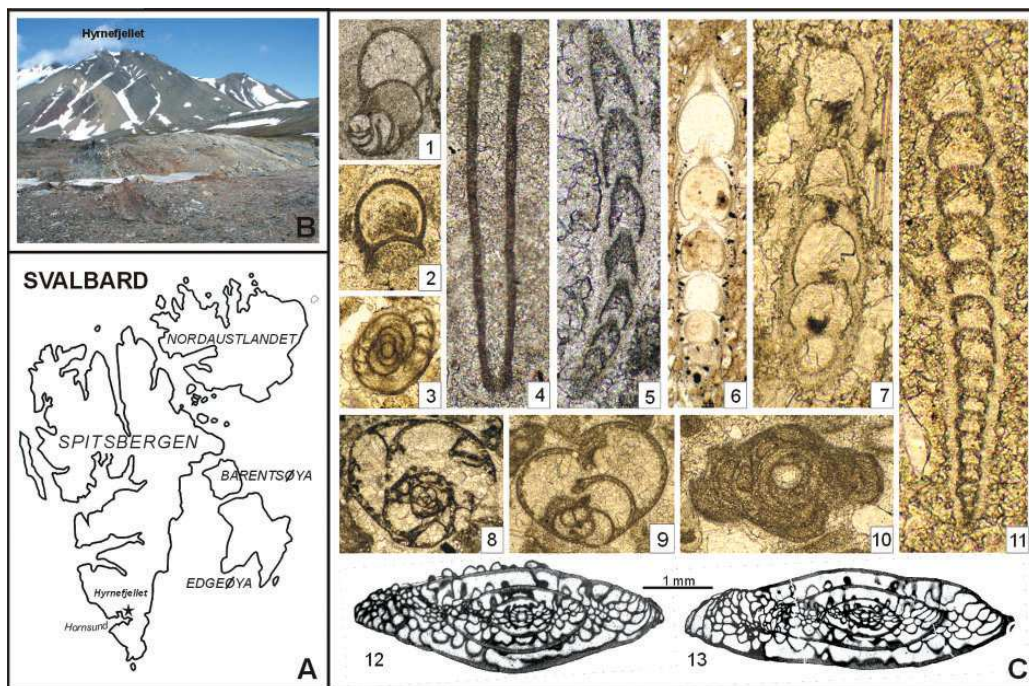


Fig. 1A. Mapa archipelagu Svalbard. Gwiazdka oznacza lokalizację profilu Hyrnefjellet (formacja Treskelodden). B. Odslonięcie sukcesji paleozoiczno-mezozoicznej w masywie Hyrnefjellet. C: 1–4, 8, 9, 12, 13. Fusulinina: 1. *Globivalvulina nassichuki* Pinard et Mamet, 1998; ZPAL F.56/V20, $\times 40$; 2. *Tuberitina collosa* Reitlinger, 1950; ZPAL F.56/HC42, $\times 80$; 3. *Schubertella* ex gr. *sphaerica* Suleimanov, 1946; ZPAL F.56/HE40, $\times 110$; 4. *Earlandia minor* (Rauser-Chernousova, 1948); ZPAL F.56/V20, $\times 80$; 8. *Bradyina shikhanica* Morozova, 1949; ZPAL F.56/H40, $\times 25$; 9. *Globivalvulina pergrata* Konovalova, 1962; ZPAL F.56/H41, $\times 110$; 12, 13. *Schellwienia arctica* (Schellwien, 1908); 5–7, 11. Lagenina: 5. *Tezaquina* sp.; ZPAL F.56/H8, $\times 190$; 6. *Protonodosaria rauserae* Gerke, 1959; ZPAL F.56/HC38, $\times 100$; 7. *Pachyphloia spitzbergiana* (Sossipatrowa, 1969); ZPAL F.56/HC38, $\times 110$; 11. *Nodosinelloides longissima* (Suleimanov, 1949); ZPAL F.56/HC9, $\times 120$; 10. Miliolina: *Midiella glomospiroidalis* (Sossipatrowa, 1969); ZPAL F.56/HC40, $\times 120$

lucida, *B. shikhanica*, *Tuberitina collosa*, *Schubertella sphaerica*, *S. australis*, *Hemigordius harltoni* i *Midiella ovatus*.

W całym profilu formacji Treskelodden zidentyfikowano ponad 80 (w tym 6 nowych) gatunków otwornic, przy czym w poszczególnych warstwach ich ilość rzadko przekraczała 10 taksonów. Znaczące zróżnicowanie występowania w profilu poszczególnych gatunków w połączeniu z danymi paleośrodowiskowymi pozwoliły na określenie ich preferencji ekologicznych.

Najliczniejszą pod względem zróżnicowania i zasługującą na szczególną uwagę grupą jest podrząd Lagenina. Najstarsi przedstawiciele tego podrzędu pojawili się w zapisie kopalnym w środkowym pensylwanie i żyją do dziś. Wyodrębnienie tej linii ewolucyjnej nastąpiło poprzez wytworzenie hyalinowo-radialnej struktury ściany, a utracie mikrogranularnej, która cechowała podrząd Fusulinina, z którego prawdopodobnie wywodzi się podrząd Lagenina.

Lagenina są monofiletyczną grupą otwornic wapiennych, która obejmuje około 120 rodzajów i stanowi jedną z najbardziej zróżnicowanych grup współczesnych otwornic wapiennych. Lagenina podlegały intensywnym radiacjom w środko-

wym i późnym permie, kiedy różnorodność fuzulin (Fig. 1C: 12, 13) stopniowo ulegała zubożeniu. W czasie permsko/triasowego epizodu masowego wymierania nastąpił czas największej redukcji bioróżnorodności w historii ziemi – szacuje się, że wyginęło 85% gatunków morskich Metazoa (ERWIN i in. 2002). Spośród morskich organizmów, otwornice bentosowe zostały szczególnie mocno zredukowane. Dominujący w paleozoiku podrząd Fusulinina został prawie całkowicie wyeliminowany, podczas gdy rodzajowa różnorodność w obrębie Miliolina została zredukowana do 50%, a Textulariina do 33% (TAPPAN i LOEBLICH 1988).

Paleozoiczne Lagenina przetrwały największy kryzys bioróżnorodności w historii Ziemi, a następnie dały początek grupom potomnym, które zdominowały mezozoiczne zespoły wapiennej mikrofauny otwornicowej. Przedstawiciele powyższego podrzędu w mezozoiku i kenozoiku mają istotne znaczenie biostratygraficzne i paleośrodowiskowe (BROUWER 1969).

Przeprowadzono również korelację chronostratygraficzną profilów, co pozwoliło na przedstawienie rozwoju sedymentacyjnego i paleogeografii badanego regionu w późnym paleozoiku.

LITERATURA

- BROUWER J. 1969. Foraminiferal assemblages from the Lias of north-western Europe. *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, **25**(4), 1-65.
- ERWIN D.H., BOWRING S.A. i YUGAN J. 2002. End-Permian mass extinctions: a review. W: KOEBERL C. i MACLEOD K.G. (red.) *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. *Geological Society of America Special Paper*, **356**, 363-383.
- HOFFMAN A. 1989. Changing palaeontological views on mass extinction phenomena. W: DONOVAN S.K. (red.) *Mass Extinctions Process and Evidence*. Belhaven Press, London, 1-18.
- STEMMERIK L. 2000. Late Palaeozoic evolution of the North Atlantic margin of Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**, 95-126.
- TAPPAN H. i LOEBLICH JR. A.R. 1988. Foraminiferal evolution, diversification, and extinction. *Journal of Paleontology*, **62**, 695-714.

Diplopora annulatissima Pia, 1920 z dolomitu jemielnickiego: anatomia a systematyka i stratygrafia

Adam BODZIOCH¹, Grzegorz LICHTARSKI²

¹ Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; adambod@amu.edu.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; grzegorz.lichtarski@pgi.gov.pl

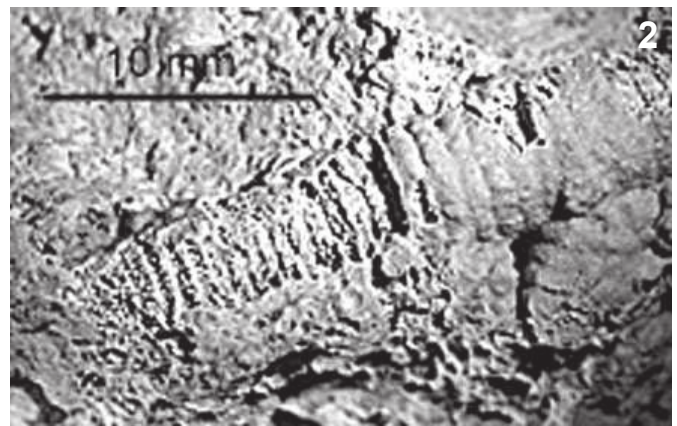
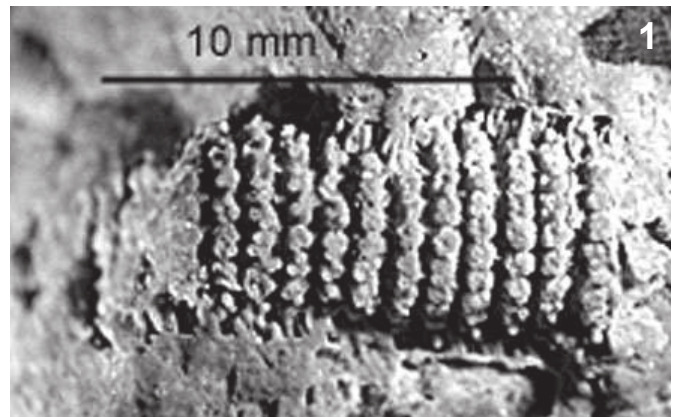
Skamieniałości glonów wapiennych z rzędu Dasycladales występują dość powszechnie w triasie środkowym Europy, będąc podstawą bio- i chronostratygrafii wielu formacji (np. PIA 1926; BYSTRICKY 1986; KOTAŃSKI 1994), chociaż zazwyczaj są fragmentarycznie zachowane i oznaczane na podstawie płytek cienkich. Dolomit jemielnicki (trias środkowy, Górny Śląsk) jest jedną z nielicznych formacji, gdzie skamieniałości Dasycladales są zachowane w większych fragmentach, co umożliwia obserwację zmian anatomicznych szkieletu w rozwoju ontogenetycznym, a tym samym – zrewidowanie poglądów na systematykę i znaczenie stratygraficzne tych skamieniałości. Najlepiej dotychczas rozpoznany gatunek jest tutaj przewodnia dla illyru forma *Diplopora annulatissima* (LICHTARSKI 2002).

Zgodnie z definicją gatunku, *D. annulatissima* jest cylindryczną rurką o średnicy do 4 mm, z guzkami typu trichoforowego ułożonymi w gęsto rozmieszczone, metaspondylowe okółki (Fig. 1). Bardziej kompletnie zachowane okazy wykazują jednak zmienność organizacji rozmieszczenia guzków – poniżej okółków metaspondylowych występują euspondylowe (Fig. 2), a w najniższej części – aspondylowe (Fig. 3). Powstaje zatem pytanie o zasadność podstaw systematyki kopalnych Dasycladales (np. DELOFFRE 1988; BERGER i KAEVER 1992), według której organizacja guzków jest głównym kryterium wyróżnienia rodzin: formy aspondylowe są zebrane w rodzinę Seletonellaceae, formy metaspondylowe – w rodzinę Diploporeaceae, formy euspondylowe – w pozostałe rodziny wykształcające guzki. Schemat ten dobrze się dotychczas sprawdzał

Fig. 1. *Diplopora annulatissima* Pia, 1920, okaz typowy z metaspondylowym rozmieszczeniem guzków w okółkach. Dolomit jemielnicki, Jemielnica

Fig. 2. *Diplopora annulatissima* Pia, 1920 z widocznym w części środkowej euspondylowym rozmieszczeniem guzków w okółkach, przechodzącym ku lewej stronie w aspondylowe. Dolomit jemielnicki, Jemielnica

Fig. 3. *Diplopora annulatissima* Pia, 1920 z aspondylowym (lewa część okazu) i metaspondylowym rozmieszczeniem guzków (prawa część okazu). Dolomit jemielnicki, Jemielnica



w przypadku oznaczania silnie pokruszonego materiału w płytkach cienkich, jednak wobec przedstawionych obserwacji prowadzi do paradoksu polegającego na tym, że jeden i ten sam okaz (osobnik) należy jednocześnie do co najmniej trzech rodzin i zarazem do żadnej z nich, przy czym nie reprezentuje też żadnej nowej rodziny.

Pod znakiem zapytania staje też stratygrafia oparta na skamieniałościach diplopor, jako że fragmenty jednego osobnika

mogą być (i zapewne są) klasyfikowane jako odmienne gatunki różnych wyższych jednostek systematycznych. Ten problem wydaje się jednak mniej istotny, ponieważ tworzone w ten sposób sztuczne taksony zmieniały się w czasie, a więc ich różnowiekowe zespoły powinny być odmienne, niezależnie od tego, czy reprezentują sobą rzeczywiście odmienne gatunki, czy tylko fragmenty osobników jednego gatunku.

LITERATURA

- BERGER S. i KAEVER M.J. 1992. Dasycladales. An illustrated monograph of a fascinating algal order, 1-274. Georg Thieme Verlag, Stuttgart.
- BYSTRICKY J. 1986. Stratigraphic ranging and zonation of dasycladal algae in the West Carpathians Mts. Triassic. *Mineralia Slovaca*, **18**, 289-321.
- DELOFFRE R. 1988. Nouvelle taxonomie des algues Dasycladales. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **12**, 165-217.
- KOTAŃSKI Z. 1994. Middle Triassic Dasycladaceae of the Upper Silesian-Cracow Region and their stratigraphical and paleoecological significance. *Third Meeting of Peri-Tethyan Epicratonic Basins, Excursion Guidebook*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 59-66.
- LICHTARSKI G. 2002. Skamieniałości glonów wapiennych z dolomitu jemielnickiego. Niepublikowana praca magisterska, Archiwum Instytutu Geologicznego UAM, Poznań.
- PIA J. 1926. Die Diploporen der deutschen Trias und die Frage der Gleichzeitung der deutschen und alpinen Triasstufen. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **78**, 192-201.

Mikroorganizmy z dolnego famenu Kowali (Góry Świętokrzyskie) – implikacje paleośrodowiskowe

Ewelina BORCUC¹, Michał RAKOCIŃSKI²

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

¹eveglider@o2.pl, ²rakocinskimichal@wp.pl

Prace terenowe były prowadzone w lipcu 2005 roku. Pobrano osiem prób z dolnego famenu odsłaniającego się w płytkim rowie odwadniającym w kamieniołomie Kowala k/Kielc. Badany profil o miąższości ok. 4 m należy do kompleksu H-4 (*sensu* RACKI 1996), i obejmuje grube interwały łupków marglistych przelawionych cieńszymi, ciemnoszarymi wapieniami pelitycznymi. Na podstawie konodontów z rodzaju *Palmatolepis*, *Polygnathus* i *Icriodus* zaliczono badany interwał do zon górny *Palmatolepis triangularis* – *Pa. crepida*. Na podstawie pierwszego wystąpienia gatunku *Polygnathus communis communis*, pojawiającego się w spągu zony *crepida* (MATYJA 1993) oraz pojedynczych wystąpień *Pa. tenuipunctata*, *Pa. minuta minuta*, *Pa. superlobata* i *Polygnathus procerus* wyznaczono w przybliżeniu granicę obydwu zon (MATYJA 1993; ZIEGLER i SANDBERG 1990).

W badanym profilu dominują konodonty z rodzaju *Icriodus*. W Górach Świętokrzyskich obserwuje się niezależne od facji maksimum frekwencji ikriodidów, trwające od poziomu *Palmatolepis linguiformis* do górnego *Pa. triangularis* (np. SZULCZEWSKI 1989; RACKI i in. 2002). Generalnie, w badanym profilu dominuje biofacja ikriodidowa, ale zaznaczają się dwa piki wzrostu frekwencji palmatolepidów: większy (40%) pod koniec zony *Pa. triangularis* oraz trochę mniejszy (18%) na samej granicy zon *Pa. triangularis* – *Pa. crepida* co odpowiada pogłębieniu zbiornika, gdyż powszechnie uważa się, że na pograniczu franu i famenu rodzaj *Icriodus* jest wskaźnikiem środowiska płytkowodnego, choć nie najpłytszego, a *Palmatolepis* najbardziej głębokowodnego. Podobny wzrost frekwencji palmatolepidów zaobserwowano w środkowym poziomie *crepida* na Miedziance, gdzie koreluje się z początkiem pulsu transgresywnego (SZULCZEWSKI 1989). Generalnie frekwencja elementów konodontowych jest niewielka, także pozostałe grupy fauny są nieliczne i niezbyt zróżnicowane. Wczesnofamieńska fauna jest zubożona i zdominowana przez formy tolerujące dysoksję, takie jak np. bezzawiasowe ramienionogi *Orbiculoidea* (patrz BOND i ZATOŃ 2003). Zapewne ma to związek z powolnym odradzaniem się biocenozy po wielkim wymieraniu na granicy fran/famenu, na co wpływ miała zapewne stopniowa, powolna poprawa natleniania basenu (RACKI i in. 2002; BOND i ZATOŃ 2003).

Badane próbki zawierają stosunkowo duże ilości amorficznej substancji organicznej, z przewagą składników pochodzenia morskiego nad składnikami lądowymi. Składniki morskie są reprezentowane przez glony (prazynofyty): *Leiosphaeridia* spp., *Tasmanites*, *Maranhites* i mniej liczne *Dictyotidium* i *Cymatiosphaera*, oraz akritarchy, wśród których dominują rodzaje: *Leiofusa*, *Veryhachium*, *Micrhystridium* i *Gorgoniosphaeridium*. Oznaczono także pojedyncze gatunki akritarch *Unnelium winslowiae*, *Exochoderma arca*, *Muraticavea munificus* oraz *Stellinium octoaster*. Składniki lądowe występują znacznie rzadziej i są niezbyt zróżnicowane taksonomicznie. Miospory są reprezentowane przez prymitywne grupy *Punctatisporites* i *Leiotriletes*, oraz rzadsze *Diaphanospora*, *Hystricosporites* i *Converrucosisporites*. Występuje także pojedynczo gatunek *Lophozonotriletes tylophorus*. Ponadto odnotowano fragmenty tkanek przewodzących roślin wyższych i stosunkowo dużą ilość skolekodontów. Występujące powszechnie prazynofyty zasiedlały strefę fotyczną, w przypowierzchniowych partiach zbiorników, i były deponowane w warunkach obniżonej zawartości tlenu (FILIPIAK 2002). Duża ilość amorficznej substancji organicznej jest charakterystyczna dla dysoksycychno-anoksycznych warunków panujących podczas depozycji basenowych osadów bogatych w organikę (patrz np. FILIPIAK 2002).

Niewielkie różnice w procentowym udziale poszczególnych składników w badanych maceratach odzwierciedlają spokojną głębokowodną sedymentację, pozbawioną nagłych dostaw materiału terygenicznego, zachodzącą we wczesnym famenie w wewnątrzszelfowym basenie chęcińsko-zbrzańskim. Łupki margliste zawierają większe ilości składników palinologicznych niż wapienie, jednakże należy pamiętać, iż łupki osadzają się znacznie wolniej od wapieni.

We wszystkich badanych próbkach występują niewielkie framboidy o średnicach < 5 µm, mogące powstawać w warunkach beztlenowych bezpośrednio w kolumnie wody (patrz WILKIN i in. 1996; WIGNALL i NEWTON 1998). We wszystkich próbkach są obecne również większe framboidy, powstające wewnątrz osadu, poniżej oksycychno lub dysoksycychno kolumny wody (WILKIN i in. 1996; WIGNALL i NEWTON 1998). Generalnie, badane populacje framboidów charakteryzują się raczej dużą rozpiętością średnic mieszczącą się w przedziale

2,44–16,4 μm . Oprócz pirytu framboidalnego w badanych próbkach stwierdzono także obecność wczesnodiagenetycznych euhedralnych kryształków pirytu, jednakże ich frekwencja w poszczególnych próbkach nie jest stała. W próbkach z poziomu *Pa. triangularis* framboidy o małych średnicach < 5 μm są bardzo liczne. Występują także pojedyncze framboidy o średnicach > 10 μm ; takie framboidy nie występują w osadach tworzących się w środowisku anoksycznym (WIGNALL i NEWTON 1998). Ponadto w jednej próbce występuje wyraźna pozioma laminacja, której zachowanie oraz przewaga populacji framboidów o średnicach < 5 μm świadczą o warunkach anoksycznych do nisko dysoksycznych podczas depozycji osadu, natomiast euhedralne kryształy pirytu oraz pojawiający się detrytus liliowcowy mogą świadczyć o epizodach przewietrzania wód przydennych. Z drugiej strony liliowce mogły zostać napławione z płytszych partii zbiornika.

W próbkach z poziomu *Pa. crepida* nadal występują liczne framboidy o średnicach < 5 μm ; występują także pojedyncze framboidy o średnicy > 10 μm oraz piryty euhedralne. Pojawia się zubożała fauna bentosowa (patrz np. BOND i ZATOŃ 2003),

jednakże nieco bardziej zróżnicowana niż w warstwach niżejleżących. Ponadto ku górze profilu wzrasta ilość framboidów o wymiarach > 10 μm , co świadczy o poprawie warunków tlenowych z nisko na wysoko dysoksyczne. Tak więc w dobie *crepida* dominowały warunki wysoko dysoksyczne, jednakże wysoka frekwencja framboidów o średnicach < 5 μm we wszystkich próbkach świadczy o tym, iż mogła występować epizodyczna anoksja.

Bezpośrednio po kryzysie Kellwasser na początku famenu poziom natlenienia w śródszelfowym basenie chęcińsko-zbrzańskim pozostał niski (patrz RACKI i in. 2002), jednakże następowała powolnie postępująca poprawa poziomu natlenienia w warunkach spokojnej głębokowodnej sedymentacji, pozabawionej nagłych dostaw materiału terygenicznego. Podobne wyniki uzyskali BOND i ZATOŃ (2003) badając stosunek Th/U oraz rozkład i frekwencje pirytów framboidalnych w basenowych utworach Kowali. Pod koniec doby *Pa. triangularis* miało miejsce pogłębienie zbiornika. W zonie *Pa. crepida* obserwujemy stopniowe spłylenie, z którym wiązała się nieznaczna poprawa natlenienia wód przydennych.

LITERATURA

- BOND D. i ZATOŃ M. 2003. Gamma-ray spectrometry across the Upper Devonian basin succession at Kowala in the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Geologica Polonica*, **53**, 93-99.
- FILIPIAK P. 2002. Palynofacies around the Frasnian/Famennian boundary in the Holy Cross Mountains, southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 313-324.
- MATYJA H. 1993. Upper Devonian of Western Pomerania. *Acta Geologica Polonica*, **43**, 27-94.
- RACKI G. 1996. Frasnian-Famennian boundary at Kowala. W: SZULCZEWSKI M. i SKOMPSKI S. (red.) *Sixth European Conodont Symposium ECOS VI*, Warszawa, 30-33.
- RACKI G., RACKA M., MATYJA H. i DEVLEESCHOUWER X. 2002. The Frasnian/Famennian boundary in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 251-297.
- SZULCZEWSKI M. 1989. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem. *Przegląd Geologiczny*, **37**, 551-557.
- WIGNALL P.B. i NEWTON R. 1998. Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *American Journal of Science*, **298**, 537-552.
- WILKIN R.T., BARNES H.L. i BRANTLEY S.L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 3897-3912.
- ZIEGLER W., SANDBERG C.A. 1990. The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

Badania fauny kręgowców z dolnotriasowych utworów krasowych stanowiska Czatkowice k/Krakowa

Magdalena BORSUK-BIAŁYNICKA¹, Susan EVANS², Mariusz PASZKOWSKI³

¹Institut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
borsuk.b@twarda.pan.pl

²Department of Anatomy and Developmental Biology, University College, Gower Street, London WC1E 6BT, UK
ucegasue@ucl.ac.uk

³Institut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków
ndpaszko@cyf-kr.edu.pl

Formy krasowe wieku mezozoicznego rozwinięte na dolnokarbońskich wapieniach stanowiska Czatkowice k/Krakowa zostały odkryte w 1978 roku, a następnie wstępnie opracowane (PASZKOWSKI i WIECZOREK 1982). W stanowisku rozpoznano ślady dwóch faz krasowienia, pierwszej trwającej od późnego karbonu i zakończonej przed transgresją retu, oraz drugiej ciągnącej się od późnego triasu po środkową jurę. Opracowywane w Instytucie Paleobiologii PAN materiały kostne z leja krasowego Czatkowice 1 pochodzą z pierwszej fazy krasowienia. Na podstawie zespołu fauny wiek utworów szacuje się na późny olenek (BORSUK-BIAŁYNICKA i in. 1999) lub na nieco wcześniejszy na podstawie ryb dwudysznych (BORSUK-BIAŁYNICKA i in. 2003).

Materiał kostny uzyskano z brekcji czatkowickiej zawierającej lepiszcze wapieniste metodą preparowania chemicznego skały za pomocą kwasu octowego. Materiał szkieletowy jest całkowicie rozczłonkowany i przemieszany, nie nosi jednak śladów dłuższego transportu. Poza uszkodzeniami słabiej skostniałych partii i połamaniem, kości są dobrze trójwymiarowo zachowane. Elementy kostne, na ogół bardzo małe, fotografowane były w mikroskopie skaningowym.

Unikalność wczesnotriasowej fauny kręgowców z Czatkowic polega na tym, że rejestruje ona etap rozwoju fauny następujący bezpośrednio po wielkim wymieraniu na granicy P/T, a także to, że jest to moment kluczowej radiacji gadów diapsydowych oraz przelomowych wydarzeń w ewolucji płazów. Równocześnie, fauny lądowe tego okresu są praktycznie nieznanne z terenu Eurameryki, poza stanowiskami Europy wschodniej i Transuralu, gdzie reprezentowane są duże kręgowce. W faunie Czatkowic 1 rozpoznano przedstawicieli obu istniejących gałęzi gadów diapsydowych: Archosauromorpha i Lepidosauromorpha, a także najwcześniejszego przedstawiciela nowoczesnej, dziś kwitnącej, grupy płazów bezogonowych (Salientia). Jest nim *Czatkobatrachus polonicus* (EVANS i BORSUK-BIAŁYNICKA 1998) reprezentujący ten sam poziom ewolucyjny, co równowiekowy z nim *Triadobatrachus massi-*

noti z Madagaskaru (PIVETEAU 1936). *Osmolskina czatkowicensis* (BORSUK-BIAŁYNICKA i EVANS 2003) z fauny Czatkowic 1 jest przedstawicielem bazalnych archozaurów, reprezentującym etap filogenezy poprzedzający oddzielenie się archozaurów pokrewnych krokodylom (Crurotarsi) od linii dinozaurów i ich bezpośrednich krewnych. Prymitywizm manifestuje się m.in. w budowie puszeki mózgowej. *Osmolskina* przypomina bardzo gada z rodzaju *Euparkeria*, znanego z zony *Cynognathus* (anizyk) Afryki Południowej, wyjąwszy drobne różnice osteologiczne. *Osmolskina*, podobnie jak *Euparkeria* (EWER 1965), była fakultatywnie dwunożna i nie przekraczała 1 m całkowitej długości ciała. Jeszcze wcześniejsze odgałęzienie Archosauromorpha reprezentuje nieco mniejszy, dłużoszyi gad (BORSUK-BIAŁYNICKA i EVANS *w druku*) należący do nieformalnej grupy „Prolacertiformes” i będący najprawdopodobniej przeżytkiem permskim. Lepidosauromorpha reprezentuje małe „prajaszczurka” (EVANS i BORSUK-BIAŁYNICKA *w druku*), wyprzedzająca o ok. 20 mln lat najwcześniejsze sfenodony i o ok. 80 mln lat najwcześniejsze znane jaszczurki. W materiale ze stanowiska Czatkowice 1 rozpoznano też najwcześniejszego przedstawiciela znanych od późnego triasu latających kuehneosauridów (EVANS *w druku*). Faunę gadów uzupełniają typowe dla triasu prokolofony (BORSUK-BIAŁYNICKA i LUBKA *w druku*), a faunę gadów bardzo małe temnospondyle (SZYSZKIN i SULEJ *w przygotowaniu*). Fauna ta egzystowała w sąsiedztwie małych zbiorników słodkowodnych w obrębie równoleżnikowego pasa klimatu suchego (LOZOWSKY 1993), który oddzielał Pangeę północną od południowej. Fauna Czatkowic 1, zdominowana przez sucholubne gady diapsydowe, pozbawiona związanych z wilgotnym klimatem gadów ssakokształtnych, lecz zawierająca związane bezpośrednio ze zbiornikami słodkowodnymi małe płazy, odpowiada takim warunkom. Taki tafonomiczny obraz skontrastowanych środowisk potwierdzają także obserwacje terenowe, przede wszystkim regionalne analizy sedymentologiczne (generalnie suchy, silnie drenowany obszar krasowego plateau, ale z małymi zbiornikami w zagłę-

bieniach typu *dolines*, wyścielonych nieprzepuszczalnym osadem). Równoleżnikowe strefy klimatyczne nie stanowiły jednak we wczesnym triasie bezwzględnej bariery dla rozprzestrzenienia fauny, na co wskazują powinowactwa fauny Czatkowic 1 z elementami afrykańskiej fauny euparkeridów, prolacertoidów, prokolofonów i prażab.

*Praca rozpoczęta w ramach brytyjsko-polskiej współpracy naukowej sponsorowanej przez Komitet Badań Naukowych i British Council w latach 1996-1998, była następnie dofinansowana z grantu KBN Nr 6 PO4D 072 19 w latach 2000-2003. Rezultaty zostaną opublikowane w monograficznym tomie *Palaeontologia Polonica* 2008.*

LITERATURA

- BORSUK-BIALYNICKA M., COOK E., EVANS S.E. i MARYAŃSKA T. 1999. A microvertebrate assemblage from the Early Triassic of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **44**, 167-188.
- BORSUK-BIALYNICKA M. i EVANS S.E. 2003. A basal archosauriform from the Early Triassic of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **48**, 649-652.
- BORSUK-BIALYNICKA M. i EVANS S.E. *w druku*. A new long-necked reptile (Diapsida: Archosauromorpha) from the Early Triassic of Poland. *Palaeontologia Polonica*.
- BORSUK-BIALYNICKA M. i LUBKA M. *w druku*. Procolophonids from the Early Triassic of Poland. *Palaeontologia Polonica*.
- BORSUK-BIALYNICKA M., MARYAŃSKA T. i SHISHKIN M.A. 2003. New data on the age of the bone breccia from the locality Czatkowice 1 (Cracow Upland, Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, **48**, 153-155.
- EVANS S.E. *w druku*. A kuehneosaurid reptile from the Early Triassic of Poland. *Palaeontologia Polonica*.
- EVANS S.E. i BORSUK-BIALYNICKA M. 1998. A stem-group frog from the Early Triassic of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **43**, 573-580.
- EVANS S.E. i BORSUK-BIALYNICKA M. *w druku*. A small derived lepidosauromorph reptile from the Lower Triassic of Poland. *Palaeontologia Polonica*.
- EWER R.F. 1965. The anatomy of the thecodont reptile *Euparkeria capensis* Boom. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **B 248**, 379-435.
- LOZOWSKY V.R. 1993. Early Triassic Pangea. *W: LUCAS G.S. i MORALES M. (red.) The Nonmarine Triassic. Bulletin 3 New Mexico Museum of Natural History & Science 1993, Albuquerque*, 289-291.
- PASZKOWSKI M. i WIECZOREK J. 1982. Fossil karst with Mesozoic bone breccia in Czatkowice (Cracow Upland, Poland). *Kras i speleologia*, **3**, 32-38.
- PIVETEAU J. 1936. Un forme ancestrale de amphibiens anoures dans le Trias inférieur de Madagascar. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, **102**, 1607-1608.

„*Conulus* Konzentrat-Lagerstätte” z dolnego turonu (kreda górna) niecki miechowskiej (południowa Polska)

Tomasz BORSZCZ¹, Artur GAJERSKI²

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

¹paleo.echinoids@wp.pl; ²arturgajerski@poczta.onet.pl

Masowe nagromadzenia jeżowców *Conulus*, powstałe w wyniku ekozdarzeń *Conulus*, zostały na początku udokumentowane przez ERNSTA i in. (1983) w północno-zachodnich Niemczech, w utworach reprezentujących środkowy–górną turon. Zdarzenia te powiązane zostały ze zmianami eustatycznymi morza (w tym przypadku z regresją). Pierwsze ze zdarzeń zanotowali z najwyższej części środkowego turonu, a kolejne – z najniższej części górnego turonu. Tego typu nagromadzenia *Conulus* były także notowane z turonu okolic Krakowa (KUDREWICZ i OLSZEWSKA-NEJBERT 1997) oraz z pogranicza środkowego i górnego turonu Wielkanocy koło Wolbromia, na obszarze niecki miechowskiej (OLSZEWSKA-NEJBERT 2005).

Tym razem, tego typu nagromadzenie zostało stwierdzone w profilu Głanowa koło Wolbromia, gdzie odsłaniają się utwory środkowego/późnego cenomanu–dolnego turonu (patrz MARCINOWSKI 1974). Warstwa o miąższości ok. 40 cm z bardzo licznymi jeżowcami *Conulus* występuje w obrębie dolnoturońskich (zona *Mytiloides labiatus*; patrz MARCINOWSKI 1974) wapieni organodetrytycznych silnie zapiaszczonych, barwy jasno brunatnej o słabej zwięzłości. Litologicznie warstwa ta jest bardzo podobna do tej z kamieniołomu Wielkanoc (patrz OLSZEWSKA-NEJBERT 2005). Występujące zarówno formy dorosłe, jak i młodociane, reprezentują gatunek *Conulus subrotundus*. Ich stan zachowania jest różny. W warstwie widoczne są wkładki w postaci intraklastów z kompletnymi jeżowcami, dodatkowo czasem z ich fragmentami. Większość jeżowców natomiast występuje luźno w osadzie jako kompletne okazy wypełnione osadem identycznym jak ten, który je otacza, bądź w postaci fragmentarycznych pancerzy, izolowanych płytek i kolców. Jeżowce wykazują różny stopień zabradowania i ułożone są bezładnie w osadzie.

Należy również zaznaczyć, iż oprócz jeżowców *Conulus*, w warstwie tej napotkano także inne gatunki, w tym jeżowce regularne. Poza tym, występują w niej również bliżej nieoznaczalne zęby rekinów oraz bardzo liczne izolowane elementy szkieletowe szkarłupni, reprezentowane przez kolumnalia i teki liliowców, płytki rozgwiazd i węzowideł.

Z kamieniołomu Wielkanoc OLSZEWSKA-NEJBERT (2005) również wymienia gatunek *Conulus subrotundus* jako dominujący komponent faunistyczny w warstwie górnoturonońskiej. Wskazując różny stan zachowania jeżowców, OLSZEWSKA-NEJBERT (2005) nazywa owe nagromadzenie terminem *Conulus Lagerstätte*. Wnioskując po litologii napotkanych osadów wapienno-detrytycznych i preferencjach ekologicznych jeżowców z rodzaju *Conulus*, zasiedlających facje płytkomorskie (patrz ERNST 1970; ERNST i in. 1979; OLSZEWSKA-NEJBERT 2005) oraz aspektach porównawczych do rodzaju współczesnego *Echinoneus* (patrz ROSE 1978; KUDREWICZ i OLSZEWSKA-NEJBERT 1997), preferującego podłoże ziarniste – kalkarenitowe (ROSE 1978), można przypuszczać, iż obecnie obserwowane nagromadzenia tych jeżowców w zapisie kopalnym odbyły się w miejscu ich życia, bez jakiegokolwiek transportu (patrz KUDREWICZ i OLSZEWSKA-NEJBERT 1997). OLSZEWSKA-NEJBERT (2005) zinterpretowała koncentrację konulusów z górnego turonu Wielkanocy jako zespół para-autochtoniczny, powstałą w czasie przerwy w sedymentacji i erozji. Cechy sedymentologiczne i tafonomiczne dolnoturońskie warstwy z Głanowa również pozwalają na podobną interpretację. Tak więc, w turonie na obszarze niecki miechowskiej, poza ekozdarzeniem (-niami) ze środkowego–późnego turonu Wielkanocy, miało miejsce jeszcze starsze, bardzo podobne ekozdarzenie (-a) we wczesnym turonie.

LITERATURA

- ERNST G. 1970. The Stratigraphical Value of the Echinoids in the Boreal Upper Cretaceous. *Newsletter Stratigraphy*, **1**, 19-34
- ERNST G., SCHMID F. i KLISCHES G. 1979. Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover. *Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A*, **6**, 11-46
- ERNST G., SCHMID F. i SEIBERTZ E. 1983. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana*, **10**, 531-554.
- KUDREWICZ R. i OLSZEWSKA-NEJBERT D. 1997. Upper Cretaceous “Echinoidlagerstätten” in the Kraków area. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **67**, 1-12.
- MARCINOWSKI R. 1974. The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geologica Polonica*, **24**, 117-217.
- OLSZEWSKA-NEJBERT D. 2005. Development of the Turonian *Conulus Lagerstätte* in the Wielkanoc quarry, Miechów Upland (South Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **75**, 199-210.
- ROSE E.P.F. 1978. Some observations on the Recent holoecypoid echinoid *Echinoneus cyclostomus* and their palaeoecological significance. *Thalassia Jugoslavica*, **12**, 299-306.

Ichnoasocjacje dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej

Alina CHRZĄSTEK

Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30,
50-205 Wrocław; achr@ing.uni.wroc.pl

Najlepsze i kompletne odsłonięcia dolnego wapienia muszlowego w niecce północnosudeckiej znajdują się w kamieniołomie w Raciborowicach Górnych. Wykształcony jest on jako różne odmiany wapieni, które uporządkowano w szereg nieformalnych jednostek litostratygraficznych (CHRZĄSTEK 2002).

W dolnym wapieniu muszlowym w Raciborowicach Górnych stwierdzono następujące ichnotaksony: *Rhizocorallium irregulare*, *R. jenense*, *R. isp.*, *Thalassinoides* isp., *Palaeophycus tubularis*, *P. isp.*, *?P. isp.*, *Planolites* isp., *Trypanites* isp., *?Gastrochaenolites* isp., *Skolithos* isp., ślady małży *?Lockeia* isp., niezidentyfikowane ślady nazwane jako A oraz koprolity (Tab. 1). Kryteriami, jakie zastosowano do wyróżnienia ichnozespółów było zróżnicowanie taksonomiczne oraz częstość ich występowania w osadach. Na tej podstawie wydzielono 3 ichnoasocjacje: *Rhizocorallium* – *Planolites* – *Palaeophycus* (I), *Thalassinoides* – *Rhizocorallium* – *Planolites* – *Palaeophycus* (II) i *Trypanites* (III).

Ichnoasocjacja I zawiera ichnocenozę złożoną z taksonów *Rhizocorallium irregulare*, *R. jenense*, *R. isp.*, *Planolites* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Palaeophycus* isp., którym towarzyszą *Skolithos* isp., *?Lockeia* isp. oraz ślady nazwane jako A. Sporadycznie występuje także *Pholeus* isp. (SZULC 1991). Ichnoasocjacja I pojawia się trzykrotnie w profilu (Fig. 1). Obejmuje warstwy B oraz niższą i wyższą część warstw C, a także warstwy D i E. Taksony tej ichnoasocjacji najliczniejsze są w wyższej części warstw C. W ich obrębie obserwuje się zmiany składu taksonomicznego. W niższej części, dominują *Planolites* isp. i *Palaeophycus* isp., a wyżej *Rhizocorallium* isp. Ichnotaksony *Rhizocorallium irregulare*, *R. jenense* i *R. isp.* występują masowo na powierzchniach warstwowania.

Ichnoasocjacja II złożona jest z ichnotaksonów *Thalassinoides* isp., *Rhizocorallium* isp., *Planolites* isp. i *Palaeophycus* isp. Głównym jej składnikiem jest *Thalassinoides* isp. Pojawia się ona dwukrotnie w obrębie warstw C (Fig. 1). Charakterystyczne jest występowanie *Thalassinoides* isp. powyżej dwóch ławic wapieni organodetrytycznych, zawierających mineralizację pirytową. Pierwsza z nich bogata jest w ślimaki, małże *Myophoria vulgaris* oraz łódkonogi, natomiast druga to ciemno zabarwione wapienie z licznymi zębami ryb (CHRZĄSTEK i NIEDŹWIEDZKI 1998; CHRZĄSTEK 2002). We wspomnianym

Tab. 1. Rozmieszczenie ichnoskamieniałości w profilu dolnego wapienia muszlowego Raciborowic Górnych

Ichnotaksony	Warstwy			
	B	C	D	E
<i>Rhizocorallium irregulare</i>		+		
<i>Rhizocorallium jenense</i>		+		
<i>Rhizocorallium</i> isp.	+	+	+	
<i>Palaeophycus tubularis</i>		+		
<i>Palaeophycus</i> isp.	+	+	+	+
<i>?Palaeophycus</i> isp.		+		
<i>Pholeus</i> isp.	+			
<i>Planolites</i> isp.	+	+	+	
<i>Thalassinoides</i> isp.		+		
<i>Trypanites</i> isp.		+		
<i>?Gastrochaenolites</i> isp.		+		
<i>?Lockeia</i> isp.		+		
<i>Skolithos</i> isp.		+		
koprolity	+			

poziomie bogatym w szczątki kręgowców stwierdzono ichnotakson *Planolites* isp.

Głównym taksonem ichnoasocjacji III jest *Trypanites* isp. Towarzyszą mu podrzędnie *Thalassinoides* isp. i *?Gastrochaenolites* isp. Ichnozespół ten w profilu dolnego wapienia muszlowego występuje dwukrotnie, wyłącznie w warstwach C, w ciemnoniebieskich intraklastach wapieni w niższej części, oraz w charakterystycznym poziomie korelacyjnym, tzw. ławicy spiriferinowej, w wyższej części (CHRZĄSTEK 2002).

Zapis litologiczno-paleontologiczny oraz powtarzające się następstwo ichnoasocjacji sugerują zmiany głębokościowe zbiornika sedimentacyjnego, które ilustruje krzywa batymetryczna (Fig. 1). Podobne następstwo ichnotaksonów i cykli

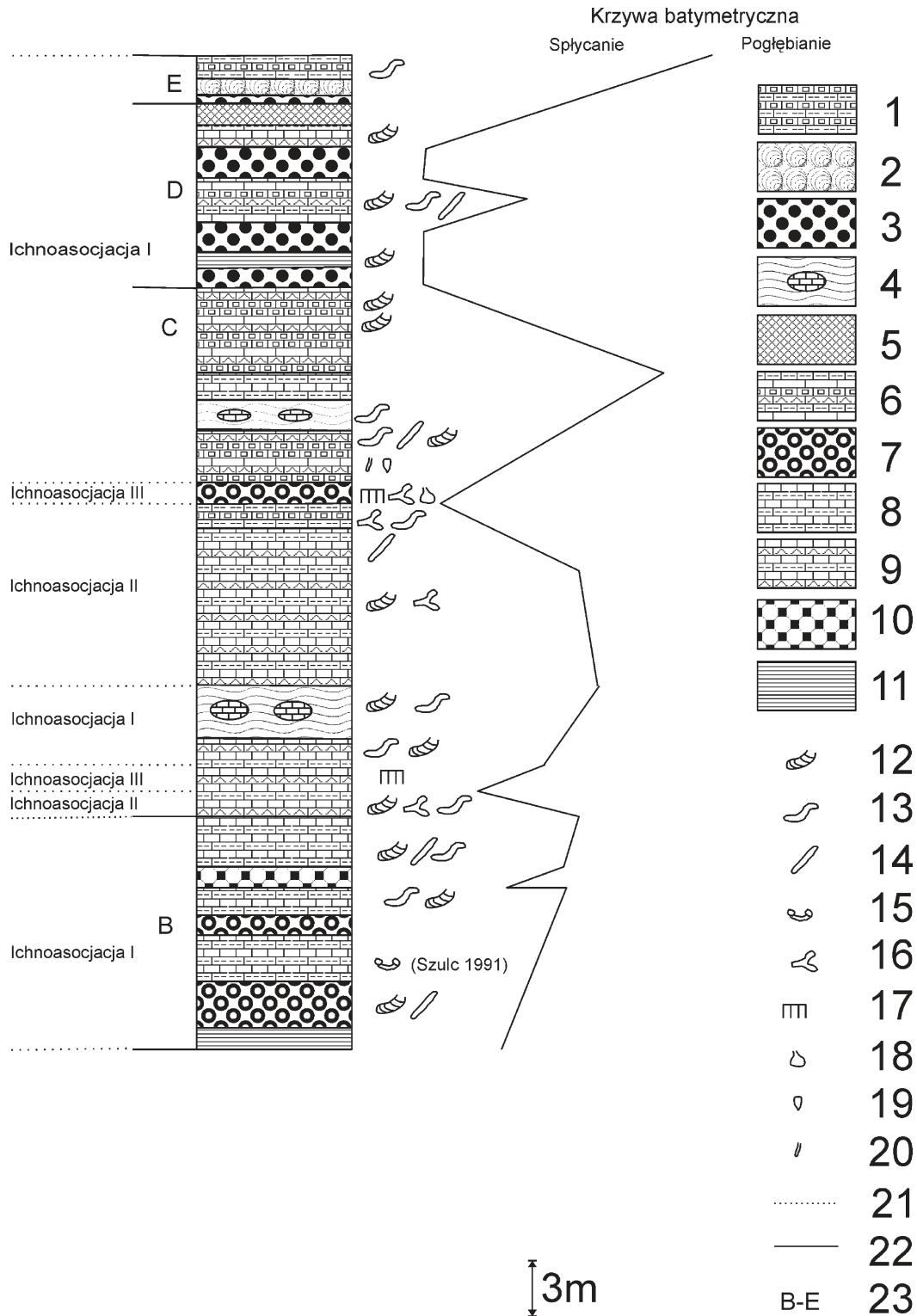


Fig. 1. Następnictwo ichnoasocjacji dolnego wapienia muszlowego Raciborowic Górnych wraz z przypuszczalną krzywą batymetryczną. 1: cienkoławicowe wapienie gruzłowe z wkładkami margli; 2: gruboławicowe wapienie organodetrytyczne (terebratulowo-krynoidowe); 3: gruboławicowe wapienie onkoidowe; 4: cienkoławicowe wapienie faliste z bułami wapieni organodetrytycznych; 5: gruboławicowe wapienie porowate (piankowe); 6: cienkoławicowe wapienie faliste i gruzłowe z wkładkami margli; 7: gruboławicowe wapienie organodetrytyczne z intraklastami; 8: cienkoławicowe wapienie płytowe i margle; 9: cienkoławicowe wapienie płytowe i faliste z wkładkami margli; 10: gruboławicowe wapienie komórkowe; 11: cienkoławicowe wapienie margliste; 12: *Rhizocorallium* isp.; 13: *Palaeophycus* isp.; 14: *Planolites* isp.; 15: *Pholeus* isp.; 16: *Thalassinoides* isp.; 17: *Trypanites* isp.; 18: ?*Gastrochaenolites* isp.; 19: ?*Lockeia* isp.; 20: *Skolithos* isp.; 21: granice pomiędzy ichnoasocjacjami; 22: granice pomiędzy poszczególnymi warstwami dolnego wapienia muszlowego; 23: nieformalne jednostki litostratygraficzne: warstwy B, C, D, E (CHRZĄSTEK 2002)

regresywno-transgresywnych zostało stwierdzone w profilach Opolszczyzny (SZULC 1990) i Turyngii (KNAUST 1998). Ichnoasocjacja I sygnalizuje pogłębianie się zbiornika morskiego, postępujące w górę profilu. W najgłębszym środowisku powstawała wyższa część warstw C oraz warstwy E, gdzie dominują *Planolites* isp., *Palaeophycus tubularis* i *P.* isp., typowe dla maksymalnej fazy transgresji (SZULC 1990). Proces ten był jednak dwukrotnie przerywany okresami splycenia, na co wskazuje zespół ichnoasocjacji II i wapienie onkoidowe warstw D. Dochodziło nawet do krótkotrwałych epizodów rozwoju twardego dna (ichnoasocjacja III), które można wiązać z cyklem regresywno-transgresywnym (CHRZĄSTEK 2004). Wyraźne pogłębienie zbiornika prawdopodobnie było spowodowane otwarciem się bramy śląsko-morawskiej (HAGDORN i GLUCHOWSKI 1993; SZULC i KĘDZIERSKI 1996; CHRZĄSTEK 2002). Podobną interpretację powstawania twardego dna reprezentują FÜRSICH (1979), GRUSZCZYŃSKI (1986), WALASZCZYK (1992) i OLSZEWSKA (2004).

Zespół ichnoskamieniałości może być też wskaźnikiem natlenienia wód. Najlepsze natlenienie wód było prawdopodobnie podczas sedymentacji najwyższej części warstw C, gdzie masowo występuje *Rhizocorallium* isp., preferujące takie warunki środowiska (SZULC 1990). W warstwach podścielających częste są *Palaeophycus* isp. i *Planolites* isp.,

których macierzyste organizmy tolerowały środowiska gorzej natlenionych wód (SZULC 1990; SAVDRA i BOTTJER 1998; EKDALE i MASON 1998 w: TRETER 2003). Z drugiej strony, *Planolites* isp. jest również wskaźnikiem środowiska tlenowego, przy czym twórcy tego ichnorodzaju korzystali z tlenu zawartego w osadzie lub wodzie porowej, natomiast organizmy wytwarzające ślady *Rhizocorallium* miały nieograniczony dostęp do tlenu wody morskiej (WETZEL 1991 w: WETZEL i UCHMAN 1997; WETZEL i UCHMAN 1998; GLUSZEK 1998). Interesujące jest wspomniane powyżej dwukrotne występowanie ichnotaksonu *Thalassinoides* isp., który pojawia się w osadach dobrze natlenionych środowisk zalęgających bezpośrednio nad utworami zawierającymi piryt. Jest to potwierdzenie poglądu SZULCA (2000), który również sugerował, że *Planolites* isp. może być wskaźnikiem słabiej natlenionych wód, a *Thalassinoides* isp. jest indykatorem korzystniejszych warunków tlenowych.

Korelacja ichnoskamieniałości dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej z ichnozespołami z profilu Opolszczyzny, obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Turyngii nie wykazała znaczących różnic w ich składzie taksonomicznym (CHRZĄSTEK w druku). Ichnoasocjacje z profilu Raciborowice Górnych są najbardziej zbliżone do ich turyngijskich ekwiwalentów czasowych.

LITERATURA

- CHRZĄSTEK A. 2002. Stratygrafia i warunki sedymentacji retu oraz dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *Acta Universitatis Wratislaviensis no. 2383, Prace Geologiczne – Mineralogiczne*, **73**, 1-128.
- CHRZĄSTEK A. 2004. Twarde dno w dolnym wapieniu muszlowym w Raciborowicach Górnych (niecka północnosudecka). W: MUSZCZER J. (red.) *Zapis paleontologiczny jako wskaźnik środowisk, XIX Konferencja Paleobiologów i Biostratygrafów PTG, Wrocław*, 16-17.
- CHRZĄSTEK A. w druku. Lower Muschelkalk ichnofossils of the Raciborowice Górne profile (North-Sudetic Basin). *Geological Quarterly*.
- CHRZĄSTEK A. i NIEDZWIEDZKI R. 1998. Kręgowce retu i dolnego wapienia muszlowego na Śląsku. *Acta Universitatis Wratislaviensis no. 2004, Prace Geologiczne – Mineralogiczne*, **64**, 69-81.
- FÜRSICH F.T. 1979. Genesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **158**, 1-63.
- GLUSZEK A. 1998. Trace fossils from Late Carboniferous storm deposits, Upper Silesia Coal basin, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **43**, 517-546.
- GRUSZCZYŃSKI M. 1986. Hardgrounds and ecological succession in the light of early diagenesis (Jurassic, Holy Cross Mts., Poland). *Acta Paleontologica Polonica*, **31**, 163-212.
- HAGDORN H.D i GLUCHOWSKI E. 1993. Palaeobiogeography and stratigraphy of Muschelkalk echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. W: HAGDORN H.D i SEILACHER A. (red.) *Muschelkalk Schontaler Symposium 1991*, 165-176.
- KĘDZIERSKI J. i SZULC J. 1996. Anisian conodonts of the Lower Silesia and their significance for reconstruction of the Muschelkalk transgression in the eastern part of the Germanic Basin. W: DZIK J. (red.) *6th European Conodont Symposium, Abstracts*, 28.
- KNAUST D. 1998. Trace fossils and ichnofabric on the Lower Muschelkalk carbonate ramp (Triassic) of Germany: tool for high-resolution sequence stratigraphy. *Geologische Rundschau*, **87**, 21-31.
- OLSZEWSKA-NEJBERT D. 2004. Development of the Turonian/Coniacan hardground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc Quarry, southern Poland). *Geological Quarterly*, **48**, 159-168.
- SZULC J. 1990. Ichнологical indicators of the sedimentary environment fluctuation. W: BODZIOCH A., KWIATKOWSKI S., MICHALIK M., MORYCOWA E. i SZULC J. (red.) *The Muschelkalk – sedimentary environments, facies and diagenesis, IAS International Workshop Guidebook, Field Seminar*, 23-25.
- SZULC J. 1991. The Muschelkalk in Lower Silesia. Stop B11, Raciborowice (Poland, Lower Silesia). W: HAGDORN H., SIMON T. i SZULC J. (red.) *Muschelkalk. A Field Guide*, 58-61.
- SZULC J. 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **70**, 1-48.
- TRETER M. 2003. Środowisko facji dolnego wapienia muszlowego w Sudetach w oparciu o ichnofosylia i makrofaunę. Niepublikowana praca magisterska, Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski.
- WETZEL A. i UCHMAN A. 1997. Ichнологy of deep-sea fan overbank deposits of the Ganei Slates (Eocene, Switzerland) – a classical flysch trace fossil locality studied first by Oswald Heer. *Ichnos*, **5**, 139-162.
- WETZEL A. i UCHMAN A. 1998. Biogenic sedimentary structures in mudstones – an overview. W: SCHIEBER J., ZIMMERLE W. i SETHI P. (red.) *Shales and Mudstones I. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart*. 351-369.

Liliowce z tytonu (górna jura) Polski centralnej

Artur GAJERSKI¹, Mariusz A. SALAMON², Michał ZATOŃ³, Adrian KIN⁴

¹⁻³ Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
¹arturgajerski@poczta.onet.pl; ²paleo.crinoids@poczta.fm; ³mzaton@wnoz.us.edu.pl

⁴Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi „Phacops”, ul. Targowa 29, 90-550 Łódź
amonit79@tlen.pl

Fauna liliowcowa z utworów tytonu (górna jura) była szeroko opisywana z tetydzkiej części Polski, z obszaru Pienin i Tatr (patrz PISERA i DZIK 1979; GŁUCHOWSKI 1987). Z epikratonicznej części Polski natomiast, fauna liliowcowa tytonu nigdy nie była przedmiotem badań. Po części było to spowodowane niewielką ilością odsłoneń utworów tego wieku na terenie kraju.

Badana fauna liliowcowa pochodzi z kamieniołomu Sławno-Owadów, położonego w odległości ok. 1,5 km na południe od Sławna k/Tomaszowa Mazowieckiego w centralnej Polsce. Osady odsłaniające się w nim zostały wydzielone przez ZIELIŃSKĄ (2003) w trzy kompleksy: A – jasno-szarożółte, pelityczne, gruboławicowe wapienie, miąższości ok. 6,6 m, z bogatą fauną (małże, ramienionogi, amonity i wieloszczety); B – szarożółte, pelityczne, gruboławicowe wapienie, miąższości ok. 2,5 m, oraz C – jasno-szarożółte pelityczne, cienkoławicowe wapienie, bogate w monospecyficzny zespół małży *Corbula*. Amonity z gatunków *Zarajskites zarajskensis* i *Z. cf. zarajskensis*, znalezione w kompleksach A, B i C przez jednego z nas (AK; patrz też ZIELIŃSKĄ 2003), wskazują na górny tyton (poziom Scythicus, podpoziom Scythicus; patrz KUTEK i ZEISS 1997). Warty podkreślenia jest fakt, iż kamieniołom Sławno-Owadów jest obecnie jedynym miejscem w Polsce epiplatformowej, gdzie dobrze odsłaniają się utwory tytonu. Sławne odsłonięcie w Brzostówce (Polska centralna, patrz KUTEK i ZEISS 1974, 1997; DZIK 1990) już nie istnieje, a kamieniołom w Świętomarzu (Polska północna) jest obecnie zalany (patrz DZIK 1995).

Próby na faunę liliowcową zostały pobrane ze wszystkich trzech kompleksów skalnych. Tylko kompleks A okazał się najbardziej bogaty w liliowce; w kompleksie B znaleziono jedynie pojedyncze elementy, a w kompleksie C nie znaleziono żadnych. Stwierdzony zespół liliowcowy, występujący w postaci izolowanych elementów szkieletowych, składa się z następujących grup: łodygowych, bliżej nieoznaczalnych Millericrinida, Isocrinida (*Isocrinus* sp., *Balanocrinus subteres*, *Balanocrinus* sp.), wolnożyjących Comatulida (bliżej nieoznaczalne płytki brachialne i cirralne), w tym nieoznaczalne elementy rodziny Thiolliericrinidae. Ze wszystkich liliowców stwierdzonych w badanych próbach dominują elementy grupy

Millericrinida, której przedstawiciele cementowali się za pomocą dysku bazalnego (*holdfastu*) do twardego podłoża, w tym przypadku do szczątków makrofauny. Biorąc pod uwagę zastosowania ekologiczne badanych liliowców, środowisko sedymentacji utworów tytońskich kompleksu A z kamieniołomu Sławno-Owadów było płytkie. Wskazuje na to obecność millerikrynidów (np. RADWAŃSKA 2005) i wolnożyjących komatulidów, które, według HESSA (1999) zajmują zróżnicowane nisze ekologiczne w obrębie środowisk rafowych, a ich wystąpienia sięgają od 1 do 70 m głębokości. W kompleksie A, elementy komatulidów przewyższają również liczebnością elementy łodygowych izokrynidów, grupy, która obecnie zasiedla głębokie środowiska morskie (patrz np. OJI 1996). W kompleksie B, liczba elementów liliowców drastycznie spada. Stwierdzono bowiem tylko dwa kolumnalia millerikrynidów i dwie płytki brachialne komatulidów. Potwierdza to obserwacje ZIELIŃSKIEJ (2003) o wyraźnym zubożeniu fauny bentosowej w tym kompleksie. Sądząc jednak po zespole liliowcowym, środowisko sedymentacji było nadal płytkie. Kompleks C, z kolei, jest kompletnie pozbawiony liliowców. Poza serpulidami i zębami ryb, występują w nim masowe nagromadzenia monospecyficznego zespołu małży *Corbula* (patrz ZIELIŃSKĄ 2003). Tego typu masowe nagromadzenie jednogatunkowego zespołu może świadczyć o stresowym środowisku na dnie zbiornika, lecz czy było ono wynikiem niskiego zasolenia czy warunków hipersalinarnych (patrz ZIELIŃSKĄ 2003), nie jest jasne bez dodatkowych badań geochemicznych. Nawet występowanie w tym kompleksie mieczogonów *Mesolimulus* (patrz KIN i ŻYŁA 2007), nie przybliży rozwiązania tego problemu, gdyż współczesne mieczogony mogą zasiedlać zarówno przybrzeżne jak i lagunowe środowiska o większym stopniu zasolenia (np. SELDEN i DRYGANT 1987; CRONIER i COURVILLE 2005). Jednak obecność mieczogonów w utworach tego kompleksu może wskazywać na jeszcze płytsze środowisko sedymentacji. Pojedyncze znalezisko amonita *Zarajskites* w tym kompleksie (patrz ZIELIŃSKĄ 2003) może być wynikiem transportu jego muszli w obszary pływiczne. Stąd też, stopniowe spływanie w powiązaniu ze zmianami środowiskowymi były zapewne głównymi przyczynami zubożenia, a w końcu zaniku faun szkarłupniowych w tytonie Polski centralnej.

Badana fauna liliowcowa tytonu Polski centralnej stoi w ostrym kontraście do zróżnicowania liliowców w domenę tetydzkiej (Pieniny i Tatry), gdzie zostało udokumentowanych 29 taksonów (*patrz* GLUCHOWSKI 1987 i literatura tam cytowa-

na). Zespół ten, zdominowany przez cyrtokrynidy, wskazuje na środowisko głębokomorskie. Dzisiejsze jak i kopalne cyrtokrynidy bowiem, ograniczone są do głębokich (ponad 100 m głębokości) środowisk (*patrz* HESS 1999; AUSICH i in. 1999).

LITERATURA

- AUSICH W.I., DONOVAN S.K., HESS H. i SIMMS M.J. 1999. Fossil occurrence. *W:* HESS H., AUSICH W.I., BRETT C.E. i SIMMS M.J. (red.) Fossil Crinoids. Cambridge University Press. Cambridge, 41-49.
- CRÓNIER C. i COURVILLE P. 2005. New xiphosuran merostomata from the Upper Carboniferous of the Graissessac Basin (Massif Central, France). *Comptes Rendus Palevol*, **4**, 123-133.
- DZIK J. 1990. The concept of chronospecies in ammonites. *W:* PALLINI G., CECCA F., CRESTA S. i SANTANTONIO M. (red.) *Atti del secondo convegno internazionale Fossili Evoluzione Ambiente, Pergola*, 273-289.
- DZIK J. 1995. Sexual dimorphism in the virgatitid ammonites. *Paleopelagos Special Publication*, **1**, 129-141.
- GLUCHOWSKI E. 1987. Jurassic and early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts, Poland. *Studia Geologica Polonica*, **94**, 6-102.
- HESS H. 1999. Tertiary. *W:* HESS H., AUSICH W.I., BRETT C.E. i SIMMS M.J. (red.) Fossil Crinoids. Cambridge University Press. Cambridge, 233-244.
- KIN A. i ŻYŁA K. 2007. *Mesolimulus* (Xiphosurida) z górnego tytonu Polski centralnej. *Niniejszy tom*, 68-69.
- KUTEK J. i ZEISS A. 1974. Tithonian-Volgian ammonites from Brzostówka near Tomaszów Mazowiecki, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **24**, 505-542.
- KUTEK J. i ZEISS A. 1997. The highest Kimmeridgian and Lower Volgian in Central Poland; their ammonites and biostratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, **47**, 107-198.
- OJI T. 1996. Is predation intensity reduced with increasing depth? Evidence from the west Atlantic stalked crinoid *Endoxocrinus parrae* (Gervais) and implications for the Mesozoic marine revolution. *Paleobiology*, **22**, 339-351.
- PISERA A. i DZIK J. 1979. Tithonian crinoids from Rogóżnik (Pieniny Klippen Belt, Poland) and their evolutionary relationships. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **72**, 805-849.
- RADWAŃSKA U. 2005. Lower Kimmeridgian comatulid crinoids of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **55**, 269-282.
- SELDEN P.A. i DRYGANT D.M. 1987. A new Silurian xiphosuran from Podolia, Ukraine, USSR. *Palaeontology*, **30**, 537-542.
- ZIELIŃSKA M. 2003. Ewolucja środowiska węglanowej sedymentacji późnego tytonu w profilu kamieniołomu Sławno-Owadów w synklinie Tomaszowskiej. Niepublikowana praca magisterska, Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Nowe wyjaśnienie mechanizmu rekapitulacji filogenezy w ontogenezie przywracające jej znaczenie jako narzędzia paleontologii

Andrzej GECOW

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
gecow@twarda.pan.pl

Zjawisko rekapitulacji filogenezy w ontogenezie odnotował MÜLLER (1864), ale rozpropagował HAECKEL (1866), jako podstawowy element prawa biogenetycznego, które postuluje, że trzy kolejności form: kopalnych (w kolejności warstw osadów), filogenetycznych i ontogenetycznych (w kolejności czasowej) są zbliżone. Było to podsumowanie obserwacji zawartych m.in. w prawach VON BAERA (1828), teorii ewolucji Karola Darwina i danych paleontologicznych, ułożone w jedną, spójną na daną chwilę rozwoju biologii, całość. Nadal jest to w pełni aktualne, choć prawo biogenetyczne obecnie w biologii nie istnieje, rekapitulacja „ostatecznie umarła w 1977, a Haeckla lepiej gdyby w ogóle nie było” (WILKINS 2002).

HAECKEL (1866) ostrożnie formułował prawo biogenetyczne, zauważał jego statystyczny charakter i dostrzegał wyjątki. Sugerował, że dziedziczenie cech nabytych wyjaśnia genezę omawianego prawa. Na owe czasy taka sugestia mogła być przyjęta, ponieważ nie istniała genetyka (Gregor Mendel dopiero publikował swoje badania). Zanim powstała genetyka, WEISMANN (1904) zdążył rozbudować to wyjaśnienie do ‘koncepcji wypierana wstecznego’ opartej na ‘dodawaniu terminalnym’. W świetle genetyki, dziedziczenie cech nabytych okazało się złudzeniem, a rekapitulacja straciła wyjaśnienie. Po tym zajmowano się młodą genetyką i nie było klimatu na ratowanie starych koncepcji, które z nowych prac znikły (GOULD 1977). Pozostało złudne wrażenie i przeświadczenie, że genetyka obaliła prawo biogenetyczne poprzez zaprzeczenie rekapitulacji. Zauważono większe bogactwo zmienności, niż jedynie dodawanie nowych przekształceń i zastąpiono ‘dodawanie terminalne’ ‘zmiennością terminalną’ (NAEF 1917), choć to całkiem co innego. DE BEER (1940) negował rekapitulację zastępując je repetycjami, opierając się na skrajnie prostym, dziś wręcz naiwnym, modelu ontogenezy jako łańcucha przekształceń. Idąc dalej w „jedynie słusznym” kierunku genetyki, odpowiedzialnością za zmienność ontogenezy obarczone zostały heterochronie jako ekspresje genów i ich mutacji, więc w nich poszukiwał GOULD (1977) przyczyny rekapitulacji, ale jej nie znalazł, co ostatecznie pogrzebało rekapitulację.

Należy z naciskiem podkreślić: **rekapitulacja została uznana za nieistniejącą z powodu braku wskazania mechanizmu jej powstawania**. Kiedyś oczywiste, dotyczące rekapitulacji, oceny statystyczne praktyków stały się nieoczywiste,

a nawet złudne, pod presją braku wyjaśnienia dla niej i jej pozornej sprzeczności z genetyką. Dziś biologia rozwoju programowo stroni od ewolucjonizmu, by nie zbliżyć się do niewygodnego tematu, a próba reanimacji zmarłej z tego powodu dziedziny (embriologii porównawczej w aspekcie ewolucyjnym) wymaga od reanimatorów (WILKINS 2002) publicznego odcięcia się od Haeckla. Jak przysłowiowy Galileusz, Wilkins zadedykował tę książkę Szmalthausenowi. W ZSRR rozwijała się szkoła SJEWIERCOWA (1956), później SZMALHAUZENA (1962), której nie zaszkodziła moda na genetykę. Tu nadal rozsądnie rozwijano wiedzę o ewolucyjnej zmienności ontogenezy i szacowano udział różnych jej wariantów. SZMALHAUZEN (1962) zauważył, że rekapitulacje są częstsze w bardziej złożonych organogenezach i przywołał wyjaśnienie Darwina zmienności terminalnej. Ontogeneza postrzegana była tu jako drzewo organogenez, którego gałęzie jednak oddziałują między sobą w wielu istotnych miejscach.

Era komputerów przybliżyła pojęcia sieci i systemów złożonych, które 30 lat temu dopiero powstawały a obecnie są powszechnie znane i badane. Na bazie takich pojęć od 1974 roku bezskutecznie przedstawiałem (np. GECOW 1975-86) model i wstępne wyniki symulacji, wskazujące przyczyny rekapitulacji w statystycznych efektach adaptacyjnej ewolucji złożonych sieci uwarunkowań. Bez problemu natomiast ukazało się uboczne zastosowanie modelu w biologii (GECOW i HOFFMAN 1983). Dyskusja merytoryczna w Polsce także obecnie okazuje się niewykonalna. W tej sytuacji pierwszym realnym kierunkiem publikacji okazały się nauki ścisłe (GECOW i in. 2005), głównie fizyka zajmująca się sieciami złożonymi. W tym kierunku wysłałem kilka prac (GECOW 2007), szczegółowo opisujących różne aspekty badań, a do głównej interpretacji biologicznej powrócę dopiero na ich bazie. Także w pismach fizycznych kontynuowana była dyskusja nad sieciami Kauffmana, pierwotnie skonstruowanymi do celów biologicznych (KAUFFMAN 1969). Sieci te m.in. stosowane są w moich symulacjach.

Model (GECOW 2005), rozwijając sugestie Szmalthausena, wskazuje mechanizm powstawania zmienności terminalnej, która i tak ma już kilka zbliżonych wyjaśnień, idzie jednak dalej i na tej bazie wskazuje mechanizm terminalnej przewagi dodawania przekształceń ontogenetycznych nad ich odejmowaniem i upraszczania wcześniejszych obszarów ontogenezy.

To dopiero tworzy rekapitulację oraz odpowiada dodawaniu terminalnemu i wypieraniu wstecznemu WEISMANN (1904), zastępując pechowe dziedziczenie cech nabytych. W symulacjach wystąpiła zgodność kolejności funkcjonalnej (przekształcania sygnałów) i historycznej (przyłączania przekształceń do sieci) odpowiadająca głównemu aspektowi rekapitulacji. Zastosowanie ścisłych metod symulacyjnych pozwoliło dokładnie zrozumieć mechanizm powstawania rekapitulacji i powszechnie, ale statystycznie, oczekiwać jego efektów w złożonych ontogenezach typu regulacyjnego.

Podstawą tego mechanizmu jest różnica zbiorów możliwości losowego dodania nowego przekształcenia do sieci modelującej ontogenezę i jego odjęcia. Odjąć można jedynie to, co już jest w ramach badanego procesu, natomiast dodać można

ogromną różnorodność przekształceń. Losowa ewolucja równomiernie testująca poprzez dobór naturalny cały proces może stwierdzić, że w danym obszarze procesu nic odjąć się nie da, ale nie może stwierdzić, że nie da się nic dodać. Dodać można zawsze, np. przekształcenie nieistotne, a odjąć takie można dopiero po jego pojawieniu się. Każda zaakceptowana zmiana (oprócz odjęcia nieistotnego) zmienia sytuację tak, że można spodziewać się pojawienia nowych możliwości odjęcia. Bilans zaakceptowanych dodawań i odejmowań zależy więc od szansy zaakceptowania dowolnej zmiany w danym obszarze ontogenezy a ta istotnie zwiększa się w pobliżu końca procesu (zmiennosc terminalna). Te same mechanizmy w skali całego systemu są powodem jego wzrostu mimo jednakowej częstości prób dodawania i odejmowania.

LITERATURA

- VON BAER K.E. 1828. Über Entwicklungsgeschichte der Tiere: Beobachtung und Reflexion. 1-224, Bornträger, Królewiec.
- DE BEER G. 1940. Embryos and Ancestors, 1-171. University Press, Oxford f.e.
- GECOW A. 1975. A cybernetic model of improving and its application to the evolution and ontogenesis description. W: COLLOT F. (red.) *Fifth International Congress of Biomathematics, Paris*, 48-57.
- GECOW A. 1983. Strukturalne tendencje w procesie udoskonalania. *Materiały I Symposium Krajowego CYBERNETYKA-83, PTC Warszawa*, 39-46.
- GECOW A. 1986. Statystyczne tendencje strukturalne w systemach wielkich a ontogeneza. Niepublikowana rozprawa doktorska. Tom I, 1-146. Instytut Badań Systemowych PAN Warszawa.
- GECOW A. 2005. From a "fossil" problem of recapitulation existence to computer simulation and answer. *Neural Network World*, 3/2005, 189-201.
- GECOW A. 2007 w przygotowaniu cała seria, patrz: <http://www.paleo.pan.pl/people/Gecow/Gecow.htm>
- GECOW A. i HOFFMAN A. 1983. Self-improvement in a complex cybernetic system and its implication for biology. *Acta Biotheoretica*, 32, 61-71.
- GECOW A., NOWOSTAWSKI M. i PURVIS M. 2005. Structural tendencies in complex systems development and their implication for software systems, UCS, Springer-Verlag, 11, 327-356
- GOULD S.J. 1977. Ontogeny and phylogeny. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts.
- HAECKEL E. 1866. *Generelle Morphologie der Organismen*. George Reiner, Berlin. [1960. *Zasady morfologii ogólnej organizmów*. 20+450. PWN, Warszawa]
- KAUFFMAN S.A. 1969. Metabolic stability and epigenesis in randomly constructed genetic nets. *Journal of Theoretical Biology*, 22, 437-467.
- MÜLLER F. 1864. Für Darwin. Leipzig
- NAEF A. 1917. Die individuelle Entwicklung organischen Formen als Urkunde ihrer Stammesgeschichte. Jena.
- SJEWIERCOW A.N. 1956. *Morfologiczne prawidłowości ewolucji*. PWN Warszawa.
- SZMALHAUZEN I.I. 1962. Organizm jako całość w rozwoju indywidualnym i historycznym, 1-320. KiW, Warszawa.
- WEISMANN A. 1904. *The Evolution Theory*, 1-185, 2 vols. London.
- WILKINS A.S. 2002. *The evolution of developmental pathways*, 1-603. Sinauer Associates, Inc. Sunderland, Massachusetts.

Rekiny z pogranicza franu i famenu w Europie Środkowej – nowe dane

Michał GINTER

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
m.ginter@uw.edu.pl

Już od piętnastu lat wiadomo (GINTER i IVANOV 1992), że zróżnicowanie faun chrzęstoszkieletowych w wodach oblewających południową część Laurussii, znaczne w późnym franie, uległo dramatycznej redukcji w pobliżu granicy fran-famen. Kolejne badania pokazały, że to załamanie nie nastąpiło na sa-

mej granicy, a już wcześniej, zapewne na pograniczu zon konodontowych *Palmatolepis rhenana* i *Pa. linguiformis* (lub 12 i 13 zony z Montagne Noire). Obserwacje te dotyczą zarówno odsłoneń, gdzie stwierdzona została obecność warstwy czarnego wapienia z Kellwasser (Upper Kellwasserkalk; Bad Wildun-

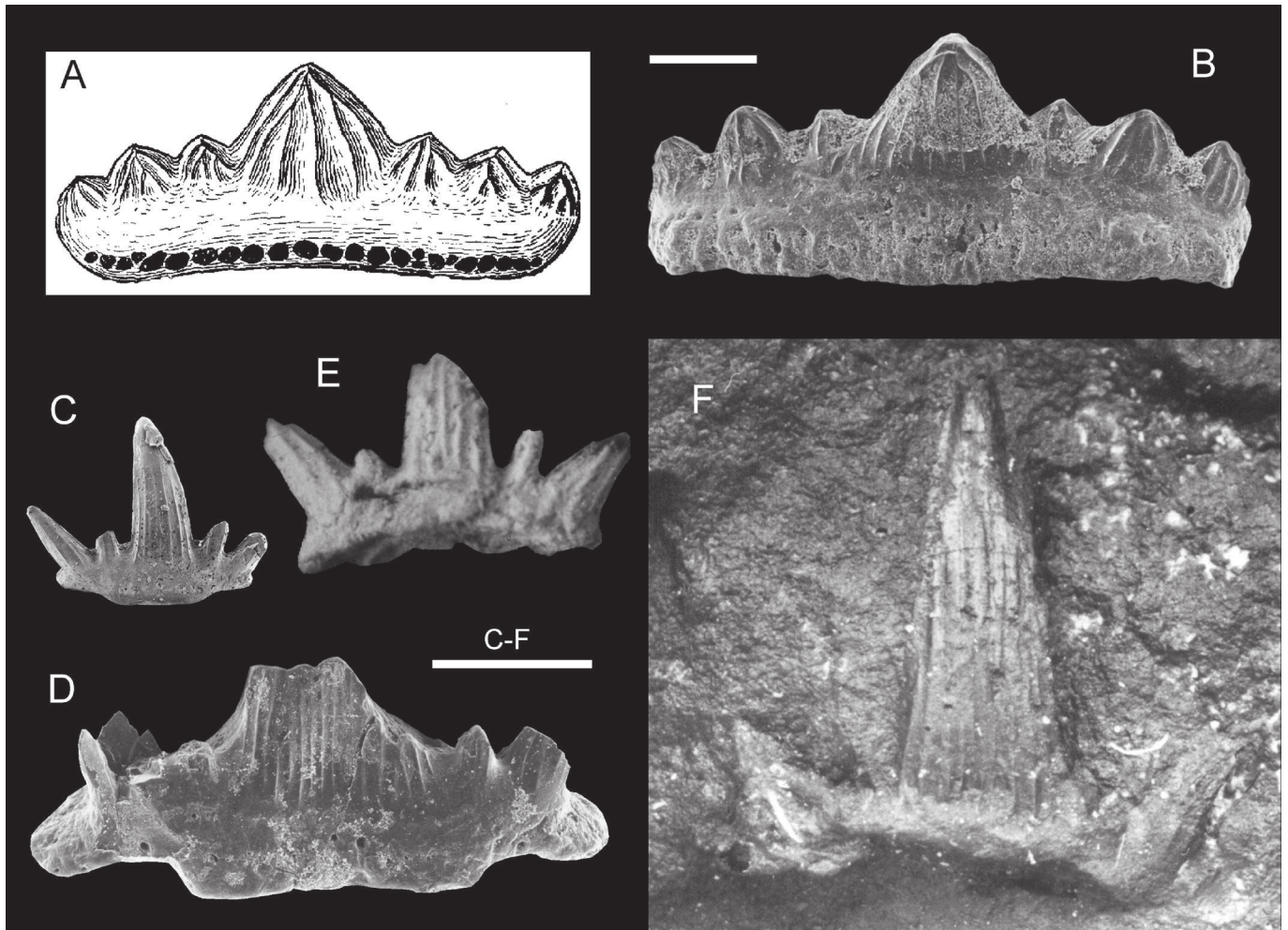


Fig. 1. **A–B.** *Protacrodus vetustus* Jaekel, 1925 z górnego franu. A. Rysunek zęba z holotypu, MB.f. 201.1-3, górny Kellwasserkalk (prawdopodobnie zona *Pa. linguiformis*), Bad Wildungen, Niemcy; za GLIKMANEM (1964). B. IGPUW/Ps/4/13, Kowala, Góry Świętokrzyskie, zona *Pa. linguiformis*. **C–F.** *Cladodoides wildungensis* (Jaekel, 1921) z górnego franu. C. Mały okaz, PM SPU 13-9, dolina rzeki Riazuzjak, Ural Południowy, Baszkiria, zona *Pa. rhenana*. D. Bazalna część dużego zęba, IGPUW/Ps/4/3, Kowala, Góry Świętokrzyskie, zona *Pa. linguiformis*. E–F. Zęby z lateksowego odlewania holotypu, MB.f.198, górny Kellwasserkalk (prawdopodobnie zona *Pa. linguiformis*), Bad Wildungen, Niemcy, forma mała (E) i duża (F). Skala = 1 mm

gen, Płucki koło Łagowa), jak i miejsc, gdzie ten interwał jest reprezentowany przez innego typu, z reguły jaśniejsze pelagiczne wapienie (Wietrznia, Psie Górkę, Kowala); zjawisko to nie jest więc uwarunkowane lokalnym zróżnicowaniem facjalnym.

Jak dotąd w najwyższym poziomie franu i w najniższym poziomie famenu (dolny *Pa. triangularis*) Polski południowej napotkano wyłącznie zęby dwóch gatunków rekinów: przedstawiciela rzędu Ctenacanthiformes, *Cladodoides wildungensis* i należącego do Euselachii *Protacrodus vetustus* (Fig. 1B, D). Brakuje tu przede wszystkim powszechnie występujących wcześniej we franie febodontów (Phoebodontidae, np. *Phoebodus bifurcatus*). Powracają one na ten obszar dopiero w zonie *Pa. crepida*, w postaci nowych, typowo fameńskich gatunków (np. *Ph. turnerae*).

Ten ograniczony skład taksonomiczny ściśle odpowiada znaleziskom w Bad Wildungen w Hesji, typowym odsłonięciu dla *P. vetustus* i *C. wildungensis*. Okazy typowe tych gatunków są to szczęki z uzębieniem zachowanym w większości *in situ*, ale w postaci naturalnych odlewów. O ile w przypad-

ku *P. vetustus* kilka zębów zachowało tkankę mineralną i można było ich prawidłowy opis i ilustracje podać już dawno (GROSS 1938, fig. 4; patrz Fig. 1A), o tyle zęby *C. wildungensis* nie zostały jak dotąd zadawalająco zilustrowane i zinterpretowane. Jediną wskazówką był mały, schematyczny rysunek GROSSA (1938, fig. 1), ukazujący chwytny ząb o wysokim środkowym wierzchołku, a więc należący do typu kladodontowego.

W związku z powyższym pojedyncze zęby *P. vetustus* zostały zidentyfikowane w materiale polskim bez problemu (Fig. 1B), natomiast zęby *C. wildungensis* zostały mylnie zinterpretowane jako nowy gatunek, *Stethacanthus resistens* (GINTER 2002). Dopiero wykonanie w ostatnich latach odlewu lateksowego i odpowiednie sfotografowanie uzębienia holotypu *C. wildungensis* pozwoliło na stwierdzenie tej pomyłki i uznanie „*S. resistens*” za młodszy synonim. Zróżnicowanie uzębienia, zauważone wśród izolowanych zębów z różnych stanowisk europejskich (Fig. 1C, D), ściśle pokrywa się z nieznacznym heterodontyzmem w okazy typowym (Fig. 1E, F).

LITERATURA

- GINTER M. 2002. Chondrichthyan fauna of the Frasnian-Famennian boundary beds in Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 329-338.
- GINTER M. i IVANOV A. 1992. Devonian phoebodont shark teeth. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**, 55-75.
- GLIKMAN L.S. 1964. Podklas Elasmobranchii. Akulowyye. W: OBRUCZEW D.V. (red.) *Osnovy paleontologii. Besczelustnyje, ryby*. Nauka, Moskwa, 196-237.
- GROSS W. 1938. Das Kopfskelett von *Cladodus wildungensis* Jaekel. 2. Teil. Der Kieferbogen. *Senckenbergiana*, **20**, 123-145.

Palinostratygrafia osadów formacji białokamińskiej (karbon) w okolicy Wałbrzycha (niecka śródsudecka)

Anna GÓRECKA-NOWAK¹, Marzena KOWALCZE-ŁUPICKA²

¹Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław; agor@ing.uni.wroc.pl

²ul. Pautscha 567/108, 51-651 Wrocław; m.k.l@interia.pl

Przeprowadzone ostatnio badania palinologiczne osadów formacji białokamińskiej (karbon) w okolicy Wałbrzycha ujawniły występowanie urozmaiconych zespołów miospor. Oznaczono 108 taksonów, a wśród nich wiele stratygraficznie istotnych oraz kilka okazów uznanych za redeponowane. Występowanie gatunków *Punctatisporites pseudopunctatus*, *P. sinuatus*, *Apiculatisporis variocorneus*, *Raistrickia fulva*, *Dictyotriteles muricatus*, *Reticulatisporites reticulatus*, *Bellisporites nitidus*, *Mooreisporites* cf. *trigallerus*, *Grumosisorites varioreticulatus*, *Cirratiradites saturni*, *Cristatisporites indignabundus*, *Crassispora kosankei*, *Kraeuselisporites ornatus* i *Rugospora corporata* wskazuje, że badany profil reprezentuje osady namuru B, C i dolnego westfalu A, co generalnie potwierdza wcześniejsze poglądy na temat wieku osadów tej formacji (GÓRECKA 1969).

Uzyskane dane palinologiczne pozwoliły na wydzielenie w profilu formacji białokamińskiej trzech zon miosporowych zgodnie ze schematem zonacji miosporowej pensylwanu (CLAYTON i in. 1977; OWENS i in. 2004). Dolna część badanego profilu, gdzie odnotowano występowanie *Grumosisorites varioreticulatus*, *Kraeuselisporites ornatus*, *Mooreisporites* cf. *trigallerus*, *Punctatisporites pseudopunctatus* i *Raistrickia fulva*, zaliczona została do zony *Crassispora kosankei* – *Grumosisorites varioreticulatus* (KV). Powyżej stwierdzono występowanie zespołu miospor charakterystycznego dla zony *Raistrickia fulva* – *Reticulatisporites reticulatus* (FR). Jej dolna granica została wyznaczona w miejscu pojawienia się ga-

tunków *Dictyotriteles muricatus* i *Reticulatisporites reticulatus*. W najwyższej części profilu, gdzie obserwuje się wzrost frekwencji przedstawicieli rodzajów *Laevigatosporites* i *Punctatosporites*, wyznaczono zonę *Triquitrites sinani* – *Cirratiradites saturni* (SS).

Wyniki te pozwoliły na skorygowanie wcześniejszych poglądów na temat lokalizacji granicy pomiędzy namurem i westfalem w profilu formacji białokamińskiej. GÓRECKA (1969) wyznaczyła tę granicę na poziomie pokładu węgla 550, natomiast zastosowanie aktualnych kryteriów palinostratygraficznych wskazuje na potrzebę przesunięcia jej w górę, do poziomu pokładu 549, gdzie postawiono granicę FR i SS.

Wydzielone jednostki uzupełniają zonację palinostratygraficzną utworów namuru i westfalu niecki śródsudeckiej. Powiązanie wydzielonych zon miosporowych z podziałem palinostratygraficznym osadów niższej formacji wałbrzyjskiej (GÓRECKA-NOWAK i MAJEWSKA 2002), gdzie stwierdzono zony *Stenozonotriteles triangulus* – *Rotaspora knoxi* (TK) i *Lycospora subtriquetra* – *Kraeuselisporites ornatus* (SO), odpowiadające wiekowi namuru A, oraz wyżejległej formacji żaclerskiej, w której najniższej części wydzielono zonę *Radiizonates aligerens* (RA), odpowiadającą górnemu westfalowi A (GÓRECKA-NOWAK 1995) wskazują, że w tej części profilu karbonu nie występują luki stratygraficzne. Wniosek ten potwierdza wcześniejsze poglądy GÓRECKIEJ (1969), które podważyły opinie wcześniejszych badaczy o istnieniu luki stratygraficznej obejmującej namur B, a związanej z fazą kruszcogórską.

LITERATURA

- CLAYTON G., COQUEL R., DOUBINGER J., GUEINN K.J., LOBOZIAL S., OWENS B. i STREEL M. 1977. Carboniferous miospores of Western Europe – illustration and zonation. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **29**, 1-17.
- GÓRECKA T. 1969. Stratygrafia warstw z Białego Kamienia w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej na podstawie badań palinologicznych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **230**, 167-292.
- GÓRECKA-NOWAK A. 1995. Palinostratygrafia osadów westfalskich w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1583, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, **40**, 1-156.
- GÓRECKA-NOWAK A. i MAJEWSKA M. 2002. Remarks on palynostratigraphy of the Namurian Wałbrzych Formation in the northern part of the Intrasudetic basin. *Geological Quarterly*, **46**, 101-115.
- OWENS B., MCLEAN D. i BODMAN D. 2004. A revised palynozonation of British Namurian deposits and comparison with eastern Europe. *Micropaleontology*, **50**, 89-103.

Nowe dane o dewońskich ramienionogach Polski

Adam T. HALAMSKI

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
ath@twarda.pan.pl

Niniejsze wstępne doniesienie przedstawia ważniejsze rezultaty uzyskane przez autora w ciągu ostatnich trzech lat, a dokładniej: wyniki [1] badań nad nowoodkrytą fauną najwyższego famentu („strunu”) z Kowali, [2] rewizji frańskich atrypidów ze Świebodzic opisanych przez DAMESA (1868), rewizji rodzajów [3] *Leptodontella* i [4] *Bifida* oraz [5] obserwacje nad podobieństwem faun profilów Świętomarz-Śniadka i Brilon (Reńskie Góry Łupkowe).

[1] Najwyższy fament (do VI, *Wocklumeria*-Stufe) w profilu Kowali (Góry Świętokrzyskie, region kielecki) rozwinięty jest w postaci wapieni z podrzędnymi przeławieniami margli. Od dawna znana jest stamtąd liczna fauna nektoniczna (głównonogi: łodziki, goniatyty i klimenty – *por.* np. CZARNOCKI 1989; DZIK 2006), natomiast istniejące od r. 1999 nowe, znacznie lepsze odsłonięcia pozwoliły na zebranie nielicznej fauny bentosowej (koralowce czteropromienne i denkowe, ramienionogi, ślimaki). Najbardziej charakterystycznymi elementami fauny ramienionogowej są *Sphenospira julii* (Spiriferida), gatunek przewodni dla najwyższego famentu oraz gładkie rynchonellidy (kilka gatunków, opisanych już z nieco starszych warstw tego samego profilu przez BIERNAT i RACKIEGO 1996). Obecne są również: *Athyris* aff. *sulcifera*, *Aulacella* cf. *whidbornei*, *Schellwienella* sp., *Cyrtospirifer* sp. i Reticulariidae indet.

[2] W Sudetach makrofauny dewońskie występują dość rzadko; jedyną bogatą fauną ramienionogową tego okresu opisał z okolic Świebodzic (Sudety, Depresja Świebodzic) DAMES (1868). Dodatkowy materiał z tych samych, w większości dziś już nieistniejących, odsłoneń zebrał i opisał GUNIA (1966, 1968). Wśród kilkunastu taksonów uwagę zwracają liczni przedstawiciele rzędu Atrypida. Są to: *Kyrtatrypa* sp.n., *Pseudogruenewaldtia tschernyschewi* i *Spinatrypa* sp. Jest to pierwsza udokumentowana wzmianka o *Pseudogruenewaldtia* poza obszarem typowym rodzaju i pierwsze znalezisko *Kyrtatrypa* we franie Starego Świata.

[3] Rodzaj *Leptodontella* (Strophomenida) występuje w dewonie środkowym Europy i Azji. BIERNAT (1966) opisała z Gór Świętokrzyskich przedstawiciela tego rodzaju pod nazwą *L. caudata*. Szczegółowe porównanie anatomii ramienionogów z gór Eifel i z regionu łysogórskiego wykazało duże różnice w wykształceniu pola mięśniowego, z czego wynika, że w Niemczech i w Polsce występują różne gatunki, homeomorficzne pod względem budowy zewnętrznej, a różniące się ana-

tomią. Taka sytuacja została już zasygnalizowana dla utworów dewońskich Syberii i Ameryki Północnej przez ALEKSSEVA i in. (2001), niestety bez żadnych bliższych danych.

[4] Rodzaj *Bifida* (Athyridida) obejmuje drobne (rzędu centymetra, często mniejsze) ramienionogi, z których większość była do niedawna opisywana pod zbiorową nazwą *Bifida lepida*. Rewizja materiałów z dolnego i środkowego dewonu Gór Świętokrzyskich (jedyny obszar występowania przedstawicieli tego rodzaju w Polsce) wykazała obecność trzech gatunków: emskiej *Bifida* sp.n. 1, o dużej (do 13 mm), wklęsło-wypukłej

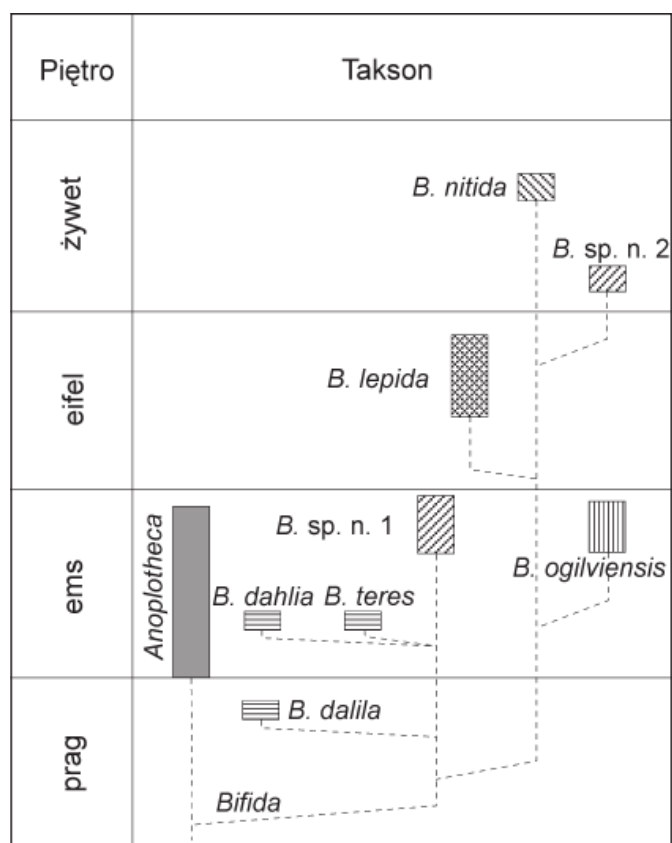


Fig. 1. Hipotetyczne stosunki filogenetyczne w rodzinie Anoplotheidae. Szrafura szara: *Anoplotheca*. Szrafury kreskowe: *Bifida*; kreski poziome – gatunki czeskie, kreski pionowe – gatunki amerykańskie, kreski ukośne w lewo – gatunki z Reńskich Gór Łupkowych i Gór Eifel; kreski ukośne w prawo – gatunki z Gór Świętokrzyskich

muszli oraz dwóch gatunków odznaczających się mniejszymi rozmiarami (rzędu 7 mm) – eifelskiej *B. lepida* o muszli płasko-wypukłej i żyweckiej *B. sp.n. 2* o muszli dwuwypukłej typu *ventribiconvex*. Proponowaną filogenezę, opartą na hipotezie o rozwoju pedomorfotycznym w rodzinie Anoplotheceidae, przedstawia Fig. 1.

[5] W dolnym żywocie profilu Świętomarz-Śniadka (Góry Świętokrzyskie, region łysogórski) i żywocie Brilon (Reńskie

Góry Łupkowe), napotkano identyczne lub podobne bardzo rzadkie formy rynchonellidów (nieznane skądinąd; po jednym okazie w każdym z profilów). Chodzi tu o: Leiorhynchidae gen. et sp. indet. 1, Leiorhynchidae gen. et sp. indet. 2 oraz Hypothyridinae gen. et sp. nov. 1. Ze względu na znikomą liczbę okazów nie da się rozstrzygnąć, czy chodzi o ścisłą równowiekowość, podobieństwo ekologiczne czy zbieg okoliczności.

LITERATURA

- ALEKSSEVA R.E., AFANAS'eva G.A. i ŠIŠKINA G.R. 2001. Niżne- i srednedevońskie brachiopody dal'nego Vostoka Rossii i Mongolii. *Trudy Paleontologičeskogo Instituta*, **281**, 1-132.
- BIERNAT G. 1966. Middle Devonian Brachiopods from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, Poland). *Palaeontologia Polonica*, **17**, 1-162.
- BIERNAT G. i RACKI G. 1986. A rynchonellid-dominated Late Famennian brachiopod assemblage from the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, **31**, 85-109.
- CZARNOCKI J. 1989. Clymeniids of the Góry Świętokrzyskie Mts. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **127**, 1-92.
- DAMES W.B. 1868. Ueber die in der Umgebung Freiburgs in Niederschlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **20**, 469-508.
- DZIK J. 2006. The Famennian "Golden Age" of Conodonts and Ammonoids in the Polish part of the Variscan Sea. *Palaeontologia Polonica*, **63**, 1-359.
- GUNIA T. 1966. Fauna and age of limestone pebbles from the Culm of Książ. *Geologia Sudetica*, **2**, 297-322.
- GUNIA T. 1968. On the fauna, stratigraphy and conditions of sedimentation of the upper Devonian in the Świebodzice depression (Middle Sudetes). *Geologia Sudetica*, **4**, 115-220.

Ziarna pyłku i spory z osadów jury dolnej w profilu Beňatina w Pienińskim Pasie Skalkowym na Słowacji

Marta HODBOD

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
 marta_hobdod@yahoo.pl

Kamieniołom Beňatina znajduje się w najbardziej na wschód wysuniętej części Pienińskiego Pasa Skalkowego na Słowacji. W profilu ukazują się utwory od jury dolnej do jury górnej (oksford) oraz kredy dolnej, w postaci morskich osadów, głównie wapieni i margli, dobrze wydatowanych na podstawie fauny amonitowej.

Jura dolna składa się z czterech formacji: formacji Dolnego Młyna (?hetang–dolny synemur) zbudowanej między innymi z piaskowców oraz piaszczystych margli, formacji Allgäu (górnny synemur–najwyższy pliensbach) zawierającej wapienie plamiste oraz margle, formacji Hôrka (najwyższy pliensbach) z piaskowcami glaukonitowymi i marglami, i formacji Hřbok (toark) zawierająca czerwone margle (SCHLÖGL i in. 2004). Po zmacerowaniu pobranych próbek okazało się, iż w osadach zachował się dosyć liczny materiał organiczny w postaci ziarn pyłku i spor. Na ich podstawie oznaczonych zostało kilkanaście gatunków, wśród których najliczniej reprezentowane są ziarna pyłku z rodzaju *Classopollis* sp. (Fig. 1), należące

do wymarłej rodziny Cheirolepidiaceae z rzędu Voltziales, *Cerebropollenites* sp. (Fig. 2), należące do Coniferophytina, *Alisporites* sp. (Fig. 3) z klasy Pteridospermopsida oraz miospory *Kraeuselisporites* sp. (Fig. 4) należące do Lycophytina. W profilu zaznacza się nie tylko różnorodność gatunkowa, ale i zmienność frekwencji materiału organicznego. Formację Dolnego Młyna cechuje obecność kilku gatunków o podobnych stosunkach procentowych w całym profilu. Formacja Allgäu charakteryzuje się wzrostem frekwencji i różnorodności gatunków w porównaniu do niższej formacji. Przeważają ziarna pyłku opatrzone workami powietrznymi z rodzaju *Alisporites* i *Vitreisporites*, przystosowane do dalszego transportu przy udziale wiatrów. W obrębie samej formacji zauważyć można zmiany frekwencji ziarn pyłku i spor w poszczególnych warstwach, co może świadczyć o zmianach odległości od łądu, bądź po prostu o zmianach klimatycznych. W dwóch kolejnych formacjach Hôrka i Hřbok nie zostały stwierdzone ziarna pyłku i spory.

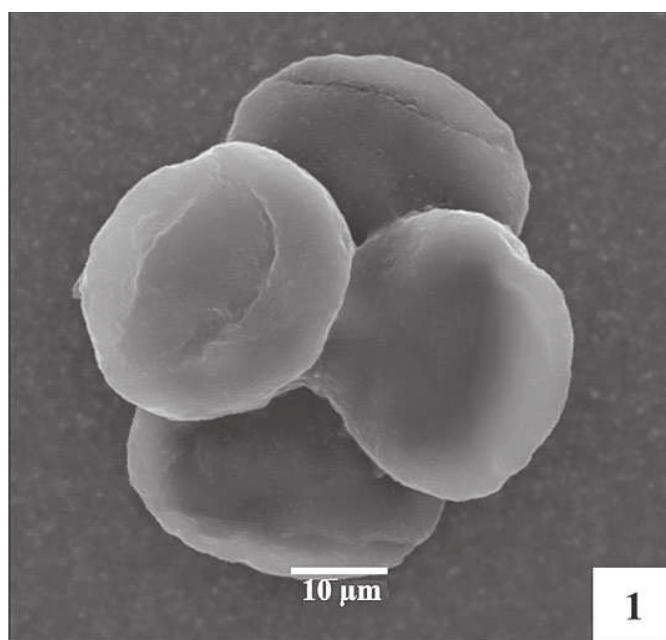


Fig. 1. Tetrada *Classopollis* sp. (SEM); formacja Allgäu

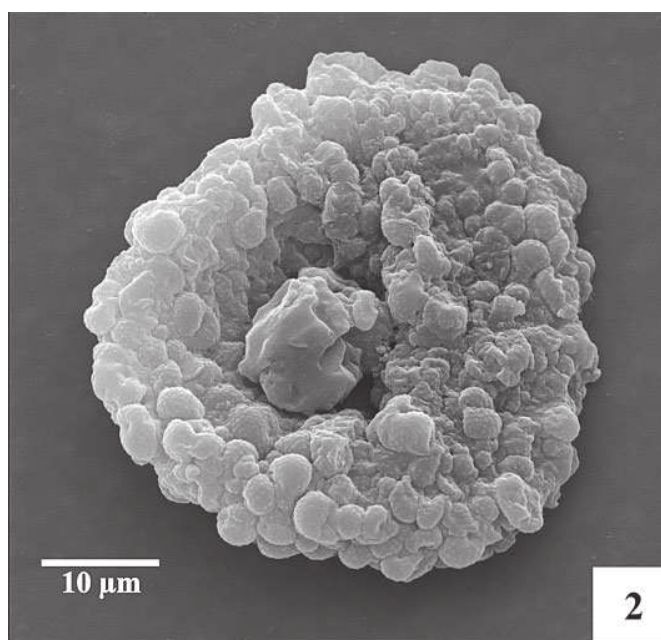


Fig. 2. *Cerebropollenites* sp. (SEM); formacja Allgäu

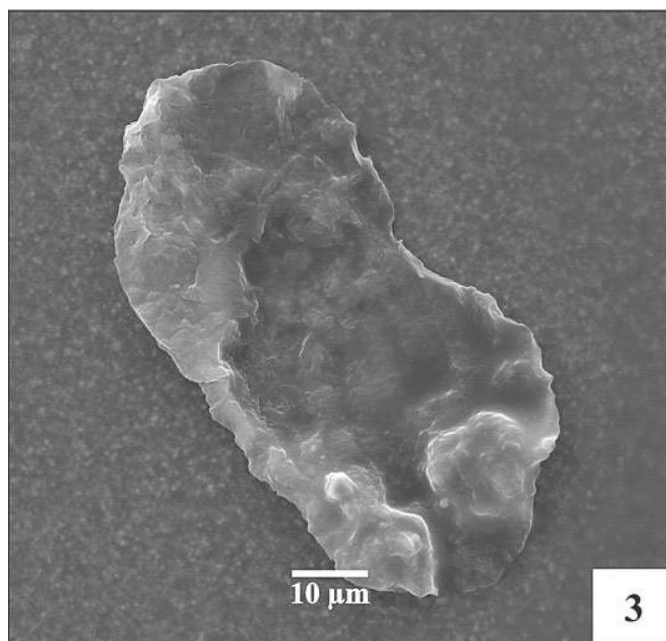


Fig. 3. *Alisporites* sp. (SEM); formacja Allgäu

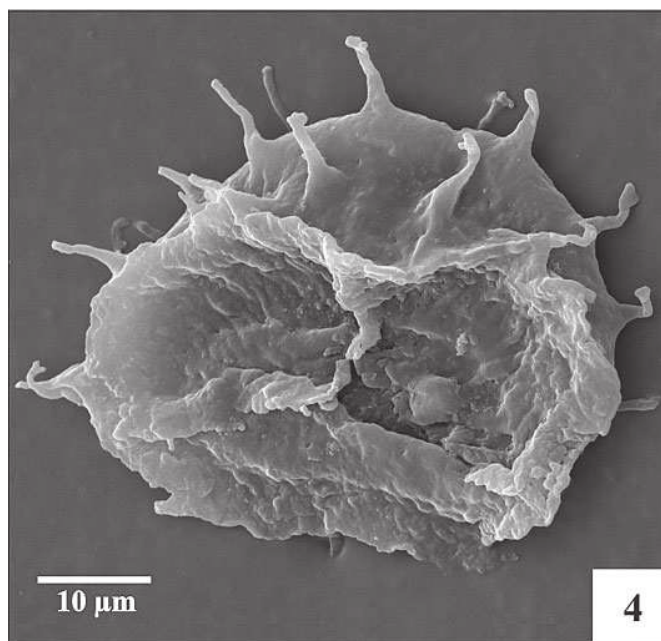


Fig. 4. *Kraeuselisporites* sp. (SEM); formacja Allgäu

LITERATURA

SCHLÖGL J., RAKÚS M., KROBICKI M., MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., AUBRECHT R., SITÁR V. i JÓZSA Š. 2004. Beňatina Klippe – lithostratigraphy, biostratigraphy, palaeontology of the Jurassic

and Lower Cretaceous deposits (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geological Magazine*, **10**, 241-262.

Biostratygrafia otwornicowa na granicy trias/jura w jednostce reglowej dolnej w Tatrach Polskich

Jolanta IWAŃCZUK

Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

jolanta.iwanczuk@pgi.gov.pl

Teren objęty badaniami znajduje się w Tatrach Zachodnich i przebiega od wyższych partii doliny Lejowej aż do wylotu potoku w dnie doliny. Badane stanowisko znajduje się w obrębie płaszczowiny reglowej dolnej (kriżniańskiej) i płaszczowiny cząstkowej Bobrowca. Przedmiotem badań były górnotriasowe i dolnojurańskie sekwencje skalne z najwyższych ogniw formacji fatrzańskiej oraz utwory formacji kopienieckiej. Ze względu na brak fauny głowonogowej do określenia wieku osadów wykorzystano licznie występujące otwornice.

W badanym profilu wyróżniono 2 poziomy otwornicowe (Fig. 1): *Glomospirella friedli* i *Triasina hantkeni* (retyk) oraz *Ophthalmidium leischneri* i *Ophthalmidium walfordi* (hettang-synemur) (GAŹDZICKI i in. 1979; GAŹDZICKI 1983).

Poziom *Glomospirella friedli* i *Triasina hantkeni* został wyznaczony na podstawie wystąpienia wskaźnikowych gatunków *G. friedli* i *T. hantkeni* oraz towarzyszącego im gatunku *G. pokornyi*. Poziom obejmuje warstwy od 1 do 16. Typową cechą prezentowanego zespołu otwornic jest zdecydowana przewaga gatunków z rodzaju *Glomospira* i *Glomospirella* (*Glomospira sinensis*, *G. simplex*, *Glomospirella expansa*, *G. facilis*), oraz występowanie przedstawicieli rodziny Involutinidae (*Triasina hantkeni* i *T. oberhauseri* oraz *Aulotortus*). Masowe wystąpienia wyżej wymienionych otwornic opisywane są z retyku kriżniańskiego Tatr (GAŹDZICKI 1974, 1977,

1983; GAŹDZICKI i in. 1979). Podobne obserwacje poczynione były przez MICHALIK i JENDREJÁKOVÁ (1978) z formacji fatrzańskiej Karpat Zachodnich. Obok przeważających gatunków z rodziny Ammodiscidae w profilu spotykane są także otwornice z rodzaju *Agathammina*, *Trochammina*, *Textularia*, *Ophthalmidium*, *Diplotremina*, *Nodosaria* i *Fronicularia*.

Poziom *Ophthalmidium leischneri* i *Ophthalmidium walfordi* wyznaczono na podstawie pierwszego wystąpienia gatunków indeksowych oraz gatunków towarzyszących (*Involutina liassica*, *I. farinacciae* i *Trocholina umbo*). Poziom obejmuje warstwy od 28 do 32.

Poziom ten jest bogaty w otwornice wskaźnikowe oraz involutinidy (*Involutina liassica*, *I. turgida*, *Trocholina umbo*). Charakterystyczną cechą tego zespołu otwornicowego z opisywanego profilu jest różnorodność form z rodziny Nodosariidae: *Dentalina*, *Fronicularia*, *Geinitzinitida*, *Marginulina*, *Astacolonus*, *Lenticulina*; spotyka się także przedstawicieli innych rodzin z rodzajów: *Glomospira*, *Textularia*, *Trochamina* oraz *Cyclogyra* i *Planiinvoluta*.

Ze względu na braku skamieniałości o znaczeniu stratygraficznym pomiędzy warstwami 16 a 28 nie można było ustalić dokładnej granicy pomiędzy retykiem a hettangiem oraz określić wieku ogniw: klastyków podstawowych, wapieni dolnych i iłowców głównych (należących do formacji kopienieckiej).

LITERATURA

- GAŹDZICKI A. 1974. Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, **24**, 17-96.
- GAŹDZICKI A. 1977. Rhaetian – Lower Hettangian foraminifer zonation and the problem of Triassic – Jurassic boundary in the Tatra Mts, west Carpathians. *Actes du VI colloque African de Micropaleontologie. Tunis, 1974. Annales des Mines et de la geologie*, **28**, 89-101.
- GAŹDZICKI A. 1983. Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica*, **44**, 109-169.
- GAŹDZICKI A., MICHALIK J., PLANDEROWÁ E. i SYKORÁ M. 1979. An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Križna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Zapadne Karpaty, ser. Geologia*, **5**, 119-148.
- MICHALIK J. i JENDREJÁKOVÁ O. 1978. Organism communities and biofacies of the Fatra-member (uppermost Triassic, Fatric, Kössen formation) in the West Carpathians. *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, **29**, 119-137.

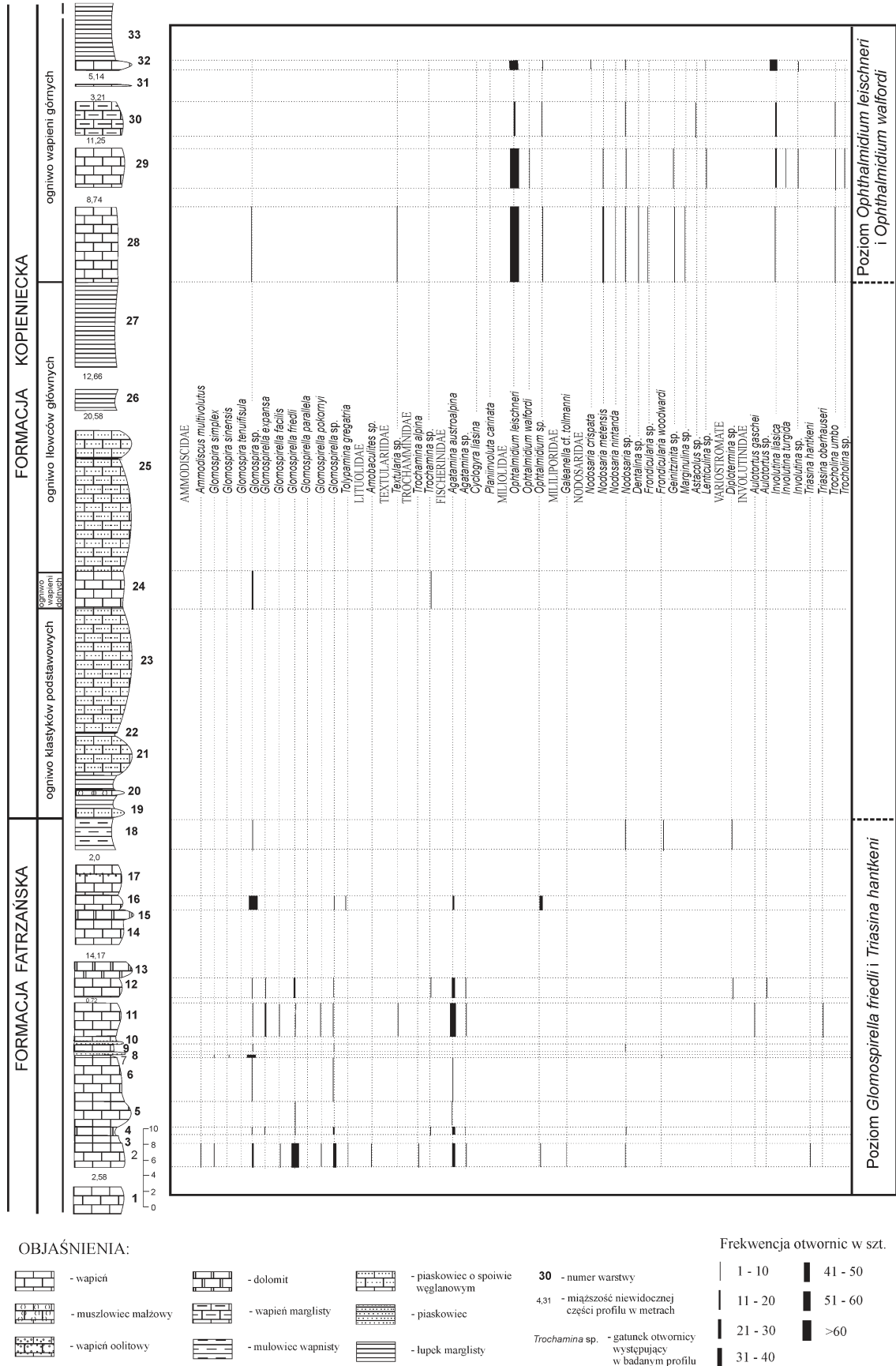


Fig. 1. Szczegółowy profil litologiczny górnego triasu (górny retyk) i dolnej jury w Dolinie Lejowej wraz z występowaniem otwornic w poszczególnych warstwach

Neoproterozoiczne (ediakarskie) zespoły *Acritarcha* w anchimetamorficznych skałach bloku małopolskiego

Monika JACHOWICZ

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec
monika.jachowicz@pgi.gov.pl

W południowej Polsce (z wyłączeniem Sudetów) wyróżniane są dwie regionalne jednostki tektoniczne określane jako bloki – górnośląski i małopolski, oddzielone strefą uskoku Kraków-Lubliniec (Fig. 1). Różnią się one ogólnym charakterem budowy prekambryjskiego podłoża, a występujące na nich utwory paleozoiczne wykazują odmienny rozwój paleogeograficzno-facjalny i paleotektoniczny (BUŁA i in. 1997; BUŁA 2000; BUŁA i ŻABA 2005). Blok górnośląski wraz z blokiem Brna, położonym już na obszarze Czech i częściowo Austrii, tworzą większą jednostkę tektoniczną określaną jako Brunovistulikum, o sprecyzowanych granicach i kadomskim wieku konsolidacji (DUDEK 1980; BUŁA i in. 1997; BUŁA i ŻABA 2005). Blok małopolski jest jednostką tektoniczną o nieustalonym dotychczas wieku konsolidacji (kadomski? lub grampiński) i nieznanymi granicami północno-zachodniej, południowej i południowo-wschodniej. Do tego bloku POZARYSKI (1990) i POZARYSKI i in. (1992) zaliczają kielecką część Gór Świętokrzyskich, wyznaczając jego północną granicę na uskoku świętokrzyskim, którego kontynuacja ku wschodowi czy też południowemu wschodowi jest niejasna.

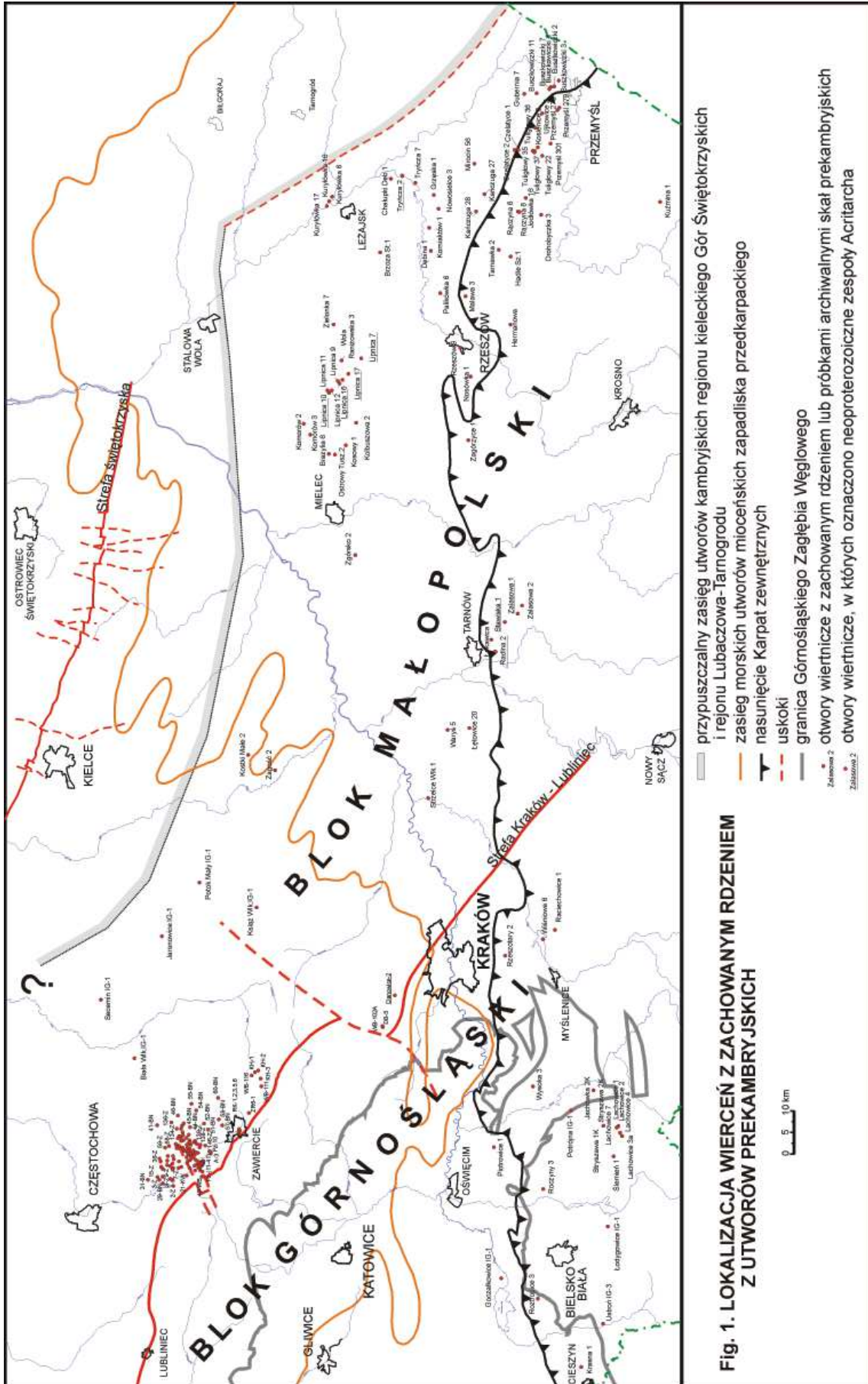
Najstarszymi skałami rozpoznanymi na bloku małopolskim, występującymi pod różnowiekowymi osadami (ordowik po paleogen), są anchimetamorficzne skały ilasto-mułowcowo-piaszczyste z wkładkami zlepieńców bądź żwirowców piaszczystych. Skały te mają różne barwy, od zielono-szarych, szaro-popielatych po wiśniowo-brunatne. Upady warstwowania mierzone w rdzeniach wahają się od kilkunastu do 90° (w tym samym otworze), przy czym zaznacza się przewaga upadów stromych, powyżej 50°. W niektórych rdzeniach widoczne są przeguby fałdów. W skałach tych zaznacza się lokalnie słaby metamorfizm (facja zieleńcowa), pojawia się też stromy kliważ niezgodny z warstwowaniem. Badane utwory uległy miejscami fyllityzacji, zwłaszcza skały ilasto-mułowcowe.

Skały tego rodzaju, o charakterze fliszowym, rozpoznano w ponad 300 otworach wykonanych w zachodniej i południowej części bloku małopolskiego, w obszarze na południe od rejonu kieleckiego Gór Świętokrzyskich i na zachód od rejonu

Tarnogrodu–Lubaczowa. Pozycja stratygraficzna tych skał jest niejasna. Nie zawierają one makroszczałków organicznych. Początkowo uważano je za wendyjskie (SAMSONOWICZ 1955; GŁOWACKI i KARNKOWSKI 1963; JURKIEWICZ 1975; KARNKOWSKI 1977; KOWALCZEWSKI 1981) i porównywano z wendyjskimi fyllitami Dobrudży (GŁOWACKI i KARNKOWSKI 1963). Skały te rozpoznane w podłożu Niecki Nidziańskiej i w rejonie Żarek–Myszkowa, gdzie zaliczono je do dolnego kambru (KOWALCZEWSKI 1990). W tym miejscu warto przypomnieć, że wiek cyrkonu z tufitowego przeławienia w tych skałach (otwór Książ Wielki IG 1) oznaczono metodą U-Pb na 549 ± 3 Ma (COMPSTON i in. 1995). Anchimetamorficzne skały, leżące pod udokumentowanymi skałami ordowiku, z krawędziowej południowo-zachodniej części bloku małopolskiego i Niecki Nidziańskiej zaliczone zostały przez BUŁĘ (2000) do wendukambru dolnego.

W ostatniej dekadzie przeprowadzone zostały badania palinologiczne na próbkach skał anchimetamorficznych, rozpoznanych w kilkudziesięciu otworach usytuowanych w centralnej, południowej i zachodniej części bloku małopolskiego. Pozytywne wyniki uzyskano tylko w następujących otworach: Lipnica 7, 10, 16, 17, Tryńcza 2, Zalasowa 1, Radlna 2, Stawiska 1 oraz Cianowice 2 (MORYC i JACHOWICZ 2000; JACHOWICZ i in. 2002) (Fig. 1).

W badanych profilach udokumentowano dobrze zachowane zespoły mikroskamieniałości organicznych. W uzyskanych asocjacjach występują proste sferyczne formy, bez ornamentacji, należące do rodzaju *Leiosphaeridia* oraz proste nitkowate formy reprezentujące fragmenty kopalnych sinic. Podobne, słabo zróżnicowane rodzajowo i gatunkowo zespoły mikroflory znane są z utworów proterozoicznych (HOFFMAN i JACKSON 1994; JANKAUSKAS 1989; KNOLL 1996). W analizowanym materiale nie występują taksony akritarch stwierdzane w utworach dolnopaleozoicznych bloku małopolskiego i górnośląskiego (JACHOWICZ 1994; BUŁA i JACHOWICZ 1996; DZIADZIO i JACHOWICZ 1996; JACHOWICZ 2005). Na obecnym etapie badań skały anchimetamorficzne występujące na bloku małopolskim należy uznać za neoproterozoiczne (ediakar).



LITERATURA

- BULA Z. 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **171**, 1-63.
- BULA Z. i JACHOWICZ M. 1996. The Lower Paleozoic sediments in the Upper Silesian Block. *Geological Quarterly*, **40**, 299-336.
- BULA Z., JACHOWICZ M. i ŻABA J. 1997. Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). *Geological Magazine*, **133**, 669-677.
- BULA Z. i ŻABA J. 2005. Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. W: JURECZKA J., BULA Z. i ŻABA J. (red.) *Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim*, Przewodnik 76 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Rudy k/Rybni-ka, 14-42.
- COMPSTON S., CAMBRIDGE M.S., REINFRANK R.F., MOCZYDŁOWSKA M., VIDAL G. i CLAESSON S. 1995. Numerical ages of volcanic and earliest faunal zone with the Late Precambrian of the east Poland. *Journal of the Geological Society, London*, **152**, 599-511.
- DUDEK A. 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozprawy Československé Akademie Věd, Řada matematických a přírodních Věd*, **90**, 1-85.
- DZIADZIO P. i JACHOWICZ M. 1996. Budowa podłoża utworów mioceńskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. *Przeгляд Geologiczny*, **44**, 1124-1130.
- GŁOWACKI E. i KARNKOWSKI P. 1963. Porównanie górnego prekambriu (ryfeju) przedgórza Karpat środkowych z serią zielonych łupków Dobrudży. *Kwartalnik Geologiczny*, **7**, 187-195.
- HOFFMAN H.J. i JACKSON G.D. 1994. Shale-facies microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Balfin Island, Canada. *The Paleontological Society*, 1-35.
- JACHOWICZ M. 1994. O występowaniu mikroskamieniałości grupy *Acrirarcha* w utworach starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Przeгляд Geologiczny*, **42**, 631-637.
- JACHOWICZ M. 2005. Ordowickie akritarchy bloku górnośląskiego. *Przeгляд Geologiczny*, **53**, 756-762.
- JACHOWICZ M., ŻELAŻNIEWICZ A., BULA Z., BOBIŃSKI W., HABRYN R., MAĆKOWIAK M. i ŻABA J. 2002. Geneza i pozycja stratygraficzna podkambryjskich i podordowickich anchimetamorficznych skał w południowej Polsce – przedpole orogenu neoproterozoicznego? *Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu*.
- JANKAUSKAS T.W. 1989. Mikrofossilii dokiembria SSSR, 1-190. Nauka. Moskwa.
- JURKIEWICZ H. 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **283**, 5-100.
- KARNKOWSKI P. 1977. Wgłębne podłoża Karpat. *Przeгляд Geologiczny*, **25**, 289-297.
- KNOLL A.H. 1996. Chapter 4. Archean and Proterozoic paleontology. W: JANSONIUS J. i MCGREGOR D.C. (red.) *Paly-nology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Paly-nologists Foundation, **1**, 51-80.
- KOWALCZEWSKI Z. 1981. Litostratygrafia wendy w Górach Świętokrzyskich i niecce miechowskiej. W: ŻAKOWA H. (red.) *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce*, 7-19.
- KOWALCZEWSKI Z. 1990. Grubookruchowe skały kambriu na środkowym południu Polski (litostratygrafia, tektonika, paleogeografia). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **131**, 1-82.
- MORYC W. i JACHOWICZ M. 2000. Utwory prekambryjskie w rejonie Bochnia-Tarnów-Dębica. *Przeгляд Geologiczny*, **48**, 601-606.
- POZARYSKI W. 1990. Kaledonidy Środkowej Europy – orogenum przesu-wczym złożonym z terranów. *Przeгляд Geologiczny*, **38**, 1-9.
- POZARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P. i MORYC W. 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prze-gład Geologiczny*, **40**, 643-651.
- SAMSONOWICZ J. 1955. O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce. *Prze-gład Geologiczny*, **3**, 558-559.

Wstępne wyniki badań palinologicznych utworów kambru dolnego i dewonu dolnego w otworze wiertniczym Trojanowice 2

Monika JACHOWICZ¹, Paweł FILIPIAK²

¹Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec
monika.jachowicz@pgi.gov.pl

²Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; filipiak@us.edu.pl

Otwór wiertniczy Trojanowice 2 został wykonany w 2006 roku w ramach zadania realizowanego przez Państwowy Instytut Geologiczny pt. „Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski”. Położony jest on blisko północnej granicy Krakowa, w miejscowości Zielonki. Pod względem geologicznym leży na północnym przedłużeniu zrębu Rzeszotar utworzonego z archaicznych skał krystalicznych, na których lokalnie zalegają utwory dolnokambryjskie. Zrąb Rzeszotar zlokalizowany jest w południowo-wschodniej części bloku górnośląskiego.

W otworze Trojanowice 2 pod mioceniem i jurą natrafiono na węglanowe utwory dewonu środkowego i/lub górnego (312–519 m), klastyczne skały dewonu dolnego (519–557 m) oraz ilasto-mułowcowe utwory kambru dolnego (557–602 m), w których zakończono wiercenie.

Przeprowadzone badania palinologiczne w skałach kambryjskich wykazały obecność licznych, dobrze zachowanych zespołów Acritarcha. W uzyskanych asocjacjach dominują rodzaje *Leiosphaeridia*, *Tasmanites*, *Granomarginata*, *Leiovalia* i *Ceratophyton*. Podobne zespoły mikroflory opisane zostały z najstarszych ogniw kambru dolnego (poziomy *Sabellidites* i *Platysolenites*) platformy wschodnioeuropejskiej i bloku górnośląskiego (JANKAUSKAS i LENDZION 1992; BUŁA i JACHOWICZ 1996). Cechy litologiczne i zespoły mikroflorystyczne wskazują, że w otworze Trojanowice 2 nawiercono fragment spągowego odcinka profilu formacji z Borzęt (BUŁA i JACHOWICZ 1996; BUŁA 2000), której pełniejsze profile rozpoznano wierceniami Borzęta IG 1, Rajbrot 1 i Rajbrot 2 (JACHOWICZ i MORYC 1995; BUŁA i JACHOWICZ 1996).

Skały klastyczne dewonu dolnego rozpoznano w przedziale głębokościowym 519–557 m.

Od głębokości 557 m następuje ostra zmiana zespołu mikroflory. Występujące gatunki wskazują na dewon dolny – ems. Oznaczono taksony indeksowe dla poziomu *annulatus–sextantii* oraz zespół miospor charakterystycznych (RICHARDSON i MCGREGOR 1986), m.in. *Acinosporites lindlarensis*, *Apiculiretusispora plicata*, *Dibolisporites echinaceus*, *D. eifeliensis*, *Emphanisporites annulatus* i *E. schultzei*. Powyżej serii jasnych piaskowców pojawiają się miospory młodsze z mikroflorystycznego poziomu *douglastownense–eurypterota*, z charakterystycznymi dużymi taksonami z rodzaju *Grandispora* oraz z kotwicowatymi wyrostkami (*Ancyrospora* i *Hystricosporites*). Stratygraficznie zona ta obejmuje strefę pograniczną emsu i eiflu. Tuż przed granicą klastyków z dolomitami pojawiają się sporadycznie taksony podobne do indeksowych dla kolejnej zony mikroflorystycznej (*velatus–langii*) z eiflu. Konieczne jest jednak przeprowadzenie większej ilości badań dla potwierdzenia tego faktu. Obok licznej i zróżnicowanej taksonomicznie mikroflory pochodzenia lądowego oznaczono także niektóre, występujące tu bardzo rzadko akritarchy, skolekodonty (wskaźniki sedymentacji morskiej) oraz znacznie liczniejsze prazynofity. Podobne poziomy i zespoły mikroflorystyczne zostały wcześniej rozpoznane z równowiekowych utworów przez TURNAU (1974, 1986) z obszarów Bielska i radomskolubelskiego.

Badania palinologiczne przeprowadzone w otworze Trojanowice 2 stanowią podstawę do ustalenia granicy między podobnymi litologicznie utworami kambru i dewonu dolnego.

LITERATURA

- BUŁA Z. 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **171**, 1-63.
- BUŁA Z. i JACHOWICZ M. 1996. The Lower Paleozoic sediments in the Upper Silesian Block. *Geological Quarterly*, **40**, 299-336.
- JACHOWICZ M. i MORYC W. 1995. Platformowe utwory kambru dolnego z wierceń Rajbrot 1 i 2 na południe od Bochni. *Przegląd Geologiczny*, **43**, 935-940.
- JANKAUSKAS T.V. i LENDZION K. 1992. Lower and Middle Cambrian Acritarch-based biozonation of the Balic Syncline and adjacent areas (East European Platform). *Przegląd Geologiczny*, **40**, 519-525.
- RICHARDSON J.B. i MCGREGOR D.C. 1986. Silurian and Devonian spores zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, **364**, 1-79.
- TURNAU E. 1974. Microflora from core samples of some Palaeozoic sediments from beneath the flysch Carpathians (Bielsko-Wadowice Area, Southern Poland). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **44**, 143-169.
- TURNAU E. 1986. Lower to Middle Devonian spores from the vicinity of Pionki (Central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **46**, 311-353.

Zapis zdarzeń biotycznych na pograniczu frańsko-fameńskim w Płuckach koło Łagowa

Katarzyna JANISZEWSKA¹, Piotr SZREK², Tatiana WORONCOWA-MARCINOWSKA³

¹⁻²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

¹kasiajaniszewskageo@wp.pl, ²piotr.szrek@uw.edu.pl

³Muzeum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

tatiana.woroncowa-marcinowska@pgi.gov.pl

Ciemne wapienie bitumiczne na południowym zboczu doliny Łagowicy znane były już Czarnockiemu na początku lat dwudziestych XX wieku, o czym świadczą oznaczone próby skalne wapienia facji Kellwasser, znajdujące się w zbiorach Muzeum Geologicznego PIG w Warszawie. Pierwsze wzmianki w literaturze o profilu znajdujemy jednak u WOLSKIEJ (1967), dotyczą one konodontów, i u MAKOWSKIEGO (1971) na temat głowonogów. Kamieniem milowym w badaniach tego profilu jest praca RACKIEGO i in. (2002), którzy rozpatrywali cały profil dewonu górnego południowej Polski (m.in. Płucki) pod kątem zagadnień stratygraficznych, geochemicznych i facjalnych. Ta sukcesja była również badana przez DZIKA (2002), który dokonał rekonstrukcji aparatów konodontowych, a także oznaczył goniatyty. WORONCOWA-MARCINOWSKA (2002, 2006), badając okazy goniatyty z kolekcji Muzeum PIG, w celu określenia ich wieku oznaczyła konodonty pochodzące z próbek skalnych towarzyszących prawie każdemu okazowi goniatyta. Faunę kręgowców z Płucek opisywali dotychczas IVANOV i GINTER (1997) oraz GINTER (2002), a temat ten jest obecnie kontynuowany przez jednego z autorów (PS).

Sukcesja osadów górnodewońskich w okolicach Płucek obejmuje skały węglanowe, wśród których dominują wapienie margliste i łupki oraz wapienie, poczynając od górnej części franu (poziomu konodontowe: górny *rhenana* i *linguiformis*) po większą część famenu (o miąższości ponad 200 m). Charakterystyczne są dwa horyzonty wapieni wykształconych w facji Kellwasser: dolny (LKW) i górny (UKW), które są obecnie przedmiotem szczegółowych badań stratygraficznych z wykorzystaniem konodontów.

Za początek opisywanej sukcesji przyjęto odsłonięcie we wsi Płucki. Z pobranych z profilu prób, analizie poddano elementy platformowe. Stwierdzono występowanie następujących taksonów: *Palmatolepis hassi*, *P. rotunda*, *Ancyrodella lobata*, *A. nodosa*, *Ancyrognathus triangularis*, *Icriodus alternatus alternatus*, *I. symmetricus*, *Polygnathus webbi* i *P. procerus*. Na podstawie tego zespołu wiek utworów określono na odpowiadający górnemu poziomowi *rhenana*. Przeprowadzona dodatkowo analiza biofacji konodontowych (Fig. 1) wykazała zaznaczający się w warstwie 4 wyraźny wzrost frekwencji

ikriodusów w stosunku do palmatolepisów. Zmiana ta może być wiązana ze spłyconiem we wczesnej dobie *rhenana*, interpretowanym jako wynik eustatycznych zmian poziomu morza (SZULCZEWSKI 1989). Wykształcenie facjalne czarnego, bitumicznego wapienia głowonogowego (warstwa 4) oraz oznaczony na podstawie konodontów wiek utworów w profilu tego odsłonięcia odpowiadają pozycji horyzontu dolnego wapienia Kellwasser (LKW) (ZIEGLER i SANDBERG 1990). Ponadto w całym profilu stwierdzono występowanie licznych ichtiolitów: zębów i łusek rekinów oraz ryb kostnoszkieletowych, które będą przedmiotem szczegółowych badań.

Wyższa część profilu, zawierająca horyzont UKW, znajduje się około 200 m na południowy wschód od pierwszego odsłonięcia z horyzontem LKW. Wyniki przeprowadzonych wcześniej badań (WORONCOWA-MARCINOWSKA 2006), z uwzględnieniem dodatkowo pobranych w 2006 r. prób konodontowych, ilustruje Fig. 2. Oznaczenia konodontów pochodzących z próbek z kolekcji goniatyty H. Makowskiego (Muz. PIG 175. II.) i bezpośrednio z warstw profilu, a także porównanie ich litologii wskazują, iż okazy zebrane przez Makowskiego pochodzą z dolnej części warstwy 4 i, być może, z warstwy 3. Konodonty z warstw 3-4 (próbki 19, 18, 12a, 12) wskazują na poziom *linguiformis*. Są to w większości gatunki frańskie z rzadkimi *Palmatolepis triangularis* morph. 1 i 2. Natomiast w próbach 13a i 13 wśród palmatolepisów dominują *P. triangularis* obu morfotypów i spora ilość ikriodusów. Na poziomie próby 14 pojawiają się pierwsze fameńskie *P. delicatula* i formy bliskie *P. subperlobata* (14a). Granica franu i famenu biegnie zatem wewnątrz wapieni bitumicznych, pomiędzy próbami 12 i 13a (por. Fig. 2). Z badań statystycznych wynika, że na pograniczu franu i famenu gwałtownie spada liczba przedstawicieli frańskich palmatolepisów przy jednoczesnym wzroście liczby *P. triangularis* i *Icriodus*. Podobna zmienność notowana jest w profilu Sessaker Reńskich Gór Łupkowych (SCHÜLKE 1998). Praktycznie we wszystkich warstwach profilu, w residuum próbek na konodonty spotykane są tentakulitoidy, spikule gąbek krzemionkowych, łuski ryb, protokonchy goniatyty i liczne *Leiospheridia*; w próbkach 15b i 20 szczątki te występują masowo.

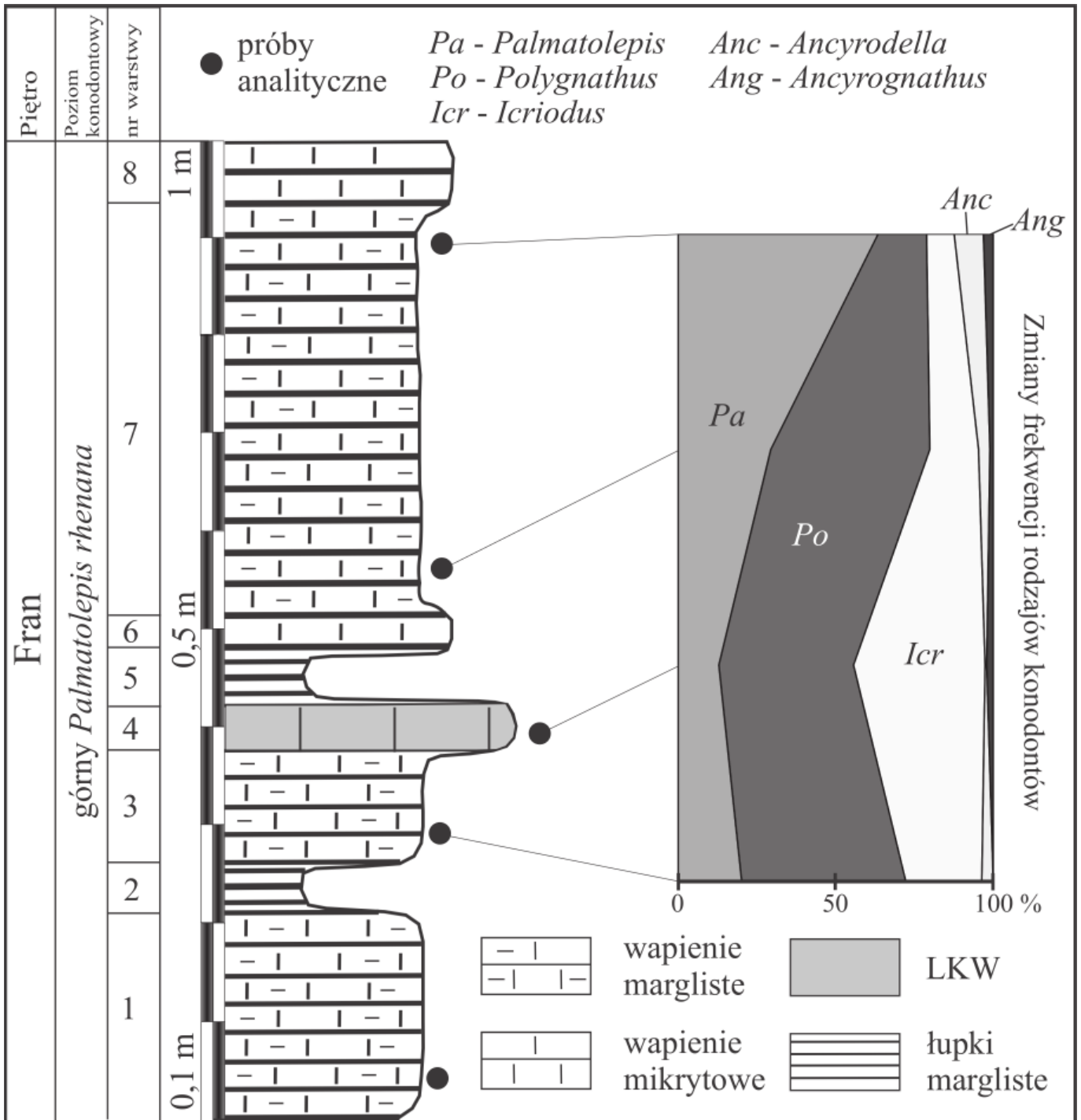


Fig. 1. Zmiany frekwencji rodzajów konodontów w profilu odsłonięcia dolnego horyzontu wapienia Kellwasser w Płuckach

Najbogatsze w całej sukcesji występowanie skamieniałości kręgowców zostało stwierdzone w obrębie horyzontu UKW. Przebadano plakodermy w osadach pogranicza franu i famenu Płuck w górnym horyzoncie Kellwasser (UKW). Stwierdzono obecność przedstawicieli rodzajów *Dunkleosteus*, *Pachyosteus*, *Eastmanosteus*, *Brachyosteus* i *Heinzichthys*, którzy byli aktywnymi drapieżnikami polującymi na nekton oraz prowadzących przydenny tryb życia przedstawicieli rodzaju *Aspidichthys*. Spośród tego zespołu, rodzaj *Aspidichthys* nie został

stwierdzony powyżej granicy franu z famenem (patrz SZREK 2007). Wśród zebranego materiału plakodermowego obecne są również szczątki szkieletu wewnętrznego, takie jak kapsuła nosowa, fragmenty puszki mózgowej, elementy pasa barkowego, które zbudowane są ze zwapniałej chrząstki i zachowują się w stanie kopalnym niezwykle rzadko. Biorąc pod uwagę doskonały stan zachowania takich skamieniałości wydaje się, że wszelkie szczątki po śmierci musiały być szybko pogrzebane, a osad nie był penetrowany przez padlinożerców.

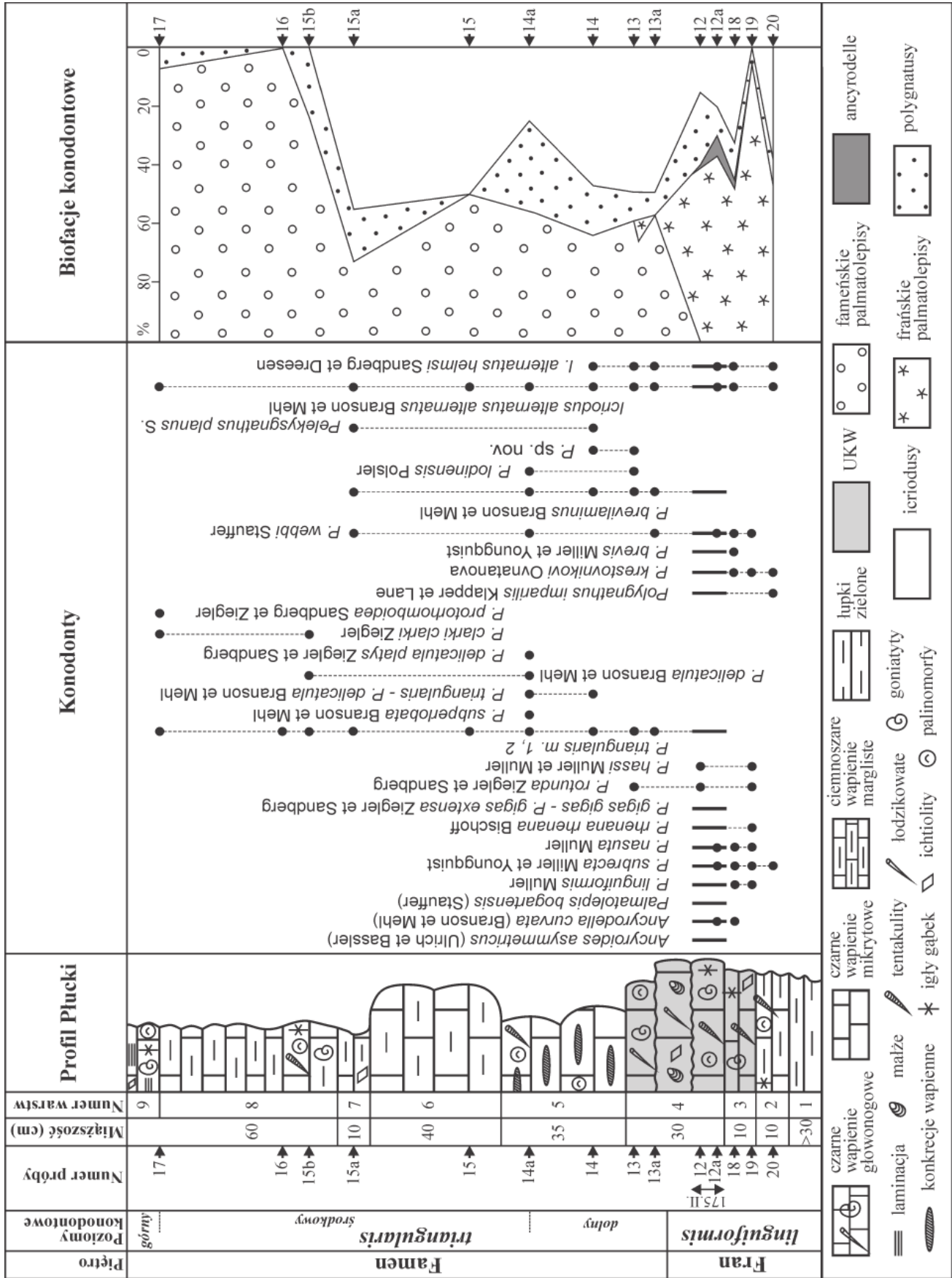


Fig. 2. Występowanie konodontów i zmiany ich frekwencji w profilu Plucki na pograniczu franu i famenu

LITERATURA

- DZIK J. 2002. Emergence and collapse of the Frasnian conodont and ammonoid communities in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 565-650.
- GINTER M. 2002. Chondrichthyan fauna of the Frasnian-Famennian boundary beds in Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 329-338.
- IVANOV A. i GINTER M. 1997. Comments on the Late Devonian placoderms from the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, **42**, 413-426.
- MAKOWSKI H. 1971. A contribution to the knowledge of Upper Devonian ammonoids from the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **21**, 131-136.
- RACKI G., RACKA M., MATYJA H. i DEVLEESCHOUWER X. 2002. The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 251-297.
- SZREK P. 2006. Zróżnicowanie facjalne a skamieniałości późnodewońskich plakodermów w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 521-524.
- SZREK P. 2007. Ryby pancerne a zapis górnego zdarzenia Kellwasser w Płuckach koło Łagowa. *Niniejszy tom*, 133-134.
- SZULCZEWSKI M. 1989. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu i famenu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **37**, 551-557.
- WOLSKA Z. 1967. Górno-dewońskie konodonty z południowo-zachodniego regionu Gór Świętokrzyskich. *Acta Palaeontologica Polonica*, **12**, 363-435.
- WORONCOWA-MARCINOWSKA T. 2002. Goniatyty i konodonty późnego franu Gór Świętokrzyskich podczas biozdarzeń Kellwasser. W: FEDOROWSKI J. (red.) *Abstracts. XVIII Konferencja Naukowa Paleontologów, PTG, Poznań 26-28.09.2002*, 37-38.
- WORONCOWA-MARCINOWSKA T. 2006. Upper Devonian goniatites and co-occurring conodonts from the Holy Cross Mountains: studies of the Polish Geological Institute collections. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **76**, 113-160.
- ZIEGLER W. i SANDBERG C.A. 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

Uwagi o rodzaju *Lewesiceras* (Pachydiscidae) ze środkowego i górnego turonu kamieniołomu Odra Nowa w Opolu

Adrian KIN

Stowarzyszenie Przyjaciół Nauk o Ziemi „Phacops”, ul. Targowa 29, 90-550 Łódź
amonit79@tlen.pl

Rodzaj *Lewesiceras* jest bardzo licznie reprezentowany w całej sekwencji turonu środkowego i górnego odsłoniętego w kamieniołomie Odra Nowa (Opole). Tradycyjnie znajdowane tam amonity klasyfikowane były jako dwa oddzielne gatunki; *L. peramplum* i *L. mantelli* (TARKOWSKI 1991; WALASZCZYK 1992; KACZOROWSKI 1997). Wstępna analiza bardzo bogatego materiału zebranego na obszarze opolskim sugeruje jednak, iż mogą one reprezentować jeden gatunek o znacznej zmienności ekofenotypowej.

Zebrany materiał (187 okazów) występuje we wszystkich trzech ogniwach litostratygraficznych odsłoniętych w kamieniołomie Odra Nowa (ALEXANDROWICZ 1974): w marglach ilastych dolnych i marglach dolnych (reprezentujących dolny i środkowy turon) oraz w wapieniach marglistych (należących do turonu górnego). W badanym materiale dominują formy odznaczające się niewielkimi lub umiarkowanie dużymi średnicami (20–350 mm – 122 okazy); rzadziej występują okazy o dużych i bardzo dużych średnicach (> 350 mm – 65 okazów). Okazy pochodzące zarówno z margli jak i z wapieni marglistych wykazują zbliżoną ornamentację zwojów wewnętrznych. Na podstawie precyzyjnego usytuowania poszczególnych okazów w profilu stwierdzono współwystępowanie obydwu morfotypów (form odpowiadających *L. peramplum* i *L. mantelli*) w zmiennych proporcjach (margle ilaste dolne – 2:1; margle

dolne – 2:1; wapienie margliste – 1:4). W obu ogniwach marglistych wśród okazów o niewielkich średnicach (< 100 mm) przeważają formy, które posiadają cechy ornamentacji *L. peramplum*, natomiast w ogniwie wapiennym przeważają okazy o cechach ornamentacji charakterystycznych dla *L. mantelli*, odznaczające się wzmocnionym urzeźbieniem (obecność wydatniejszych guzków i/lub kołców w części umbilikalnej oraz niemal całkowity brak przewężeń) i redukcją liczby żeber interkalarnych. Powody środowiskowe powodujące obserwowane zmiany fenotypowe mogły być różne, spowodowane np. presją ze strony wyspecjalizowanych drapieżników (TRUSSELL 2000a, b; TRUSSELL i SMITH 2000). Zróżnicowanie biometryczne widoczne jest także wśród okazów o bardzo dużych średnicach (> 500 mm – 26 okazów) w postaci modyfikacji określonych parametrów morfologicznych (stopnia ewolucyjności, kształtu przekroju zwojów zewnętrznych oraz w tempie zaniku ornamentacji). Istotny jest fakt, że formy o bardzo dużych średnicach występują przeważnie w kompleksie margli dolnych, co może to wskazywać na zjawisko dryfu pośmiertnego (LEHMANN 1981; WESTERMANN 1996).

W oparciu o analizę paleontologiczną, paleoekologiczną i biostratygraficzną można zatem sądzić, że rodzaj *Lewesiceras*, występujący w kamieniołomie Odra Nowa, reprezentuje jeden gatunek o znacznej zmienności ekofenotypowej.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S. 1974. Lithostratigraphical division of the Upper Cretaceous deposits in the Opole Basin. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, série sciences de la terre*, **21**, 187-198.
- KACZOROWSKI A. 1997. Amonity kredy opolskiej. Niepublikowana praca magisterska, Archiwum Wydziału Geologii, Uniwersytet Warszawski.
- LEHMANN U. 1981. The ammonites. Their life and their world, 1-197. Cambridge University Press. London and Edinburgh.
- TARKOWSKI R. 1991. Stratygrafia, makroskamieniałości i paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej. *Zeszyt Naukowy Akademii Górniczo-Hutniczej*, **51**, 1-132.
- TRUSSELL G.C. 2000a. Phenotypic clines, plasticity, and morphological trade-offs in an intertidal snail. *Evolution*, **54**, 151-166.
- TRUSSELL G.C. 2000b. Predator-induced morphological trade-offs in latitudinally-separated populations of *Littorina obtusata*. *Evolutionary Ecology Research*, **2**, 803-822.
- TRUSSELL G.C. i SMITH L.D. 2000. Induced defenses in response to an invading crab predator: An explanation of historical and geographic phenotypic change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **97**, 2123-2127.
- WALASZCZYK I. 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, **42**, 1-122.
- WESTERMANN G.E.G. 1996. Ammonoid life and habitat. W: LANDMAN N.H., TANABE K. i DAVIS R.A. (red.) Ammonoid Paleobiology. Plenum Press, New York, 607-707.

Mesolimulus (Xiphosurida) z górnego tytonu Polski centralnej

Adrian KIN, Katarzyna ŻYŁA

Stowarzyszenie Przyjaciół Nauk o Ziemi „Phacops”, ul. Targowa 29, 90-550 Łódź
amonit79@tlen.pl

W wapieniach pelitowych należących do formacji keyńskiej (górnego tytonu), reprezentujących poziom *Zaraiskites scythicus* (podpoziom *Scythicus* i horyzont *Zaraiskensis* – ZIELIŃSKA 2003; SALAMON i in. 2006) odsłoniętych w kamieniołomie Sławno-Owadów k./Tomaszowa Mazowieckiego, znaleziony został doskonale zachowany okaz *Mesolimulus* sp. (Fig. 1), który jest pierwszym znanym z górnej jury Polski przedstawicielem rzędu Xiphosurida. Okaz zachowany jest jako kompletna prosoma i opisthosoma, a brak telsonu (kolca ogonowego) jest przypuszczalnie spowodowany uszkodzeniem mechanicznym. Stan zachowania okazu umożliwił przeprowadzenie dokładnej analizy biometrycznej wszystkich elementów anatomicznych egzozoskieletu wchodzących w skład prosomy i opisthosomy (STÖRMER 1955; BERGSTRÖM 1975). Analiza ta wykazała wyraźne podobieństwo badanego okazu *Mesolimulus* sp. z gatunkiem *Mesolimulus walchi*, znanego z górnokimerydzkich wapieni pelitowych z Nusplingen oraz z tytońskich wapieni litograficznych w Solnhofen (SCHWEIGERT i DIETL 2002), niemniej pewne cechy morfologiczne (m.in. elementy opisthosomy – wyraźna oddzielność strefy posterialnej i dwa wydane kolce wieńczące strefę wokół telsonu) sugerują, że potencjalnie może to być nowy gatunek.

Wśród występujących obecnie czterech gatunków przedstawicieli Xiphosurida (należących do rodzajów: *Limulus*, *Mesolimulus*, *Tachypleus* i *Carcinoscorpius*), wszystkie są charakterystyczne dla umiarkowanie głębokich lub płytkich stref morskich, rozlokowanych wzdłuż wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej (*Limulus*) i południowo-wschodniego wybrzeża Azji (*Carcinoscorpius*), a także wykazują wysoką tolerancję na zmiany poziomu zasolenia zamieszkiwanych obszarów (SCHUSTER 1982; WALLS i in. 2002) – u azjatyckiego

gatunku *C. rotundicaudata* zaobserwowano nawet zjawisko okresowych migracji w górę delt rzecznych (STÖRMER 1952).

Środowisko powstawania wapieni pelitowych z kamieniołomu Sławno-Owadów pozostaje nierozstrzygnięte – wśród niemal monotypowej fauny zdominowanej w 95% przez oportunistyczne formy *Corbula* sp. (LEWY i SAMTLEBEN 1979) brak jest przedstawicieli fauny słodkowodnej świadczącej o braku brzoźności środowiska oraz cech sedimentologicznych (np. autigenicznych kryształów gipsu), wskazujących na warunki hipersalinarnie. Na podstawie analizy następstw asocjacji faunistycznych w całym profilu utworów węglanowych odsłoniętych w kamieniołomie Sławno-Owadów można przypuszczać, że w sukcesji, na którą się składają trzy kompleksy litologiczne (ZIELIŃSKA 2003), zaznaczył się prawdopodobnie cykl regresywny. Gruboławicowe wapienie pelitowe (kompleks A – ZIELIŃSKA 2003) odsłaniające się w spągu kamieniołomu zawierają skamieniałości wskazujące na warunki pełnomorskie, m.in. liczne amonity; fauna w wyżej leżących gruboławicowych pelitach (kompleks B – ZIELIŃSKA 2003) jest już znacznie zubożona (prawie wyłącznie organizmy epifaunalne) i świadczy o dość płytkim i spokojnym środowisku sedimentacji i częściowej izolacji od otwartego morza (bardzo rzadkie amonity). Na tej podstawie można przypuszczać, że występujące w stropowej części profilu kamieniołomu Sławno-Owadów wapienie pelitowe (tzw. „wapienie korbulowe” należące do kompleksu C – ZIELIŃSKA 2003), w których znaleziony został *Mesolimulus* sp., powstawały w płytkim zbiorniku (?lagunie) o bardzo ograniczonym połączeniu z otwartym morzem (na stałą bliskość otwartego zbiornika morskiego wskazuje incydentalne znalezisko amonita z rodzaju *Zaraiskites* – ZIELIŃSKA 2003).

LITERATURA

- BERGSTÖM, J. 1975. Functional morphology and evolution of xiphosurids. *Fossils and Strata*, **4**, 291-305.
- LEWY Z. i SAMTLEBEN CH. 1979. Functional morphology and palaeontological significance of the conchiolin layers in corbulid pelecypods. *Lethaia*, **12**, 341-351.
- SALAMON M., ZATOŃ M., KIN A. i GAJERSKI A. 2006. Tithonian (Upper Jurassic) crinoids from Central Poland. *Freiberger Forschungshefte*, **29**, 29-38.
- SCHUSTER C.N., JR. 1982. A pictorial review of the natural history and ecology of the horseshoe crab, *Limulus polyphemus*, with reference to other Limulidae. *Physiology and Biology of Horseshoe Crabs: Studies on Normal and Environmentally Stressed Animals*, 1-167.

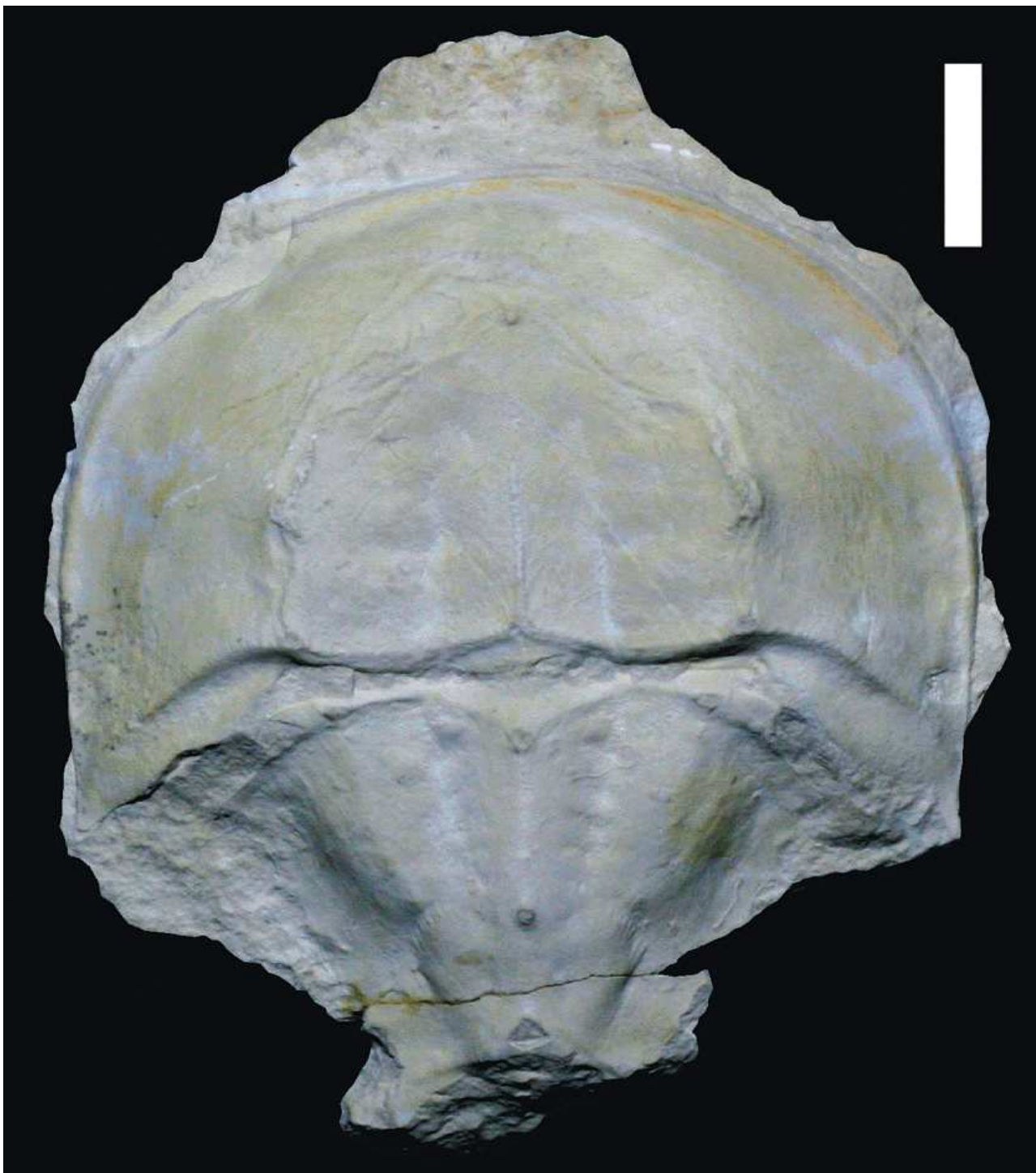


Fig. 1. *Mesolimulus* sp. z kamieniołomu Sławno-Owadów k./Tomaszowa Mazowieckiego, jura – górny tyton. Skala = 1 cm

- SCHWEIGERT G. i DIETL, G. 2002. Miscellanea aus dem Nusplinger Plattenkalk (Ober-Kimmeridgian, Schwäbische Alb), 4. Limuliden. *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines N.F.*, **84**, 323-331.
- STÖRMER L. 1952. Phylogeny and taxonomy of fossil horseshoe crabs. *Journal of Paleontology*, **26**, 630-640.
- STÖRMER L. 1955. Merostomata. W: MOORE R.C. (red.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part P, Arthropoda*, University of Kansas and Geological Society of America, **2**, 4-41.

- WALLS E.A., BERKSON J. i SMITH S.A. 2002. The horseshoe crab, *Limulus polyphemus*: 200 million years of existence, 100 years of study. *Reviews in Fisheries Science*, **10**, 39-73.
- ZIELIŃSKA M. 2003. Ewolucja środowiska węglanowej sedymentacji późnego tytonu w profilu kamieniołomu Sławno-Owadów w Synklinie Tomaszowskiej. Niepublikowana praca magisterska, Archiwum Wydziału Geologii, Uniwersytet Warszawski.

Paleoekologia wczesnokredowych koralowców i raf: przykłady z Bułgarii i Rumunii

Bogusław KOŁODZIEJ¹, Ioan I. BUCUR², Vyara IDAKIEVA³, Marin IVANOV⁴, Vassil ZLATARSKI⁵

¹Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków
bogdan@ing.uj.edu.pl

²Department of Geology-Paleontology, Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca, Rumunia
ibucur@bioge.ubbcluj.ro

³⁻⁴Department of Geology and Paleontology, Sofia University, Bułgaria
³*idakieva@gea.uni-sofia.bg*, ⁴*mivanov@gea.uni-sofia.bg*

⁵131 Fales Rd., Bristol, RI 02809, USA; *vzlatarski@yahoo.com*

Trendy ewolucyjne koralowców Scleractinia oraz innych organizmów ekosystemów rafowych spowodowały, że ekologia raf współczesnych w wielu aspektach różni się od ekologii raf kopalnych. Redukcja skleraktinii z nagą ścianą epitekalną, wzrost integracji kolonii oraz wzrost efektywności symbiozy z zooxantellami to ewolucyjne innowacje umożliwiające silny rozwój współczesnych raf w wysokoenergetycznych środowiskach oligotroficznym (np. RONIEWICZ 1996; WOOD 1999). Rify powstają obecnie również w wodach o zwiększonej sedymentacji silikoklastycznej, z czym często wiąże się obecność takich czynników stresowych jak zmniejszenie naświetlenia w wyniku zamulenia wody, miękkie, niestabilne podłoże oraz eutrofizacja. Zdaniem SANDERSA i BARON-SZABO (2005), pomimo wzrostu efektywności symbiozy między skleraktiniami a zooxantellami, od późnej kredy można zaobserwować wzrost zespołów przystosowanych do środowisk marginalnych i silikoklastycznych. W Polsce przykładem wczesnokredowych koralowców (nietworzących budowli) reprezentujących takie środowisko są zróżnicowane taksonomicznie koralowce z warstw grodziskich z Karpat zewnętrznych (MORYCOWA 1964).

Urgoński kompleks (barrem – dolny apt) z centralnej Bułgarii (pomiędzy Łoweczem i Wielkim Tyrnowem) zawiera liczne i zróżnicowane koralowce, często tworzące budowle w osadach marglistych (IDAKIEVA i IVANOV 2002). Około 100 gatunków zostało dotychczas opisanych przez badaczy bułgarskich (m.in. V. Zlatarski, V. Tchechmedjieva, V. Idakieva). Wiele z tych gatunków występuje również w budowlach w obrębie wapieni, wskazując na ich dużą tolerancję ekologiczną. Kolonie są zwykle niewielkie, co sugeruje, że przyczyną śmierci były częste epizody zwiększonej depozycji. Potwierdza to również brak lub nieliczne drażenia oraz inkrustacje na górnych powierzchniach kolonii (w przeciwieństwie do dolnych, kryptycznych partii kolonii inkrostowanych przez liczne organizmy heterotroficzne). Większe kolonie wykazują anomalie wzrostu związane z zasypywaniem marginalnych partii

kolonii oraz reorientację kierunku wzrostu spowodowaną przewracaniem kolonii. Obecność stosunkowo licznych kolonii o pokroju płytowym i niskokopułowym w środowisku o zwiększonej sedymentacji można tłumaczyć przystosowaniem do innych warunków stresowych: mniejszego naświetlenia oraz miękkiego, niestabilnego podłoża. Niektóre sferoidalne cyatoforidy posiadały przypuszczalnie zdolność do okresowego przemieszczania się po podłożu (tzw. *rolling stones*). Pewne taksony, jak hydnoforoidalno-meandroidalne fawidy posiadały większą plastyczność morfologiczną, sprzyjającą wzrostowi w warunkach zwiększonej depozycji. Obecność drobnogązkowych kolonii zachowanych w pozycji wzrostu sugeruje, że w takim reżimie sedymentacyjnym tworzyły one budowle niskiego reliefu (*constratal growth fabric*), co ograniczało destrukcyjny wpływ epizodów wzrostu energii środowiska oraz działalność organizmów drążących. Koralowce osobnicze zwykle występują w zespołach zdominowanych przez jeden gatunek (np. *Montlivaltia multiformis*). Budowle rafowe występujące w obrębie wapieni powstawały w warunkach mniejszej sedymentacji i lepszego naświetlenia, na co wskazuje obecność fototroficznych mikroinkrusterów, glonów oraz mikrobialitów. Lokalnie z koralowcami występują rudysty, zwykle jednak tworzą biostromy z nielicznymi koralowcami lub pozbawionymi ich.

Zespoły koralowe zdominowane przez formy płytowe (lamelarne) znane są od triasu do dziś. Taki pokrój kolonii interpretowany jest często jako przystosowanie zooxantellowych skleraktinii do warunków słabszego naświetlenia, wynikającego z większych głębokości i/lub zamulenia wody (ROSEN i in. 2002). Spektakularny przykład tego rodzaju biokonstrukcji występuje w obrębie utworów górnego aptu w Karpatach Południowych (SW Rumunia). Koralowce o pokroju płytowym i talerzowatym stanowią 50–90% objętości dwóch litosomów o miąższościach 16–17 m i 38–42 m, rozciągających się na długości ok. 1100 m. Pojedyncze kolonie osiągają średnicę 8–50 cm oraz wysokość 1–15 cm. Zróżnicowanie taksono-

miczne jest niewielkie, dominują przedstawiciele podrzędu Microsoleniina i heterocenydy. Osad towarzyszący to szare bioklastyczne wakstony-greinstony, rzadziej margliste wapienie mikrytowe i margle. Bioklasty reprezentują szerokie spektrum organizmów, w tym organizmy fototroficzne (krasnorosty *Sporolithon rude*, *Polyastra alba* oraz problematyczne mikroorganizmy *Lithocodium-Bacinella*). Obecne są również naskorupienia mikrobialne, brak jest natomiast zielenic. Intensywność bioerozji jest umiarkowana do wysokiej. Analizowany zespół tworzył się przypuszczalnie na głębokości kilkudziesięciu metrów, w środowisku o niskiej energii, wolnym tempie sedymentacji i zwiększonej troficzności. Zasypanywanie, a następnie rejuwenizacja marginalnych partii niektórych kolonii dokumentują epizody zwiększonej depozycji.

Współczesne skleraktynie żyją w symbiotycznych związkach nie tylko z zamieszkującymi ich entodermę zooxantellami, ale również z mikroendolitycznymi glonami i grzybami penetrują-

cymi ich szkielet w tempie równym wzrostowi „gospodarza”. Uważa się, że endolityczne glony są neutralne, a być może nawet korzystne dla koralowców, dla glonów natomiast szkielet koralowców jest miejscem życia, wystarczająco naświetlonym dla przebiegu ich procesów życiowych. Inwazję endolitycznych grzybów obserwuje się szczególnie często w okresach choroby koralowców (np. GOLUBIC i in. 2005). Przypadek symbiotycznej (w szerokim znaczeniu tego terminu) asocjacji koralowo-mikroendolitycznej został stwierdzony w rafowych wapieniach dolnego aptu z Karpat Wschodnich w NE Rumunii. Kopalny zapis tego typu asocjacji jest sporadyczny (KOŁODZIEJ i RADTKE 1999). W analizowanym przypadku wyjątkowo duże rozmiary filamentów (średnica 30-100 μm) oraz ich impregnacja związkami żelaza sprzyjały ich zachowaniu się w szkielecie koralowców.

Badania wsparte grantem Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego (2P04D 028 29).

LITERATURA

- GOLUBIC S., RADTKE G. i LE CAMPION-ALSUMAR T. 2005. Endolithic fungi in marine ecosystems. *Trends in Microbiology*, **13**, 229-235.
- IDAKIEVA V. i IVANOV M. 2002. Coral buildups in the Smochan Formation (Urgonian, Lower Cretaceous) around Lovech (Central North Bulgaria). *Annuaire de l'Universite de Sofia „St. Kliment Ohridski”*, *Faculte de Geologie et Geographie, Livre 1 – Geologie*, **95**, 31-46.
- KOŁODZIEJ B. i RADTKE G. 1999. Relation of coral microstructure and microendoliths attack (Paleocene). *8th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Sendai, 1999, Abstracts*, 101.
- MORYCOWA E. 1964. Hexacoralla des couches de Grodziszcze (Néocomien Carpathes). *Acta Palaeontologica Polonica*, **16**, 1-114.
- RONIEWICZ E. 1996. Kierunki ewolucyjne w rozwoju koralowców sześciopromiennych (koralowce, parzydełkowce). *Kosmos*, **45**, 687-700.
- ROSEN B.R., AILLUD G.S., BOSELLINI F.R., CLACK N.J., INSALACO E, VALLDEPERAS F.X. i WILSON M.E.J. 2002. Platy coral assemblages: 200 million years of functional stability in response to the limiting effects of light and turbidity. *Proceedings 9th International Coral Reef Symposium, Bali, 2000*, **1**, 255-264.
- SANDERS D. i BARON-SZABO R.C. 2005. Scleractinian assemblages under sediment input: their characteristics and relation to the nutrient input concept. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **216**, 139-181.
- WOOD R. 1999. Reef Evolution, 1-414. Oxford University Press, Oxford.

Rekonstrukcja mioceńskich zbiorowisk roślinnych i warunków siedliskowych w rejonie Konina na podstawie flory karpologicznej z kopalni węgla brunatnego „Lubstów”

Rafał KOWALSKI

Muzeum Ziemi, Polska Akademia Nauk, Al. Na Skarpie 20/27, 00-488 Warszawa
r.kowalski@mz-pan.pl

Kopalnia „Lubstów” jest jedną z kopalni odkrywkowych w konińskim zagłębiu węgla brunatnego. W jej obrębie utworzy kenozoiku, o miąższości ponad 200 m występują w rowie tektonicznym, na utworach kampanu–mastrychtu. W złożu „Lubstów” znajdują się dwa pokłady węgla: dolny dochodzący do 50 m miąższości, zaliczany do II (łużyckiej) grupy pokładów, oraz pokład górny, do 15 m miąższości, z I (środkowopolskiej) grupy pokładów; oba pokłady przedzielają piaski (do około 8 m miąższości), z których pobrano szczątki roślinne do badań paleobotanicznych (KASIŃSKI 2004). Materiał badawczy stanowią dobrze zachowane szczątki owoców, nasion i szyszek.

Ogółem oznaczono ok. 180 okazów, które zaliczono do 22 taksonów kopalnych. Wśród nich 2 to gatunki nowe dla mioceńskiej flory Polski: *Cupressoconus rhenanus* (Cupressaceae) i *Cupressospermum saxonicum* (Geinitziaceae). Dominują

szczątki należące do rodzin Ericaceae, Pinaceae, Cupressaceae i Nupharaceae. Większość oznaczonych szczątków należy do drzew lub krzewów, typowych składników widnych lasów sosnowo-laurolistnych oraz torfowisk krzewiastych: *Pinus urani*, *Comarostaphylis globula* (Ericaceae), *Pirocarpella aquisgranensis* (Cyrillaceae), *Myrica* cf. *suppanii*, *Leucothoe lusatica* (Ericaceae) i *Corylopsis urselensis* (MAI 2001, 2004); wyraźna jest obecność roślin wodnych (*Nuphar canaliculata*, *Sparganium* aff. *camenzianum*). We florze kopalnej z Lubstowa dominują taksony paleotropikalne (53%). Skład taksonomiczny flory z Lubstowa wskazuje na jej przynależność do kompleksu florystycznego „Klettwitz” zony XII (MAI 2001). Roślinność kompleksu florystycznego „Klettwitz” wskazuje na klimat umiarkowany ciepły lub subtropikalny o średniej rocznej temperaturze 13–17° C i średnich rocznych opadach w przedziale 500–1500 mm (MAI 2001).

LITERATURA

- KASIŃSKI J.R. 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. Rów Lubstowa. W: PERYT T.M. i PIWOCKI M. (red.) Budowa Geologiczna Polski, Tom I, cz. 3a., 147-149. Państwowy Instytut Geologiczny.
- MAI H.D. 2001. Die mittelmiozänen und obermiozänen Floren aus der Meuroer und Raunoer Folge in der Lausitz. Teil II: Dicotyledonen. *Palaeontographica Abt. B*, **257**, 35-174.
- MAI H.D. 2004. Die miozänen und pliozänen Floren aus Nordostbrandenburg und Südwestmecklenburg. *Palaeontographica Abt. B*, **269**, 1-130.

Marginalno-morskie zespoły skamieniałości górnego syluru regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich i ich aplikacja do interpretacji środowisk sedymentacji

Wojciech KOZŁOWSKI

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

woko@uw.edu.pl

Terminem marginalno-morski (szeroko przyjętym w angielskiej literaturze geologicznej – ang. *marginal marine*), określa się zbiór środowisk pogranicza łądu i morza, charakteryzujących się odmiennym od otwartego szelfu charakterem wód (głównie odmiennym zasoleniem). Do zbioru środowisk marginalno-morskich można zaliczyć środowiska deltowe, estuaria, równie pływowe, laguny i zatoki. Sylur jest okresem pionierskiej kolonizacji tych środowisk zarówno przez rośliny, jak i zwierzęta. W obrębie utworów górnosylurskich regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich znane jest występowanie bogatej fauny bentosowej. Skamieniałości te występują szczególnie licznie w obrębie tzw. warstw rzepińskich dolnych wieku późnoludłowskiego (TOMCZYKOWA i TOMCZYK 1981) i są często związane z warstwami węglanowymi. Rozpoznanie paleontologiczne tych utworów ogranicza się jednak, jak dotychczas, jedynie do odsłonięcia w Bełczu pod Opatowem, skąd opisano denkowce, koralce czteropromienne, ramienionogi, konokardie i trylobity. Patrząc z perspektywy przytoczonego zespołu skamieniałości można wysnuć jednoznaczny, ale mylny wniosek o środowisku sedymentacji tego kompleksu skalnego jako utworów płytkiego, otwartego szelfu. Z mojego rozpoznania (KOZŁOWSKI 2006a) wynika, że przytoczony zbiór skamieniałości występuje jedynie w określonych pojedynczych horyzontach stanowiących maksymalnie około 5% całego profilu kompleksu „warstw rzepińskich dolnych”. Dla poprawnego określenia warunków środowiskowych należy więc rozszerzyć pole obserwacji o pozostałe warstwy skalne, tj. utwory klastyczne stanowiące tło dla poziomów węglanowych, w których rozpoznano dotychczas wzmiankowane zespoły fauny bentosowej. Spojrzenie takie może okazać się bardzo istotne, biorąc pod uwagę rozbieżności poglądów na temat autochtoniczności utworów węglanowych. Przypisywana jest im (KOZŁOWSKI 2003) pozycja autochtoniczna w oparciu o szczegółową, a ostatnio rozwiniętą (KOZŁOWSKI 2006a) analizę mikrofacjalną, podczas gdy MALEC (2006) sugeruje ich powszechną redepozycję do basenu, bazując na rzekomym wymieszaniu zespołów skamieniałości pochodzących z różnych nisz ekologicznych. Podczas ostatnio prowadzonych intensywnych badań terenowych stwierdziłem obecność kilku wyjątkowo interesujących zespołów skamieniałości, których ekologia, paleontologia i tafonomia ma wysokie znaczenie dla ustalenia dyskusyjnego

kontekstu facjalnego całej serii (KOZŁOWSKI 2006a, b). Poniżej przedstawiam dwa przykładowe zespoły marginalno-morskie o wysokim znaczeniu dla badań facjalnych:

- „**łupki nukulitesowe**” – utwory ilaste barwy oliwkowo-zielonej zawierające względnie najbardziej zróżnicowany zespół skamieniałości. Litologia jak i cechy tafonomiczne utworów tej facji (frakcja ilasta, występowanie kompletnych węzowideł, wylinek trylobitów w tzw. ułożeniu Saltera, długich, cienkich łodyg liliowców) wskazuje na skrajnie spokojne środowisko sedymentacji i całkowity brak redepozycji. Oznacza to, że znaleziony tu zespół skamieniałości ma charakter tanatocenozy i można go odnosić do kopalnego ekosystemu. Zespół ten składa się z małżów *Nuculites* sp., ramienionogów bezzawiasowych *Craniops* sp., *Lingula* sp., szczątków liliowców i węzowideł, trylobitów *Homalonotus* sp. i *Acastella* sp., ramienionogów *Camarotoechia* sp. i *Delthyris* sp. Stwierdzony tu zespół jednoznacznie można odnieść do najpłytszych ekofacji brytyjskiego ludlowu (np. BA1-2 w: LAWSON 1975) z obecnym wyraźnym jego zubożeniem, co zbliża tę asocjację do zespołów stwierdzonych w obrębie brytyjskiego marginalno-morskiego downtonu (np. LAWSON 1999 i cytowania tamże). Paradoksalnie, osady te pod względem frakcji stanowią fację maksymalnie dystalną i zarazem maksymalnie wzbogaconą o elementy stenohalinowe (szkarłupnie) jak i nekton (fragmenty łodzików). Trudno więc spodziewać się, by pozostałe utwory klastyczne stanowiły osady środowisk względnie bardziej dystalnych = otwartomorskich.

- „**mułowce serpulitesowe**” – stanowią najbogatszą w skamieniałości fację spośród szeregu odmian skał pozbawionych skamieniałości stenohalinowych. Litologicznie są to łupki ilasto-mułowcowe, mułowcowe i mułowce, barwy oliwkowo-zielonej. Wśród skamieniałości elementami charakterystycznymi są: rurki wieloszczetów *Serpulites longissimus*, duże małże i ramienionogi bezzawiasowe *Lingula* sp., nierzadko zachowane jako okazy tkwiące prostopadle do uławicenia. Występują tu ponadto liczne małżoraczki z grupy leperdycji i towarzyszące im nieliczne beyrachie, fragmenty wielkoraków *Hughmilleria* sp. oraz duże fragmenty pancerzy bezzszczekowców. Ponadto pospolicie występują siewczka roślinna i skamieniałości ryńiofytów. Znamienne jest, że analizowany zespół nie zawiera form otwartoszelfowych (w tym

stenohalinowych), a pyłowa frakcja materiału klastycznego wraz z materią roślinną wskazuje na silną proksymalność facji w stosunku do ładu. Najbliższym analogiem opisywanej facji, zarówno w aspekcie ekologicznym, jak i litologiczno-facjalnym, są facje rozpoznane w spągowych partiach brytyjskiego dntonu. Osady te, wykształcone jako utwory drobnoklastyczne, barwy oliwkowo-zielonej zawierają zespół skamieniałości obejmujący małżoraczki z grupy leperdycji i beyrychii, małże, lingule, szczątki ryb, wielkoraki z rodziny Hughmilleriidae, rurki wieloszczetów *Serpulites* i szczątki flory (np. LAWSON 1999 i cytowania tamże). Utwory dolnej części dntonu brytyjskiego (tzw. *green dntonian*) są interpretowane jako osady skrajnie płytkiego szelfu (strefa między-pływowa) z dużym dopływem materiału klastycznego z ładu, także w strefie przejściowej do reżimu fluwialnego i obszarów bagiennych.

Poza wymienionymi przykładami pozostałe osady klastyczne dolnej części warstw rzepińskich odznaczają się występowaniem zespołów skamieniałości o charakterze pośrednim po-

między wymienionymi, jak również drastycznie zubożonymi, do całkowitego braku szczątków organicznych w skrajnie proksymalnych utworach pylastych (KOZŁOWSKI 2006a, b). Należy stwierdzić, że wszystkie te utwory zawierające asocjacje skamieniałości charakterystyczne dla sylurskich środowisk przybrzeżnych, stanowią spójne tło dla występujących wśród nich utworów węglanowych. Notowane tu mikrofacje węglanowe stanowią znakomite dopełnienie obrazu sedymentacji, gdyż reprezentują standardowe mikrofacje szelfu wewnętrznego strefy barierowej, zabarierowej (KOZŁOWSKI 2003), jak również lagunowej (KOZŁOWSKI 2006a, b). Obecne w wapieniach zespoły bioklastów zazwyczaj silnie nawiązują do zespołów makroskamieniałości obecnych w sąsiednich warstwach klastycznych, co wraz z cechami teksturalnymi osadu (przewaga więzby mułozwięzłej) wskazuje w zdecydowanej większości przypadków na ich autochtoniczność, bądź krótki transport dobrzegowy.

Publikacja powstała przy wsparciu Fundacji na Rzecz Nauki Polskiej.

LITERATURA

- KOZŁOWSKI W. 2003. Age, sedimentary environment and palaeogeographical position of the Late Silurian oolitic beds in the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **53**, 341-357.
- KOZŁOWSKI W. 2006a. Środowiska sedymentacji dolnej części warstw rzepińskich (górnny sylur) w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Niepublikowana praca doktorska, Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.
- KOZŁOWSKI W. 2006b. Stanowisko 5. Winnica – górnny sylur w regionie łysogórskim. W: SKOMPSKI S. i ŻYLIŃSKA A. (red.) *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc*, 169-171.
- LAWSON J.D. 1975. Ludlow benthonic assemblages. *Palaeontology*, **18**, 509-525.
- LAWSON J.D. 1999. Review of UK Silurian associations. W: BOUCOT A.J. i LAWSON J.D. (red.) *Paleocommunities, A Case Study from the Silurian and Lower Devonian*, 355-369, Cambridge University Press, Cambridge.
- MALEC J. 2006. Sylur w Górach Świętokrzyskich. W: SKOMPSKI S. i ŻYLIŃSKA A. (red.) *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich, LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc*, 36-50.
- TOMCZYKOWA E. i TOMCZYK H. 1981. Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. W: ŻAKOWA H. (red.) *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce*, 42-56.

Wybrane struktury wewnętrzne tecideidów (Brachiopoda) z profilu górnego oksfordu Bielaw i Wapienna na Kujawach

Cezary KRAWCZYŃSKI

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

c.krawczynski@uw.edu.pl

Przedmiotem badań są wyjątkowo dobrze zachowane struktury wewnętrzne rozpoznane u kilku okazów ramienionogów z rodzajów *Rioulina* i *Neothecidella*. Ramienionogi te należą do stosunkowo mało znanego rzędu Thecideida, którego przedstawiciele nie posiadają nóżki i cementują się na stałe do podłoża. Współcześni przedstawiciele tej grupy zajmują płytkowodne, zaciszne (ang. *cryptic*) siedliska w morzach stref tropikalnych i subtropikalnych (PAJAUD 1970, 1974; LOGAN 1979, 2005; LEE i ROBINSON 2003; LÜTER i in. 2003; LÜTER 2005). Opisywane skamieniałości pochodzą z bogatej, liczącej 1033 okazy kolekcji tecideidów znalezionej w wyższej części profilu kamieniołomów Bielawy i Wapienna na Kujawach (podpoziom Hauffianum–Planula). W tych ogromnych odkrywkach eksploatowane są skały wapienne rozległego, izolowanego kompleksu biohermalnego o genezie gąbkowo-sinicowej (MATYJA i in. 1985; MATYJA i WIERZBOWSKI 1985).

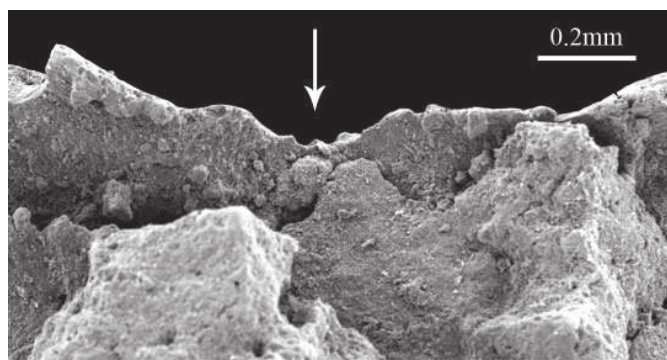


Fig. 1. Przednie zbliżenie transwersarium dorosłej samicy *Neothecidella ulmensis* (Quenstedt, 1858), z wyraźnym wycięciem marsupialnym wskazanym strzałką

Na szczególną uwagę zasługują struktury wewnętrzne muszli związane z reprodukcją i opieką nad potomstwem (Fig. 1, 2). Wszystkie współczesne tecideidy chronią swoje larwy w specjalnie w tym celu wytworzonych komorach lęgowych (PAJAUD 1970; LÜTER i in. 2003; LÜTER 2005). Opieka nad potomstwem jest jednak realizowana w odmienny sposób u dwóch współcześnie żyjących rodzin Thecideidae i Theci-

dellinidae, do których zaliczają się odpowiednio rodzaje *Neothecidella* i *Rioulina*.

W przypadku Thecideidae występuje pojedyncza komora lęgowa, usytuowana we wnętrzu skorupki brzusznej dorosłej samicy (Fig. 3). Dojrzewające w komorze lęgowej (*marsupium*) larwy są przytwierdzone do buławkowatych zakończeń pary wyspecjalizowanych czułek lofoforu (LACAZE-DUTHIERS 1861; PAJAUD 1970; LÜTER i in. 2003; LOGAN 2004, 2005; LÜTER 2005), które wnikają do jej wnętrza (Fig. 3). Zmodyfi-

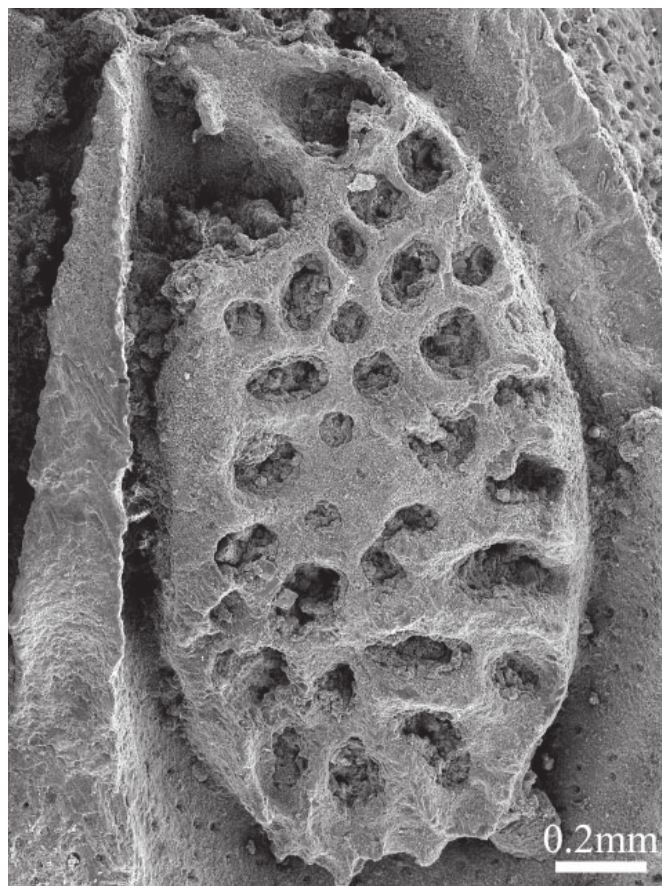


Fig. 2. Zdjęcie SEM ukazujące idealnie zachowane sklepienie prawego płata interbrachialnego *Rioulina* sp.

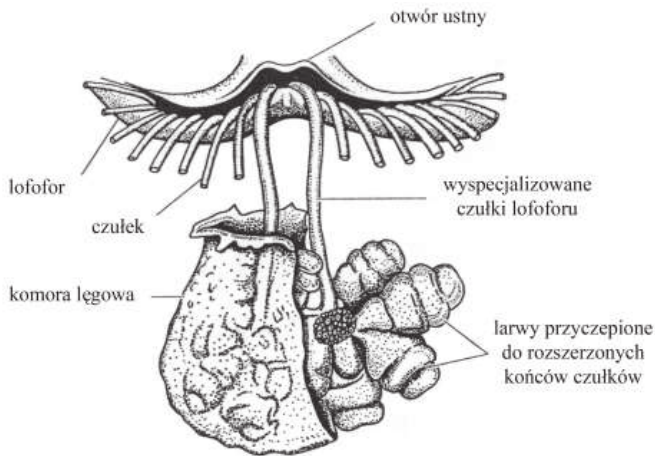


Fig. 3. Komora łęgowa i zmodyfikowane czułki lofoforu *Lacazella mediterranea* (Risso, 1826) (według LACAZE-DUTHIERS 1861)

kowane czułki są o wiele grubsze od pozostałych rzęsek lofoforu i przechodzą przez dwa specjalne wycięcia w transwersarium skorupki grzbietowej, czyli tzw. wycięcia marsupialne (ang. *marsupial notch*), które zaobserwowano u kilku doskonale zachowanych okazów *Neothecidella ulmensis* z Wapienna (Fig. 1). Cecha ta występuje wyłącznie u samic i tym samym umożliwia rozpoznanie płci nawet na podstawie samego materiału szkieletowego. W praktyce jest to jednak trudne, ponieważ transwersarium jest na tyle delikatną strukturą, że najczęściej nie zachowuje się w stanie kopalnym lub też jest niszczone podczas preparacji.

Thecidellinidae posiadają z kolei dwie komory łęgowe, zwane też inaczej workami interbrachialnymi (Fig. 4), usytu-

owane we wnętrzu płatów interbrachialnych, pod przykryciem charakterystycznych ażurowych sklepień (PAJAUD 1970; LÜTER i in. 2003; LÜTER 2005). Budowa sklepień oraz wnętrz jam interbrachialnych u *Rioulina* (Fig. 2) umożliwiła pomieszczenie komór łęgowych zbliżonych kształtem do worków interbrachialnych dzisiejszej *Thecidellina* (Fig. 4). Dotychczas nie stwierdzono u współczesnych Thecidellinidae obecności zmodyfikowanych czułek lofoforu, a jedyny dziś żyjący przedstawiciel tej grupy (*Thecidellina*) jest ponadto podejrzewany o hermafrodytyzm (WILLIAMS i in. 1997; LÜTER i in. 2003; LÜTER 2005).

Spośród pozostałych opisywanych struktur wewnętrznych na uwagę zasługują także wyjątkowo dobrze zachowane elementy aparatu ramieniowego *N. ulmensis* takie jak ramię, płaty interbrachialne z pięknie widocznym reticulum oraz kompletne jugum.

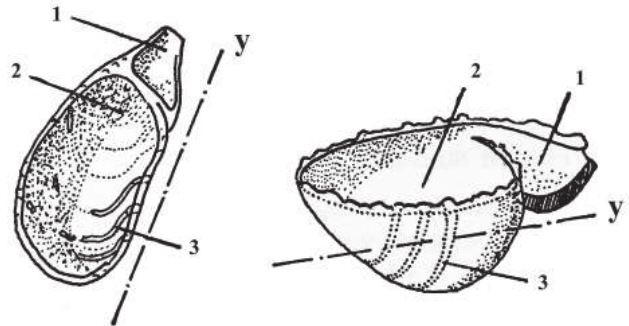


Fig. 4. Budowa worka interbrachialnego *Thecidellina baretti* (Davidson, 1864) (według PAJAUD 1970); 1: komora tylna, 2: komora przednia, 3: elementy sklepienia interbrachialnego, y: oś symetrii

LITERATURA

- LACAZE-DUTHIERS H. 1861. Histoire naturelles des brachiopodes vivantes de la Méditerranée. *Annales des Sciences Naturelles, série 4*, **15**, 260-330.
- LEE D.E. i ROBINSON J.H. 2003. *Kakanuiella* (gen. nov.) and *Thecidellina*: Cenozoic and Recent thecideide brachiopods from New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, **33**, 341-361.
- LOGAN A. 1979. The Recent Brachiopoda of the Mediterranean Sea. *Bulletin de l'Institut Océanographique Fondation Albert I, Prince de Monaco*, **72** (1434), 1-112.
- LOGAN A. 2004. Ecological, reproductive and ontogenetic features in *Pajaudina atlantica* Logan (Thecideidae, Brachiopoda, Recent) from the Canary Islands. *Marine Ecology*, **25**, 207-215.
- LOGAN A. 2005. A new lacazelline species (Brachiopoda, Recent) from the Maldiv Islands, Indian Ocean. *Systematics and Biodiversity*, **3**, 97-104.
- LÜTER C. 2005. The first Recent species of the unusual brachiopod *Kakanuiella* (Thecideidae) from New Zealand deep waters. *Systematics and Biodiversity*, **3**, 105-111.
- LÜTER C., WÖRHEIDE G. i REITNER J. 2003. A new thecideid genus and species (Brachiopoda, Recent) from submarine caves of Osprey Reef (Queensland Plateau, Coral Sea, Australia). *Journal of Natural History*, **37**, 1423-1432.
- MATYJA A., MERTA T. i WIERZBOWSKI A. 1985. Stratygrafia i litologia utworów jurajskich struktury Zalesia. W: *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 19-29.
- MATYJA A. i WIERZBOWSKI A. 1985. Rozwój sedymentacji i zróżnicowanie facjalne w jurze górnej struktury Zalesia. W: *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 30-35.
- PAJAUD D. 1970. Monographie des Thécidées (Brachiopodes). *Mémoires de la Société géologique de France*, **112**, 1-349.
- PAJAUD D. 1974. Écologie des Thécidées. *Lethaia*, **7**, 203-218.
- WILLIAMS A., JAMES M.A., EMIG C.C., MACKAY S. i RHODES M.C. 1997. Anatomy. W: KAESLER R.L. (red.) *Treatise on Invertebrate Paleontology Part H, Brachiopoda revised, Volume 1*. The Geological Society of America and The University of Kansas, Boulder and Lawrence, 7-188.

Septacja w muszlach ślimaków paleozoicznych

Wojciech KRAWCZYŃSKI

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
wojtekk@us.edu.pl

Septacja to występowanie przegród, poprzecznych w stosunku do wydłużenia muszli, zbudowanych z tego samego materiału co muszla. Septacja charakterystyczna jest dla muszli głowonogów, spotykana jest również w muszlach tentakulitów i ramienionogów, a także w starszych skrętach muszli ślimaków.

Septacja notowana jest u różnych form muszli ślimaków od wieżyczkowatych poprzez stożkowe do deskowatych, a nawet u form rozkręcających się. Przegrody występują najczęściej w starszych skrętach muszli. Mają one zwykle kształt półkulisty i są nieregularnie rozmieszczone. Zagęszczenie septów w opuszczonych skrętach muszli wzrasta w czasie ontogenezy.

Ze względu na grubość muszli i związany z nią tryb życia ślimaki o septowanych muszlach można podzielić na dwie grupy:

- ślimaki o muszlach względnie gruboskorupowych, zamieszkujące zwykle środowiska wysokoenergetyczne (przybrzeżne strefy falowania, czoła raf), np. górnodewońskie *Fletcheriella* i *Michelia* (COOK 1993, 1994);
- ślimaki o muszlach cienkoskorupowych, zamieszkujące zwykle środowiska niskoenergetyczne i przystosowane do życia na miękkim podłożu, np. występująca w ordowiku i sylurze *Lytospira* (patrz LINDSTRÖM 1884), sylurska *Isfarispira* (patrz GUBANOV i in. 1995), górnodewońska *Nevadospira* (patrz YOCHELSON 1971), czy karboński *Phanerotinus* (patrz MORRIS i CLEEVELY 1981).

We franie Gór Świętokrzyskich w regionie kieleckim zaobserwowano trzy taksony ślimaków, których względnie gruboskorupowe muszle mają wyraźną septację w starszych skrętach (KRAWCZYŃSKI 2002, 2006):

- niskostożkowa *Orecoxia kadzielniae* z dolnego i środkowego franu, charakterystyczna dla facji rafowych (Kowala, Grabina) i kopców mułowych typu kadzielniańskiego (Kadzielnia, Jaźwica);

- wysokostożkowy, schodkowaty *Straparollus circularis* z facji rafowych Bolechowic-Panka;
- wieżyczkowata *Donaldiella karczewskii* z facji zaraflowych Bolechowic-Panka.

Przegrody w starszych skrętach muszli występują również u współczesnych ślimaków, np. u morskich muricidów *Rapana* z Morza Czarnego.

Wielu badaczy zastanawiało się na rolę septacji w muszlach ślimaków jako cechy przystosowawczej do środowiska życia. YOCHELSON (1971) uważał, że przegrody albo są dodatkowym wzmocnieniem dla muszli, albo są redystrybutorem węgla wapnia przy sesylnym trybie życia, albo eliminują występowanie bardzo długiego ciała ślimaka (patrz też LINSLEY i YOCHELSON 1973). MORRIS i CLEEVELY (1981) stwierdzili, że dzięki szczelnym przegrodom wczesnych skrętów ciała ślimaków, są one bardziej zabezpieczone przed ewentualnym uszkodzeniem wierzchołka muszli, przez co zwiększa się przeżycie populacji. COOK (1993, 1994) uważał, że septacja jest jednak cechą redukującą objętość wewnętrzną muszli, co jest bardziej sprzyjającą cechą dla ślimaków o dużej muszli i małej masie ciała (o względnie małym przekroju poprzecznym przez skręt w stosunku do długości konoteki).

Natomiast GUBANOV i in. (1995) uznali, że septacja pełni różne funkcje w zależności od trybu życia ślimaków. U ślimaków przystosowanych do życia na miękkim podłożu przegrody zmniejszają objętość wewnętrzną muszli, przez co może zwiększyć się powierzchnia ciała ślimaka, która wychodzi na zewnątrz muszli (efekt rakiet śnieżnych). W przypadku ślimaków narażonych na uszkodzenia muszli w środowiskach wysokoenergetycznych, septacja będzie pełnić raczej funkcję zabezpieczającą ciało miękkie (a szczególnie gruczoł wątrobowy, znajdujący się w skrętce) w przypadku uszkodzenia okolicy wierzchołka skrętki.

LITERATURA

- COOK A. 1993. *Fletcheriella septata*: a new high-spired, septate gastropod from the Devonian of North Queensland. *Journal of Paleontology*, **67**, 816-821.
- COOK A. 1994. A septate gastropod from the Silurian Bungonia Limestone, New South Wales. *Memoirs of the Queensland Museum*, **35**, 27-30.
- GUBANOV A.P., PEEL J.S. i PIANOVSKAYA I.A. 1995. Soft-sediment adaptations in a new Silurian gastropod from Central Asia. *Palaeontology*, **38**, 831-842.
- KRAWCZYŃSKI W. 2002. Frasnian gastropod synecology and bio-events in the Dyminy reef complex of the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 267-288.

- KRAWCZYŃSKI W. 2006. Gastropod succession across the Early-Middle Frasnian transition in the Holy Cross Mountains, southern Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **51**, 679-693.
- LINDSTRÖM G. 1884. On the Silurian gastropoda and pteropoda of Gotland. *Kongliga Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar*, **19**, 1-250.
- LINSLEY R.M. i YOCHELSON E.L. 1973. Devonian carrier shells (Euomphalidae) from North America and Germany. *United States Geological Survey Professional Paper*, **824**, 1-27.
- MORRIS N.J. i CLEEVELY R.J. 1981. *Phanerotinus cristatus* (Phillips) and the nature of the euomphalacean gastropods. *Bulletin of the British Museum of Natural History (Geology)*, **35**, 195-212.
- YOCHELSON E.L. 1971. A new Late Devonian gastropod and its bearing on problems of open coiling and septation. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, **3**, 231-241.

Unikalne kolekcje paleontologiczne w Muzeum Geologii Złóż im. Czesława Poborskiego w Gliwicach

Ewa KRZESZOWSKA¹, Iwona MACHŁAJEWSKA²

Wydział Górnicztwa i Geologii, Politechnika Śląska, ul. Akademicka 2, 44-100 Gliwice

¹*ewa.krzeszowska@polsl.pl*, ²*imwm@tlen.pl*

Muzeum Geologii Złóż im. Czesława Poborskiego powstało na Wydziale Górniczym Politechniki Śląskiej w Gliwicach w 1961 roku. Od początku swojego istnienia działalność Muzeum skupiła się na próbach opracowania i uporządkowania kolekcji przekazanych przez placówki muzealne Górnego Śląska i Śląska Cieszyńskiego oraz na udostępnieniu zbiorów zwiedzającym (CZAPOROWSKA 1986). Znaczna część tych zbiorów to kolekcje z początków XIX wieku. Wiele okazów pochodzi od indywidualnych ofiarodawców. W Muzeum znajdują się również kolekcje dokumentalne, uzyskane dzięki wieloletniej współpracy naukowo-badawczej z przemysłem górniczym. Obecnie Muzeum posiada największe na Górnym Śląsku zbiory okazów mineralogicznych i paleontologicznych.

Zbiory paleontologiczne liczą ponad 7 tysięcy okazów. Na szczególną uwagę zasługują unikalne w skali kraju regionalne, autorskie i tematyczne kolekcje paleontologiczne, o nieocenionej wartości historycznej i naukowej. Niestety, stan zachowania okazów, wynikający ze sposobu przekazania ich naszej placówce (PROBIERZ 2000), utrudnia lub całkowicie uniemożliwia właściwe wykorzystanie kolekcji (BIERNAT 1985). Okazy są składowane w magazynie, często posiadają błędne metryczki lub nie posiadają ich wcale.

Kolekcje regionalne

- Kolekcja skamieniałości z górnourajskich (tyton) łupków litograficznych z Solnhofen – około 200 okazów, głównie ryb, krabów i owadów. Okazy pochodzą z przełomu XIX i XX wieku, a najstarsze z nich z 1893 roku (ŁYSOGÓRSKI 1992);
- Kolekcja skamieniałości z dolnodewońskich łupków dachówkowych – 74 okazy, głównie szkarłupnie: rozgwiazdy, liliowce i węzowidła; poza tym trylobity, korale, małże, głowonogi, skamieniałości śladowe;
- Kolekcja fauny trzeciorzędowej z Voslau i Baden – kilkadziesiąt drobnych skamieniałości ślimaków i małżów;
- Kolekcja kości ssaków plejstocenyjskich z Pyskowiec – około 300 okazów kości mamutów. Ta wyjątkowo interesująca kolekcja nie doczekała się jeszcze żadnego opracowania.

Kolekcje autorskie

- Kolekcja ks. Eduarda Kleemanna, prywatnego śląskiego kolekcjonera skamieniałości i minerałów – jedyna zachowana część ogromnych zbiorów. Kolekcja przekazana została (zgodnie z wolą Kleemanna) magistrowi miasta Mysłowice (POCHMARA 1963). Znaczna część zbiorów zaginęła, a ocalałe okazy, poprzez Muzeum Śląskie w Katowicach, trafiło do Gliwic. W skład kolekcji wchodzi głównie kości triasowych kręgowców, pochodzące z Górnego Śląska;
- Kolekcja Maxa Grundeya, dyrektora przedwojennego Górnosląskiego Muzeum Mineralogii i Geologii w Gliwicach, które kupiło od niego znaczną część kolekcji. Jest to kolekcja bardzo zróżnicowana taksonomicznie i geograficznie (okazy z Polski i Niemiec), opatrzona bardzo starannie opisanymi metryczkami;
- Kolekcja Ernsta Gallinka, przedwojennego geologa, zajmującego się fauną jurajską. Pochodzenie kolekcji nie jest znane, a okazy, głównie amonitów z okolic Częstochowy i Opatowa, nie posiadają pełnych metryczek;
- Kolekcja księdza Leopolda Szersznika, z przełomu XVIII i XIX wieku – najstarsza na Śląsku (i prawdopodobnie w Polsce) kolekcja geologiczna (GABZDYŁ 1996). Całość liczyła około 4000 okazów, przy czym w naszym Muzeum znajduje się około 600 okazów, głównie mineralogicznych. Część paleontologiczna liczy 15 własnoręcznie opisanych okazów (głównie mięczaków).

Kolekcje tematyczne

- Kolekcja głowonogów, będąca w trakcie opracowywania przez autorki – ponad 1000 okazów, reprezentujących różne jednostki taksonomiczne (56 rodzajów, należących do 14 rzędów) i stratygraficzne. Okazy pochodzą głównie ze stanowisk w Polsce, Niemczech, Francji, Austrii i Bośni;
- Kolekcja ryb, pochodzących z utworów od dewonu do neogenu – około 100 okazów z różnych lokalizacji;
- Kolekcja bardzo licznej flory karbońskiej z Górnego i Dolnego Śląska.

Oprócz wymienionych kolekcji zasoby Muzeum obejmują przedstawicieli niemalże wszystkich grup taksonomicznych.

Wiele jest okazów idealnie zachowanych, o dużej wartości wystawienniczej i edukacyjnej. Niestety, nie są one jeszcze naukowo opracowane. Opracowanie takie pozwoliłoby przywrócić zbiorom ich utraconą wartość oraz umożliwiłoby op-

tymalne wykorzystanie zbiorów, zarówno w celach naukowych jak i dydaktycznych. Informacje o naszych zbiorach mogą również zainteresować placówki muzealne, gromadzące podobne zbiory paleontologiczne w kraju i za granicą.

LITERATURA

- BIERNAT G. 1985. Problem kolekcji paleontologicznych w Polsce. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, Geologia, Aktualne Problemy Nauk Geologicznych*, 26-30.
- CZAPOROWSKA H. 1986. Rys historyczny muzeum geologicznego na Wydziale Górniczym Politechniki Śląskiej w Gliwicach. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Górnictwo*, **140**, 137-138.
- GABZDYL W. 1996. Zbiory geologiczne ks. Leopolda Szersznika. *Prace Komisji Historyczno-Literackiej „Śląskie Miscellanea”*, **9**, 9-16.
- ŁYSOGÓRSKI K. 1992. Informator wystawy „Unikalne skamieniałości z okolic Solnhofen i Bundenbach w zbiorach Muzeum Geologii Złóż im. Cz. Poborskiego”. Wydział Górnictwa i Geologii, Gliwice, 2-8.
- POCHMARA W. 1963. Muzeum w Mysłowicach. *Rocznik Muzeum Górnośląskiego. Historia*, **1**, 236.
- PROBIERZ K. 2000. Wystawy minerałów skał i skamieniałości w Muzeum Geologii Złóż im. Czesława Poborskiego. *Kronika Wydziału Górnictwa i Geologii 1950-2000*, Gliwice, 113-118.

Zespoły otwornic w morskich osadach plejstocenijskich Dolnego Powiśla

Jarmila KRZYMIŃSKA¹, Jolanta PARUCH-KULCZYCKA², Radosław PIKIES³

^{1,3}Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk
¹jarmila.krzyminska@pgi.gov.pl; ³radoslaw.pikies@pgi.gov.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
jolanta.paruch-kulczycka@pgi.gov.pl

Przedstawiono wyniki najnowszych badań paleontologicznych mikrofauny obecnej w morskich osadach plejstocenu Polski północnej. Szczegółowa analiza mikropaleontologiczna objęła zespoły mikrofauny reprezentowane przez otwornice oraz towarzyszące im małżoraczki. Materiał badawczy pochodził z obszaru Dolnego Powiśla (rejon Susza i Prabuty). Użytkany materiał był wcześniej przebadany pod względem geologicznym, palinologicznym (JANCZYK-KOPIKOWA 1996, 1997) i malakologicznym (MAKOWSKA 1997a, b). Obecne badania mikropaleontologiczne były skoncentrowane na zespołach otwornicowych pochodzących z dwóch otworów – Licze (20 próbek) i Obrzynowo (15 próbek). Duża frekwencja okazów w próbkach pozwoliła na wykonanie spektrów otwornicowych, obrazujących procentowy udział głównych składników asocjacji. Charakter i stan zachowania zespołów mikrofaunistycznych dla obszaru Dolnej Wisły sugeruje ich występowanie *in situ*, w obrębie eemskiego cyklu sedymentacyjnego. Kompleksowe badania taksonomiczne, paleogeograficzne i paleoekologiczne, poparte analizą ilościową, wykazały, że eemskie zespoły otwornicowe, liczące 11 taksonów, reprezentowane są głównie przez bentoniczne formy borealne takie jak *Ammonia batavus*, *Bucella frigida*, *Elphidium albumbilicatum* i *Elphidium gunteri*, rzadziej przez ciepłolubne formy lużytańskie *Elphidium williamsoni* oraz sporadycznie przez arktyczne *Elphidium excavatum* f. *clavata*.

Cechą charakterystyczną badanych zespołów otwornicowych jest ich niewielkie zróżnicowanie taksonomiczne oraz przeważający udział taksonów o charakterze kosmopolitycznym i euryfacjalnym. Udział w zespołach licznych form młodocianych oraz form wykazujących wyraźną zmienność wewnątrzgatunkową wskazuje na zmienny charakter parametrów

środowiskowych, charakterystyczny dla płytkich stref szelfowych. Płytkie, brzeżne strefy zbiornika eemskiego obejmowały obszar południowego Bałtyku na terytorium dzisiejszej Danii, Niemiec, Holandii i Polski (SOLVEIG-SEIDENKRANTZ i in. 2000).

Omawiane zespoły mikrofaunistyczne zarówno pod względem taksonomicznym jak i paleośrodowiskowym wykazują największe związki z zespołami otwornicowymi opisanymi z interglacjału eemskiego z obszaru Danii (SOLVEIG-SEIDENKRANTZ i in. 2000). W wyniku przeprowadzonej analizy porównawczej badany zespół skorelowano z wydzieleniami biostratygraficznymi wyróżnionymi w utworach interglacjału eemskiego w Ristinge Klint w południowej Danii. Przedstawiona charakterystyka zespołów otwornicowych w porównaniu z zespołami malakofauny (MAKOWSKA 1986, 2001) sugeruje, że wraz z ingresją morza eemskiego na obszar Dolnego Powiśla łatwiej migrowały i z większym skutkiem go kolonizowały otwornice reprezentowane przez taksony pochodzące z prowincji borealno-arktycznej niż lużytańskiej.

Wydaje się, że zarówno migracja mikrofauny jak i jej mieszanie się w okresie interglacjału eemskiego związane było z globalnym podniesieniem poziomu morza (KRISTENSEN i in. 2000). W tym okresie nastąpiło otwarcie Morza Bałtyckiego zarówno w kierunku zachodnim (obszar Niemiec) jak i kierunku wschodnim w stronę Morza Białego. Można przypuszczać, że Morze Bałtyckie w tym czasie było dość dobrze przewietrzane, co pozwalało na bytowanie znacznej ilości infauny, a zasolenie wód powierzchniowych mogło okresowo wynosić tyle, co obecnie, a więc około 25-31 PSU, natomiast w strefach przyujściowych rzek wynosiło od 15 do 20 PSU (GRØSFJELD i in. 2006).

LITERATURA

- GRØSFJELD E.K., FUNDER S., SOLVEIG-SEIDENKRANTZ M. i GLAISTER CH. 2006. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. *Boreas*, **35**, 493-520.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1996. Opracowanie osadów interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu metodą analizy pyłkowej z profilu

- Obrzynowo ark. Susz, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1997. Palinostratygrafia oraz zmiany roślinności i klimatu w profilu Licze, ark. Prabuty, Szczegółowa Mapa

- Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- KRISTENSEN P., GIBBARD P., KNUDSEN K.L. i EHLERS J. 2000. Last Interglacial stratigraphy at Ristinge Klingt, South Denmark. *Boreas*, **29**, 103-116.
- MAKOWSKA A. 1986. Morza plejstocenyjskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. *Prace Instytutu Geologicznego*, **120**, 3-74.
- MAKOWSKA A. 1997a. Opracowanie malakologiczne próbek z wiercenia Obrzynowo, ark. Susz, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- MAKOWSKA A. 1997b. Opracowanie malakologiczne próbek z wiercenia Licze, ark. Prabuty, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- MAKOWSKA A. 2001. Paleogeografia rejonu Prabuty-Susz (dolne Powiśle) przed, w czasie i po transgresji morza tychnowskiego oraz zawartość malakologiczna osadów. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **398**, 25-65.
- SOLVEIG-SEIDENKRANTZ M., KNUDSEN K.L. i KRISTENSEN P. 2000. Marine late Saalian to Eemian environments and climatic variability in the Danish shelf area. *Geologie en Mijnbouw*, **79**, 335-343.

Otwornice emsu i eiflu w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich

Jan MALEC

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce
jan.malec@pgi.gov.pl

W regionie łysogórskim, na pograniczu dewonu dolnego i środkowego, w obrębie zróżnicowanych litologicznie osadów formacji grzegorzowickiej występują liczne zespoły otwornicowe (MALEC 2001, 2005). Górnoemska część formacji, złożona z dolomitów z Warszówka (og), margli z Godowa (og), łupków z Bukowej Góry (og) i wapieni z Wydryszowa (og), związana jest z cyklem transgresywnym. Środkowy odcinek formacji utworzony z piaskowców z Kapkazów (og) i dolomitów z Rzepina (og), odpowiada pulsowi regresywnemu. Górna część formacji, reprezentowana przez mułowce i piaskowce

z Zachełmia (og) oraz wapienie z Dąbrowy (og), ma u podstawy osady transgresywne, w obrębie których przebiega granica pomiędzy dewonem dolnym a środkowym.

W osadach ilasto-mułowcowych i węglanowych formacji grzegorzowickiej zidentyfikowano ponad 5500 okazów otwornic należących prawie wyłącznie do form zlepieńcowatych reprezentowanych przez rodzaje: *Ammodiscus*, *Amphitremonida*, *Hemisphaerammina*, *Hyperammina*, *Lagenammina*, *Psammosphaera*, *Reophax*, *Saccammina*, *Saccarena*, *Sorosphaera*, *Stegnammina*, *Thurammina*, *Tolypammina* i *Webbinelloidea*,

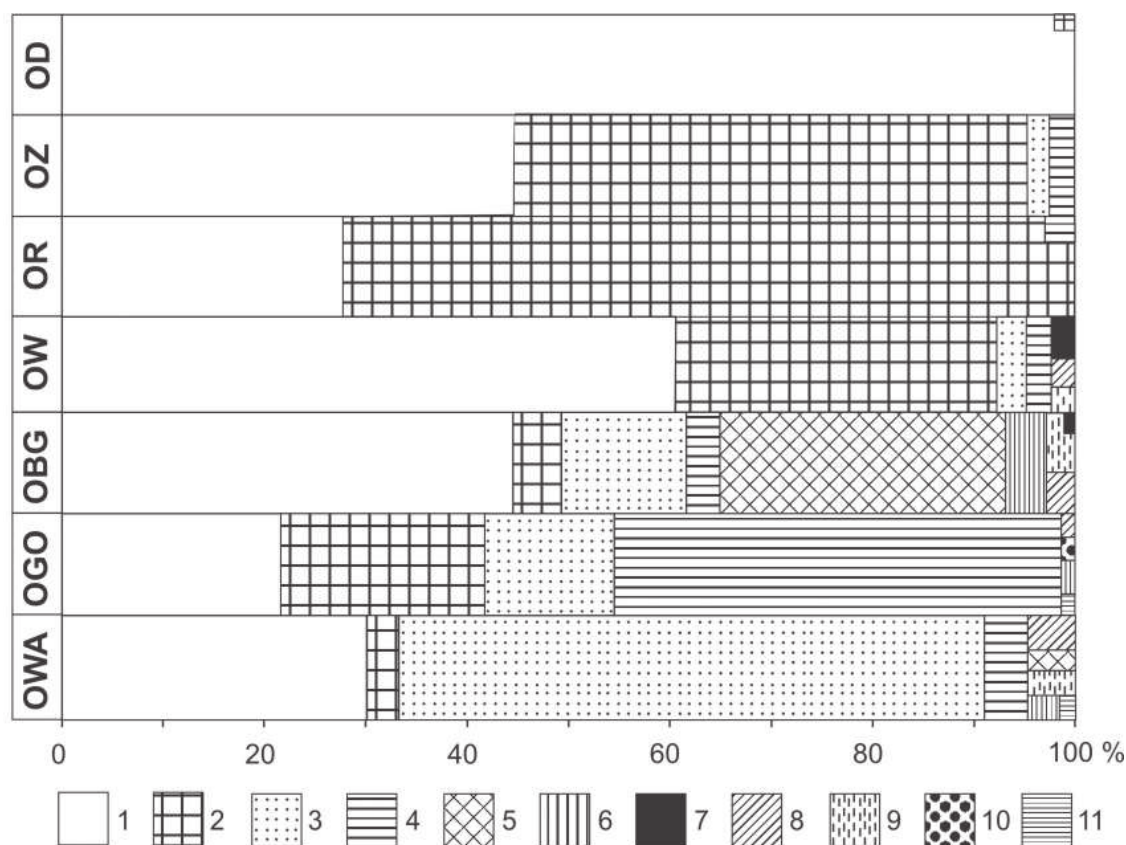


Fig. 1. Zespoły otwornicowe w profilu formacji grzegorzowickiej z procentowym udziałem poszczególnych rodzajów. 1: *Webbinelloidea*; 2: *Hyperammina*; 3: *Tolypammina*; 4: *Reophax*; 5: *Poloniumina*; 6: *Saccarena*; 7: *Amphitremonida*, *Lagenammina*, *Saccammina*; 8: *Stegnammina*, *Thurammina*; 9: *Hemisphaerammina*, *Psammosphaera*, *Sorosphaera*; 10: *Semitextularia*; 11: *Ammodiscus*; OWA: ogniwo dolomitów z Warszówka; OGO: ogniwo margli z Godowa; OBG: ogniwo łupków z Bukowej Góry; OW: ogniwo wapieni z Wydryszowa; OR: ogniwo dolomitów z Rzepina; OZ: ogniwo mułowców i piaskowców z Zachełmia; OD: ogniwo wapieni z Dąbrowy

oraz nowy rodzaj *Poloniammina*. Nieliczne otwornice o skorupkach węglanowych należą do gatunku *Semitextularia thomasi*. Ogółem wyróżniono 30 gatunków otwornic, w tym 18 nowych. Ilościowo dominują okazy *Webbinoidea similis* (z licznymi morfotypami wydzielonymi według schematu zaproponowanego przez CONKIN i CONKIN 1970), które stanowią około 52% całej populacji otwornicowej. Około 45% otwornic należy do rodzajów *Hyperammina*, *Tolypammina*, *Reophax* i *Poloniammina*. Pozostałe rodzaje otwornic występują podrzędnie (Fig. 1).

Najbardziej zróżnicowane taksonomicznie zespoły otwornicowe występują w osadach reprezentujących późnoemski cykl transgresyjny. Pojawiają się w nich wszystkie rodzaje otwornic rozpoznane w formacji grzegorzowickiej, reprezentowane przez 27 gatunków. W górnej części tej jednostki, w dolomitach z Rzepina, mułowcach i piaskowcach z Zachełmia oraz w wapieniach z Dąbrowy, wyróżniono tylko 4 gatunki otwornic. Największe frekwencje otwornic występują w dolomitach z Warszówka, marglach z Godowa, mułowcach i piaskowcach z Zachełmia (dolna część) oraz w wapieniach z Dąbrowy (w trzech pierwszych ponad 50 okazów w 0,5 kg próbkę, w ostatniej ponad 70), a najmniejsze – w ilowcach z Bukowej Góry (przeciętnie 18 okazów w jednej próbce).

W najniższej części formacji grzegorzowickiej, w dolomitach z Warszówka dominują okazy rodzaju *Tolypammina*, stanowiące około 60% całej populacji. W marglach z Godowa najliczniej reprezentowany jest rodzaju *Reophax*, na który przypada około 45% wszystkich otwornic. Tylko w tych utworach udokumentowano otwornice *Semitextularia thomasi* o skorupkach wapiennych. DUSZYŃSKA (1959) opisała z nich także inne gatunki otwornic o wapiennych skorupkach należące do *Pseudopalmula palmuloides*, *P. polonica* i *P. aff. extremitata*. W ilowcach z Bukowej Góry charakterystyczne są otwornice z rodzaju *Poloniammina*, występujące prawie wyłącznie w tej jednostce, których udział wynosi około 30% ca-

łego zespołu. W wapieniach z Wydryszowa dominują przedstawiciele dwóch rodzajów: *Webbinoidea* (około 60%) i *Hyperammina* (ponad 30%). Nieliczną grupę otwornic stanowią sakkaminidy z rodzajów *Amphitremoida*, *Lagenammina* i *Saccammina*, ograniczone niemal wyłącznie do tej jednostki. W osadach sekwencji regresyjnej ze środkowej części formacji grzegorzowickiej, otwornice są wyraźnie mniej zróżnicowane taksonomicznie. Dominują wśród nich okazy rodzajów *Hyperammina* (około 70%) i *Webbinoidea* (prawie 30%), z marginalnym udziałem rodzajów *Tolypammina* i *Reophax*. W sekwencji transgresyjnej, w osadach ilasto-mułowcowych z pogranicza emsu i eiflu, populacja otwornicowa ograniczona jest do 4 rodzajów, wśród których przeważają przedstawiciele *Hyperammina* (około 49%) i *Webbinoidea* (ponad 46%), z podrzędnym udziałem otwornic z rodzajów *Reophax* i *Tolypammina*. W osadach węglanowych najniższego eiflu występuje prawie wyłącznie gatunek *Webbinoidea similis*, złożony głównie z pojedynczych wypukłych skorupek, stanowiący do 99% populacji otwornicowej. Tylko znikoma część dolnoeifelskich otwornic należy do rodzaju *Hyperammina*.

Poza regionem łysogórskim, zespoły otwornic górnego emsu i dolnego eiflu rozpoznano także w zachodniej i centralnej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich, gdzie stwierdzono je w podobnym następstwie stratygraficznym. W profilach z pogranicza dewonu dolnego i środkowego obu obszarów, w podobnej pozycji biostratygraficznej – w niższej części poziomu *patulus* – występuje charakterystyczny zespół sakkaminidów złożony z *Amphitremoida*, *Lagenammina* i *Saccammina*. W sekwencji z pogranicza emsu i eiflu, w przedziale poziomów *patulus/partitus*, w obu regionach obecne są podobne gatunkowo zespoły otwornic z rodzaju *Hyperammina*. Utwory węglanowe dolnego eiflu Gór Świętokrzyskich zawierają zuniifikowany, ubogi taksonomicznie zespół otwornic złożony głównie z jednokomorowych wypukłych skorupek *Webbinoidea similis* (MALEC 1984a, b, 1992; MALEC i STUDENCKI 1988).

LITERATURA

- CONKIN J.E. i CONKIN B.B. 1970. Middle Devonian arenaceous Foraminifera of central Ohio. Part 1 – Revision of the genus *Webbinoidea* Stewart and Lampe, 1947. *Micropaleontology*, **16**, 1-14.
- DUSZYŃSKA S. 1959. Devonian foraminifera from Wydryszów (Holy Cross Mountains). *Acta Palaeontologica Polonica*, **4**, 71-89.
- MALEC J. 1984a. Wstępne dane o środkowodewońskich (dolnoeifelskich) otwornicach z zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, **28**, 79-92.
- MALEC J. 1984b. *Webbinoidea similis* Stewart et Lampe (*Foraminiferida*) z eiflu synkliny łagowskiej (Góry Świętokrzyskie). *Kwartalnik Geologiczny*, **28**, 555-568.
- MALEC J. 1992. Arenaceous foraminifera from Lower-Middle Devonian boundary beds of western part of the Góry Świętokrzyskie Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **62**, 269-287.
- MALEC J. 2001. Zespoły otwornicowe w utworach z pogranicza emsu i eiflu regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **57**, 116-118.
- MALEC J. 2005. Litostratygrafia pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **415**, 5-58.
- MALEC J. i STUDENCKI M. 1988. Dolny eifel na SzydłóWKu w Kielcach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **358**, 74-92.

Sukcesja konodontowa na pograniczu żywetu i franu w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich

Jan MALEC

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce

jan.malec@pgi.gov.pl

W regionie łysogórskim, zespoły konodontowe górnego żywetu i dolnego franu rozpoznano w sztucznie odsłoniętym profilu w rejonie Nieczulic, w którym dostępne są utwory z pogranicza warstw nieczulickich (około 29 m) i kostomłockich (około 18 m) (Fig. 1).

Warstwy nieczulickie. W dolnej części profilu, na odcinku około 12 m, to szarozielone łupki margliste z nielicznymi cienkimi (do 5 cm) warstwami wapieni mikrytowych ze styliolinitami. Wyższa część warstw nieczulickich, o miąższości około 17 m, utworzona jest z cienko- i średnioławicowych wakstonów, lokalnie pakstonów i greinstonów styliolinowo-glonowo-peloidowych z przeławiczeniami łupków marglistych. W dolnej części (około 3 m) dominują łupki margliste, które wyżej przeławicają się z warstwami wapieni. Szczątki organiczne reprezentują paraturaminy, stylioliny, tentakulity, liliowce, ramienionogi (*Lingula* sp.), konodonty i szczątki ryb.

Warstwy kostomłockie. Dolną część jednostki o miąższości około 7 m budują gruboławicowe wapienie „ziarniste” (o 10-40 cm grubości warstw), wykształcone w postaci ciemnoszarych greinstonów i pakstonów/greinstonów organodetrytyczno-peloidowych, bez przeławiczeń marglistych. Wyżej występują cienkoławicowe wakstony radiolariowo-styliolinowe oraz pakstony/greinstony styliolinowo-peloidowe z pojedynczymi warstwami wapieni alodapicznych z licznymi szczątkami organicznymi, rozdzielone cienkimi przewarstwieniami marglistymi. Bioklasty należą do szczątków glonów, radiolari, igieł gąbek, styliolin, tentakulitów, skolekodontów, liliowców, sklerytów strzykw, małżoraczków, ramienionogów (*Lingula* sp.), konodontów i zębów ryb.

Na pograniczu warstw nieczulickich i kostomłockich występuje liczny **zespół konodontów**: *Polygnathus dubius*, *P. dengleri*, *P. pennatus*, *P. decorosus*, *P. aspelundi*, *P. webbi*, *P. aequalis*, *P. collieri*, *P. angustidiscus*, *P. pollocki*, *P. lingulatus*, *P. incompletus*, *P. brevilaminus*, *Ancyrodella soluta*, *A. rotundiloba*, *A. alata*, *A. rugosa*, *Klapperina ovalis*, *K. unilabius*, *Mesotaxis falsiovalis*, *M. asymmetrica*, *Icriodus expansus*, *I. symmetricus* i *Nothognathella brevidonta* (MALEC 1996).

W warstwach nieczulickich dominuje biofacja polygnatidowa – ancyrodelidowa, w obrębie której biofacja ikriodidowa stanowi poniżej 1% populacji konodontowej. W gruboławicowych wapieniach warstw kostomłockich zdecydowanie przeważa biofacja ikriodidowa, z podrzędnym udziałem biofacji polygnatidowej, ancyrodelidowej i mesotaksidowej.

Sukcesja konodontowa z pogranicza warstw nieczulickich i kostomłockich jest charakterystyczna dla poziomu *falsiovalis* z pogranicza żywetu i franu (Fig. 1).

Stratygrafia i korelacje. Granica pomiędzy żywetem a franem lokalizowana jest w wyższej części poziomu dolny *falsiovalis*, w przybliżeniu w momencie pierwszego wystąpienia *Ancyrodella rotundiloba* (SANDBERG i in. 1989; ZIEGLER i SANDBERG 1990; RACKI i BULTYNCK 1993; NARKIEWICZ 2006). Obecność tego gatunku w górnej części warstw nieczulickich wskazuje na ich wczesnofrański wiek. W rejonie Nieczulic, granica pomiędzy żywetem a franem przebiega najprawdopodobniej poniżej warstw z pierwszym stanowiskiem *A. rotundiloba*. Z dokumentacji konodontowej pogranicza warstw nieczulickich i kostomłockich wynika, że początek sedymentacji „ziarnistych” wapieni warstw kostomłockich w basenie łysogórskim miał miejsce w górnej części poziomu dolny *falsiovalis*. Konodonty poziomu górny *falsiovalis*, z indeksowym gatunkiem *Mesotaxis asymmetrica* pojawiają się w odległości około 5 m powyżej spągu warstw kostomłockich.

Pomiędzy warstwami nieczulickimi a warstwami kostomłockimi występuje wyraźny kontrast litologiczny. Pojawienie się w sekwencji dewonu gruboławicowych wapieni „ziarnistych” warstw kostomłockich wskazuje na nagłą zmianę warunków sedymentacji osadów, która mogła być spowodowana eustatycznym zdarzeniem regresywnym lub tektonicznymi ruchami blokowymi na obrzeżach basenu.

W NW części regionu kieleckiego, na obszarze strefy przejściowej – kostomłockiej pomiędzy regionem kieleckim a łysogórskim, sedymentacja warstw kostomłockich rozpoczęła się w dobie *punctata*, tzn. później aniżeli w regionie łysogórskim (RACKI i BULTYNCK 1993). „Ziarnisty” materiał węglanowy warstw kostomłockich z synkliny bodzentyńskiej nie był dostarczany do basenu łysogórskiego z północnego obrzeża płytkowodnej platformy węglanowej regionu kieleckiego. Obszarem źródłowym tych osadów była najprawdopodobniej platforma węglanowa leżąca na północ od Gór Świętokrzyskich.

Utwory z pogranicza warstw nieczulickich i kostomłockich z rejonu Nieczulic, pod względem pozycji biostratygraficznej odpowiadają warstwom szydlówcekim z obszaru kostomłockiego oraz leżącym dalej na południe warstwom z Wietrzni, wykształconym na północnym skłonie rafy dymińskiej (por. RACKI 1993).

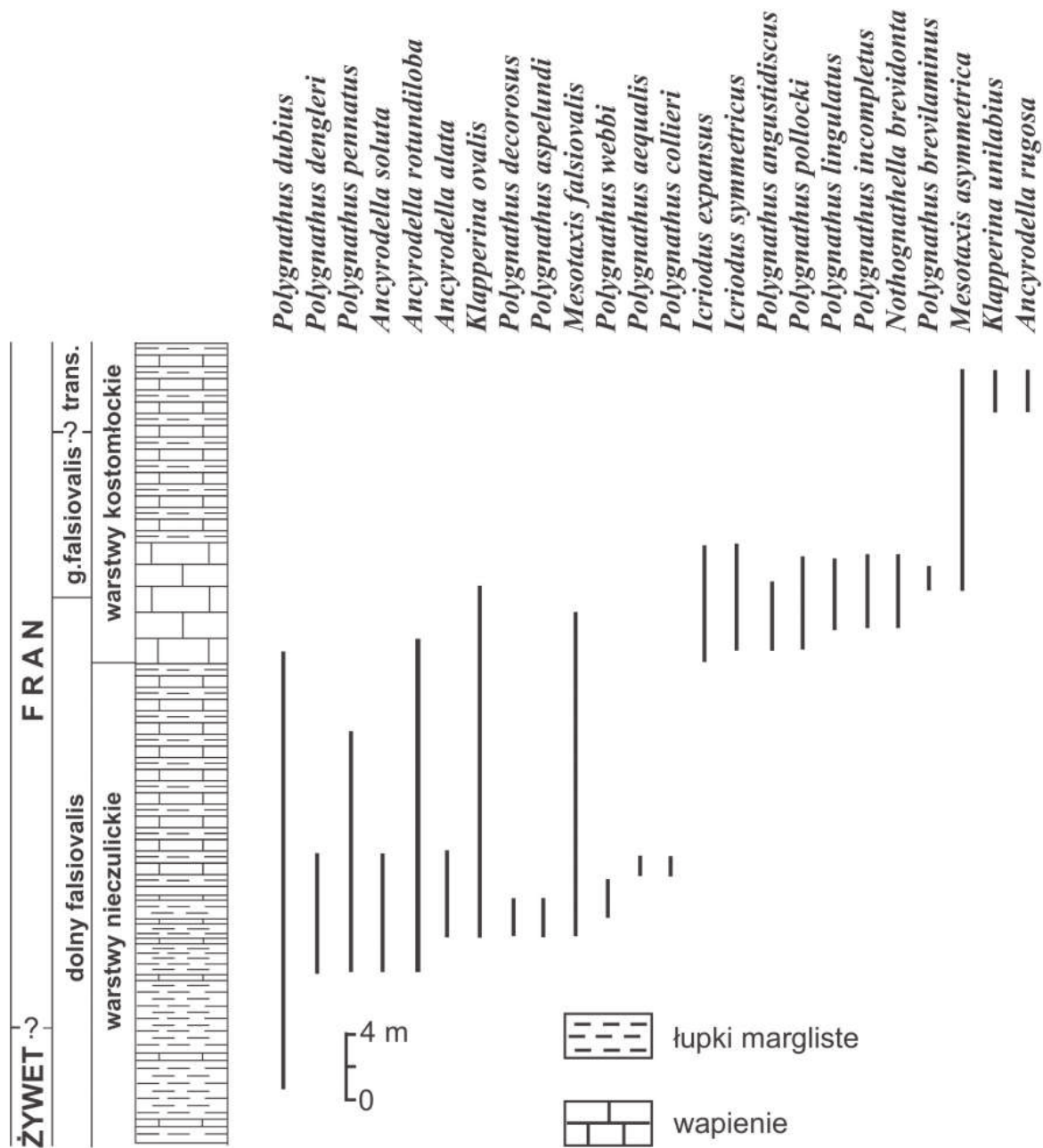


Fig. 1. Zasięgi stratygraficzne konodontów na pograniczu żywetu i franu w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich; g.: górny; trans.: *transitans*

LITERATURA

- MALEC J. 1996. Wyniki badań utworów dewonu z rejonu Nieczulic i Skał. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **52**, 78-81.
- NARKIEWICZ K. 2006. Chronostratygrafia dewonu środkowego a standardowe i alternatywne podziały konodontowe. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 674-681.
- RACKI G. 1993. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**, 87-182.
- RACKI G. i BULTYNCK P. 1993. Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **43**, 1-25.
- SANDBERG C.A., ZIEGLER W. i BULTYNCK P. 1989. New Standard Conodont Zones and Early *Ancyrodella* Phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **110**, 195-230.
- ZIEGLER W. i SANDBERG C.A. 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

Sylurskie zespoły akritarchowe z Gór Świętokrzyskich

Monika MASIĄK

Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
mmasiak@twarda.pan.pl

Próbki do badań palinologicznych zostały pobrane z północnego skrzydła synkliny bardziańskiej (region kielecki Gór Świętokrzyskich) – z wąwozu Prągowiec, gdzie na przestrzeni około 600 metrów odsłania się seria utworów wenloku i ludlowu o miąższości ok. 160 m. W utworach odsłaniających się w wąwozie znaleziono bogaty zespół mikrofitoplanktonu o ścianach organicznych. Większość z nich stanowią palinomorfy, tj. akritarchy i prazynofyty, o długim zasięgu stratygraficznym.

Wśród całej sukcesji palinomorf można znaleźć tylko siedem gatunków, których zasięg ograniczony jest do homerianu i gorstianu (górnego wenloku–dolnego ludlowu). Zespół palinologiczny poddany został szczegółowej analizie ilości okazów występujących w badanych próbkach.

Począwszy od górnej części poziomu *testis* aż do poziomu *nilssoni* (podział biostratygraficzny nieformalny, wg TOMCZYKOWEJ i TOMCZYKA 1981) sukcesja jest bogata pod względem ilości występujących gatunków. Powyżej poziomu *nilssoni* zespół ubożeje, jednak należy tu wspomnieć, że gęstość opróbowania była dużo mniejsza.

Aczkolwiek zanalizowana została cała sukcesja palinologiczna występująca w utworach z Prągowca, do omawianych w niniejszym referacie zagadnień wybranych zostało 18 próbek, w których rozpoznano 24 rodzajów akritarch z 63 gatunkami oraz 2 rodzaje prazynofytów, wśród których wyróżniono 6 gatunków.

Stropowa część poziomu *testis* charakteryzuje się obfitym i dość dobrze zróżnicowanym taksonomicznie zespołem palinologicznym. Zespół ten, na granicy z poziomem *nassa* gwałtownie ubożeje, zarówno pod kątem ilościowym, jak i taksonomicznym. Stopniowo, w trakcie trwania poziomu *nassa* zespół odradza się pod względem ilościowym, wciąż jednak pozostaje mało zróżnicowany taksonomicznie. Jest to praktycznie zespół monospecyficzny z gatunkiem dominującym *Oppilatala insolita* (Cramer et Diez, 1972) Dorning, 1981.

Jednym z możliwych i prawdopodobnych wytłumaczeń przedstawionych powyżej zmian zachodzących w sukcesjach akritarchowo – prazynofytowych pochodzących z poziomów *T. testis* – *N. nilssoni* jest wpływ wydarzeń biotycznych występujących w tym interwale czasowym. Sposób różnicowania zespołu palinomorf z synkliny bardziańskiej przypuszczalnie wiązać można z kryzysem wczesnohomeriańskim.

Wczesnohomeriańskie wydarzenie – zwane Wielkim Kryzysem lub wydarzeniem *lundgreni*, było jednym z pierwszych

opisanych wydarzeń sylurskich, stąd zainteresowanie tym wydarzeniem i jego stosunkowo dobre rozpoznanie. Miało ono miejsce pod koniec doby graptolitowej *Cyrtograptus lundgreni* i spowodowało globalny kryzys biotyczny. Najbardziej dramatyczne skutki kryzysu *lundgreni* dotknęły faunę graptolitową – miało wówczas miejsce masowe wymieranie wielu wenlockich gatunków i całkowity zanik cyrtograptidów. Scenariusz wymierania, a także proces stopniowego odradzania się gatunków po kryzysie, stosunkowo dobrze udokumentowano w licznych pracach. Poczynione obserwacje dotyczyły między innymi mechanizmu wymierania w czasie trwania kryzysu analizowanego w obrębie zespołu graptolitowego i akritarchowego w profilu wiercenia Bartoszyce IG1 z platformy wchodnioeuropejskiej (POREBSKA i in. 2004).

Porównując sukcesję palinologiczną z Prągowca z analogiczną sukcesją z wiercenia Bartoszyce IG1, można zauważyć, że zespoły palinomorf, które można wiązać z fazą wymierania (odpowiadająca dobowi *lundgreni*, *testis*) oraz odnawiania (doba *predeubeli*) są podobne, zarówno pod względem taksonomicznym, jak i zróżnicowania ilościowego. Zespoły reprezentujące fazę przetrwania charakteryzują się natomiast słabym zróżnicowaniem oraz występowaniem gatunku dominującego.

Podobne badania zostały przeprowadzone na zespole palinologicznym występującym w takim samym interwale czasowym w wierceniu Grötlingbo 1 na Gotlandii (Szwecja). W sukcesji akritarchowej można tu prześledzić podobne, wręcz takie same trendy w różnicowaniu się mikrofitoplanktonu w poszczególnych fazach wymierania graptolitów (CALNER i in. 2005). Jediną istotną różnicą jest obecność innego gatunku dominującego w zespole podczas fazy przetrwania, aczkolwiek reprezentującego ten sam rodzaj co w wierceniu Bartoszyce IG1 (rodzaj *Leiofusa*).

Podsumowując można stwierdzić:

- istnienie takiego samego mechanizmu różnicowania zespołów mikrofitoplanktonu we wczesnohomeriańskim basenie Baltiki (co może stanowić narzędzie korelacyjne);
- strefowość tego basenu objawiającą się występowaniem różnych gatunków akritarchowych dominujących w fazie przetrwania;
- synchroniczność zmian dotyczących różnicowania się frekwencji zespołów akritarchowych i graptolitowych. Sugeruje to, że akritarchy i prazynofyty nie mogły być źródłem pokarmu dla graptolitów.

LITERATURA

- CALNER M., KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK A., MASIĄK M. i SCHMITZ B. 2006. Correlation of the middle Silurian graptolite crisis and coeval laminated sediments across the Baltic Shield and East European Platform. *GFF*, **128**, 79-84.
- PORĘBSKA E., KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK A. i MASIĄK M. 2004. The *lundgreni* event in the East European Platform in Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **213**, 271-294.
- TOMCZYKOWA E. i TOMCZYK H. 1981. Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. W: ŻAKOWA H. (red.) *Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce*, 42-57.

Pierwsze w Polsce wystąpienie mikrobrachiopodów *Lambdarina*

Jolanta MUSZER, Marta ŁUGOWSKA

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-204 Wrocław
jmus@ing.uni.wroc.pl

Ramienionogi z rodziny Lambdarinidae są skamieniałościami rzadko opisywanymi w literaturze paleontologicznej. Powodem tego są ich bardzo małe rozmiary (maksymalnie do około 3 mm długości) oraz rzadkie stosowanie metod mikropaleontologicznych do pozyskiwania i identyfikacji ramienionogów zawiasowych. Wszystkie dotychczas opisane taksony zostały odkryte przypadkowo, właśnie przy okazji badań mikropaleontologicznych.

Stanowisko systematyczne lambdarinidów oraz innych podobnych ramienionogów jest przedmiotem dyskusji od ponad pięćdziesięciu lat. Po raz pierwszy mikromorficzne ramienionogi zostały odkryte przez COOPERA (1956) w osadach górnego pensylwanu Nowego Meksyku. Badacz ten opisał między innymi gatunek *Cardiarina cordata* i zaliczył go do rodziny Cardiarinidae (rząd Rhynchonellida). Następne prace przyniosły kolejne doniesienia o nowych rodzajach zaliczonych do tej rodziny: *Lambdarina*, *Loborina*, *Minysphaenia* czy *Hampsia* (BRUNTON i CHAMPION 1974; BALIŃSKI 1982; GRANT 1988; MORRIS 1994). *Loborina* była pierwszym cardiarinidem znalezionym na terenie Polski w dolnym famenie obszaru krakowskiego (BALIŃSKI 1982). Wymienione powyżej rodzaje z wyjątkiem *Cardiarina* są reprezentantami nadrodziny Lambdarinoidea (rząd Rhynchonellida) (SAVAGE 1996; patrz BALIŃSKI 1999). Natomiast cechy budowy wewnętrznej rodzaju *Cardiarina* sugerują jego przynależność do Terebratulacea (HOARE i MAPES 1997).

Dotychczas opisano sześć gatunków rodzaju *Lambdarina*. Prawie wszystkie pochodzą z utworów dolnego karbonu Anglii, Irlandii, Belgii, Hiszpanii, Chin i Australii (BRUNTON i CHAMPION 1974; NAZER 1983; BASSETT i BRYANT 1993; MORRIS 1994; MARTÍNEZ-CHACÓN 1997; BALIŃSKI 1999). Zasięg stratygraficzny tego rodzaju najprawdopodobniej ogranicza się do wczesnego karbonu i odpowiada przedziałowi od późnego turneju po późny wizen (SAVAGE 2002). *Lambdarina iota*, stwierdzona w górnym permie Grecji (GRANT 1988), nie została uwzględniona w podanym przez SAVAGE'a (2002) zasięgu stratygraficznym tego rodzaju. Znalezienie w Górach Sowich pierwszego w Polsce stanowiska z mikromorficznymi ramienionogami *Lambdarina* poszerza dotychczasową kolekcję okazów reprezentujących ten rodzaj.

Dolny karbon Gór Sowich to głównie zlepieńce, brekcje, piaskowce oraz osady ilasto-szarogłazowe z wkładkami wa-

piennymi z przedziału stratygraficznego od środkowego wizenu (?) po górny wizen (poziomy $Go\alpha$ – $Go\beta$?) (ŻAKOWA 1966). Skały te stanowią fragment pokrywy osadowej zachowanej obecnie jedynie w zapadliskach tektonicznych. W profilu Jugowa odsłaniają się przeławicające się ilowce, mułowce, piaskowce szarogłazowe i drobnoziarniste zlepieńce, zawierające buły wapienne i wapienno-margliste. Osady te stanowią tzw. warstwy sokoleckie należące do górnowizeńskiego poziomu goniatyowego $Go\alpha$ (ŻAKOWA 1966).

Z 1 kg próby z buły wapiennej, rozdrobnionej przy użyciu soli glauberskiej, wyseparowano zespół mikroskamieniałości zawierający również mikromorficzne ramienionogi (9 okazów). Okazy tych ramienionogów mają gładkie, nieporowate, płaskowypukłe do dwuwypukłych muszle, o charakterystycznym trójkątnym kształcie (Fig. 1). Skorupki są dwulobowe z głęboką zatoką. Na szczycie skorupy brzusznej występuje otwór na nóżkę. Dziób skorupy brzusznej wystaje bardzo wyraźnie ponad brzeg zawiasowy, oddziela go dobrze rozwinięte symphytium. Ornamentacja złożona z linii przyrostowych jest wyraźniejsza w przedniej części łobów. Wszystkie znalezione okazy mają złączone skorupy, ale niektóre nie są kompletne. Formy juwenilne odróżniają się od form dojrzałych między innymi bardziej smukłym zarysem wynikającym z większej długości skorupki w stosunku do jej szerokości, mają też słabsze wcięcie zatoki i krótsze loby. Znalezione okazy wykazują największe morfometryczne podobieństwo do wczesnowizeńskiego gatunku *Lambdarina manifoldensis*, jednak różnią się od niego brakiem środkowego grzbietu w zatoce (patrz BASSETT i BRYANT 1993). Być może reprezentują nowy gatunek lub stanowią podgatunek *L. manifoldensis* i dopiero pozyskanie większej ich kolekcji umożliwi rozstrzygnięcie tej kwestii.

Cechą charakterystyczną lambdarinidów oraz cardiarinidów są częste ślady nawierceń ich skorup przez nieznanne drapieżniki, przypuszczalnie ślimaki (HOFFMEISTER i in. 2003). Okazy z Jugowa nie mają wyraźnych śladów tego rodzaju, co może wynikać ze statystycznie zbyt małej wielkości zbioru (częstość nawierceń u *L. manifoldensis* wynosi około 12% – patrz HOFFMEISTER i in. 2003).

Niezbyt duża ilość stanowisk tych ramienionogów jest również przyczyną słabego rozpoznania ich paleośrodowiska oraz paleoekologii. Z dotychczasowych badań wynika, że występują one w warstwowanych skałach węglanowych (mikrytach,

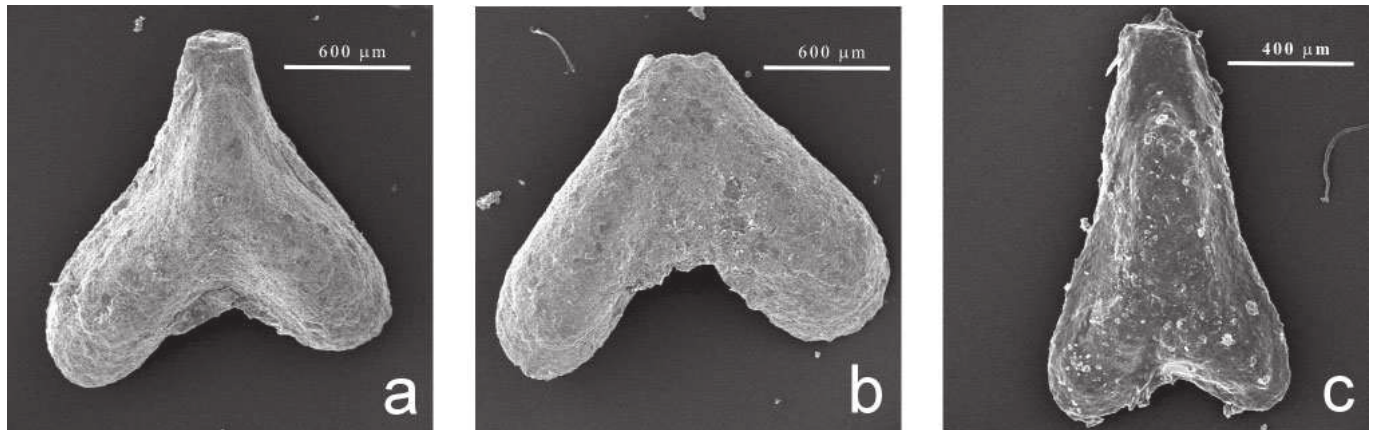


Fig. 1. *Lambdarina* sp. a. widok od strony grzbietowej; b. widok od strony brzusznej; c. okaz juwenilny

biomikrytach, biomikrorudytach i pelletoidach – patrz GRANT 1988; BASSETT i BRYANT 1993) i skrzemionkowanych wapieniach (BRUNTON i CHAMPION 1974; BALIŃSKI 1999). BASSETT i BRYANT (1993) uważają, że *L. glaphyra* zasiedlała niskoenergetyczne muliste środowisko proksymalnej peryrafowej facji (facja Laffe), sąsiadującej z budowlami typu Waulsortien i przyczepiały się do miękkiego dna. Biorąc pod uwagę małe rozmiary lambdarinidów, BRUNTON i CHAMPION (1974) sugerowali ich epiplanktoniczny tryb życia, albo też zasiedlanie twardego podłoża. Ponadto interpretowali paleośrodowisko lambdarini-

dów, znalezionych w skrzemionkowanych wapieniach, jako stosunkowo płytkowodne z niskim tempem sedymentacji.

Zespół skamieniałości towarzyszący lambdarinidom z Jugowa, składający się z ramienionogów, koralowców, ślimaków, małży, małżoraczków, głowonogów, otwornic i liliowców oraz zapis litologiczny, sugerują płytkowodne środowisko sedymentacji, w którym zostały pogrzebane. Rozmieszczenie paleogeograficzne stanowisk z lambdarinidami nasuwa wniosek o ich globalnym rozprzestrzenieniu w strefie wód równikowo-zwrotnikowych.

LITERATURA

- BALIŃSKI A. 1982. A new cardiariid brachiopod (Rhynchonellacea). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **3**(1982), 129-136.
- BALIŃSKI A. 1999. Brachiopods and conodonts from the Early Carboniferous of South China. *Acta Palaeontologica Polonica*, **44**, 437-451.
- BASSETT M.G. i BRYANT C. 1993. The micromorphic rhynchonelloidean brachiopod *Lambdarina* from the type Dinantian. *Journal of Paleontology*, **67**, 518-527.
- BRUNTON C.H.C. i CHAMPION C. 1974. A Lower Carboniferous brachiopod fauna from the Manifold Valley, Staffordshire. *Palaeontology*, **17**, 811-840.
- COOPER G.A. 1956. New Pennsylvanian brachiopods. *Journal of Paleontology*, **30**, 521-530.
- GRANT R.E. 1988. The Family Cardiariidae (Late Paleozoic rhynchonellid Brachiopoda). *Senckenbergiana Lethaea*, **69**, 121-135.
- HOARE R.D. i MAPES R.H. 1997. *Cardiarina cordata* Cooper, 1956, (Brachiopoda), Terebratuloid or Rhynchonelloid? *Journal of Paleontology*, **71**, 32-34.
- HOFFMEISTER A.P., KOWALEWSKI M., BAMBACH R.K. i BAUMILLER T.K. 2003. Intense drilling in the Carboniferous brachiopod *Cardiarina cordata* Cooper, 1956. *Lethaia*, **36**, 107-118.
- MARTÍNEZ-CHACÓN M.L. 1997. Braquiópodos silicificados visesenses de Los Santos de Maimona (Badajoz, SO de España). *Geobios*, **30**, Supplement 1, 357-372.
- MORRIS P.G. 1994. Some new Lower Carboniferous cardiariid brachiopods from the Milldale Limestones (Visean, Chadian) of North Staffordshire, England. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **5**(1994), 267-276.
- NAZER R. 1983. *Lambdarina* (Rhynchonellacea) from the Upper Visean of Queensland. *Journal and Proceedings, Royal Society of New South Wales*, **116**, 119-121.
- SAVAGE N.M. 2002. Lambdarinoidea. W: KAESLER R.L. (red.) *Treatise on Invertebrate Palaeontology, Part H (Revised)*, **4**, 1230-1232. Geological Society of America and University of Kansas Press.
- ŻAKOWA H. 1966. Poziom *Goniatites crenistria* w okolicy Sokolca i Jugowa u podnóży Gór Sowich. *Prace Instytutu Geologicznego*, **43**, 1-140.

Paleogeograficzne ograniczenia stosowania podziału konodontowego dla dewonu środkowego – przykład obszaru radomsko-lubelskiego

Katarzyna NARKIEWICZ

Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

katarzyna.narkiewicz@pgi.gov.pl

Najczęściej stosowanym schematem biozonacji konodontowej dla całego dewonu jest podział przedstawiony przez CLAUSENA i in. (1993), nazwany przez tych autorów standardowym podziałem konodontowym. Określenie „standardowy” oznacza zonację wzorcową i powszechnie stosowaną. Według W. ZIEGLERA i SANDBERGA (1990, fig. 1) tylko część tego schematu, od poziomu *disparilis* w obrębie dewonu środkowego do końca dewonu górnego, może być określana jako podział standardowy. Podział ten oparty jest na gatunkach wskaźnikowych charakterystycznych dla facji pelagicznych i rozpowszechnionych na całym świecie. Jednakże zarówno w dewonie środkowym, jak i w górnym utwory charakteryzujące facje płytkiego szelfu występowały na znacznie większych obszarach niż utwory szelfu głębszego (P.A. ZIEGLER 1989, fig. 5 i 6). Na tych obszarach gatunki wskaźnikowe nie występowały albo występowały bardzo rzadko, co ogranicza stosowanie podziału standardowego. Pewne aspekty schematu dewońskiego, szczególnie odnoszące się do żywetu, budzą więc wątpliwości i wymagają dokładniejszej analizy. Odnosi się to przede wszystkim do zakresu jego stosowalności w środowiskach bardziej płytkomorskich i/lub położonych bliżej obrzeży basenów, a także do sposobu definiowania poziomów.

Obszar radomsko-lubelski w czasie dewonu środkowego był częścią epikontynentalnego zbiornika morskiego, zwanego szelfem południowej Polski, który usytuowany był na południowym obrzeżeniu kontynentu Old Redu (Laurusji), w strefie klimatu tropikalnego (NARKIEWICZ i in. 1998). Obszar radomsko-lubelski obejmował trzy jednostki: podniesioną część platformy prekambryjskiej na wschodzie, rów lubelski w części centralnej i obszar radomski na zachodzie. W dwóch pierwszych, sedymentacja odbywała się w przybrzeżnych częściach płytkiego szelfu i charakteryzowała się głównie rozwojem utworów terygenicznym, silikoklastycznym oraz płytkowodnych osadów węglanowych i ewaporatowych relatywnie niewielkiej miąższości (ok. 200 m). Na obszarze radomskim natomiast dominują utwory ilasto-węglanowe i ilaste z fauną pelagiczną lub osady silniej węglanowe z ramienionogami, koralowcami i stromatoporoidami, osiągające około 1000 m miąższości.

Szczegółowe dane dotyczące fauny konodontowej pochodzą z 9 otworów wiertniczych: Szwejki IG 3, Bąkowa IG 1,

Niesiołowice IG 1, Świdno IG 1 (obszar radomski), Gielczew PIG 5, Komarów IG 1, Korczmin IG 1, Terebin IG 5 (rów lubelski) i Krowie Bagno IG 1 (podniesiona część platformy), z których uzyskano w sumie ok. 1350 okazów konodontów. Znalezione konodonty należą głównie do dwóch rodzajów: *Icriodus* i *Polygnathus*. Przewaga tego pierwszego rodzaju w zespołach konodontowych wskazuje na ogólnie płytkowodne środowisko sedymentacji w obszarze radomsko-lubelskim. W oparciu o spektrum rodzajowe i preferencje paleoekologiczne niektórych taksonów tj.: *Polygnathus ansatus*, *P. linguiformis linguiformis*, *Icriodus subterminus*, *I. brevis* czy *I. symmetricus*, stwierdzono, że środowisko życia środkowodewońskich zespołów konodontowych obszaru radomsko-lubelskiego zlokalizowane było na szelfie, w strefie nerytycznej obejmującej wody płytkie, ale poniżej podstawy falowania, do nieco głębszych, średnioenergetycznych. Długie okresy panowania warunków niesprzyjających bytowaniu konodontów w trakcie środkowego dewonu sprawiły, że zespoły konodontowe nie są znajdowane w ciągłej sukcesji w profilach, występując w izolowanych poziomach litologicznych.

Łącznie oznaczono 38 taksonów w randze gatunku i podgatunku. W obrębie tych taksonów zidentyfikowano tylko jeden gatunek wskaźnikowy dla schematu standardowego według CLAUSENA i in. (1993), tj. *P. ansatus*, którego obecność pozwoliła na wydzielenie tylko jednego podpoziomu tego schematu. Bardziej precyzyjne datowanie badanych utworów stało się możliwe tylko dzięki zastosowaniu kilku podziałów alternatywnych. Podział według BULTYNCKA (1987) został wprowadzony w celu rozwiązania problemu niepoprawnego zdefiniowania poziomu *varcus* w środkowym żywocie. Fauna *subterminus* (ROGERS 1998) dobrze charakteryzuje środowiska płytszego szelfu i może być zastosowana jako alternatywa dla części poziomu *hermanni* i *disparilis*. Poziom *norrisi* został zaproponowany jako alternatywny dla dolnego poziomu *falsiovalis* (KLAPPER i JOHNSON 1990): rozprzestrzenienie gatunku wskaźnikowego *Skeletognathus norrisi* jest znacznie szersze od rodzaju *Mesotaxis*, występuje on bowiem zarówno w facjach głębokich razem z *Mesotaxis* (SANDBERG i in. 1989), jak i w bardzo płytkich z *Pandorinellina insita* (KLAPPER i in. 1971; NORRIS i in. 1982, tab. 13). Ostatnia z alternatywnych zastosowanych przez autorkę jednostek biostratygraficznych, fauna

insita, dobrze charakteryzuje i reprezentuje środowiska najpłytszego szelfu (KLAPPER i in. 1971).

W badanym materiale w przeważającej ilości badanych próbek dominowały formy nieindeksowe. W takich przypadkach odwołano się do zestawienia całkowitych znanych zasięgów stratygraficznych taksonów pochodzących z jednej próbki analizując bardzo dokładnie pierwsze i ostatnie wystąpienie gatunków i podgatunków szczególnie istotnych z punktu widzenia stratygrafii obszaru radomsko-lubelskiego.

Wiek poszczególnych próbek w profilach został ustalony na podstawie zestawienia całkowitych zasięgów stratygraficznych wszystkich form obecnych w określonym zespole, w tym taksonów wskaźnikowych i charakterystycznych. Te oznaczenia wiekowe ekstrapolowano lub interpolowano w profilach przez porównanie pionowego następstwa próbek. Umożliwiło to udokumentowanie obecności sześciu jednostek biostratygra-

ficznego żywetu. Poziom *rhenanus/varcus* i *ansatus* stwierdzono na podstawie obecności gatunków nominalnych *P. rhenanus* i *P. ansatus*. Fauna *subterminus* została rozpoznana dzięki obecności gatunku nominalnego *I. subterminus* oraz gatunków charakteryzujących tę faunę: *P. angustidiscus* i *Mehlina gradata*. Poziom *norrisi* wydzielono w oparciu o gatunek wskaźnikowy *Sk. norrisi*, a faunę *insita* na podstawie obecności gatunku nominalnego *Pan. insita*. Na podstawie zestawienia całkowitych zasięgów stratygraficznych wszystkich form znalezionych w badanych zespołach określono poziomy *hermanni* i dolny poziom *falsovalis*.

Wyniki badań wskazują, że w płytszych i/lub bardziej przybrzeżnych strefach zbiornika morskiego możliwe jest zastosowanie precyzyjnej zonacji alternatywnej, niewiele odbiegającej dokładnością od zonacji CLAUSENA i in. (1993), opartej na formach charakterystycznych dla głębszego, otwartego zbiornika.

LITERATURA

- BULTYNCK P. 1987. Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. *Bulletin Institut Royal Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **57**, 149-181.
- CLAUSEN C.-D., WEDDIGE K. i ZIEGLER W. 1993. Devonian of the Rhenish Massif. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*, **10**, 18-19.
- KLAPPER G. i JOHNSON J.G. 1990. Revisions of Middle Devonian conodont zones. W: JOHNSON J.G. (red.) *Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada, and their position in a biofacies-province-real model*. *Journal of Paleontology*, **64**, 934-941.
- KLAPPER G., SANDBERG C.A., COLLINSON C., HUDDLE J.W., ORR R.W., RICKARD L.V., SCHUMACHER D., SEDDON G. i UYENO T.T. 1971. North American Devonian. Conodont biostratigraphy. *Geological Society of America, Memoir*, **127**, 285-316.
- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H. i MIŁACZEWSKI L. 1998. Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **165**, 31-46.
- NORRIS A.W., UYENO T.T. i McCABE H.R. 1982. Devonian rocks of the Lake Winnipegosis – Lake Manitoba outcrop belt, Manitoba. *Geological Survey of Canada, Memoir*, **392**, 1-280.
- ROGERS F.S. 1998. Conodont biostratigraphy of the Little Cedar and Lower Coralville formations of the Cedar Valley Group (Middle Devonian) of Iowa and significance of a new species of *Polygnathus*. *Journal of Paleontology*, **72**, 726-737.
- SANDBERG C.A., ZIEGLER W. i BULTYNCK P. 1989. New standard conodont zones and early *Ancyrodella* phylogeny across Middle-Upper Devonian boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **110**, 195-230.
- ZIEGLER P.A. 1989. Laurussia – The Old Red continent. W: McMILLAN N.J., EMBRY A.F. i GLASS D.J. (red.) *Devonian of the world. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, **14**, 15-48.
- ZIEGLER W. i SANDBERG C.A. 1990. The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**, 1-115.

Górnotriasowe amonity z wapieni typu Hallstatt Gór Djurdjura (Algieria) i ich znaczenie dla paleogeografii zachodniej Tetydy

Mariusz NIECHWEDOWICZ

Muzeum Wydziału Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
niechwedowicz.m@uw.edu.pl

Podczas późnego triasu obrzeżenie zachodniej części Oceanu Tetydy formowało rozległy, długi na setki kilometrów szelf węglanowy, ciągnący się od Turcji poprzez Hellenidy, Dynardy, Północne Alpy Wapienne, Alpy południowe, wschodnie Apeniny i Sycylię, a dalej ku zachodowi wnikający pomiędzy płytę afrykańską i mikropłytę AlKaPeCa (w skład której wchodziły terrany: Alboran, Wielka i Mała Kabylia, masyw Gór Peloritani w północno-wschodniej Sycylii i Kalabria; np. MICHAUD i in. 2002). Szelf ten budowały głównie osady płytkowodnej platformy węglanowej, której jednym z najbardziej charakterystycznych ogniw są wapienie typu Dachstein. Głębsze partie szelfu zajmowały, mające bardziej ograniczony zasięg, pelagiczne, często skondensowane facje węglanowe (wapienie typu Hallstatt) przechodzące w stronę otwartego basenu w radiolaryty.

Góry Djurdjura leżące w masywie Wielkiej Kabylji (północna Algieria) to – w triasowej paleogeografii – najbardziej na zachód wysunięte odgałęzienie triasowego basenu zachodniej Tetydy, skąd znane są jednostki typu austroalpejskiego z węglanowym górnym triasem (KOTAŃSKI 1986). Osady tego typu występują w okolicach wioski Tizi Merhaz w Masywie Chellata, położonym we wschodniej części łańcucha Djurdjura. Górnotriasowa sekwencja węglanowa buduje tam najwyższą w tym rejonie płaszczowinę Tizi Merhaz o charakterze allochtonicznym. Profil płaszczowiny rozpoczyna się dolomitami typu Ramsau (górna część środkowego triasu), które przechodzą w lagunowe i rafowe wapienie typu Dachstein (karnik), a wieńczą ją czerwone, pelagiczne wapienie typu Hallstatt (noryk), miejscami przewarstwiane z radiolarytami. Profil ten reprezentuje typowy przykład zatapiania płytkowodnej platformy węglanowej. Niższe, autochtoniczne jednostki Gór Djurdjura charakteryzuje typowa trójdzielna sekwencja triasu.

Wapienie typu Hallstatt z Tizi Merhaz posiadają typowe dla ich odpowiedników znanych z Północnych Alp Wapiennych czy południowo-wschodniej Azji (Himalaje, Timor), cechy i skład faunistyczny. Są to pelityczne wapienie barwy czerwonej, zwykle ubogie w skamieniałości. Jednakże miejscami przepelnione są licznymi amonitami oraz głowonogami

z podgromady Coleoidea (?*Aulacoceras*); ponadto obecne są także pelagiczne małże i szczątki liliowców.

Fauna amonitowa reprezentuje dwa, występujące niezależnie zespoły:

- amonity o gładkiej powierzchni muszli (leiostraca): Discophyllitidae – *Rhacophyllites neojurensis*, *Tragorhacoceras occultum*, Cladiscitidae – *Paracladiscites multilobatus*, Arpaditidae – ?*Daphnites* sp., Distichitidae – ?*Ectolcites* sp.;
- formy o silnie urzeźbionej muszli (trachyostraca): Tropiceltitidae – *Arnioceltites arietitiformis*.

Powyższa fauna datuje analizowane osady na środkowy noryk (MARTINI i in. 2000), choć obecność *T. occultum* świadczyć może o tym (RAKÚS 1993), że sedimentacja wapieni halstackich mogła trwać do późnego noryku. Datowanie to potwierdza dodatkowo występowanie pelagicznych małżów z rodzajów *Monotis* i *Halobia* (*H. norica* oraz *H. lineata*), istotnych biostratygraficznie dla tego interwału, również wskazujących na noryk (Paola de Capoa *inf. ustna* 2004).

Analizowana fauna amonitowa wykazuje duże podobieństwo w składzie gatunkowym do obszarów należących do prowincji tetydzkiej, takich jak Północne Alpy Wapienne, Bałkany, Oman, Pakistan, Himalaje i Timor. Zatem wydaje się, że zasięg tejże prowincji faunistycznej, począwszy od noryku, musiał być znacznie szerszy w kierunku zachodnim niż dotychczas sądzono. Fauna noryku prowincji tetydzkiej zastąpiła w tym rejonie środkowotriasową faunę należącą do lokalnej prowincji sefardyjskiej.

Obecność węglanowego górnego triasu w opisywanym rejonie jest o tyle interesująca, że dotychczasowe mapy paleogeograficzne nie zawierają danych o możliwości tak dalekiej ekspansji późnotriasowej Tetydy w kierunku zachodnim. Występowanie w masywie Kabylji czerwonych wapieni typu Hallstatt, uważanych – w przeciwieństwie do ich szarych odmian – za dystalny osad pelagicznej platformy węglanowej (HORNUNG i BRANDNER 2005) oraz współwystępujących z nimi radiolarytów sugerować może, iż ryfting tego odgałęzienia zachodniej Tetydy (przedłużenie basenu Lagonegro w kierunku zachodnim) przebiegał znacznie szybciej.

LITERATURA

- HORNUNG T. i BRANDNER R. 2005. Biochronostratigraphy of the Rein-graben Turnover (Hallstatt Facies Belt): Local black shale events controlled by regional tectonics, climatic change and plate tectonics. *Facies*, **51**, 460-479.
- KOTAŃSKI Z. 1986. Alpejskie facje triasu w zachodniej części obszaru mediterańskiego. *Przegląd Geologiczny*, **34**, 627-635.
- MARTINI R., ZANINETTI L., VILLENEUVE M., CORNE J.-J., KRYSYŃ L., CIRILLI S., DE WEVER P., DUMITRICA P. i HARSOLUMAKSO A. 2000. Triassic pelagic deposits of Timor: palaeogeographic and sea-level implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **160**, 123-151.
- MICHARD A., CHALOUAN A., FEINBERG H., GOFFÉ B. i MONTIGNY R. 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **173**, 3-15.
- RAKÚS M. 1993. Late Triassic and Early Jurassic Phylloceratids from the Salzkammergut (Northern Calcareous Alps). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **13**, 933-963.

Nowe stanowiska z ichtnofauną kręgowców z pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich

Grzegorz NIEDŹWIEDZKI¹, Zbigniew REMIN²

¹Wydział Biologii, Uniwersytet Warszawski; ul. Banacha 2, 02-097 Warszawa;
Muzeum Przyrody i Techniki w Starachowicach, ul. Wielkopiecowa 1, 27-200 Starachowice
grzegorzniezwiedzki@yahoo.com

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
zbyh@uw.edu.pl

Pierwsze ślady kręgowców znalezione zostały przez Profesora Jana Samsonowicza w osadach pstrego piaskowca w rejonie Kossowic-Jarug na obszarze Gór Świętokrzyskich (SAMSONOWICZ 1929, 1934). W latach 1950-1990 w trakcie badań geologicznych prowadzonych na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich odkryte zostały kolejne stanowiska z tropami kręgowców w Jarugach (KARASZEWSKI 1966, 1976), Boleszynie (PTASZYŃSKI 1979), Witulinie (PTASZYŃSKI 1979; SENKOWICZOWA 1982), Dołach Opacich (PTASZYŃSKI 1979, 1996), Tumlinie-Góra Grodowa (GRADZIŃSKI i in. 1979), Wiórach (SENKOWICZOWA i ŚLĄCZKA 1962; FUGLEWICZ i in. 1981) oraz na Górze Sosnowicy (GRADZIŃSKI i UCHMAN 1994).

Szczegółowe badania tropów kręgowców z pstrego piaskowca tego obszaru (wraz z rozpoznaniem nowych lokalizacji) przeprowadzone zostały przez FUGLEWICZA i in. (1990), PTASZYŃSKIEGO (2000a, b), KULETĘ i in. (2001, 2005, 2006), PTASZYŃSKIEGO i NIEDŹWIEDZKIEGO (2002, 2004) i NIEDŹWIEDZKIEGO i in. (w druku).

W trakcie badań terenowych prowadzonych w latach 2001-2007 na północnym i południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich odkryte zostały nowe stanowiska z ichtnofauną kręgowców. Wstępny opis kilkunastu nowych, dotychczas szczegółowo niebadanych stanowisk, zawiera opracowanie NIEDŹWIEDZKIEGO i PTASZYŃSKIEGO (2004), gdzie sumaryczna lista lokalizacji z wystąpieniem ichtnofauny kręgowców obejmuje 26 miejscowości.

Od roku 2005 udało się rozpoznać szereg nowych lokalizacji z tropami kręgowców. Bogate w skamieniałości śladowe kręgowców okazały się wychodnie pstrego piaskowca w rejonie Starachowic. Rozpoznane tu zostały cztery nowe lokalizacje: Kuczów, Ostra Góra I i II oraz Rzepin. Szczegóły dotyczące pozycji litostratygraficznej wymienionych stanowisk nie są do końca wyjaśnione. Najprawdopodobniej są to osady wyższej części pstrego piaskowca. W lokalizacjach tych udało się znaleźć ślady z ichtnorodziny Chirotheriidae, Rhynchosauroi-

dae oraz tropy pozostawione przez zwierzęta pływające (?*Characichnos* isp.).

Nowe stanowiska z tropami kręgowców udało nam się rozpoznać w rejonie Chęciny na południowym obrzeżeniu. Żle zachowane ślady kręgowców (Rhynchosauroidea indet., Tetrapodia indet.) znaleźliśmy w odsłonięciach pstrego piaskowca w rejonie miejscowości Chęciny-Wrzosy, Miedzianka oraz w kamieniołomie w Zajączkowie.

Tropy kręgowców udało się znaleźć również w mniej znanych stanowiskach z osadami tzw. piaskowców tumlińskich, odsłoniętych w Tumlinie-Wykieniu, Tumlinie-Węglach oraz w skarpie drogi przy torze wyścigowym w Miedzianej Górze. Znalezione w tych lokalizacjach ślady przypominają ichtnotaksony *Phalangichnus* cf. *gagoli*, *Rhynchosauroidea* cf. *kuletai* oraz ?*Chelichnus* isp., opisane z odsłonięcia Tumlin-Góra Grodowa (PTASZYŃSKI i NIEDŹWIEDZKI 2004).

Nowe lokalizacje wymagają szczegółowych prac badawczych. Z wstępnych obserwacji wynika, że zawierają bogaty zapis ichtnoskamieniałości. W kilku tych lokalizacjach zaplanowaliśmy zakrojone na szerszą skalę prace ziemne, które pozwolą na zebranie reprezentatywnej kolekcji paleoichtnologicznej. Występowanie w osadach pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich licznych stanowisk ze zróżnicowanymi ichtnotaksonomicznie zespołami ichtnofaunistycznymi wraz możliwością datowania biostratygraficznego tych osadów (PTASZYŃSKI i NIEDŹWIEDZKI 2006) stwarza dogodne warunki do dokładnego rozpoznania składu i następstwa wiekowego zespołów tropów kręgowców w utworach górnego permu, oraz dolnego i środkowego triasu na obszarze obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Dane dotyczące zmienności ichtnozespołów kręgowców w czasie mogą być pomocne w rekonstrukcjach filogenezy kręgowców lądowych, w badaniach procesów ewolucyjnych (np. tempa radiacji, określania skali wymiany fauny), sukcesji fauny kręgowców w różnych środowiskach lądowych oraz w badaniach paleogeograficznych.

LITERATURA

- FUGLEWICZ R., PTASZYŃSKI T. i RDZANEK K. 1981. Tropy gadów w utworach pstrego piaskowca w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, **29**, 608-609.
- FUGLEWICZ R., PTASZYŃSKI T. i RDZANEK K. 1990. Lower Triassic tracks from the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **35**, 109-164.
- GRADZIŃSKI R. i UCHMAN A. 1994. Trace fossils from interdune deposits – an example from the Lower Triassic aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 121-138.
- GRADZIŃSKI R., GAŁOŁ J. i ŚLĄCZKA A. 1979. The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts., Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas. *Acta Geologica Polonica*, **29**, 151-175.
- KARASZEWSKI W. 1966. Tropy gadów i ślady wleczenia na powierzchni piaskowca retu z Jarug pod Ostrowcem Świętokrzyskim. *Kwartalnik Geologiczny*, **10**, 327-333.
- KARASZEWSKI W. 1976. *Chirotherium tuniewskii* sp. nov. from Rotherian sediments of the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, **24**, 23-25.
- KULETA M., NIEDŹWIEDZKI G. i PTASZYŃSKI T. 2001. Tropy kręgowców z retu Baranowa, Góry Świętokrzyskie. *Przegląd Geologiczny*, **49**, 325-327.
- KULETA M., NIEDŹWIEDZKI G. i PTASZYŃSKI T. 2005. Nowe stanowisko z tropami kręgowców z górnego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **53**, 151-155.
- KULETA M., NIEDŹWIEDZKI G. i ZBROJA S. 2006. Stanowisko z tropami kręgowców z osadów najwyższego środkowego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 1081-1088.
- NIEDŹWIEDZKI G. i PTASZYŃSKI T. 2004. Nowe stanowiska z tropami kręgowców z osadów pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Materiały Konferencji 'Od Ekomuzeum Aglomeracji Staropolskiej do Geoparku Doliny Kamiennej'*, Starachowice, 2004, 88-93.
- NIEDŹWIEDZKI G., KIN A., REMIN Z. i MAŁKIEWICZ M. w druku. Środowotriasowa ichnofauna kręgowców z „warstw z Krynek” w Górach Świętokrzyskich – wstępny przegląd. *Przegląd Geologiczny*.
- PTASZYŃSKI T. 1979. Budowa geologiczna okolic Nietuliska koło Ostrowca Świętokrzyskiego. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej, Wydział Geologii UW.
- PTASZYŃSKI T. 1996. Ślady gadów w najniższym pstrym piaskowcu okolic Ostrowca Świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, **44**, 1042-1043.
- PTASZYŃSKI T. 2000a. Lower Triassic vertebrate footprints from Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **45**, 151-194.
- PTASZYŃSKI T. 2000b. Tropy kręgowców z piaskowca tumlińskiego Góry Grodowej, Góry Świętokrzyskie. *Przegląd Geologiczny*, **48**, 418-421.
- PTASZYŃSKI T. i NIEDŹWIEDZKI G. 2002. Nowe znaleziska tropów kręgowców z pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **50**, 441-446.
- PTASZYŃSKI T. i NIEDŹWIEDZKI G. 2004. Late Permian vertebrate tracks from the Tumlin sandstone, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **49**, 289-320.
- PTASZYŃSKI T. i NIEDŹWIEDZKI G. 2006. Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim. *Przegląd Geologiczny*, **53**, 525-533.
- SAMSONOWICZ J. 1929. Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **5**, 1-281.
- SAMSONOWICZ J. 1934. Objasnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 100 000, 1-97. Państwowy Instytut Geologiczny.
- SENKOWICZOWA H. 1982. Struktury biogeniczne w osadach retu i dolnego wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, **26**, 559-583.
- SENKOWICZOWA H. i ŚLĄCZKA A. 1962. O wieku piaskowców z Wąchocka. *Kwartalnik Geologiczny*, **6**, 35-49.

Tropy kręgowców w górnym triasie Polski

Grzegorz NIEDŹWIEDZKI¹, Tomasz SULEJ²

¹Wydział Biologii, Uniwersytet Warszawski; ul. Banacha 2, 02-097 Warszawa;
Muzeum Przyrody i Techniki w Starachowicach, ul. Wielkopiecowa 1, 27-200 Starachowice
grzegorzniezdzwiedzki@yahoo.com

²Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
sulej@twarda.pan.pl

Zapis paleoichnologiczny kręgowców dostarcza wiele cennych informacji dla badań paleobiologicznych i paleoekologicznych (LOCKLEY 1998). Ślady aktywności życiowej zwierząt (tzn. tropy, nory, odchody itp.) są również bardzo licznie reprezentowane w zapisie kopalnym, co może czynić z nich interesujący obiekt badań. W trakcie poszukiwań stanowisk ze szczątkami kostnymi kręgowców w utworach górnego triasu na obszarze Śląska i Gór Świętokrzyskich znalezione zostały liczne ślady pozostawione przez gady ssakokształtne, archozauiry (w tym wczesne dinozaury) oraz inne ślady małych zwierząt („jaszczurkomorfów”, płazów i małych gadów ssakokształtnych). Dotychczas, górnotriasowe ślady kręgowców (ślady dinozaurów) na terenie Polski znane były ze stanowiska w Czerwonych Żlebkach w Tatrach Zachodnich (NIEDŹWIEDZKI 2005).

W regionie świętokrzyskim ślady kręgowców stwierdzono w trzech lokalizacjach: Skarszyny, Chełsty i Południowe Gromadzice. Z wstępnych obserwacji geologicznych wynika, że reprezentują stanowiska różnego wieku (od karniku do retyku). Określenie dokładnego wieku tych utworów będzie możliwe po znalezieniu w wymienionych lokalizacjach istotnych dla biostratygrafii materiałów paleontologicznych (np. palinomorf,

konchostraków). W Skarszynie znalezione zostały ślady Chirotheriidae, tropy dinozaurów drapieżnych z ichnorodzaju *Grallator* isp. i *Anchisauripus* isp. oraz szereg form problematycznych (fragmentarycznie lub źle zachowanych), prawdopodobnie pozostawionych przez wczesne dinozaury. W Chełstach znalezione zostały ślady małych drapieżnych dinozaurów z ichnorodzaju *Grallator* isp., a w Południowych Gromadzicach tropy zauropodomorfów i dinozaurów drapieżnych (?*Anchisauripus* isp.).

Na Śląsku odkryte zostały dwa stanowiska z tropami kręgowców: Lipie Śląskie i Woźniki. W pierwszej wymienionej lokalizacji znalezione zostały ślady małych dinozaurów drapieżnych (*Grallator* isp., *Anchisauripus* isp.), wielkie trójpalczaste ślady o długości 40–45 cm prawdopodobnie pozostawione przez dużego dinozaura drapieżnego, oraz ślady z grupy Chirotheriidae (podobne do *Brachychirotherium* isp. i *Chirotherium* isp.). W Woźnikach udało się znaleźć ślady dużych gadów ssakokształtnych oraz tropy z grupy Rhynchosauroidae.

W wymienionych lokalizacjach przeprowadzone zostaną szersze badania geologiczne i paleoekologiczne, mające na celu dokładne określenie wieku i genezy tych osadów.

LITERATURA

LOCKLEY M.G. 1998. The vertebrate track record. *Nature*, **396**, 429-432.

NIEDŹWIEDZKI G. 2005. Nowe znalezisko tropów dinozaurów w górnym triasie Tatr. *Przegląd Geologiczny*, **53**, 410-413.

Morfologia i styl życia paleozoicznych Beyrichioidea (Ostracoda)

Ewa OLEMPKA

Institut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55; 00-818 Warszawa
olempka@twarda.pan.pl

Beyrichioidea to nadrodzina paleozoicznych małżoraczków z rzędu Palaeocopida ze znakomitym zapisem kopalnym obejmującym około 200 milionów lat, od późnego ordowiku do późnego permu. Badania niektórych cech morfologicznych Beyrichioidea podjęto po uzyskaniu unikalnie zachowanych skrzemionkowanych skorupek beyrichiidów (rodzaj *Malnina*) i paraparchitidów (rodzaje *Shivaella* i *Shishaella*) z dolnego karbonu południowych Chin. Na wewnętrznych powierzchniach skorupki widoczne są u nich bardzo dobrze zachowane odciski przyczepów mięśniowych, a na zewnętrznych powierzchniach skorupki widoczne są ujścia kanałów porowych. Cechy te pozwalają na częściowe odtworzenie budowy części miękkich, takich jak mięśnie zwieracza (*adductor*) zamykającego i otwierającego skorupki pancerzyka czy obecność mięśni poruszających odnóżami. Rozmieszczenie i ilość kanałów porowych pozwalają na stwierdzenie obecności włosków czuciowych. Systemy kanałów porowych poznane są u małżoraczków paleozoicznych w niewielkim stopniu, a u beyrichiidów nie są znane prawie całkowicie. Poszukiwanie dodatkowych materiałów z zachowanymi odciskami mięśni i kanałów porowych zostało uwieńczone sukcesem wśród środkowodewońskich gatunków rodzaju *Kozłowskiella* z Gór Świętokrzyskich oraz u gatunków rodzaju *Nodibeyrichia* z górnosylurskich głazów narzutowych.

U karbońskich Beyrichioidea w skład centralnego pola mięśniowego wchodzi: odcisk adduktora, składający się z kilkudziesięciu poligonalnych odcisków odpowiadających przyczepom poszczególnych włókien mięśniowych, pojedynczy odcisk mięśnia tzw. frontального, który jest jednym z mięśni obsługujących żuwaczkę (*mandibula*), i odcisk mandibularny, składający się z ośmiu odcisków będących przyczepami chitynowych ścięgien utrzymujących żuwaczkę w odpowiednim

położeniu. W skład tego pola wchodzi również tzw. *fulcral point*, który u współczesnych małżoraczków jest niewielkim zagłębieniem w wewnętrznej części skorupki, w którym oparta jest górna część członu podstawowego (*coxa*) żuwaczki. Zagłębienie to wspólnie z mięśniami frontalnymi i ścięgnami mandibularnymi zapobiega przemieszczaniu się żuwaczki w trakcie ruchów obrotowych przy pobieraniu i rozdrabnianiu pokarmu. Obecność depresji „fulkralnej” została po raz pierwszy stwierdzona u paleozoicznych małżoraczków. Bardzo podobny układ i podobną budowę odcisków mięśniowych stwierdzono u dewońskich gatunków *Kozłowskiella* i sylurskich *Nodibeyrichia*.

Badania systemu kanałów porowych wykazały obecność licznych prostych kanałów u karbońskich Beyrichioidea, z dużym ich nagromadzeniem wzdłuż brzegów skorupki, podobnie jak ma to miejsce u współczesnych małżoraczków. U *Kozłowskiella* stwierdzono występowanie kilku typów kanałów, prawdopodobnie część z nich służyła jako kanały dla włosków czuciowych, a niektóre były kanałami, które uczestniczyły w tworzeniu się nowych skorupki w trakcie linienia. Rozwinięty i skomplikowany układ kanałów porowych świadczy o bardzo dobrze rozwiniętym układzie nerwowym paleozoicznych Beyrichioidea.

Dotychczas w literaturze rozpowszechniony był pogląd, że beyrichioidy były filtratorami (ADAMCZAK 1969; GRAMM 1984; LETHIERS i WHATLEY 1994; BECKER i ADAMCZAK 2002). Obecność odcisków mięśni obsługujących żuwaczkę oraz obecność depresji fulkralnej przemawia raczej za tym, że podobnie jak współczesne małżoraczki z tego typu odciskami mięśni i obecnością *fulcral point*, były to bentosowe aktywnie odżywiające się i pełzające skorupiaki, być może padlinożercy. Prawdopodobnie mogły również pływać.

LITERATURA

- ADAMCZAK F. 1969. On the question of whether the palaeocope ostracods were filter-feeders. *W: NEALE J.W. (red.) The Taxonomy, Morphology and Ecology of Recent Ostracoda*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 93-98.
- BECKER G. i ADAMCZAK F.J. 2002. The Superfamily Bairdiacea Sars, 1888. 4. Valve characters in silicified ostracods: Are duplicatures described in Ordovician forms of artificial constitution or evolutionary dead-ends? *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **224**, 321-338.
- GRAMM M.N. 1984. Morfofiziologičeskie osnovy smeny fauny ostrakod. *Paleontologičeskiy Zhurnal*, **3**, 50-63.
- LETHIERS F. i WHATLEY R. 1994. The use of Ostracoda to reconstruct the oxygen levels of Late Palaeozoic oceans. *Marine Micropaleontology*, **24**, 57-69.

Uwagi o wieku utworów paleogeńskich na podstawie cyst Dinoflagellata w Mielniku (wschodnia Polska)

Danuta OLSZEWSKA-NEJBERT¹, Marcin BARSKI²

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

¹don@uw.edu.pl,²marbar@uw.edu.pl

W Mielniku (wschodnia Polska) eksploatowana jest kampańska i dolnomastyckka kreda pizająca. W stropie utworów kredowych znajdują się czarne ily, interpretowane jako ily rezidualne. W nadkładzie kredy zaś, występują słabo zwięzłe ily/iłowce, muły/mułowce, piaski/piaskowce o miąższości ok. 1,5–1,6 m. Na tym leży charakterystyczna warstwa fosforytowa, o miąższości 0,3–0,6 m, przepelniona kongrecjami fosforanowymi (OLSZEWSKA-NEJBERT i NEJBERT 2005), a powyżej – pakiet piasków kwarcowo-glaukonitowych o miąższości ok. 5 m. Utwory te przez wielu badaczy zaliczane są do oligocenu jedynie poprzez analogię cech litologicznych z obszarami sąsiednimi (np. RÜHLE i ZWIERZ 1961). Niektórzy badacze uznali te utwory za eocen na podstawie porównania litostratygraficznego z podobnymi utworami z Siemienia (Wyżyna Lubelska), datowanymi na podstawie małżów (patrz literatura w: UBERNA 1981) lub na podstawie badań geochronologicznych glaukonitów metodą K-Ar (KRZOWSKI 1997). Wiek glaukonitu został ustalony na podstawie tylko jednej próby pochodzącej z piaskowców glaukonitowych leżących pod warstwą fosforytową.

Celem pracy było sprecyzowanie i uzupełnienie stanu wiedzy na temat wieku utworów paleogeńskich w Mielniku. W trakcie badań terenowych pobrano kilkanaście prób do badań mikropaleontologicznych (cysty Dinoflagellata). We wstępnej fazie wytypowano 6 prób do analizy (Fig. 1): (1) próbka M1B – czarne ily w stropie mastyckkiej kredy, interpretowane jako zwietrzelina kredy pizającej; (2) próbka M2A – zapiaszczone czarne ily/muły tuż nad czarnymi ilyami w stropie kredy, ok. 1,6–1,8 m pod spągiem charakterystycznej warstwy fosforytowej; (3) próbka M5 – słabo zwięzłe zapiaszczone beżowe ily ok. 0,8–1,0 m pod spągiem warstwy fosforytowej; (4) próbka M7A – zapiaszczone ily/muły, 0,2 m pod spągiem warstwy fosforytowej, które nie występują w całym profilu, lecz obocznie zanikają; (5) próbka M9D – słabo zwięzłe piaski/piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, ok. 0,15 m nad stropem warstwy fosforytowej; (6) próbka M9A – piaski kwarcowo-glaukonitowe, ok. 4,3 m nad stropem warstwy fosforytowej, tuż pod utworami czwartorzędowymi.

Po przejściu standardowej preparacji palinologicznej pięć próbek: M1B, M2A, M5, M7A oraz M9D wykazało obecność organicznych cyst Dinoflagellata. Próbki M1B, M2A i M5

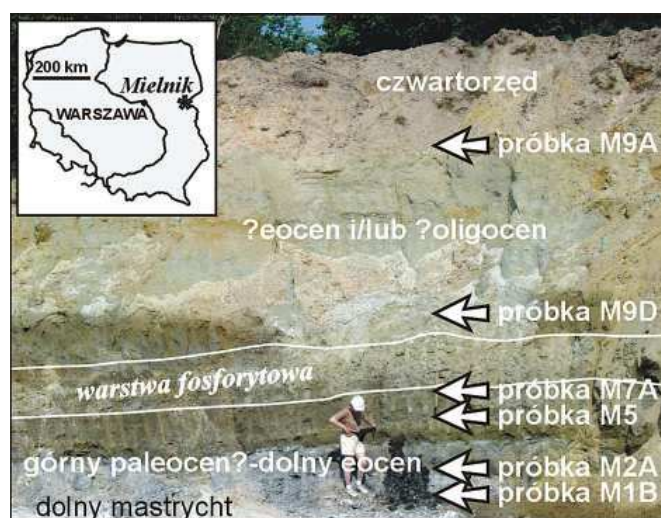


Fig. 1. Odślonienie utworów paleogeńskich i czwartorzędowych leżących na dolnomastyckkiej kredzie pizającej w północnozachodniej części kamieniołomu w Mielniku; strzałki wskazują miejsca pobrania prób na cysty Dinoflagellata, pozostałe objaśnienia w tekście

zawierają dobrze zachowany materiał palinologiczny z bogatymi spektrami gatunkowymi. W próbkach M7A i M9D odnotowano niewielkie ilości cyst Dinoflagellata. W próbce M9D zespoły wydają się być monospecyficzne i zawierają liczne, słabo zachowane cysty z rodzaju *Operculodinium* sp. (Fig. 2E). Próbka M7A zdominowana jest przez izometryczne czarne fitoklasty, pomiędzy którymi można zauważyć trudne do oznaczenia, mechanicznie zniszczone fragmenty dinocyst (Fig. 2F). Wstępne oznaczenia cyst Dinoflagellata z próbki M1B wskazują, że próbka ta, na podstawie obecności dużej ilości cyst z gatunku *Cerodinium diebelli* i *Cannosphaeropsis utinensis* (Fig. 2A, B) należy do przedziału stratygraficznego santon–mastycht kredy górnej (POWELL 1992; WILLIAMS i in. 2004). Próbki M2A i M5 zawierają, między innymi, gatunki *Thalassiphora delicata* oraz *Deflandrea oebisfeldensis* (Fig. 2C, D), co sugeruje ich przynależność do przedziału stratygraficznego górnego paleocenu–dolnego eocenu (POWELL 1992; WILLIAMS i in. 2004). Określenie pozycji stratygraficznej próbki M9D,

w której występują cysty Dinoflagellata z rodzaju *Operculodinium* sp., jest trudne. Rodzaj ten jest charakterystyczny dla utworów paleogenu i neogenu (szczególnie często pojawia się w eocenie i oligocenie), jednakże, jako rodzaj, ma on bardzo długi zasięg stratygraficzny.

Wstępne wyniki oznaczeń cyst Dinoflagellata uściślają wiek czarnych iłłów w stropie kredy piszącej na mastrycht. Na czarnych iłłach, z pewną luką stratygraficzną obejmującą ?górny mastrycht i paleocen (lub tylko dolny paleocen), leżą czarne i beżowe ily, muły, piaski drobnoziarniste ?górnego paleocenu i/lub dolnego eocenu. Precyzyjny wiek piasków glaukonitowych pod i nad warstwą fosforytową oraz samej warstwy fosforytowej, na podstawie wstępnych oznaczeń cyst Dinoflagellata, nie jest rozstrzygnięty (eocen? czy/lub oligocen?) i wymaga dalszych badań.

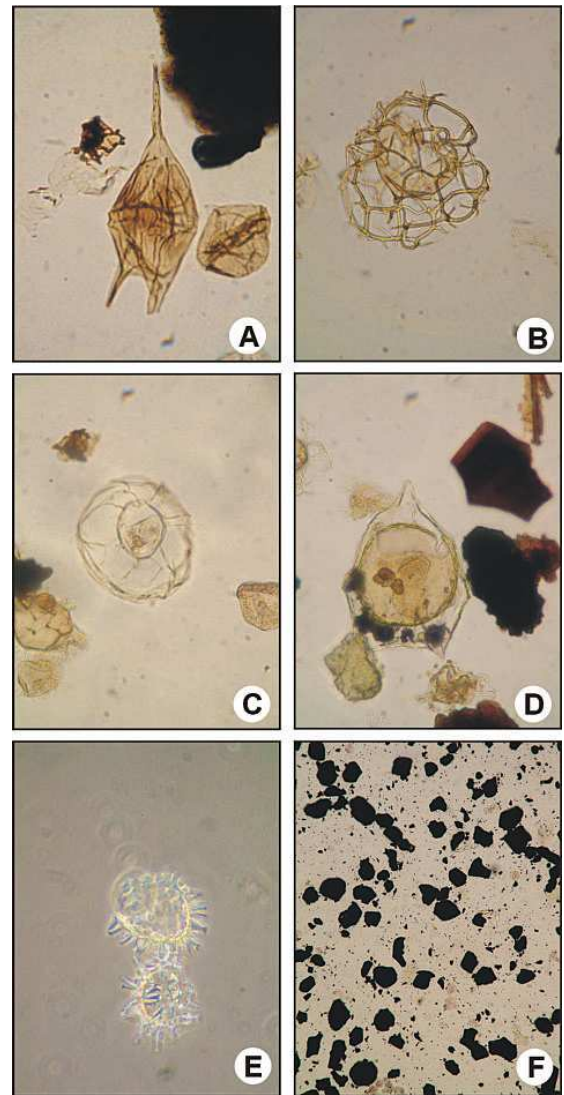


Fig. 2. Cysty Dinoflagellata oraz ogólny obraz preparatu palinologicznego z kamieniołomu w Mielniku. **A.** *Cerodinium diebelli* (Alberti, 1959) Lentin et William, 1987 z próbki M1B ($\times 300$); **B.** *Canosphaeropsis utinensis* Wetzel, 1932 z próbki M1B ($\times 300$); **C.** *Thalassiphora delicata* Williams et Downie, 1966 z próbki M2A ($\times 300$); **D.** *Deflandrea oebisfeldensis* Alberti, 1959 z próbki M2A ($\times 300$); **E.** *Operculodinium* sp. z próbki M9D ($\times 300$, kontrast fazowy); **F.** obraz szczątków organicznych zdominowanych przez czarne fitoklasty z próbki M7A ($\times 100$)

LITERATURA

- KRZOWSKI Z. 1997. Eocene in Mielnik on Bug River. *Geological Quarterly*, **41**, 61-67.
- OLSZEWSKA-NEJBERT D. i NEJBERT K. 2005. The posphorite concretions from the Eocene glauconite sands of Mielnik area, Eastern Poland. *Prace Specjalne Polskiego Towarzystwa Mineralogicznego*, **26**, 219-222.
- POWELL A.J. 1992. A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts, 1-290. Chapman and Hall, London.
- RÜHLE E. i ZWIERZ S. 1961. Przekrój geologiczny doliny Bugu na Podlasiu w okolicy Mielnika. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **169**, 213-240.
- WILLIAMS G.L., BRINKHUIS H., PEARCE M.A., FENSOME R.A. i WEEGINK J.W. 2004. Southern Ocean and Global Dinoflagellate Cyst Events Compared: Index Events for the Late Cretaceous-Neogene. W: EXON N.F., KENNETT J.P. i MALONE M.J. (red.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **189**, 1-98.
- UBERNA J. 1981. Upper Eocene Phosphate-bearing Deposits in Northern and Eastern Poland. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Serie des sciences de la terre*, **29**, 81-90.

Gąbki z utworów santonńskich w kamieniołomie Wielkanoc (Wyżyna Miechowska) – wstępne badania paleontologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne

Danuta OLSZEWSKA-NEJBERT¹, Ewa ŚWIERCZEWSKA-GŁADYSZ²

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
don@uw.edu.pl

²Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
eswierscz@geo.uni.lodz.pl

W północnej ścianie kamieniołomu Wielkanoc na Wyżynie Miechowskiej (południowa Polska) odsłaniają się utwory turonu, koniak i santonu. W spągowej części santonu występuje duża ilość makroskamieniałości, wśród których dominują gąbki (Fig. 1A), mniej liczne są jeżowce, belemnity i ślimaki. Gąbki z utworów santonńskich Wielkanocy reprezentowane są przez Hexactinosida (9 gatunków): *Wollemania araneosa*, *Verrucocoelia tubulata*, *V. alpina*, *Periphragella plicata*, *Lao-coetis fittoni*, *L. virgatula*, *Leptophragma micropora*, *Aphrocallistes cylindrodactylus* i *Polyopesia angustata*, oraz Lichniscosida (16 gatunków): *Porochonia simplex*, *Cinclidella angustata*, *Brachiolithes communis*, *Coeloptychium subagarioides*, *C. lobatum*, *Etheridgia miriabilis*, *Rhizopoterion cribrus*, *Leiostracosia angustata*, *Astropegma stellata*, *Sporadoscinia strips*, *S. alcynoides*, *S. venosa*, *Napaeana striata*, *Coscinopora infundibuliformis* i *Coeloscyphia racemosa*. Skład taksonomiczny badanego zespołu gąbek wykazuje podobieństwo do zespołu sfosfatyzowanych gąbek z utworów santonu okolic Saratowa (ŚWIERCZEWSKA-GŁADYSZ 1997 i *prace tam cytowane*) oraz do gąbek z koniak i santonu Anglii (*por.* REID 1968). Cechą szczególną badanego zespołu jest zróżnicowanie petrograficzne wypełnień (przestrzeni międzyspikularnej i spongocelów) gąbek, obejmujące też ich zróżnicowaną lityfikację i fosfatyzację. Ze względu na stan zachowania, gąbki z utworów santonńskich w Wielkanocy można podzielić na trzy grupy:

Grupa 1. Gąbki stosunkowo słabo zlityfikowane, makroskopowo białe z nielicznymi ziarnami glaukonitu. Gąbki są niepokruszone, ale ze względu na słabą lityfikację mają słabo czytelną morfologię powierzchni zewnętrznej. Skala wypełniająca ściankę gąbki i spongocel to w różnym stopniu słabo sfosfatyzowany wakston otwornicowy z niewielką ilością glaukonitu (Fig. 1C, D). Charakterystyczną cechą tego wypełnienia w spongocelach jest obecność dużych, ok. 1 mm średnicy, otwornic aglutynujących.

Grupa 2. Gąbki silnie zlityfikowane o barwie jasnobrązowej (beżowej). Okazy cechują się dobrze zachowaną morfologią powierzchni zewnętrznej. Duże okazy są obłamane, ale bez śladów obtoczenia. Zarówno przestrzenie międzyspikularne jak

i spongocel wypełnione są sfosfatyzowanym wakstonem otwornicowym lub otwornicowo-kalcisferowym z niewielką ilością glaukonitu (Fig. 1E, F). Dobrze zachowane pustki po igłach krzemionkowych całkowicie wypełnione są przez kalcyt (Fig. 1E). Grupa 3. Gąbki silnie zlityfikowane i sfosfatyzowane o barwach ciemnych. Wszystkie okazy są pokruszone i obtoczone, z silnie startą powierzchnią zewnętrzną. Ścianki gąbek wypełnione są sfosfatyzowanym wakstonem (miejscami wakstonem/mudstonem) otwornicowym lub otwornicowo-kalcisferowym z niewielką ilością glaukonitu. Większość pustek po igłach jest zaciśnięta, tylko nieliczne wypełnia kalcyt albo glaukonit (Fig. 1G). Spongocel tych gąbek zawierają również sfosfatyzowany wakston otwornicowy lub otwornicowo-kalcisferowy z niewielką ilością glaukonitu. Różne barwy osadu w spongocelu (Fig. 1H) prawdopodobnie wynikają z różnego stopnia utlenienia sfosfatyzowanej skały.

Skała podścielająca poziom z gąbkami (wyższa część dolnego koniak) to wapień organodetrytyczny z glaukonitem, miejscami obecne są duże fragmenty skorup inoceramowych. Mikrofacjalnie jest to wakston otwornicowy lub otwornicowo-kalcisferowy z niewielką ilością glaukonitu i sporadycznym kwarcem, oraz nielicznymi pokruszonymi inoceramami i szkarłupniami (Fig. 1B).

Skała otaczająca, w której znajdują się gąbki (?górnego santon, np. WALASZCZYK 1992) to zielony marglisty wapień glaukonitowy. Reprezentuje on pakston inoceramowy z dużą ilością ziaren glaukonitu (Fig. 1J), co wskazuje na bardziej dynamiczne środowisko powstawania tego osadu. Otwornice są tu mniej liczne, obecne są formy aglutynujące. Jest to mikrofacja zdecydowanie inna od mikrofacji wypełniających gąbki.

Podsumowanie. Ścianki i spongocel gąbek zawierają wakston otwornicowy lub otwornicowo-kalcisferowy, w różnym stopniu sfosfatyzowany. Ten rodzaj wypełnień dokumentuje spokojne i głębsze środowisko sedymentacji, preferowane przez przedstawicieli Hexactinosida i Lichniscosida. Porównanie utworów wypełniających gąbki z utworami santonu jednoznacznie świadczy o tym, iż wszystkie gąbki z trzech wyróżnionych grup, wymieszane w spągowych utworach santonu, były redeponowane. Osad wypełniający ściankę i spongocel

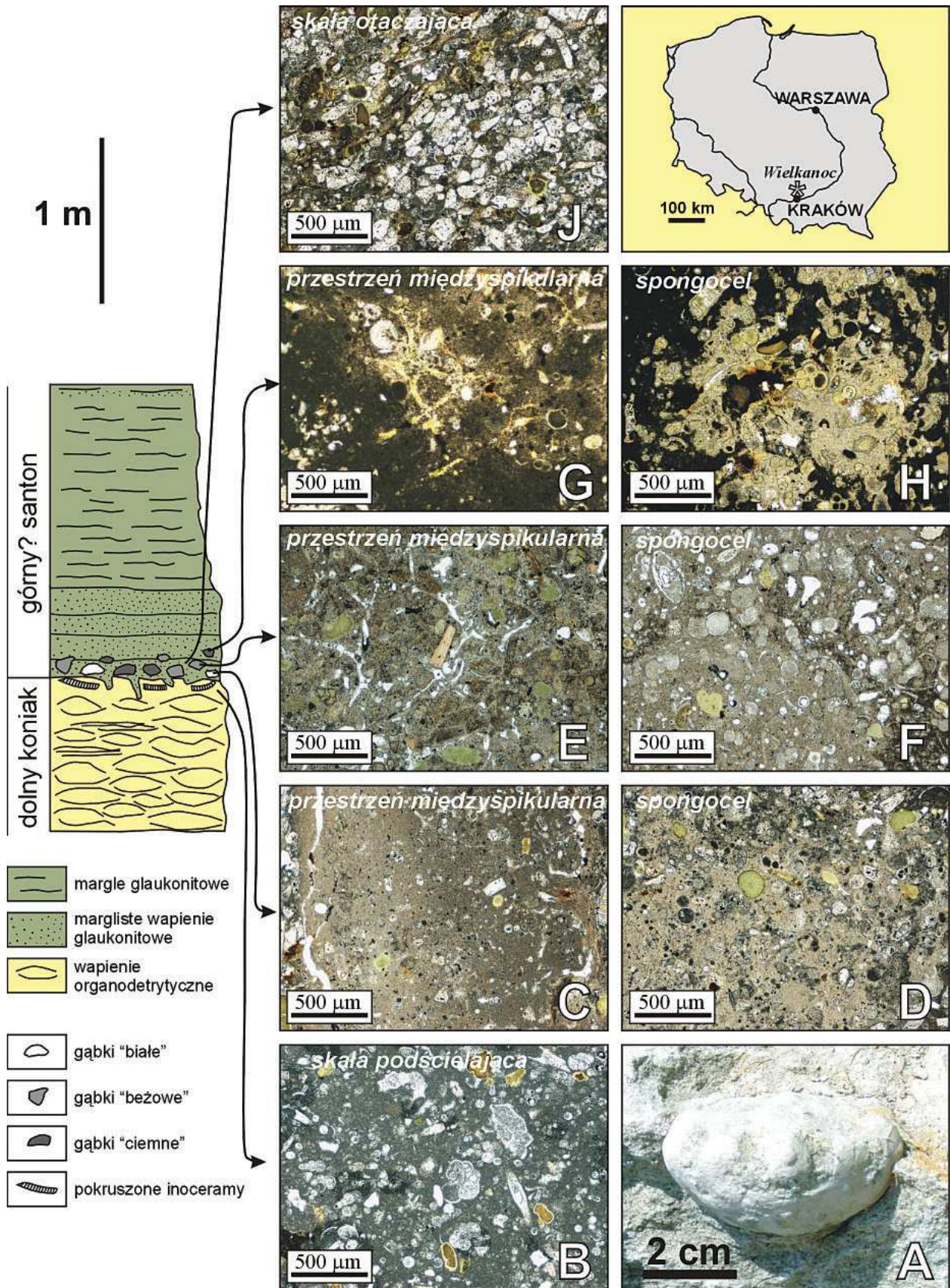


Fig. 1. Profil utworów na granicy dolnego koniak/górnego? santonu; A. *Etheridgia mirabilis* (Fischer, 1844), gąbka z grupy Lichniscosida w pozycji odwróconej, w spągu utworów santonu; B–J. mikrofacje związane z utworami granicznymi oraz wypełniające ścianki i spongocelle gąbek; objaśnienia w tekście

w jednej gąbce jest tego samego typu, natomiast różnice pomiędzy gąbkami z poszczególnych grup polegają na różnym stopniu lityfikacji i fosfatacji wypełnień. Prelityfikacja osadu wypełniającego ściankę i spongocel zachodziła w podobnym czasie, następnie miała miejsce fosfatacja, ale każda wyróżniona grupa gąbek poddana była tym procesom w nieco w innych warunkach/lub czasie. Stosunkowo słabo zlifyfikowane i sfosfatyzowane gąbki grupy 1 i dobrze zachowane sfosfatyzowane gąbki grupy 2 były transportowane bardzo krótko lub krótko. Obtoczone i pokruszone gąbki grupy 3 przechodziły znaczenie intensywniejszy transport. Obecny rejon Wiel-

kanocy znajdował się na tektonicznie aktywnym, od turonu do późnego santonu, progu krakowskim (WALASZCZYK 1992; OLSZEWSKA-NEJBERT 2004), a sfosfatyzowane osady wypełniające gąbki są jedynym zapisem utworów z przedziału środkowy i górny koniak i/lub dolny i środkowy santon, zerodowanych przed osadzeniem się utworów górnosantońskich.

Zdjęcia mikrofacji wykonano w Międzyinstytutowym Laboratorium Badań Właściwości i Mikrostruktur Geomaterialów w Warszawie przy użyciu mikroskopu firmy Nikon ECLIPSE E600W POL.

LITERATURA

- OLSZEWSKA-NEJBERT D. 2004. Development of the Turonian/Coniacian hardground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc quarry, Southern Poland). *Geological Quarterly*, **48**, 159-168.
- REID R.E.H. 1968. Hexactinellid faunas in the Chalk of England and Ireland. *Geological Magazine*, **105**, 15-22.
- ŚWIERCZEWSKA-GLADYSZ E. 1997. Pochodzenie i obszar źródłowy warstwy margla glaukonitowego z gąbkami w Korzkwi (okolice Krakowa, santon). *W: WOJEWODA J. (red.) Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, Wrocław*, 53-64.
- WALASZCZYK I. 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, **42**, 1-122.

Pozycja biostratygraficzna zespołów mikrofauny z odsłoneń w Gałuszczincach i Kołubajowcach (NW Ukraina)

Jolanta PARUCH-KULCZYCKA

Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
jolanta.paruch-kulczycka@pgi.gov.pl

Badaniom mikropaleontologicznym poddano zespoły mikrofauny z ukraińskiej części zapadliska przedkarpackiego, z odsłoneń w Gałuszczincach i Kołubajowcach, położonych w rejonie Miodoborów. Na obszarze tym dominują utwory badeńsko-sarmackie wykształcone głównie w postaci raf serpulowo-mikrobialitowych, podrzędnie zlepieńców, brekcji, margli i iłów (JASIONOWSKI 2006).

W Gałuszczincach do analizy mikropaleontologicznej wykorzystano materiał pobrany z margli i iłów, w Kołubajowcach – z iłów marglistych oraz z rozcinającej je dajki piaszczystej.

W profilu w Gałuszczincach występują sarmackie zespoły mikrofaunistyczne reprezentowane głównie przez otwornice. W najniższej części profilu, w pobliżu granicy z badenem, w zespole otwornic dominują elfidia kolczaste, reprezentowane przez: *Elphidium aculeatum*, *E. josephinum*, *E. koberi* i *E. echinus*. W wyższej części profilu pojawiają się elfidia o zarysach gładkich: *Elphidium hauerinum*, *E. fichtelianum* i *E. jukow*, którym towarzyszą miliolidy z *Articulina problema* oraz małżoraczki. W najmłodszej serii, sarmackiej, najliczniej reprezentowane są otwornice z grupy miliolidów: *Varidentella reussi*, *V. sarmatica*, *Articulina sarmatica* i *A. problema*, rzadziej otwornice z rodzaju *Elphidium*, *Bolivina* i *Fissurina*. Fauną towarzyszącą w tym zespole są małżoraczki z rodzaju *Aurila* i *Callistocythere* oraz biomineralne mikroelementy – statolity mysidów (rodzina Mysidae, rząd Mysidacea, gromada Crustacea).

Charakterystyka mikrofauny przedstawiona w profilu w Gałuszczincach pozwala korelować badane zespoły mikrofaunistyczne z biozonami otwornicowymi wydzielonymi w zachodniej części Ukrainy: *Cibicides badenensis* – *Quinqueloculina pseudocostata* – *Elphidium reginu*; *Elphidium hauerinum* – *Milionella reussi* i *Porosonion subgranosum* (VENGELINSKY 1975; CICHĄ i in. 1998).

W Kołubajowcach, w osadach ilasto-marglistych zidentyfikowano ubogi zespół mikrofauny młodszego sarmatu, reprezentowany głównie przez otwornice z rodzaju *Fissurina* i *Parafissurina*, zęby i szczątki szkieletowe ryb oraz statolity mysidów. W dajce piaszczystej rozcinającej serię ilasto-marglistą stwierdzono obecność redeponowanego, silnie zdiagnozowanego zespołu otwornic badeńskich: *Globigerina bulloides*, *G. sp.*, *Globigerinoides trilobus*, *Bulimia insignis* i *Uvigerina sp.*

W obu profilach, zespoły mikrofaunistyczne pochodzące z najmłodszej serii osadów ilastych, dzięki obecności licznych statolitów mysidów zostały skorelowane z horyzontem statolitowym, charakterystycznym w zapadlisku przedkarpackim dla pogranicza wołynu i bessarabu (VOICU 1981). Statolity mysidów, chociaż mają postać niepozornych, biomineralnych mikroelementów, są ważnym wskaźnikiem biostratygraficznym w sarmackich zespołach mikrofaunistycznych.

LITERATURA

- CICHĄ I., RÖGL F., RUPP C. i CTYROKA J. 1998. Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, **549**, 1-325.
- JASIONOWSKI M. 2006. Facje i geochemia dolnosarmackich raf z północnych obrzeży Paratetydy na Roztoczu (Polska) i Miodoborach (Ukraina): implikacje środowiskowe. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 445-454.
- VENGELINSKY I.W. 1975. Foraminifery i biostratygrafia miocenowych otłożeń zakarpacko progiba, 1-262. Akademia Nauk. Kijów.
- VOICU G. 1981 Upper Miocene and Recent mysid statoliths in Central and Eastern Paratethys. *Micropalaeontology*, **27**, 227-247.

Holoceniński rozwój torfowiska z obszaru Wzniesień Łódzkich na podstawie analizy subfosylnych szczątków wioślarek

Dominik PAWŁOWSKI

Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
dominikp@amu.edu.pl

Wioślarki (Cladocera), grupa skorupiaków, których subfosylne szczątki dobrze zachowują się w osadach czwartorzędowych, posiadają duże znaczenie bioindykacyjne. Ich stałe wymagania ekologiczne i powszechność występowania w zbiornikach słodkowodnych stały się istotnym elementem w badaniach paleolimnologicznych.

Na obszarze torfowiska „Żabieniec” (Wzniesienia Łódzkie) stwierdzono występowanie vistuliańsko-holocenińskich osadów organicznych w obrębie stromościennej kotła. Połowę miąższości wypełnienia stanowią gytie, wyżej występują torfy o zróżnicowanym stopniu rozkładu. Profil z torfowiska został objęty interdyscyplinarnymi badaniami, w tym także analizą wioślarek. Wiek torfów poddany ekspertyzie palinologicznej oraz radiowęglowej, wskazuje na górną część holocenu – okresy subborealny i subatlantycki.

Podstawą rekonstrukcji końcowego etapu rozwoju zbiornika był skład gatunkowy Cladocera i ich frekwencja. Wyznaczone fazy rozwoju wioślarek są częściowo synchroniczne z lokalnymi poziomami pyłkowymi.

W zbiorniku stale występował bardzo niski poziom wody. Warunki sprzyjały rozwojowi Cladocera, szczególnie tym żyjącym wśród roślinności. Przejściu zbiornika jeziornego w torfowisko oraz jego dalszej ewolucji towarzyszył ciepły klimat oraz rozwój roślinności wodnej zakorzenionej. Zmiany te następowały powoli, gdyż transformacja ta charakteryzuje się stopniowym zanikiem wioślarek, a przebudowa składu fauny następuje w schyłkowym etapie rozwoju torfowiska. W tym czasie zaznaczył się także wzrost trofii, prawdopodobnie na skutek stopniowego zaniku wody na torfowisku, odlesienia zlewni torfowiska, a także, pośrednio, wpływu człowieka na tereny przyległe.

Otwornice i biostratygrafia osadów pogranicza kampanu i mastrychtu doliny środkowej Wisły, centralna Polska

Danuta PERYT

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

d.peryt@twarda.pan.pl

Przedmiotem badań są zespoły otwornicowe z lokalnych jednostek litostratygraficznych w dolinie środkowej Wisły: opoki dorotczańskiej (odsłonięcia w Dorotce, Kolonii Ciszycy i Ciszycy Górnej), pawłowickiej (odsłonięcia w Woli Pawłowskiej i Łopocznie), piotrawińskiej (odsłonięcia w Piotrawinie, Pawłowicach, Sadkowicach i Raju), soleckiej (odsłonięcia w Solcu, w północnej części Raju i Kłudziu) i dziurkowskiej (odsłonięcie w Dziurkowie).

W analizowanym materiale stwierdzono zespoły otwornicowe od umiarkowane do silnie zróżnicowane pod względem taksonomicznym. Stwierdzono ponad 90 gatunków otwornic planktonicznych i bentosowych reprezentujących 4 podrzędy: Globigerinina, Textulariina, Lagenina i Rotaliina. Udział otwornic planktonicznych w zespołach waha się w przedziale od 5 do 60%. W zespołach przeważają formy pozbawione kila: *Rugoglobigerina*, *Heterohelix* i *Globigerinelloides*. Natomiast *Archaeoglobigerina*, *Globotruncana* i *Contusotruncana* są rzadszymi składnikami tych zespołów.

W zespołach otwornic bentosowych stwierdzono ponad 70 gatunków, wśród których dominują otwornice o skorupkach wapiennych; otwornice aglutynujące stanowią podrzędny składnik tych zespołów (3–5%) (PERYT 2000).

W badanym interwale stwierdzono szereg biozdarzeń otwornicowych. Są to – idąc od dołu ku górze profilu – pierwsze wystąpienie (pw) (a) *Bolivinooides draco miliaris*, (b) pw *Coryphostoma incrassata*, (c) pw *Osangularia navarroana*, (d) ostatnie wystąpienie (ow) *Globorotalites michelinianus*, (e) pw *Coryphostoma decurrens*, (f) ow *Globorotalites hiltermanni*, (g) pw *Neoflabellina reticulata*, (h) pw *Rugoglobigerina pennyi*, (i) pw *Rugoglobigerina milamensis* i (k) pw *Neoflabellina permutata*.

Przedstawiona sekwencja zdarzeń w zespołach otwornic bentosowych jest podobna do opisanej przez SCHÖNFELDA (1990) z profilu Lägerdorf-Kronsmoor z północnych Niemiec i świadczy o ciągłości stratygraficznej osadów górnego kampanu w profilu Wisły.

W oparciu o te biozdarzenia w badanym interwale wydzielono 2 poziomy planktoniczne: *Globotruncana aegyptiaca* i *Rugoglobigerina pennyi* oraz 5 poziomów bentosowych: *Bolivinooides draco miliaris*, *Coryphostoma incrassata*, *Osangularia navarroana*, *Coryphostoma decurrens* i *Neoflabellina reticulata*.

Wydzielone poziomy skorelowano z podziałem inoceramowym (WALASZCZYK 2004).

LITERATURA

- PERYT D. 2000. O wieku opok z Piotrawina nad Wisłą, Polska środkowa. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **393**, 81-94.
- SCHÖNFELD J. 1990. Zur Stratigraphie und Ökologie bentischer Foraminiferen im Schreiebkreide-Richtprofil von Lägerdorf/Holstein. *Geologisches Jahrbuch*, **A**, **117**, 3-151.
- WALASZCZYK I. 2004. Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **54**, 95-168.

Sylurska flora lądowa regionu lysogórskiego Gór Świętokrzyskich

Anna POPLAWSKA-RASZEWSKA¹, Adam BODZIOCH²

Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań

¹annapr@amu.edu.pl; ²adambod@amu.edu.pl

Późny sylur to czas, kiedy na lądach pojawiły się pierwsze rośliny naczyniowe, rozpoznane dotychczas w zaledwie kilkunastu stanowiskach na świecie (Fig. 1). W ostatnich latach, skamieniałości flory lądowej zostały udokumentowane także w północnej części Gór Świętokrzyskich – najpierw w dolinie Słupianki, na zachodnim krańcu wsi Winnica koło Nowej Słupi (BODZIOCH i in. 2003), a później – w okolicach Rzepina (POPLAWSKA-RASZEWSKA 2006). Skamieniałości roślinne występują tu w kompleksie łupków ilastych, mułowcowych i szarogłazowych formacji z Winnicy (KOZŁOWSKI 2006), reprezentujących niższą część wyróżnianych wcześniej warstw rzepińskich. Wiek tych utworów, określony na podstawie trylobitów (KOZŁOWSKI 2003) i małżoraczków (MALEC 2000), przypada na przelom ludlowu i przydolu.

Szczątki roślin występują miejscami masowo, jednak są to na ogół silnie rozdrobnione fragmenty pędów, o niewielkiej przydatności do badań paleontologicznych. Okazy bardziej kompletne mają zachowane rozwidlenia pędów lub zarodnie, co umożliwia ich oznaczenie na poziomie rodzajowym i gatunkowym. Przeprowadzone dotychczas badania morfologiczne wykazały, że wszystkie omawiane skamieniałości roślin należą do podgromady *Rhyniophytina* i reprezentują dość zróżnicowany taksonomicznie zespół (Fig. 2), w którym dominują

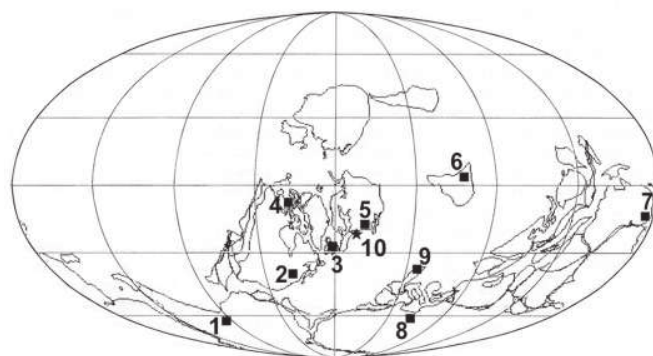


Fig. 1. Rozmieszczenie stanowisk późnosylurskiej flory na świecie (według: EDWARDS i WELLMAN 2001, uzupełnione). 1: Boliwia; 2: stan New York; 3: Anglia i Walia; 4: Bathurst Island, Kanada; 5: Podole; 6: Kazachstan i Chiny; 7: Australia; 8: Libia; 9: Czechy; 10: Polska.

„europejskie” rodzaje *Cooksonia* i *Hostinella*. Ponadto, zostały też stwierdzone okazy z rodzaju *Salopella* oraz formy problematyczne, przypominające florę sylurską z Argentyny (EDWARDS i in. 2001) i Australii (TIMS i CHAMBERS 1984).

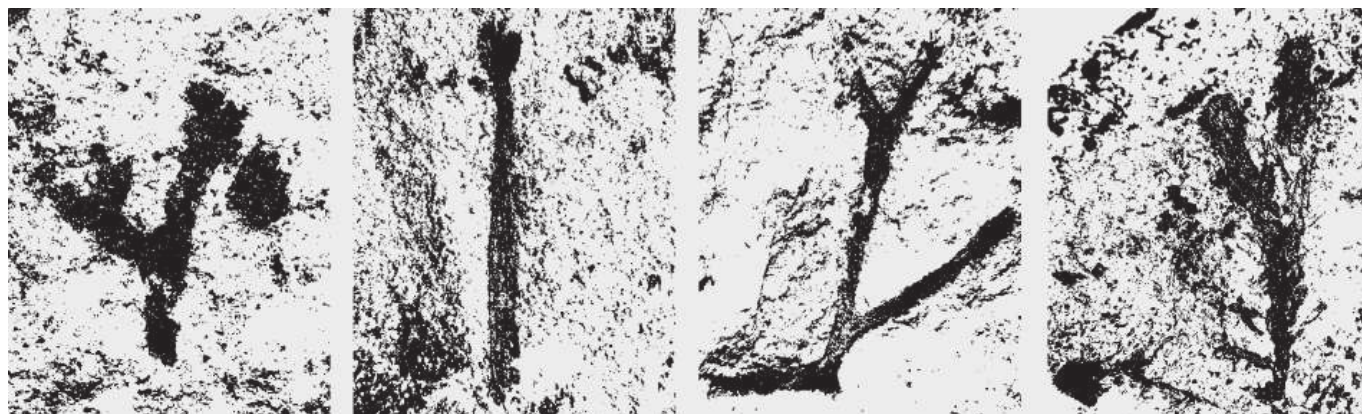


Fig. 2. Skamieniałości sylurskich roślin lądowych z Gór Świętokrzyskich. A. *Cooksonia* sp., B. *Salopella* sp., C. *Hostinella* sp., D. skamieniałość problematyczna. Skala = 1mm

LITERATURA

- BODZIOCH A., KOZŁOWSKI W. i POPLAWSKA A. 2003. A *Cooksonia*-type flora from the Upper Silurian of the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **48**, 653-656.
- EDWARDS D., MOREL E., POIRÉ D.G. i CINGOLANI C.A. 2001. Land plants in the Devonian Villavicencio Formation, Mendoza Province, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **116**, 1-18.
- EDWARDS D. i WELLMAN C.H. 2001. Embryophytes on land: the Ordovician to Lochkovian (Lower Devonian) record. W: GENSEL P.G. i EDWARDS D. (red.) *Plants Invade the Land: Evolutionary and Environmental Perspectives*, Columbia University Press, New York, 3-28.
- KOZŁOWSKI W. 2003. Age, sedimentary environment and palaeogeographical position of the Late Silurian oolitic beds in the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **53**, 341-357.
- KOZŁOWSKI W. 2006. Środowiska sedymentacji dolnej części warstw rzepińskich (górnym sylur) w regionie Łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Niepublikowana praca doktorska, Archiwum Wydziału Geologii, Uniwersytet Warszawski.
- MALEC J. 2000. Profil górnego syluru w Rzepinie. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **56**, 116-119.
- POPLAWSKA-RASZEWSKA A. 2006. Late Silurian flora from the Holy Cross Mountains, Central Poland. W: TEODORIDIS V., KVAČEK Z. i KVAČEK J. (red.) *Abstracts, 7th European Palaeobotany – Palynology Conference, Prague*, 108.
- TIMAS J.D. i CHAMBERS T.C. 1984. Rhyniophytina and Trimerophytina from the early land flora of Victoria, Australia. *Palaeontology*, **27**, 265-279.

Style zachowania skamieniałości śladowych z kambru Wiśniówki Dużej (Góry Świętokrzyskie) i ich znaczenie paleoekologiczne

Michał POROS

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
mech-p@tlen.pl

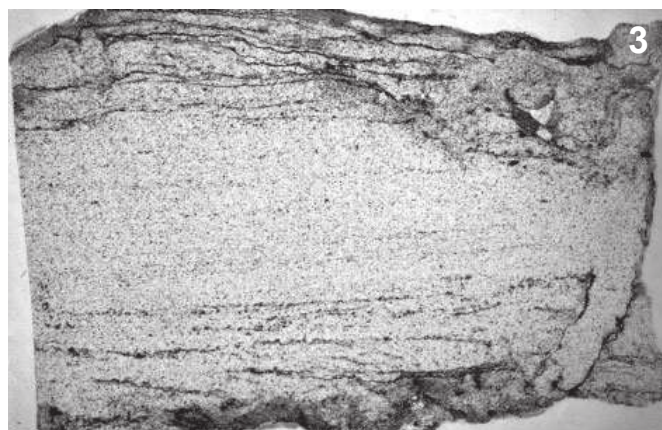
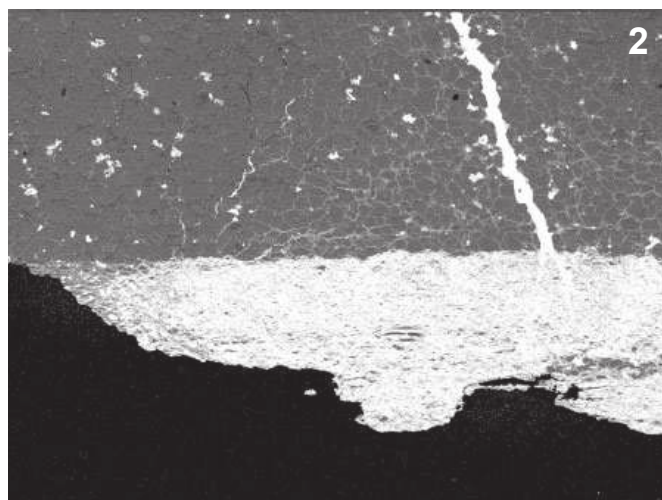
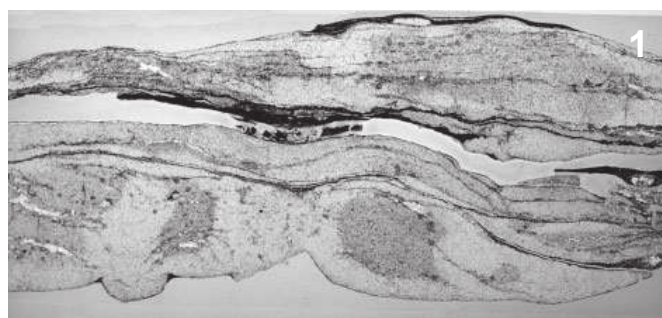
Skamieniałości śladowe z kambru Wiśniówki Dużej koło Kielc (Góry Świętokrzyskie) stanowiły dotychczas przedmiot badań wielu autorów. Z piaskowców, mułowców i iłowców górnego kambru opisano blisko 20 ichnotaksonów związanych w większości z aktywnością życiową trylobitów i priapulidów. Zespoły skamieniałości śladowych wykazują w poszczególnych sekwencjach pewne zróżnicowanie jeśli chodzi o skład ichnotaksonomiczny oraz sposób zachowania. Ten ostatni aspekt występowania ichnofauny z Wiśniówki wydaje się szczególnie interesujący z tafonomicznego i paleoekologicznego punktu widzenia. Generalnie w kambrze Wiśniówki Dużej zaobserwowano różne style zachowania skamieniałości śladowych, zależne w dużej mierze od wykształcenia facjalnego osadów i stopnia ich lityfikacji. Warunki zachowania i relacje osad – ślad aktywności życiowej są najlepiej widoczne na przykładzie nor uformowanych w większości przez priapulidy i występujących głównie w sekwencjach z przewagą skał ilastych w obrębie formacji piaskowców z Wiśniówki. Do najczęściej spotykanych stylów zachowania nor w kambrze Wiśniówki Dużej należą:

- nory uformowane w zwiezłym mule kwarcowym o dobrej konsystencji (*firm clay*) i wypełnione piaskowcem, zachowane jako nory przylegające do wyżej leżącej ławicy piaskowca z innym wypełnieniem lub nory, w których wypełnienie ma taki sam charakter jak w ławicy piaskowca, do której dolegają (Fig. 1). Oba typy zachowania opisywane były m.in. z dolnego kambru Nowej Fundlandii (DROSER i JENSEN 2002; DROSER i in. 2002; JENSEN i in. 2005);
- nory uformowane w zwiezłym mule kwarcowym z wypełnieniem ilastym występujące jako formy przylegające do dolnej powierzchni ławicy piaskowca kwarcytowego (Fig. 2) lub „zawieszane” w obrębie ławicy piaskowca (Fig. 1);

Fig. 1. Przekrój ławicy piaskowca kwarcytowego z norami *Treptichnus* isp. i *Planolites* isp., $\times 1$.

Fig. 2. Dolna część ławicy piaskowca kwarcytowego z fragmentem nory żerowiskowej, $\times 50$. SEM.

Fig. 3. Przekrój ławicy piaskowca kwarcytowego z J-kształtną norą *Arenicolites* isp., $\times 1$.



- pionowe nory i struktury ucieczkowe w górnych partiach ławic piaskowców kwarcyticznych z wypełnieniem nieco różniącym się od otaczającego osadu, tzn. charakteryzującym się innym ułożeniem/upakowaniem ziaren mineralnych i zazwyczaj innym stosunkiem kwarc-glinokrzemiany (Fig. 3).

Sposób zachowania większości nor pierwszego i drugiego typu wskazuje, że miały one charakter otwarty i/lub były tworzone płytko pod powierzchnią dna. W przypadku nor z sekwencji ciemnych mułowców i piaskowców kwarcyticznych stwierdzono pewne cechy zachowania, takie jak: wyraźne granice nor i dobry stan zachowania szczegółów morfologicznych, które wskazują na ich tworzenie się blisko granicy osad – woda w odpowiednio związłym, skonsolidowanym mule (*firm clay*). Podobnie zachowane i interpretowane nory *Treptichnus* opisywane były m.in. z dolnego kambru formacji Chapel w Nowej Fundlandii (DROSER i JENSEN 2002; DROSER i in. 2002; JENSEN i in. 2005). Dominacja w kambrze Wiśniówki Dużej płytkich form penetracji osadu mogła więc obok deficytu tlenowego w głębszych partiach osadu (ORŁOWSKI i ŻYLIŃSKA 1996), mieć swoje uwarunkowania w głębokości (miąższości) warstwy skonsolidowanego mułu stanowiącej istotny czynnik ograniczający głębokość penetracji osadu przez organizmy. Przesłanek co do formowania nor płytko, przy granicy osad – woda dostarcza również obecność w norach *Treptichnus* (*Manykodes*) *rectangulare* grudek fekalnych wzbogaconych często w substancję ilastą, które wskazują, że organizmy (priapulidy) żerowały na powierzchni osadu i żywiły się detrytusem

organicznym (ORŁOWSKI i ŻYLIŃSKA 1996; DZIK 2005). W obrębie sekwencji ciemnych mułowców i piaskowców kwarcyticznych w górnej części formacji piaskowców z Wiśniówki stwierdzono ponadto występowanie nor drugiego typu, tzn. z wypełnieniem ilastym i przylegających do ławicy piaskowca kwarcytowego. Analiza SEM wykazała, że wypełnienie tych nor stanowi przerobiony przez organizmy osad złożony głównie z glinokrzemianów o charakterystycznym blaszkowatym pokroju (Fig. 2). Poza płytkim, przypowierzchniowym charakterem nory i jej tworzeniem przez osadojady w obrębie związłego mułu, taki stan zachowania sugeruje zerodowanie płytszych partii nor wraz z powierzchniową warstwą osadu a następnie zdeponowanie ławicy piasku kwarcowego. Ostatni z typów stanowią pionowe – proste lub U- i J-kształtne nory – *Skolithos*, *Diplocraterion*, *Arenicolites*, widoczne głównie w cienko- i średnioławicowych piaskowcach kwarcyticznych o nieznacznym warstwowaniu przekątnym (Fig. 3). Ponadto w żadnej z nor J- i U-kształtnych nie zaobserwowano struktury typu *spreite*. Spostrzeżenia te mogą sugerować, że większość pionowych nor z kambru Wiśniówki Dużej stanowi domichnia organizmów czerpiących pokarm z zawiesiny (przypuszczalnie wieloszczetów). Struktury ucieczkowe czy głębsze rycia, których powstanie prawdopodobnie związane było z koniecznością ukrycia się organizmu przed drapieżcą, zaobserwowano m.in. w sekwencji ciemnych mułowców i piaskowców w górnej części formacji piaskowców z Wiśniówki. Poza tym stanowią one dość rzadką grupę śladów w kambrze Wiśniówki Dużej.

LITERATURA

- DROSER M.L. i JENSEN S. 2002. Trace fossils and substrates of the terminal Proterozoic – Cambrian transition: implications for the record of early bilaterians and sediment mixing. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **99**, 12572-12576.
- DROSER M.L., JENSEN S., GEHLING J.G., MYROW P.M. i NARBONNE G. M. 2002. Lowermost Cambrian ichnofabrics from the Chapel Island Formation, Newfoundland: implications for Cambrian substrates. *Palaios*, **17**, 3-15.
- DZIK J. 2005. Behavioral and anatomical unity of the earliest burrowing animals and the cause of the 'Cambrian explosion'. *Paleobiology*, **31**, 507-525.
- JENSEN S., DROSER M.L. i GEHLING J.G. 2005. Trace fossil preservation and the early evolution of animals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **220**, 19-29.
- ORŁOWSKI S. i ŻYLIŃSKA A. 1996. Non-arthropod burrows from the Middle and Late Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **41**, 385-348.

Nowe dane na temat amonitowatych z famentu Kowali w Górach Świętokrzyskich

Michał RAKOCIŃSKI

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
rakocinskimichal@wp.pl

Celem pracy było opracowanie paleontologiczne oraz ustalenie pozycji stratygraficznej poziomu ze spirytyzowaną fauną muszlową ze środkowego famentu Kowali. Badania były prowadzone w latach 2003–2007. Poziom goniatytowy znajduje się w północnej części kamieniołomu w obrębie kompleksu J (patrz np. BERKOWSKI 2002). Obecnie w wyniku postępującej eksploatacji jest on zasypany. Ogólna miąższość badanego profilu wynosi 8,6 m. Są to naprzemianległe wapienie pelityczne i bulaste oraz łupki margliste. Występują także bardzo liczne kongrecje pirytowe. Poziom goniatytowy ma miąższość około 1,8 m.

Taksonomia. Wśród goniatytywów wyróżniono następujące taksony: *Tornoceras pseudobilobatum*, *Polonoceras planum*, *Protornoceras aphyllitiforme*, *P. polonicum*, *P. sp.*, *Pseudoclymenia sp.*, *Gundolficeras bilobatum*, *Cheiloceras sp.*, *Felisporadoceras subvaricatum*, *F. kielcense*, *F. kowalense*, *F. sp.* i *Sporadoceras lagowiense*. Oznaczono także dwa taksony klimenii: *Platyclymenia sp.* oraz *Praeflexiclymenia tenuis*. Jest to zespół podobny do tego, jaki podaje w swojej pracy DZIK (2006), jednakże wymienia on jeszcze z tego poziomu następujące taksony: *Protornoceras mirabile*, *Gundolficeras sp.n. aff. G. deepinei*, *Raymondiceras umblicatum* i *Sporadoceras nux*. Zespół ten jest również dosyć zbliżony do równowiekowego zespołu opisywanego przez DYBCZYŃSKIEGO (1913) z nieistniejącej już Cegielni Siekluckiego w Kielcach. Po raz pierwszy w Kowali stwierdzono przedstawicieli gatunków *P. tenuis*, *F. subvaricatum* oraz rodzajów *Cheiloceras* i *Pseudoclymenia*.

Prawdopodobnie natrafiono na nowy gatunek z rodzaju *Felisporadoceras*, u którego w porównaniu z pozostałymi przedstawicielami tego rodzaju, linia lobowa zdecydowanie wyróżnia się kształtem bocznej zatoki, która jest węższa i bardzo charakterystycznie haczykowato wygięta w kierunku pępka.

Na podstawie zebranej fauny amonitowatych ustalono pozycję stratygraficzną badanego poziomu goniatytywego. Lokuje się on w obrębie poziomu *Pernoceras „dorsatum”* i najniższej części poziomu *Pseudoclymenia pseudogoniatites*, co odpowiada najwyższej części poziomu konodontowego *marginitifera* i dolnej oraz najniższej części środkowej części poziomu *Prolobites* w zonacji goniatytywowej (patrz BECKER i HOUSE 2000). Jest to zgodne z datowaniem konodontowym kompleksu L przez SZULCZEWSKIEGO (w DVOŘAK i in. 1995;

patrz także BERKOWSKI 2002). Poziom *P. „dorsatum”* jest zdefiniowany poprzez pierwsze pojawienie się *P. „dorsatum”*, *P. deepinei*, *P. crebriseptum* i wielu różnych gatunków protornocerasów (BECKER i HOUSE 2000). Mimo, iż nie znaleziono gatunku wskaźnikowego, to jednak obserwowane jest wspomniane pojawienie się licznych protornocerasów, które stanowią jeden z najczęstszych komponentów w tym poziomie goniatytywym. Ponadto DZIK (2006) odnotował pojawienie się innego wskaźnikowego gatunku *Protornoceras mirabile = Tornia mirabilis (sensu BECKER i HOUSE 2000)*. Poziom *Pseudoclymenia pseudogoniatites* jest definiowany przez pierwsze pojawienie się *P. pseudogoniatites* albo blisko spokrewnionych gatunków takich jak *Pseudoclymenia orensis*, *P. elegans*, *P. plana*, „*P. dillensis*”, *P. australis* i *P. aktubensis*. W badanym poziomie stwierdzono przedstawicieli rodzaju *Pseudoclymenia* i na tej podstawie można określić występowanie przynajmniej dolnej części tego poziomu. Rozszerzono zasięgi stratygraficzne *Polonoceras planum*, *Praeflexiclymenia tenuis* oraz *Platyclymenia sp.* Wbrew temu, co sugerują KULMANN i in. (2007), zasięg gatunku *P. planum* jest zdecydowanie szerszy, ponieważ jego występowanie w obrębie tego poziomu dowodzi, iż obejmuje przynajmniej dolną część poziomu *Pernoceras „dorsatum”*. Natomiast jeśli chodzi o taksony *Praeflexiclymenia tenuis* oraz *Platyclymenia sp.* to wydaje się, iż pojawiły się one wcześniej, przynajmniej w poziomie *P. pseudogoniatites*, a nie jak uważają KULMANN i in. (2007) w poziomie *Prolobites delphinus*.

Eustatyka. Sedymentacja omawianych skał przypada na największy w famentu puls regresywny spowodowany, jak się przypuszcza, glacieustatyką (patrz JOHNSON i in. 1985). Potwierdza to między innymi obecność sporej ilości materii organicznej pochodzenia lądowego, w tym także znajdowane czasami duże fragmenty zwęglonych roślin lądowych (patrz DĄBROWSKA i FILIPIAK 2006; RAKOCIŃSKI i in. 2007).

Tafonomia. Środowisko, w jakim zachodziła depozycja tego poziomu, cechowało się raczej spokojną sedymentacją oraz miękkim podłożem o charakterze mułu węglanowego w tej części basenu chęcińsko-zbrzańskie (por. facja basenowa w: SZULCZEWSKI 1971). Świadczy o tym również współwystępowanie osobników dorosłych wraz z juvenilnymi u głowonogów. Na mulistym dnie rozwijały się liczne ramienionogi, małże oraz ślimaki, jednakże wspomniana fauna ben-

tosowa jest raczej dosyć monotonna i niezbyt różnorodna (patrz RAKOCIŃSKI i in. 2007). Podczas sedimentacji osadów badanego poziomu goniatykowego przeważnie panowały warunki wysoko dysoksydacyjne (patrz RAKOCIŃSKI i in. 2007; MARYNOWSKI i in. w druku). Pirytyzacja zachodziła na etapie wczesnej diagenety – świadczy o tym fakt, że większość skamieniałości występuje w formie spirytyzowanych ośródek np. amonitowate, łodzиковate, małże i ślimaki. Jeśli chodzi o trzy pierwsze grupy to na ośródkach występuje ornamentacja świadcząca o tym, iż pirytyzacja zaszła wcześniej zanim zostały rozpuszczone aragonitowe skorupki. Brak zachowanej ornamentacji u ślimaków może świadczyć o tym, że ich delikatne i cienkie skorupki aragonitowe były rozpuszczane niemal równocześnie z postępującą pirytyzacją. Wśród fauny z tego poziomu wyjątek stanowią ramienionogi, które także są wy-

pełnione pirytem, jednakże ich skorupki nie uległy rozpuszczeniu, ponieważ były zbudowane z odporniejszego na rozpuszczanie kalcytu. Jeszcze inaczej zachowały się małże z rodzaju *Guerichia*, u których pierwotnie aragonitowa muszla (HOROWITZ i POTTER 1971) została zastąpiona kalcytem.

Podsumowanie. W obrębie badanego poziomu wyróżniono 16 taksonów amonitowatych, w tym prawdopodobnie jeden nowy gatunek. Po raz pierwszy w Kowali stwierdzono gatunki *Praeflexiclymenia tenuis*, *Felisporadoceras subvaricatum* oraz rodzaje *Cheiloceras* i *Pseudoclymenia*. Poziom goniatykowy lokuje się w obrębie poziomu *Pernoceras „dorsatum”* i najniższej części poziomu *Pseudoclymenia pseudogoniatites*, co odpowiada poziomowi konodontowemu najwyższa *margifera* i odzwierciedla największy epizod regresywny w trakcie famenu.

LITERATURA

- BERKOWSKI B. 2002. Famennian Rugosa and Heterocorallia from southern Poland. *Paleontologica Polonica*, **61**, 1-87.
- BECKER R.T. i HOUSE M.R. 2000. Devonian ammonoid zones and their correlation with established series and stage boundaries. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, **220**, 113-151.
- DĄBROWSKA K. i FILIPIAK P. 2006. Nowe dane na temat flory z famenu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 720-723.
- DVOŘÁK J., GALEE A., HERBIG H.G., KREIČI Z., MALEC J., PASZKOWSKI M., RACKI G., SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M. i ŻAKOWA H. 1995. Evolution of the Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mts., Kraków Upland, Moravian Karst. W: SZULCZEWSKI M. i DVOŘÁK J. (red.) *Guide to Excursion B4. XIII International Congress on Carboniferous-Permian*, 5-33.
- DYBCZYŃSKI T. 1913. Amonity górnego dewonu Kielc. Wiadomość tymczasowa. *Kosmos*, **38**, 510-525.
- DZIK J. 2006. The Famennian “Golden Age” of conodonts and ammonoids in the Polish part of the Variscan sea. *Palaeontologia Polonica*, **63**, 1-359.
- HOROWITZ A.S. i POTTER P.E. 1971. Introductory Petrography of Fossils, 1-302. Springer-Verlag, New York.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G. i SANDBERG C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America, Bulletin*, **96**, 567-587.
- KULLMANN J., KULLMANN P.S., KORN D. i NIKOLAEVA A.V. 2007. *GO-NIAT V3.50. Paleozoic Ammonoids Database*. University of Tuebingen.
- MARYNOWSKI L., RAKOCIŃSKI M. i ZATOŃ M. w druku. Middle Famennian (Late Devonian) interval with pyritized fauna from the Holy Cross Mountains (Poland): organic geochemistry and pyrite framboid diameter study. *Geochemical Journal*.
- RAKOCIŃSKI M., MARYNOWSKI L. i ZATOŃ M. 2007. Paleoeekologia i geochemia środkowofameńskiego poziomu goniatykowego z Kowali (Góry Świętokrzyskie). *Niniejszy tom*, 113-115.
- SZULCZEWSKI M. 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **21**, 1-129.

Paleoekologia i geochemia środkowofameńskiego poziomu goniatyтового z Kowali (Góry Świętokrzyskie)

Michał RAKOCIŃSKI¹, Leszek MARYNOWSKI², Michał ZATON³

Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

¹rakocinskimichal@wp.pl; ²marynows@wnoz.us.edu.pl; ³mzaton@wnoz.us.edu.pl

Jednym z interesujących aspektów paleontologiczno-sedymentologicznych jest występowanie w basenowych utworach górnego dewonu Gór Świętokrzyskich poziomów ze spirytyzowaną fauną muszlową, obejmującą głównie amonitowate, łodzиковate, ślimaki, małże i ramienionogi (RACKI i SZULCZEWSKI 1996; BERKOWSKI 2002; DZIK 2006). Celem niniejszego opracowania jest interpretacja paleoekologiczna poziomu ze spirytyzowaną fauną ze środkowego famenu Kowali. Posłużono się obserwacjami paleontologicznymi, geochemicznymi oraz mineralogicznymi (piryt framboidalny i tafofacje pirytowe). Badany poziom goniatytowy znajduje się w obrębie marglistego kompleksu J (patrz np. BERKOWSKI 2002; RAKOCIŃSKI 2007).

Paleoekologia. Bentos reprezentują liczne ramienionogi, małże oraz ślimaki, jednakże wspomniana fauna jest raczej dosyć monotonna i mało zróżnicowana. Nekton jest reprezentowany głównie przez goniatyty i łodzиковate oraz mniej liczne klimenie. Wśród goniatytyw zdecydowanie najliczniej reprezentowane są rodzaje *Protornoceras* i *Felisporadoceras*, a z klimeni pojawiają się pojedynczy przedstawiciele rodzajów *Platyclymenia* i *Praeflexiclymenia*. Ponadto występują inne rodzaje goniatytyw: *Tornoceras*, *Polonoceras*, *Pseudoclymenia*, *Gundolficeras*, *Cheiloceras* i *Sporadoceras* (patrz DZIK 2006; RAKOCIŃSKI 2007). Łodzиковate są reprezentowane przez nieoznaczalne orthoceratidy oraz prawdopodobnie przedstawiciele baktrytów (*Bactrites?* sp.). Dosyć liczną, ale słabo zróżnicowaną grupą są ramienionogi (zawiasowe: *Rozmanaria magna* i *Pugnaria plana* oraz bezzawiasowe: *Orbiculoidea* sp. i *Barroisella* sp.). Spirytyzowane małże są reprezentowane przez co najmniej dwa nieoznaczone i prawdopodobnie dotychczas nieopisane taksony oraz jeden niespirytyzowany rodzaj *Guerichia* sp. Ślimaki są zachowane w postaci wewnętrznych osródek, co sprawia, iż ich poprawna identyfikacja jest niemożliwa (Wojciech Krawczyński *inf. ustna*). Podstawę łańcucha pokarmowego stanowił fitoplankton reprezentowany m.in. przez prazynofyty oraz akritarchy (DĄBROWSKA i FILIPIAK 2006). Natomiast ostatnim ogniwem łańcucha pokarmowego były prawdopodobnie ryby, w tym rekiny. Chociaż w zebranych materiale nie trafiono na potwierdzające ten fakt ichtiolity, to jednak w wyższej części profilu (kompleks K) zostały opisane ichtiolity ryb chrzęstnoszkiele-

towych należących do podgromady Holocephali (zrosłogłowe) (GINTER i PIECHOTA 2004).

Piryty framboidalny. We wszystkich badanych próbkach występują niewielkie framboidy < 5 µm, mogące powstawać w anoksydacyjnej kolumnie wody, jednak większość frekwencji framboidów stanowią piryty o większych średnicach tworzące się w osadzie poniżej oksydacyjnej lub dysoksydacyjnej kolumny wody (patrz WILKIN i in. 1996; WIGNALL i NEWTON 1998). W badanych próbkach występują także piryty euhedralne, które są odpowiedzialne za pirytyzację skamieniałości oraz tworzą kongregacje i druzy pirytowe. Piryty euhedralne powstały w osadzie poniżej kolumny wody na etapie wczesnej diagenety (BRETT i in. 1991). Przewaga framboidów o większych średnicach przy małej frekwencji framboidów o średnicy < 5 µm, oraz występowanie urozmaiconej tafofacji pirytovej (skamieniałości, kongregacje i druzy) świadczy, iż sedymentacja zachodziła w warunkach środowiska wysoko dysoksydacyjnego (BRETT i in. 1991).

Geochemia. Analiza materii organicznej metodą chromatografii gazowej sprzężonej ze spektrometrią mas (GC-MS) wykazała, iż w badanych skalach przeważa materia organiczna pochodzenia morskiego, co przejawia się zdecydowaną przewagą *n*-alkanów krótkołańcuchowych (od *n*-C₁₃ do *n*-C₂₁). Stwierdzono również obecność związków organicznych pochodzenia lądowego, przejawiającą się wyraźnie wyższymi od 1 wartościami wskaźnika CPI₍₂₅₋₃₁₎. Warto podkreślić, że wszystkie analizowane próbki nie wykazują oddziaływania wtórnych procesów, takich jak biodegradacja, wymywanie wodą czy wtórne hydrotermalne utlenianie. Generalnie materia organiczna znajduje się na relatywnie niskim stopniu dojrzałości termicznej, odpowiadającym etapowi początkowemu okna roponośnego (patrz MARYNOWSKI i in. w druku). Obecność materii organicznej pochodzenia lądowego w badanym profilu, wyrażająca się przewagą długołańcuchowych *n*-alkanów nieparzystowęglowych nad *n*-alkanami parzystowęglowymi, jest potwierdzona przez fragmenty zwęglonych roślin lądowych obecne w obrębie samego poziomu goniatyтового, czy też w innych partiach całego kompleksu. Uwęglone fragmenty drzew należą najprawdopodobniej do rodzaju *Archeopteris* (DĄBROWSKA i FILIPIAK 2006).

Z przeprowadzonych analiz wynika, iż generalnie w kolumnie wody nie było anoksji. Pojawiała się ona jedynie epi-

zodycznie sięgając strefy fotycznej. Świadczą o tym niskie stężenia arylowych izoprenoidów i izorenieratanu oraz brak lub śladowe ilości gammaceranu (MARYNOWSKI i in. *w druku*). Zarówno aryłowe izoprenoidy jak i izorenieratan w trakcie procesów wczesnodiagenetycznego utleniania ulegają rozpadowi, czego konsekwencją jest ich niskie stężenie w analizowanych próbkach.

Podsumowanie. Podczas sedymentacji osadów środkowofameńskiego poziomu goniatytowego w tej części basenu chęcińsko-zbrzańskie przeważnie panowały warunki wysoko

dysoksydacyjne. Anoksja w kolumnie wody pojawiała się epizodycznie. Świadczą o tym niskie stężenia arylowych izoprenoidów i izorenieratanu, rozkład i frekwencja piryków framboidalnych, tafofacje pirytowe, obecna miejscami laminacja tła skalnego oraz podwyższona śmiertelność juwenilnych amonitów (*patrz* WESTERMANN 1996). Kolejnym czynnikiem potwierdzającym dominację środowiska wysoko dysoksydacyjnego jest niezbyt zróżnicowana fauna bentosowa, co jest cechą charakterystyczną dla dysoksydacyjnych warunków sedymentacji (*patrz* WIGNALL 1993, 1994).

LITERATURA

- BERKOWSKI B. 2002. Famennian Rugosa and Heterocorallia from southern Poland. *Paleontologica Polonica*, **61**, 1-87.
- BRETT C.E., DICK V.B. i BAIRD G.C. 1991. Comparative taphonomy and paleoecology of Middle Devonian dark gray and black shale facies from western New York. *W: LANDING E. i BRETT C.E. (red.) Dynamic Stratigraphy and Depositional Environments of the Hamilton Group (Middle Devonian) in New York State, Part II. New York State Museum Bulletin*, **469**, 5-36.
- DĄBROWSKA K. i FILIPIAK P. 2006. Nowe dane na temat flory z famenu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 720-723.
- DZIK J. 2006. The Famennian "Golden Age" of conodonts and ammonoids in the Polish part of the Variscan sea. *Palaontologia Polonica*, **63**, 1-359.
- GINTER M. i PIECHOTA A. 2004. The first Devonian holocephalian tooth from Poland. *Acta Palaontologica Polonica*, **49**, 409-415.
- MARYNOWSKI L., RAKOCIŃSKI M. i ZATOŃ M. *w druku*. Middle Famennian (Late Devonian) interval with pyritized fauna from the Holy Cross Mountains (Poland): organic geochemistry and pyrite framboid diameter study. *Geochemical Journal*.
- RACKI G. i SZULCZEWSKI M. 1996. Stop 4. Kowala railroad cut and quarry. *W: SZULCZEWSKI M. i SKOMPSKI S. (red.) Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI), Excursion Guide*, Instytut Paleobiologii PAN, Warszawa, 27-33.
- RAKOCIŃSKI M. 2007. Nowe dane na temat amonitowatych z famenu Kowali w Górach Świętokrzyskich. *Niniejszy tom*, 111-112.
- WESTERMANN G.E.G. 1996. Ammonoid Life and Habitat. *W: LANDMANN N.H., TANABE K. i DAVIS R.A. (red.) Ammonoid paleobiology. Plenum Press. Topics in Geobiology New York*, **13**, 608-707.
- WIGNALL P.B. 1993. Distinguishing between oxygen and substrate control in fossil benthic assemblages. *Journal of the Geological Society of London*, **150**, 193-196.
- WIGNALL P.B. 1994. Black shales, 1-127. Clarendon Press, Oxford.
- WIGNALL P.B. i NEWTON R. 1998. Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *American Journal of Science*, **298**, 537-552.
- WILKIN R.T., BARNES H.L. i BRANTLEY S.L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 3897-3912.

Strukturalne różnice budowy rostrum u przedstawicieli *Belemnella* i *Belemnitella* – implikacje paleobiologiczne

Zbigniew REMIN

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
zbyh@uw.edu.pl

Budowa strukturalna rostrów przedstawicieli rodzajów *Belemnella* i *Belemnitella* pokazuje zasadnicze różnice między obydwojema rodzajami, przejawiające się obecnością lub brakiem tzw. linii przyrostowych (*growth rings*) widocznych makroskopowo na przekrojach poprzecznych lub/i po rozłupaniu rostrum wzdłuż jego osi. U przedstawicieli rodzaju *Belemnella* występują liczne i wyraźne „linie przyrostowe”, natomiast u rodzaju *Belemnitella* struktury takie nie występują lub są bardzo słabo zaznaczone i nieliczne (Fig. 1A, B). Przejawiają się one istnieniem ciemnych i jasnych pierścieni przyrostowych. Struktury te interpretowane były odpowiednio jako organiczne i nieorganiczne, a warstwę „organiczną” interpretowa-

wano jako zmodyfikowaną diagenetycznie (JELETZKY 1966; BARSKOV 1970; SPAETH i in. 1971). SAELEN (1989) tłumaczy linie przyrostowe jako efekt zmiennej ilości materii organicznej włączonej w strukturę rostrum. W przytoczonych pracach nie podjęto jednak próby wyjaśnienia rzeczywistej genezy tych struktur ani ich przełożenia na aspekty paleobiologiczne czy paleobehawioralne belemnitów.

Interpretację koncentrycznych linii przyrostowych u belemnitów opieram na analogicznych strukturach obecnych w statolitach współczesnych głowonogów *Sepia officinalis* i *Loligo vulgaris*. Statolity, podobnie jak rostra belemnitów, są strukturami powstałymi wewnątrz ciała głowonoga i wykazują bardzo wiele podobieństw w wykształceniu strukturalnym, ponadto wykazują odpowiednio słabe oraz bardzo dobre wykształcenie koncentrycznych linii przyrostowych (BETTENCOURT i GUERRA 2000), podobnie jak ma to miejsce w rostrach *Belemnitella* i *Belemnella*.

BETTENCOURT i GUERRA (2000) sugerują, że obecność linii przyrostowych w statolitach *L. vulgaris* i ich brak u *S. officinalis* spowodowana jest znaczącymi różnicami w procesie biomineralizacji, powodującymi różnice w krystalizacji, a tym samym różną mikrostrukturę statolitów, co w konsekwencji przejawia się brakiem lub obecnością linii przyrostowych. Jest to bezpośrednio powiązane z dobowymi zmianami zawartości białek, Ca^{2+} , Mg^{2+} i w mniejszym stopniu Sr^{2+} , uczestniczących w procesie krystalizacji statolitów. Ponadto, pozwalają w zadowalający sposób wyjaśnić hipotezę o dobowym charakterze depozycji koncentrycznych linii przyrostowych: warstwa ciemna, wzbogacona w materię organiczną powstaje w ciągu dnia; warstwa jasna, wzbogacona w $CaCO_3$, powstaje w nocy.

Zależność koncentracji $CaCO_3$ i białek uczestniczących w procesie krystalizacji jest ściśle powiązana z aktywnością biologiczną rozważanych gatunków. W nocy ilość białek znacząco spada, co pozwala na szybkie wytrącanie kryształów i jest zgodne z okresem zerowania obydwo rozważanych gatunków; w dzień, odwrotnie, ilość białek wzrasta, ograniczając wytrącanie kryształów $CaCO_3$ i umożliwiając powstawanie warstwy bogatej w materię organiczną. Nie dotyczy to jednak statolitów *S. officinalis*, których budowa krystaliczna jest bardzo nieregularna, a w powiązaniu ze znacznie mniejszą zawartością substancji organicznych uczestniczących w procesie biomineralizacji

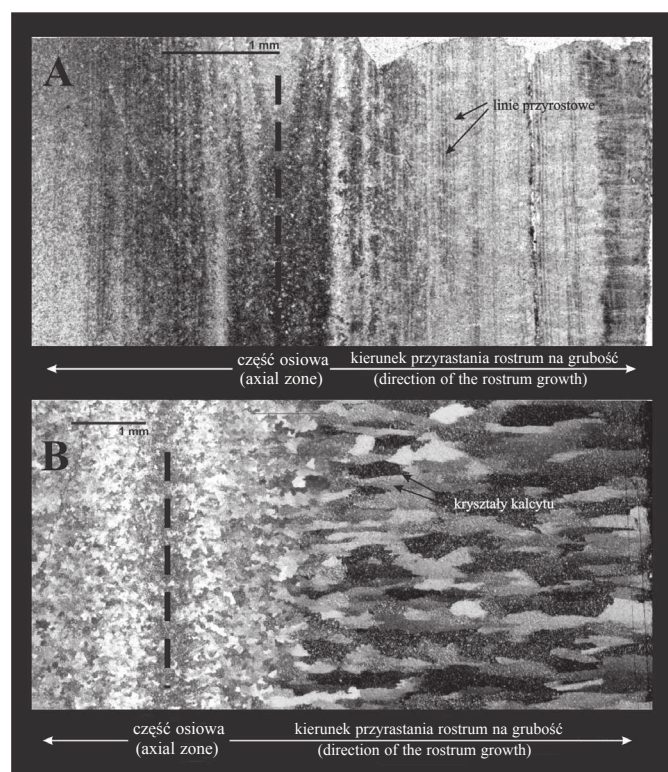


Fig. 1. Obraz mikroskopowy w świetle spolaryzowanym pokazujący różnice strukturalne w budowie krystalicznej rostrów u *Belemnella* Nowak, 1913 (A) oraz *Belemnitella* d'Orbigny, 1840 (B)

w porównaniu z *L. vulgaris*, jest odpowiedzialna za brak wyraźnych linii przyrostowych u przedstawicieli rzędu Sepioidea.

Taką zależność obserwujemy u *Belemnitella*, gdzie przyrost kryształów jest ciągły, budowa krystaliczna nieregularna, bez dobrze zdefiniowanych warstw bogatych w organikę, podobnie jak u *S. officinalis*. Odmiennie wygląda to u *Belemnella*, gdzie przyrost kryształów odbywa się cyklicznie między kolejnymi warstwami wzbogaconymi w materię organiczną (por. Fig. 1A, B oraz BETTENCOURT i GUERRA 2000, fig. 2-4).

Przyjęta hipoteza wskazuje, iż linie przyrostowe w rostrach belemnitów powstawały w cyklu dobowym: ciemna warstwa w dzień, a jasna w nocy (nie dotyczy to rostrów *Belemnitella*). Proces krystalizacji rostrum był ściśle związany z typem biomineralizacji, powodując w efekcie obecność lub brak koncentrycznych linii przyrostowych, analogicznie jak u dzisiejszych *S. officinalis* i *L. vulgaris*. Typ biomineralizacji za-

chodzący u poszczególnych rodzajów głowonogów związany jest z przemianami biochemicznymi i metabolicznymi zachodzącymi w obrębie organizmu i regulującymi proporcje białek, Ca^{2+} , Mg^{2+} i Sr^{2+} ; te zaś w mniejszym lub większym stopniu są pochodną trybu życia tych zwierząt.

Wynikające z powyższych faktów wnioski paleofizjologiczne i paleobehawioralne dotyczące belemnitów wskazują, że: (1) przedstawiciele rodzaju *Belemnella* (z wyraźnymi liniami przyrostowymi) charakteryzowali się typem przemian metabolicznych i biochemicznych podobnym do współczesnych kalmarów (Teuthoidea; np. *L. vulgaris*). Sugeruje to, iż belemnity te żyły i żerowały zwykle w toni wodnej w obrębie szelfu i skłonu kontynentalnego, prowadząc bardzo aktywny tryb życia; (2) przedstawiciele rodzaju *Belemnitella* (bez linii przyrostowych) wiodli przydenny, mniej aktywny tryb życia, podobny do dzisiejszych mątw (Sepioidea; np. *S. officinalis*).

LITERATURA

- BARSKOV I.S. 1970. Structure of the belemnite rostrum. *Palaeontological Journal*, **4**, 110-112.
- BETTENCOURT V. i GUERRA A. 2000. Growth increments and biomineralization process in cephalopod statoliths. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **248**, 191-205.
- JELETZKY J.A. 1966. Comparative morphology, phylogeny and classification of fossil Coleoidea, Mollusca. *Palaeontological Contributions of the University of Kansas*, article 7, 1-162.
- SAELEN G. 1989. Diagenesis and construction of the belemnite rostrum. *Palaeontology*, **32**, 765-798.
- SPAETH C. 1971. Aragonitische und calcitische Primärstrukturen im Schalenbau eines Belemniten aus der englischen Unterkreide. *Paläontologische Zeitschrift*, **45**, 33-40.

Sztuczne sieci neuronowe jako narzędzie podstawowych badań paleontologicznych

Zbigniew REMIN

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

zbyh@uw.edu.pl

Sztuczne sieci neuronowe (*artificial neural networks*, ANN) to systemy komputerowe mające zdolność „uczenia się”. Jako aplikacje komputerowe powstały na gruncie badań nad sztuczną inteligencją. W swoich generalnych założeniach sztuczne sieci neuronowe starają się naśladować pracę i działanie naturalnych systemów nerwowych (np. mózgu), charakteryzując się kilkoma bardzo ważnymi cechami przynależnymi dotychczas tylko tym systemom:

1. uczą się na przykładach; nabywają doświadczenia jak reagować na bodźce (dane wejściowe), powodując w efekcie bardzo konkretne zachowania (dane wyjściowe);
2. są bardzo odporne na niekompletność dostarczanych danych;
3. mają zdolność do generalizacji wiedzy; wyuczone sieci neuronowe potrafią klasyfikować sytuacje bądź obiekty (dane wejściowe), pomimo, że dane takie nie uczestniczyły nigdy w procesie uczenia, a klasyfikacje te są prawidłowe (dane wyjściowe).

Od lat 80-tych XX wieku sieci neuronowe przeżywają gwałtowny rozwój i stosowane są w niemal wszystkich dziedzinach nauki. Sieci neuronowe mogą być stosowane wszędzie tam, gdzie do rozwiązania mamy problemy natury predykcyjnej czy klasyfikacyjnej. Swoją sukces ANN zawdzięczają zdolności do odwzorowywania skomplikowanych funkcji, a w szczególności funkcji i zależności nieliniowych. Sieci neuronowe aplikowane są do rozwiązywania różnorodnych problemów z prawie wszystkich dziedzin nauki (medycyna, fizyka, chemia, ekonomia, inżynieria), gdzie osiągają bardzo dobre rezultaty. Dotychczasowe zastosowania ANN w naukach o Ziemi są stosunkowo nieliczne, wydaje się jednak, że i tu w najbliższych latach będziemy obserwować gwałtowny wzrost zainteresowania wykorzystaniem sztucznych sieci neuronowych. Stosowane były np. do analizy profili wiertniczych (BALDWIN i in. 1989; ROGERS i in. 1992), korelacji poziomów pyłów wulkanicznych (MALMGREN i NORDLUND 1996), w badaniach paleoceanograficznych (MALMGREN i NORDLUND 1997) oraz w klasyfikacji skał na podstawie danych geochemicznych (KAMINSKAS i MALMGREN 2004). W badaniach paleontologicznych sztuczne sieci neuronowe praktycznie nie były dotychczas stosowane, a pozycje literaturowe ograniczają się do niewielu pozycji, np. MARMO i in. (2006) stosując

ANN uzyskali doskonale rezultaty w automatycznym rozpoznawaniu otwornic.

W podjętych badaniach (REMIN 2007) zbadano potencjał zastosowania sztucznych sieci neuronowych w paleontologii, a w szczególności samoorganizujących się sieci Kohonena. Głównym celem było zaproponowanie nowej metodyki, maksymalne zunifikowanie i zobiektywizowanie podejścia do badań taksonomicznych górnokredowych belemnitów z rodzajów *Belemnitella* i *Belemnella*. Sieci Kohonena do bezwzorcowych klasyfikacji projektowane są do nauki w tzw. trybie bez nauczyciela (KOHONEN 1982; FAUSETT 1994; HAYKIN 1994; PATTERSON 1996, materiały StatSoft Polska 2001, 2006). Oznacza to, że sieciom tym prezentujemy tylko zmienne niezależne, nie podajemy zaś żadnych wytycznych co do rezultatu, jaki chcemy osiągnąć. Analizujemy zatem strukturę samych danych uzyskując w odpowiedzi jednorodne podzbiory podobnych do siebie danych wejściowych (np. cech belemnitów) reprezentowanych jako skupienia na dwuwymiarowej mapie topologicznej, stanowiącej odpowiedź sieci na wprowadzane dane uczące. Dodatkowo sieci Kohonena dają możliwość łatwego kontrolowania wielowymiarowej przestrzeni danych wejściowych i transponowania ich w prostą do analizy przestrzeni dwuwymiarową (mapa topologiczna), uwzględniającą jednocześnie sprzężenia zwrotne oraz inne nieliniowe zależności pomiędzy poszczególnymi parametrami uczącymi.

Podstawą symulacji komputerowych była baza danych obejmująca pomiary 15 cech morfometrycznych i 14 porpcji opartych o te cechy dla około 750 okazów (macierz danych obejmująca około 21 000 rekordów pomiarowych). W analizach wykorzystano program *Statistica Neural Networks*. W wyniku przeprowadzonych symulacji z zastosowaniem sieci Kohonena, wyróżniono 15 grup morfologicznych, reprezentujących rodzaje *Belemnitella* i *Belemnella*. Wyróżnione grupy charakteryzują się morfologiczną spójnością wewnątrzgatunkową i istotnymi z punktu widzenia statystycznego różnicami międzygatunkowymi, podkreślonymi przez różne interwały stratygraficzne zajmowane przez poszczególne morfotypy (gatunki).

Analiza materiału testowego na grupie skamieniałości, jaką są belemnity, charakteryzujące się bardzo małą dyspersją morfologiczną, w oparciu o implementowaną metodykę z użyciem

sztucznych sieci neuronowych Kohonena do bezwzorcowych klasyfikacji, potwierdziła jej wysoką skuteczność i użyteczność oraz znaczną konkurencyjność w stosunku do metod stosowanych dotychczas.

Przeprowadzone badania pokazują, że sztuczne sieci neuronowe posiadają wielki potencjał i możliwości stosowania w problemach klasyfikacji taksonomicznej, szczególnie tam gdzie analizie poddajemy duże ilości danych statystycznych lub/i biometrycznych. Oferuje to nowe perspektywy w podstawowych badaniach paleontologicznych takich grup jak belem-

nity, amonity, inoceram, ramienionogi, trylobity i inne. Sieci neuronowe dają ponadto możliwość wychwytywania nawet niewielkich zmian i trendów filetycznych lub/i filogenetycznych w obrębie analizowanych grup faunistycznych, co w wielu przypadkach może przełożyć się na wzrost ich potencjału biostratygraficznego.

Badania były wykonywane w ramach przygotowywania rozprawy doktorskiej i finansowane z grantu Ministerstwa Nauki i Informatyzacji nr 2 P04D 020 27.

LITERATURA

- BALDWIN J.L., OTTE D.N. i WHEATLEY C.L. 1989. Computer emulation of human mental processes. Application of neural network simulators to problems in well log interpretation. *Society of Petroleum Engineers of AIME, (Paper) SPE, OMEGA*, 481-493.
- FAUSETT L. 1994. *Fundamentals of Neural Networks*, 1-461. Prentice Hall, New York.
- HAYKIN S. 1994. *Neural Networks: A Comprehensive Foundation*, 1-842. Macmillan Publishing, New York.
- KAMINSKAS D. i MALMGREN B.A. 2004. Comparison of pattern-recognition techniques for classification of Silurian rocks from Lithuania based on geochemical data. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **84**, 117-124.
- KOHONEN T. 1982. Self-organized formation of topologically correct feature maps. *Biological Cybernetics*, **43**, 59-69.
- MALMGREN B.A. i NORDLUND U. 1996. Application of artificial neural networks to chemostratigraphy. *Paleoceanography*, **11**, 505-512.
- MALMGREN B.A. i NORDLUND U. 1997. Application of artificial neural networks to paleoceanographic data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136**, 359-373.
- MARMO R., AMODIO S. i CANTONI V. 2006. Microfossils shape classification using a set of width values. *Proceedings of the 18th International Conference on Pattern Recognition (ICPR'06)*, vol. 1, 20-24 Aug. 2006, 691-694. Digital Object Identifier 10.1109/ICPR.2006.797.
- PATTERSON D. 1996. *Artificial Neural Networks*, 1-400. Prentice Hall, Singapore.
- REMIN Z. 2007. Analiza paleontologiczna i znaczenie stratygraficzne belemnitów górnego kampanu i dolnego mastrychtu profilu doliny środkowej Wisły. Niepublikowana praca doktorska, Archiwum Wydziału Geologii, Uniwersytet Warszawski.
- ROGERS S.J., FANG J.H., KARR C.L. i STANLEY D.A. 1992. Determination of lithology from well logs using a neural network. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **76**, 731-739.
- STATSOFT INC. 2001. *Statistica Neural Networks PL*. StatSoft Polska Sp. z o.o., Kraków.
- STATSOFT 2006. *Elektroniczny Podręcznik Statystyki PL*, Kraków; www.statsoft.pl/textbook/stathome.html.

Jurajsko-kredowa fauna koralowa z profilu Lalincy w Bułgarii zachodniej

Ewa RONEWICZ

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
eron@twarda.pan.pl

W mezozoiku poszczególne okresy różnią się składem fauny płytkowodnych koralii sześciopromiennych – skleraktinii, które, od pojawienia się w triasie, były organizmami uzależnionymi od symbiozy z glonami. Radykalna zmiana fauny skleraktinii przypada na przełom triasu i jury, natomiast zmiany stopniowe obserwuje się między jurą a wczesną kredą i między długotrwałym okresem obejmującym późną kredą i paleogen, a mioceniem, od którego datuje się rozwój fauny nowoczesnej.

Siedliska płytkowodnych skleraktinii mezozoicznych były związane z platformami węglanowymi, więc odpowiednia dla nich facja zwykle stabilizowała się na krótko w skali geologicznej. Zmiany eustatyczne i tektoniczne zakłócały wszystkie ważne wskaźniki środowisk koralowych. Urozmaicone facjalnie sekwencje z Europy zachodniej pokazują przykłady intensywnego, lecz krótkotrwałego wzrostu utworów koralowych np. w oksfordzie środkowym, w oksfordzie późnym, czy w kimerydzie późnym. Natomiast fauna z platformy Średniogórza z terenu Bułgarii daje okazję do śledzenia stopniowego przejścia między fauną koralową jury i kredy. Przykład profilu Lalincy pokazuje tytońsko-walanżyński etap zmian fauny kora-

lowej, które polegały na pojawianiu się nowych rodzajów wśród zubożonej fauny typu jurajskiego (brak *Isastrea*, *Thamnasteria*, *Stylina*). Monotonna, pelmikrytowa sedymentacja utworzyła serię ponad 350 m dobrze uwarstwionych wapieni, w której warstwy koralowe rozdzielone są pakietami warstw płonych. Nie obserwuje się wpływu działania prądów, szkielety koralii są zachowane w pozycji wzrostu i nie obserwuje się skutków niszczenia przez falę sztormową. Umiarkowana ruchliwość wody towarzyszyła powstaniu wszystkich warstw sukcesji. Rozwijały się koralie wrażliwe na kruszenie (pseudokolonie wiązkowe, kolonie lamelarne i jednoseryjne) oraz delikatne mikroinkrustery, a dostateczne naświetlenie sprzyjało rozwojowi flory sinicowej produkującej mikryt. Nie obserwuje się wyraźnej zonacji ekologicznej w tej sukcesji, która powstawała przez dłuższy okres czasu. Szybkość obniżania się dna była kompensowana szybkim przyrostem osadu produkowanego przez zespół koralowo-mikrobiałny. Zamieranie łąk koralowych było powodowane szybkim przyrostem automikrytu. Dominacja mikrobiontów w tworzeniu paruset metrów wapienia rzuca światło na rolę tych organizmów jako czynnika kontrolującego warunki życia w środowisku.

Paleogen i neogen Warmii i Mazur w zapisie palinologicznym

Barbara SŁODKOWSKA

Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
barbara.slodkowska@pgi.gov.pl

W obrębie dwóch jednostek strukturalnych – w obniżeniu perybałtyckim i wyniesieniu mazursko-suwalskim, zlokalizowano dwa profile wiertnicze Klucznik 1 i Sapłaty 3 penetrujące osady paleogenu i neogenu. Profile te przebadano metodami palinologicznymi, na które składały się analiza pyłkowa i fitoplanktonowa. Dzięki tym badaniom dokonano syntezy palinostratygraficznej. Profil wiercenia Klucznik 1 na odcinku paleogeńskim jest pełniejszy, zawiera osady paleocenu i eocenu, zaś w neogenie osady miocenu środkowego i górnego. W wierceniu Sapłaty 3 z paleogenu opisano osady eocenu, natomiast utwory neogenu zawierają pełniejszy profil miocenu środkowego i miocen górny. Różnica wysokości nad poziom morza powierzchni obu profili wynosi 45 m. Najstarszym zespołem wyróżnionym w wierceniu Klucznik 1 jest zespół fitoplanktonu charakterystyczny dla dolnego paleocenu – danu – jego niższej części zdefiniowanej poziomem dinocystowym D1 (POWELL 1992) odpowiadającym formacji puławskiej. Są to osady morskie, związane z niezbyt głęboką strefą zbiornika. W tym profilu obserwuje się ciągłość sukcesji pomiędzy tym a kolejnym, młodszym poziomem dinocystowym D2 (POWELL 1992) z wyższej części formacji puławskiej, charakterystycznym dla młodszego danu (paleocen dolny). Kolejny paleoceński zespół fitoplanktonowy oznaczono w morskich osadach zelandu (paleocen środkowy). Na podstawie zawartości wskaźnikowego fitoplanktonu zespół został zaliczony do poziomu dinocystowego D3 (POWELL 1992) odpowiadającemu formacji odrzańskiej. Poziom D3 jest szerzej rejestrowany na obszarze mazurskim (SŁODKOWSKA 2005) oraz w profilu Yantarny z Sambii (SŁODKOWSKA 2004). W profilu Klucznik nie rejestruje się osadów paleocenu górnego, eocenu dolnego i niższej części eocenu środkowego.

Eoceński cykl sedymentacyjny został zarejestrowany w obu profilach. Najstarszy na tym obszarze, środkowoeoceński zespół z wyższej części bartonu, jest określony zespołem poziomem dinocystowym D11 (POWELL 1992) należącym do formacji pomorskiej. Jest to szeroko rozprzestrzeniony korelacyjny poziom fitoplanktonowy na znacznym obszarze Polski północno-wschodniej (SŁODKOWSKA 2005), odnotowany także w profilu Yantarny z półwyspu sambijskiego (SŁODKOWSKA 2004). W obu profilach występował też górnoeoceński – priaboński poziom dinocystowej D12 (POWELL 1992), wiązany również z for-

macją pomorską. Podobny zespół został oznaczony z rejonu Podlasia (SŁODKOWSKA 2005) i w profilu Yantarny z półwyspu sambijskiego (SŁODKOWSKA 2004). Obserwuje się ciągle przejście do młodszego zespołu fitoplanktonowego zarejestrowanego w obu profilach. Jest to poziom dinocystowy D13 (POWELL 1992) charakterystyczny dla najniższego oligocenu w facji „latdorf” w formacji mosińskiej dolnej. Wyraźny udział mają w tym zespole sporomorfy, których obecność wskazuje na wzrost znaczenia roślinności lądowej z dominacją lasów iglastych i mieszanych z udziałem roślinności ciepłolubnej. Nie wielkie różnice w obrazie zespołu palinomorf wyższej, eoceńskiej części tego odcinka profilu wskazują na głębszą strefę zbiornika, do którego docierały w większej ilości ziarna pyłku nagonasiennych, lepiej przystosowane do transportu na większe odległości, a także bogatszy zespół fitoplanktonu. Są to zatem różnice siedliskowe a nie stratygraficzne. Zbliżone zespoły opisano z wielu profili Polski północno-wschodniej (SŁODKOWSKA 2005). Opisane trzy poziomy dinocystowe D11, D12 i D13, obecne w obu profilach Klucznik 1 i Sapłaty 3, są bardzo wyraźnymi horyzontami korelacyjnymi. W obu profilach nie rejestruje się zespołów wyższej części oligocenu, miocenu dolnego i znacznej części miocenu środkowego.

Utwory neogenu – miocenu są związane z rozwojem węglotwórczych bagnisk. Najstarszy neogeński zespół sporomorf opisano z profilu Sapłaty 3 z miocenu środkowego (dolny serrawal). Dominuje pyłek roślin ciepłolubnych, a wyróżniony zespół jest najbardziej zbliżony do VIII poziomu pyłkowego *Celtipollenites verus* (ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO 1998), charakterystycznego dla I pokładu środkowopolskiego w formacji poznańskiej. Wyższe ogniwa miocenu były obecne w obu profilach. Wyróżniono IX poziom pyłkowy *Tricolporopollenites pseudocingulum* (ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO 1998) z najwyższej części miocenu środkowego (środkowy serrawal), związany z powstaniem IA oczkowickiego pokładu węgla brunatnego w formacji poznańskiej. Przeważa pyłek roślin o umiarkowanych wymaganiach termicznych, z niewielkim udziałem roślin ciepłolubnych. Podobne zespoły opisano z wielu profili Polski północno-wschodniej (SŁODKOWSKA 2005). Brak jest osadów wyższego X poziomu pyłkowego. Dokumentację palinologiczną mają zaś osady miocenu górnego – wyższego tortonu. Obraz pyłkowy odpowiada poziomowi XI *Betulaepollenites* – *Cype-*

raceaeapollis (ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO 1998) w wyższej części formacji poznańskiej. W obrębie tego poziomu notuje się epizod masowego występowania *Alnipollenites* przekraczający 50%. W wyższej części tego poziomu występują osady węgla brunatnego określane jako pokład orłowski. Podobne zespoły obserwowano w wielu profilach mazurskich (SŁODKOWSKA 2005). W osadach powyżej poziomu XI sporomorfy występu-

ją sporadycznie, nie dając podstaw do datowań palinostratigraficznych. Na znacznym obszarze Polski północno-wschodniej, powyżej XI poziomu pyłkowego, zwłaszcza w osadach iłów pstrych (płomienistych) sporadycznie zachowują się sporomorfy, co wiązać należy zapewne z niekorzystnymi warunkami fizyko-chemicznymi i diagenetycznymi podczas sedymentacji tych utworów.

LITERATURA

- POWELL A.J. 1992. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. *W:* POWELL A.J. (red.) A stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. *British Micropaleontological Society Publication Series*, 155-251.
- SŁODKOWSKA B. 2004. Palinostratygrafia osadów paleogenu w profilu otworu Yantarny P-1 i w kopalni "Primorskoye" – bruzda 224. *W:* KRAMARSKA R., KASIŃSKI J., PIWOCKI M., SŁODKOWSKA B., LUKASHINA N. i SIVKOV V. Korelacja utworów trzeciorzędowych północnej Polski i Okręgu Kaliningradzkiego (Rosja) ze szczególnym uwzględnieniem osadów bursztynonośnych. Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B. 2005. Profil osadów trzeciorzędu Polski północno-wschodniej w świetle najnowszych badań i w aspekcie praktycznego wykorzystania. Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1998. Climatic phases and spore-pollen zones. *W:* WAŻYŃSKA H. (red.) Palynology and Palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **160**, 12-16.

Nowa nomenklatura neuropteridesów w kontekście stratygraficznym dla karbonu Polski

Kornelia STANECZKO¹, Teresa MIGIER²

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
kstanecz@ultra.cto.us.edu.pl

²40-881 Katowice, ul. Chrobrego 31/153
aagnisiaa@poczta.onet.pl

Najbardziej rozpoznawalną grupą karbońskich roślin nawet dla laików są rośliny paprociolistne. Wiele grup zaliczanych tradycyjnie do paproci mogło być zupełnie niezależnych i dlatego w paleobotanice pojęcie paproci jest jedynie pewnym stopniem organizacji bazującym na wspólnych cechach morfologicznych (DIMICHELE i PHILLIPS 2002). W zagłębiach węglowych w Polsce, w tym w Górnśląskim i Lubelskim, rośliny znajduwane są *in situ*. Skamieniałości te świadczą o wysokim potencjale fosylizacyjnym, dzięki któremu zachowały się kompletne okazy z widoczną morfologią, a czasem również anatomią. Częściej jednak stanowią niekompletne szczątki, nie dając możliwości zestawienia części wegetatywnych z generatywnymi. Stan zachowania odgrywa istotną rolę w klasyfikacji, jak również w odszyfrowywaniu paleobiologii, jak i paleoekologii organizmów, gdyż odsłania subtelne szczegóły wzrostu i rozmnażania.

Neuropteridesy w polskich zagłębiach węglowych są bardzo ważną grupą o znaczeniu stratygraficznym (MIGIER 1988). W niektórych poziomach, a zwłaszcza w westfalu, stanowią często ponad 50% spektrum roślinnego. Do tej pory w polskiej literaturze paleobotanicznej dotyczącej neuropteridesów istniało nazewnictwo opierające się tylko na zewnętrznych cechach morfologicznych. Nowsze opracowania pozwalają na unowocześnienie w tej dziedzinie, gdyż wprowadzają istotne informacje wynikające również z badań anatomicznych.

Do ważniejszych badań kopalnych roślin karbońskich, w tym również neuropteridesów, należą prace Alexandra Brongniarta, uważanego za ojca współczesnej paleobotaniki. W latach 1822-1837 przeprowadził on klasyfikację roślin paprociolistnych (BRONGNIART 1822-1837), którą oparł na morfologicznych cechach liści. Opisał on między innymi rodzaj *Nevropteris*, w obrębie którego w tym samym czasie STERNBERG (1820-1838) wydzielił już trzynaście gatunków. Również późniejsze badania STOPY (1957), jak i innych badaczy opierają się jedynie na morfologii liści.

Grupa neuropteridesów należy do paproci nasiennych z rodziny Medullosaceae w klasie Pteridospermopsida (Lygino-

dendropsida). Znana jest od wizenu do wczesnego permu i była szczególnie bogato reprezentowana we florze późnego karbonu. Wśród pozostałych roślin paprociolistnych neuropteridesy zajmują szczególne miejsce ze względu na masowe występowanie zwłaszcza w westfalu. Istnieje w tej grupie wiele skamieniałości przewodnich i charakterystycznych (MIGIER 1971; KOTASOWA i MIGIER 2001; JACHOWICZ i DYBOVÁ-JACHOWICZ 2003).

Grupa neuropteridesów obejmuje obecnie następujące rodzaje: *Laveineopteris*, *Macroneuropteris*, *Margaritopteris*, *Neuralethopteris*, *Neurocallipteris*, *Neurodontopteris*, *Neuropteris*, *Paripteris* i *Sphenoneuropteris* (CLEAL i SHUTE 1995). Zmiany w synonimice neuropteridesów wynikają z badań anatomicznych i taksonomicznych prowadzonych przez CLEALA i ZODROWA (1989), CLEALA i in. (1990), CLEALA i SHUTEGO (1991, 1995). Do cech anatomicznych, branych pod uwagę przy ustalaniu systematyki neuropteridesów, należą:

- komórki kutykularne (kształt, długość i szerokość, w tym parametry maksymalne, sposób ułożenia komórek w obrębie kutikuli, zgrubienia ścian komórkowych),
- obecność lub brak papilli (wzgórków),
- włoski (występowanie, kształt, ilość komórek wchodzących w ich skład, średnica podstawy włoska),
- obecność aparatów szparkowych ich wymiary, typy, ornamentacja szparek, gęstość i inne.

Takich cech nigdy nie brano pod uwagę przy oznaczaniu poszczególnych gatunków w polskich pracach fitostratygraficznych, tym samym nie uwzględniają one nowej synonimiki. Dla karbonu Polski szczególne znaczenia ma rodzaj *Laveineopteris* (obejmujący większość gatunków zaliczanych wcześniej do rodzaju *Neuropteris*), którego gatunki są charakterystyczne i przewodnie w utworach westfalskich.

Ze względu na znaczenie stratygraficzne dla karbonu należałoby upowszechnić wszystkie te badania w literaturze polskiej. Praca ta wówczas stanowiłaby cenny przyczynek do uzupełnienia tych wiadomości.

LITERATURA

- BRONGNIART A. 1822. Sur la classification et la distribution des végétaux fossiles. *Mémoires du Muséum d'Histoire Naturelle*, **8**, 1-91.
- BRONGNIART A. 1828-1837. Histoire des végétaux fossiles. Paris – Amsterdam.
- CLEAL C.J. i SHUTE C.H. 1991. The Carboniferous pteridosperm frond *Neuropteris heterophylla* (Brongniart) Sternberg. *Bulletin. British Museum (Natural History) Geology*, **46**, 153-174.
- CLEAL C.J. i SHUTE C.H. 1995. A synopsis of neuropteroid foliage from the Carboniferous and Lower Permian of Europe. *Bulletin. Natural History Museum in London*, **51**, 1-52.
- CLEAL C.J., SHUTE C.H. i ZODROW E.L. 1990. A revised taxonomy for Palaeozoic neuropterid foliage. *Taxon*, **39**, 486-492.
- CLEAL C.J. i ZODROW E.L. 1989. Epidermal structure of some medullosan *Neuropteris* foliage from the middle and upper Carboniferous of Canada and Germany. *Palaeontology*, **32**, 837-882.
- DIMICHELE W.A. i PHILLIPS T.L. 2002. The ecology of Paleozoic ferns. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **119**, 143-159.
- JACHOWICZ A. i DYBOVÁ-JACHOWICZ S. 2003. Paleobotanika. Skrypt Uniwersytetu Śląskiego, **23**, 1-210.
- KOTASOWA A. i MIGIER T. 2001. Makroflora (karbonu). W: PAJCHŁOWA M. (red.) *Budowa geologiczna Polski, t. III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych*, cz. 1c – z. 2, 772-831.
- MIGIER T. 1971. Charakterystyka *Neuropterides paripinatae* z karbonu produktywnego Zagłębia Górnośląskiego, Dolnośląskiego i Lubelskiego. *Prace Instytutu Geologicznego*, **58**, 194-212.
- MIGIER T. 1988. Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Stratygrafia karbonu na podstawie mikroflory. *Prace Instytutu Geologicznego*, **72**, 120-131.
- STERNBERG K. 1820-1838. Versuch einer Geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vervolt, 1-220. Leipzig.
- STOPA S.Z. 1957. Rośliny paprociolistne (*Pteridophylla*) górnego namuru i najniższego westfalu na Górnym Śląsku. *Prace Instytutu Geologicznego*, **13**, 1-208.

Miospory (?) w ordowiku otworu wiertniczego Wilków IG-1 w Górach Świętokrzyskich

Marzena STEMPIEŃ-SALEK

Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

mstempie@twarda.pan.pl

Otwór wiertniczy Wilków IG-1 usytuowany jest w zachodniej części regionu łysogórskiego, po północnej stronie pasma głównego, w Dolinie Wilkowskiej, około 15 km na północny-wschód od Kielc. Osady ordowiku sięgają tu blisko 200 m miąższości.

Ordowicki profil rozpoczynają leżące bezpośrednio na kambrze utwory górnego? lanwirnu, nazywane dawniej warstwami jeleniowskimi dolnymi. Ponad nimi leżą łupkowe warstwy jeleniowskie wyższe – udokumentowane graptolitami jako karadok (TOMCZYK i TURNAU-MORAWSKA 1967; TOMCZYKOWA 1968), należące do formacji iłowców z Jeleniowa (BEDNARCZYK 1971, 1981; TRELA 2003, 2006). Są one wykształcone jako szare i ciemnoszare iłowce i iłowce wapienste z pojedynczymi wkładkami wapieni z litydami i bentonitami. Ponad formacją iłowców z Jeleniowa, występują silnie spękane tzw. warstwy wólczańskie (TOMCZYKOWA 1968) zbudowane z zielonoszarych łupków mułowcowych, miejscami piaszczystych i przewarstwionych piaszczystymi wapieniami, opisane przez BEDNARCZYKA (1981) jako formacja mułowców z Wólki, a przez TRELĘ (2006) jako formacja iłowców i mułowców z Wólki.

Badaniami palinologicznymi zostało objętych 41 prób pobranych z przedziału głębokości 601–785 m, z osadów formacji iłowców z Jeleniowa i formacji iłowców i mułowców z Wólki. Próby W.1–W.15 reprezentują najprawdopodobniej aszgil. Są prawie całkowicie pozbawione palinomorf. Wśród nich tylko 3 są pozytywne: W.2–W.4. Zawierają pojedyncze, najczęściej nieoznaczalne formy – nie tworzą typowego zespołu palinologicznego składającego się z wielu różnorodnych osobników. Prócz nielicznych lejosfer występują pojedyncze, niewielkich rozmiarów akritarchy kolczaste (*Micrhystridium* sp., *?Multiplicisphaeridium* sp. i *Veryhachium* sp.) Nie stwierdzono występowania kryptospor i miospor.

Próby W.16–W.41 pochodzą z osadów należących do formacji iłowców z Jeleniowa, udokumentowanych paleontologicznie jako poziomy graptolitowe *gracilis* – *multidens* – *clingani*. Wśród nich 12 okazało się palinologicznie pozytywnych (W.18–26, W.33, W.40 i W.41). Znalezione w nich inwentarz jest bardzo ubogi pod względem jakościowym i ilościowym – rozpoznano jedynie pojedyncze palinomorfy. Najlepiej reprezentowana jest próba W.24, choć i w tej zespół palinomorf jest znacznie zdegradowany i skrajnie ubogi. Prócz nielicznych lejosfer występują pojedyncze akritarchy kolczaste: *Micrhy-*

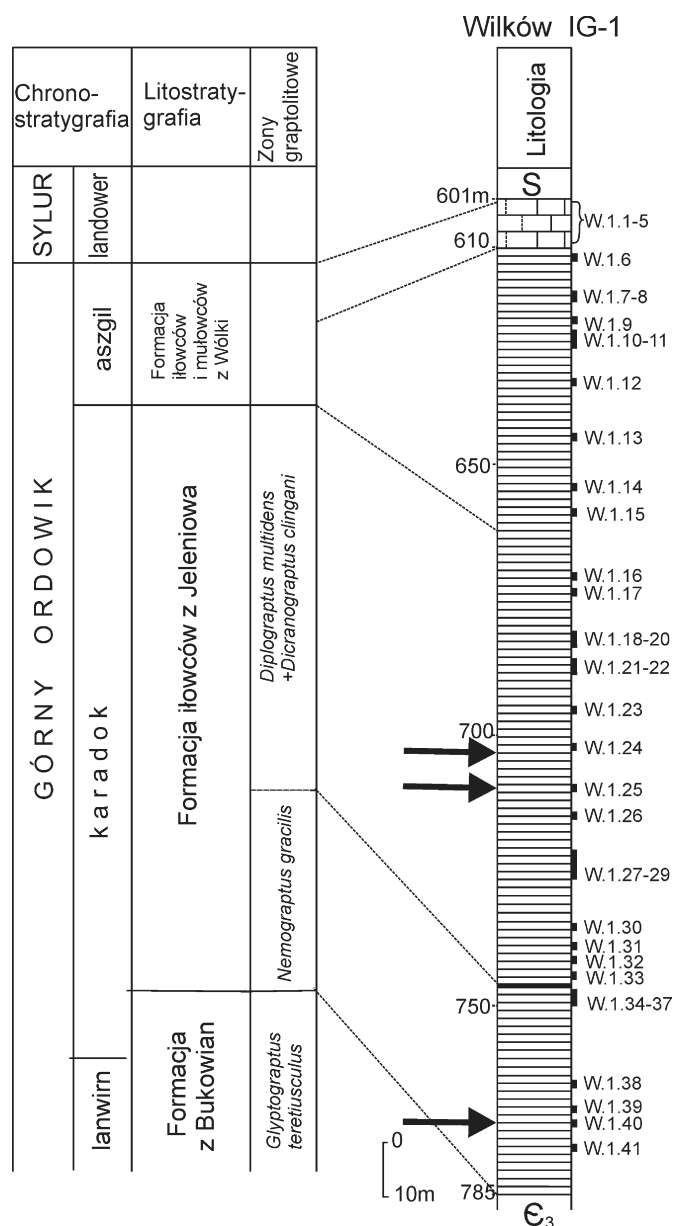


Fig. 1. Uproszczony profil otworu wiertniczego Wilków IG-1 z lokalizacją prób zawierających pojedyncze kryptospory oraz miospory

stridium sp., *Multiplicisphaeridium* cf. *ramusculosum*, *Veryhachium trispinosum* i *Veryhachium* sp.

Ciemna barwa palinomorf (zróżnicowanie od ciemno-brązowej do prawie czarnej) wskazuje na znaczny stopień termiczny, jakiemu podlegały badane osady. Paleotemperature musiały przekraczać 100°C.

W otworze wiertniczym Wilków, po raz pierwszy w Polsce, wśród górnoordowickich palinomorf stwierdzono występowanie pojedynczych kryptospor i miospor (rzadko spotykane, najstarsze kryptosporiady notowane są od lanwirnu – STEEMANS 1999). W Wilkowie pojawiają się one w trzech próbach palinologicznych zaznaczonych na Fig. 1 (W.24, W.25 i W.40). Próba W.24 (formacja łośców z Jeleniowa, poziom graptolitowy *multidens – clingani*) charakteryzuje się największą ich frekwencją. Zarówno powierzchnia kryptospor jak i miospor jest wyraźnie zdegradowana, co utrudnia jednoznaczne oznaczenia.

Wśród form przypominających miosporiady oznaczono ?*Ambitisporites* cf. *imperfectus* znany np. z aszgilu Libii (RICHARDSON 1988). Średnica ciała badanych miospor waha się między 35 i 42 µm.

Wśród kryptospor oznaczono formę należącą najprawdopodobniej do *Tyllignasoma* sp. Średnica ciała kryptospor jest mniejsza niż miospor i sięga 30 µm. Barwa miospor i kryptospor jest z reguły jaśniejsza od akritarchów pochodzących z tej samej próby i tego samego preparatu – prawie wszystkie są jasno brązowe.

Obecność kryptospor i miospor (produkowanych przez prymitywne lądowe rośliny) wskazywać by mogła na dostawy materiału z niezbyt odległego lądu. Biorąc jednak pod uwagę minimalną frekwencję osobników w badanym materiale, jak i ich znaczną degradację, należy sądzić, że transport był długi, a dostawy materiału musiały być sporadyczne.

LITERATURA

- BEDNARCZYK W. 1971. Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mountains. *Acta Geologica Polonica*, **21**, 573-616. Warszawa.
- BEDNARCZYK W. 1981. Stratygrafia ordowiku Gór Świętokrzyskich. W: ŻAKOWA H. (red.) *Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce*, 35-41.
- RICHARDSON J.B. 1988. Late Ordovician and Early Silurian cryptosporiads and miosporiads from northeast Libya. W: EL-ARNAUTI A., OWENS B. i THUSU B. (red.) *Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya*. Garyounis University Publications, Benghazi, Libya, 89-109.
- STEEMANS P. 1999. Paléodiversifications: terres et mers comparées. *Geobios*, **32**, 341-352.
- TOMCZYK H. i TURNAU-MORAWSKA M. 1967. Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. *Acta Geologica Polonica*, **17**, 1-46.
- TOMCZYKOWA E. 1968. Stratygrafia osadów najwyższego kambru Gór Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, **54**, 1-85.
- TRELA W. 2003. Sedimentological record of oxygen-depleted conditions in Upper Ordovician of central Poland (Holy Cross Mts.). W: ALBANESI G.L., BERESI M.S. i PERLATA S.H. (red.) *Proceedings of the 9th International Symposium on the Ordovician System IN-SUGEO Serie Correlación Geológica*, **17**, 449-455.
- TRELA W. 2006. Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 622-631.

Małże z wczesnosarmackich raf serpulowo-mikrobialitowych z obszaru Miodoborów (zachodnia Ukraina)

Barbara STUDENCKA¹, Marek JASIONOWSKI²

¹Muzeum Ziemi, Polska Akademia Nauk, Al. Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa
bstudencka@go2.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
marek.jasionowski@pgi.gov.pl

Rafy Miodoborów tworzą północno-wschodnie obramowanie basenu zapadliska przedkarpackiego na Ukrainie między Tarnopolem a Kamieńcem Podolskim. Czas ich powstawania, tj. późny baden – wczesny sarmat, przypada na ważny etap w rozwoju Paratetydy, istniejącej od późnego eocenu po pliocen. W dziejach tego rozległego morza wewnętrznego zdarzyło się kilka kryzysów faunistycznych, będących konsekwencją zmian środowiska, wynikłych z przerwania połączeń z oceanem światowym. Jednym z ważniejszych był kryzys wyznaczający granicę baden/sarmat w Paratetydzie Środkowej i granicę konka/sarmat w Paratetydzie Wschodniej. Również charakter sedimentacji i rozwój raf Miodoborów uległ drastycznej zmianie na przełomie badenu i sarmatu.

Miodobory stanowią kopalną rafę górnobadeńską, zbudowaną w części osiowej z wapieni krasnorostowo-ślimalkowych (o miąższości do 90 m) oraz z wapieni organodetrytycznych na skłonach. Ich sedimentacja rozpoczęła się podczas ostatniej transgresji w historii Paratetydy Środkowej (~13,6 mln) w warunkach charakteryzujących się dużą energią hydrodynamiczną przy normalnym zasoleniu. Wśród mieszkańców raf krasnorostowych, oprócz bogatego zespołu ślimaków i małżów, stwierdzono obecność jeżowców i dziesięcionogich skorupiaków. Dość liczne są korale hermatypowe (JASIONOWSKI i in. 2006).

Rafy mikrobialitowe dolnego sarmatu przykrywają rafy górnobadeńskie oraz występują samodzielnie na ich południowo-zachodnim przedpołu, gdzie tworzą skaliste wzgórza o wysokości do kilkudziesięciu metrów. Natomiast utwory rafowe sarmatu przykrywające wyniesione powierzchnie szczytowe raf górnobadeńskich mają zazwyczaj tylko kilka metrów miąższości, ale cechują się największym zróżnicowanym facjalnym. Wapienie serpulowo-mikrobialitowe tworzą tutaj kilkumetrowej wielkości kopułowe masywy, pokryte grubymi powłokami inkrustujących organizmów: głównie naskorupiających mszywiolów, a niekiedy również krasnorostów (JASIONOWSKI 2006). Między nimi występują zróżnicowane facjalnie osady biodetrytyczne. Najczęściej spotyka się muszlowce małżowe zbudowane głównie ze skorupki sercówki z rodzaju *Obsoletiforma*.

Współwystępowanie serpul i mikrobialitów w takiej skali, jak miało to miejsce we wczesnym sarmacie Paratetydy, jest unikatowe w zapisie kopalnym. Jedyny znany przykład stanowią triasowe budowle serpulowo-mikrobialitowe z Hiszpanii oraz Włoch, które tworzyły się na szelfie w stresowych warunkach środowiska (mezohalinowe i dysoksyczne wody). W większości współczesnych i kopalnych osadów normalnomorskich serpulidów nie mają dużego znaczenia. Masowo występują w środowiskach charakteryzujących się wysokim stresem ekologicznym, gdzie rozwój innych organizmów jest niemożliwy.

Czasowe zamknięcie połączeń Paratetydy z obszarem medyterańskim (~13 mln), a tym samym ograniczone mieszanie wód Paratetydy z wodami oceanu światowego oraz przewaga w bilansie hydrologicznym dopływu wód meteorycznych nad parowaniem spowodowały zmniejszenie zasolenia Paratetydy, co doprowadziło do dramatycznego zubożenia zespołów faunistycznych i ujednoczenie składu gatunkowego zespołów małżowych w obu częściach Paratetydy (ILJINA i in. 1976; STUDENCKA 1999). Jak ogromne były zmiany w składzie zespołów małżowych, pokazuje Fig. 1. Stresowe warunki środowiska wyeliminowały normalnomorskie organizmy stenohalinowe, umożliwiając jednocześnie, w związku z brakiem konkurencji, rozwój organizmów eurytopicznych, występujących w zespołach późnobadeńskich jedynie podrzędnie. Fauna wczesnego sarmatu Paratetydy nie wykazuje żadnego podobieństwa do równowiekowej fauny środkowego serralalu prowincji medyterańskiej. Na obszarze całej Paratetydy w osadach facji piaszczystej stwierdzono występowanie przedstawicieli podgromady Pteriomorpha (5 rodzin) i Heterodonta (13 rodzin). Spośród 35 gatunków małżów występujących w zespołach małżowych facji piaszczystej Ukrainy 20 gatunków znanych jest z osadów górnego badenu Paratetydy Środkowej (ILJINA i in. 1976; STUDENCKA i in. 1998). Zaś wśród 15 nowych endemicznych gatunków aż 11 to reprezentanci podrodziny Lymnocardiinae wyróżnianej w obrębie rodziny Cardiidae. Do gatunków dominujących w tych zespołach, zasiedlających płytkie dobrze przewietrzane środowiska, należą obok *Ervilia podolica* i *Loripes dujardin*, dwa gatunki *Plicatiforma* – *P. praeplacata* i *P. pseudoplicata*.

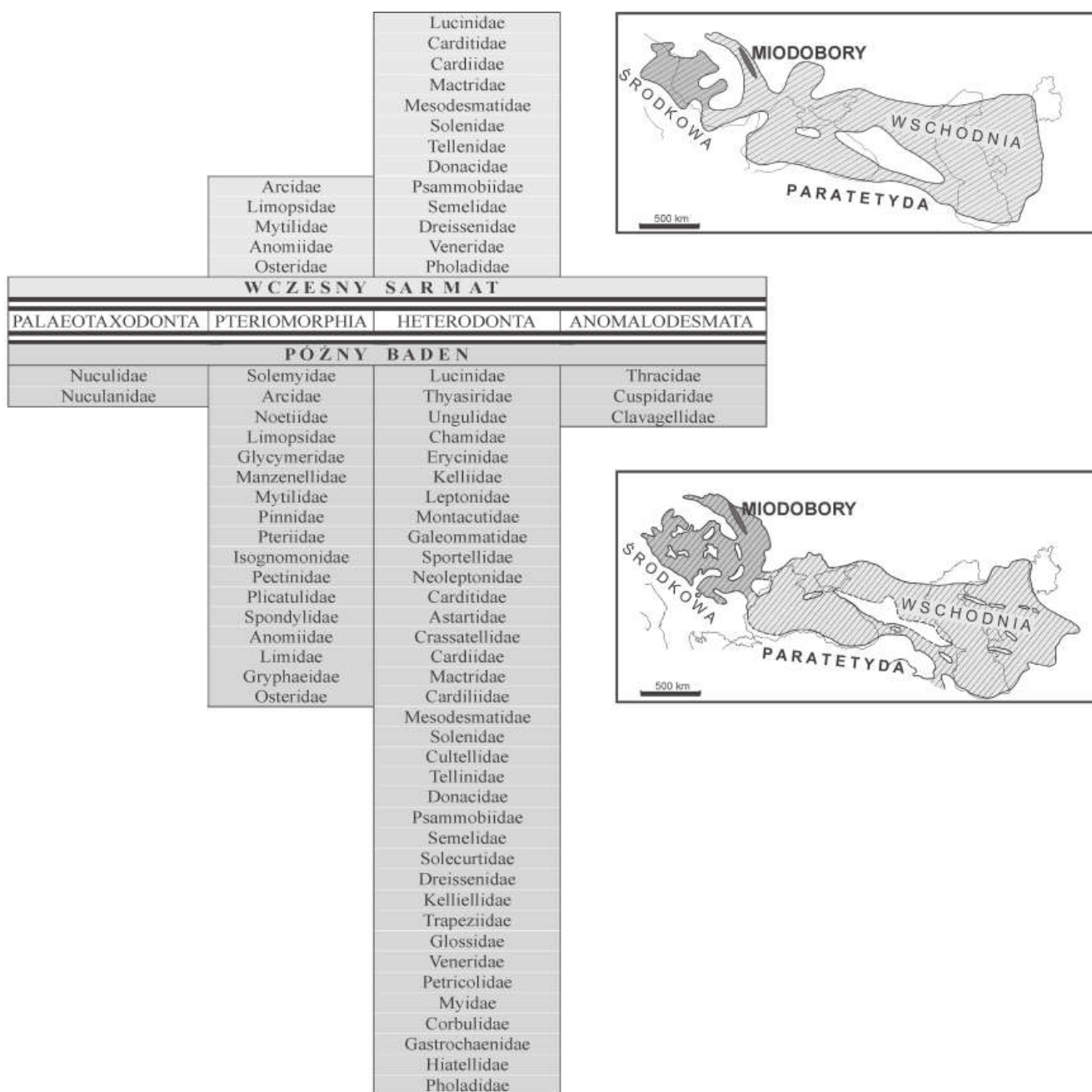


Fig. 1. Na przełomie badenu i sarmatu doszło do zasadniczej reorganizacji paleogeografii Paratetydy. Zmiany paleośrodowiska (spadek zasolenia do 20–16‰) widoczne są w strukturze taksonomicznej zespołów małżowych facji piaszczystej Paratetydy Środkowej

Cechą charakterystyczną zespołu małżowego zasiedlającego rafy serpulowo-mikrobialitowe Miodoborów jest wysoka frekwencja przedstawicieli podrodziny *Lymnocardiinae*. Wszystkie gatunki należą tylko do jednego endemicznego rodzaju – *Obsoletiforma*. Do gatunków szeroko rozprzestrzenionych we wczesnym sarmacie Paratetydy należą: *O. vindobonensis*, *O. lithopodolica* i *O. protracta*, ich przedstawiciele znani są od Austrii po Mangyszłak. Występowanie *O. volhynica* ograniczone jest do przedkarpacciego basenu Paratetydy. Znajdźiska *O. sarmatica*, mimo iż pochodzą z całego basenu Paratetydy, są bardzo rzadkie. Spośród wymienionych gatunków jedynie *O. lithopodolica* notowany jest w osadach star-

szych – dolnego i górnego badenu Paratetydy Środkowej i konki Paratetydy Wschodniej. Tylko *O. sarmatica* znany jest z młodszych osadów, tj. środkowego sarmatu Mołdawii. Muszle omułków z rodzaju *Musculus* i *Mytilaster* należą obok sercówek do częstszych skamieniałości w serpulowo-mikrobialitowych rafach Miodoborów, podczas gdy *Mactra* (*Sarmatimactra*) *eichwaldi* i *Erwilia podolica* reprezentowane są przez nieliczne okazy.

Badania były finansowane przez Komitet Badań Naukowych (grant nr P04D 064 20).

LITERATURA

- ILJINA L.B., NEVESSKAJA L.A. i PARAMONOVA N.P. 1976. Regularities of mollusc development in the Neogene semimarine and brackishwater basins of Eurasia (Late Miocene – Early Pliocene). *Transactions of the Paleontological Institute, Academy of Sciences of the USSR*, **155**, 1-289.
- JASIONOWSKI M. 2006. Facje i geochemia dolnosarmackich raf z północnych obrzeży Paratetydy na Roztoczu (Polska) i Miodoborach (Ukraina): implikacje paleośrodowiskowe. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 445-454.
- JASIONOWSKI M., GÓRKA M., STUDENCKA B. i POBEREZHSKYY A. 2006. Miocen Miodoborów [Podole, Zachodnia Ukraina]. W: WYSOCKA A. i JASIONOWSKI M. (red.) *Materiały konferencyjne: przewodnik sesji terenowych. II Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS'2*, 53-65.
- STUDENCKA B., GONTSHAROVA I.A. i POPOV S.V. 1998. The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. *Acta Geologica Polonica*, **48**, 285-342.
- STUDENCKA B. 1999. Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, **43**, 467-477.

Regionalny gradient paleotermiczny w zapisie palinologicznym starszego paleozoiku i dewonu Gór Świętokrzyskich

Zbigniew SZCZEPANIK

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce

zbigniej.szczepanik@pgi.gov.pl

Obserwacje barw staropaleozoicznych akritarch i innych palinomorf w obszarze świętokrzyskim pozwalają zauważyć duże zróżnicowanie kolorystyczne badanych okazów, od form białawo-przezroczystych, poprzez okazy żółte, pomarańczowe, w różnych odcieniach brązu do całkowicie czarnych. Zróżnicowanie to jest wynikiem zmian termicznych, jakie przechodziła materia organiczna w swojej historii geologicznej. Proces ciemnienia substancji organicznej następuje w efekcie względnego wzbogacenia jej w węgiel, na skutek uwolnienia składników lotnych pod wpływem dostarczonej energii cieplnej. W efekcie obserwacje barw ścianek akritarch i innych palinomorf mogą być wykorzystane do oszacowania maksymalnej temperatury, jaka oddziaływała na zawartą w skale substancję organiczną. Metoda ta zwana jest metodą TAI, od angielskiego *Thermal Alternation Index*.

Metoda TAI polega na porównywaniu koloru palinomorf ze wzorcową skalą barw, odpowiadających różnym stopniom przemian termicznych. Nie istnieje jedna standardowa, ogólnie przyjęta skala kolorystyczna, z którą można porównywać okazy. Różni naukowcy w ciągu ostatnich lat przyjmowali nieco inne skale wzorcowe i inaczej interpretowali stopień dojrzałości termicznej. Wiąże się to z faktem fizyko-chemicznej złożoności procesów uwęglania materii organicznej i wpływie czynników innych niż temperatura, takich jak: czas oddziaływania, wartość ciśnienia, zawartość wody itp. Kolor powłok organicznych w dużym stopniu zależy także od ich grubości, dlatego publikowane wzorce nie opierają się o pojedyncze okazy, ale o zespoły form. W niniejszym opracowaniu za wzorcową przyjęto skalę TAI AMOCO zmodyfikowaną przez ENGELHARDA i in. (1992), z którą skorelowano własną siedmiostopniową skalę porównawczą (Fig. 1).

Stopień przeobrażeń termicznych kambryjskiej materii organicznej układu się w stosunkowo prosty plan (Fig. 2), zgodny z obrazem przedstawionym przeze mnie wcześniej (SZCZEPANIK 1997). Skały najstarszego paleozoiku w regionie łysogórskim w sposób istotny różnią się stopniem dojrzałości od skał regionu kieleckiego. W stosunku do tradycyjnie pojmowanej linii podziału pomiędzy tymi regionami wzdłuż uskoku świętokrzyskiego ma tu jednak miejsce pewna zmiana. Skały formacji łupków z Gór Pieprzowych, odsłonięte w Sandomierzu, należą, według uzyskanych wyników,

do łysogórskiej prowincji termicznej. Zastanawiający, godny dalszych badań wydaje się fakt, że w skrajnie zachodniej części regionu kieleckiego (otwór Ostrówka P1) stopień dojrzałości termicznej wyraźnie rośnie. Trzeba także zauważyć, że w otworze Jaronowice IG 1 (Fig. 2), leżącym już w Niece Nidy, stopień wygrzania kambryjskiej materii organicznej jest także wyższy. Być może mamy tutaj do czynienia z kolejnym regionalnym gradientem termicznym. Nie ma on jednak na pewno tak dużego znaczenia jak gradient kielecko-łysogórski.

W skałach ordowiku kontynuowany jest kambryjski plan rozkładu temperatur (Fig. 2), z bardzo ostro rysującym się gradientem termicznym pomiędzy regionem kieleckim a łysogórskim. Gradient ten jest jeszcze większy niż w kambrze, ponieważ mikroflora ordowicka w regionie południowym jest mniej uwęglona niż kambryjska. W regionie kieleckim trzeba odnotować fakt bardzo niskiego stopnia przemian termicznych ordowiku z rejonu synkliny międzygórskiej (Fig. 2). Jest to zastanawiające, zwłaszcza w kontekście silnego wygrzania mikroflory kambryjskiej w rejonie Gór Pieprzowych i bezpośredniego sąsiedztwa ze strefą głównej dyslokacji świętokrzyskiej.

Obraz przemian termicznych skał sylurskich w regionie łysogórskim zmienia się w sposób dosyć istotny w stosunku do kambru i ordowiku. Podobnie jak w skałach starszych, obszar antyklinorium dymińsko-klimontowskiego charakteryzuje się minimalnym stopniem przeobrażeń termicznych. Jednak gradient termiczny, jaki obserwowany był wcześniej pomiędzy obu głównymi regionami tektonicznymi, ulega wyraźnemu zmniejszeniu. Palinomorfy w skałach sylurskich regionu łysogórskiego ulegają w znacznie mniejszym stopniu przeobrażeniom termicznym niż starsze akritarchy z północnej części Gór Świętokrzyskich. Wyraźniej natomiast rysuje się strefa podwyższenia dojrzałości termicznej materii organicznej w zachodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego. Charakterystyczne jest, że strefa ta nie obejmuje całego obszaru synklinorium. Na wschód od Łagowa roślinne mikroszczątki organiczne syluru nie ulegają uwęglaniu (Baranówek, Lipniczek, Międzygórz) (Fig. 2). Potwierdza się, zatem, zaobserwowany również przez innych autorów (MALEC 2000; NARKIEWICZ 2001, 2002), ukośny w stosunku do głównej dys-

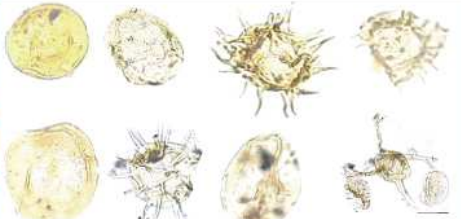
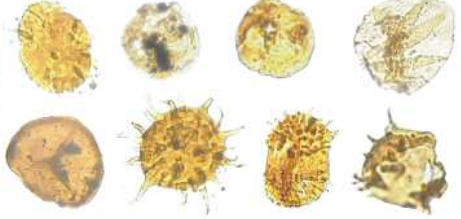
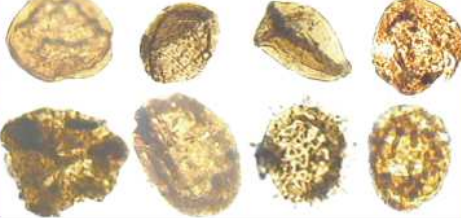
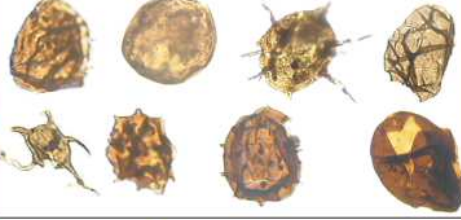

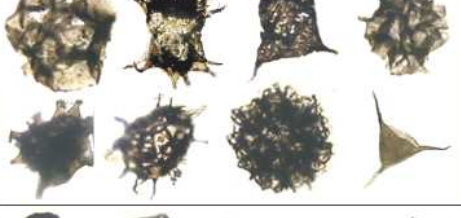
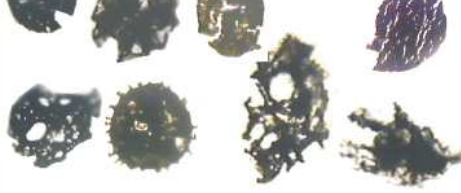
Skala przyjęta w tym opracowaniu		Skala AMOCO
<p>1</p> <p>Zespół jednorodny kolorystycznie, transparentny czasami żółtawy, pojedyncze formy o grubszej ściance - żółte.</p>		<p>STADIUM NIEDOJRZAŁE 1,2 & 3</p>
<p>2</p> <p>Zespół zdominowany przez formy żółte, czasami okazy o bardzo cienkiej ściance pozostają transparentne a nieliczne formy - pomarańczowe.</p>		<p>OKNO WCZESNEJ GENERACJI ROPY NAFTOWEJ 3+, 4</p>
<p>3</p> <p>Dominują kolory brązowawo-pomarańczowe ale, często formy o cienkiej ściance pozostają żółte czasami nawet jasno-żółte. Zespół niejednorodny kolorystycznie.</p>		<p>OKNO GŁÓWNEJ GENERACJI ROPY NAFTOWEJ 4+,5</p>
<p>4</p> <p>Dominują kolory brązowe czasem pomarańczowe okazy o grubszej ściance przybierają kolor ciemnobrązowy w zespole nie ma już okazów żółtych.</p>		<p>OKNO KONDENSATU 5+</p>
<p>5</p> <p>Stosunkowo jednorodny zespół o palinomorfach w różnych odcieniach brązu.</p>		<p>OKNO GAZOWE 6</p>
<p>6</p> <p>Formy ciemnobrązowe czasami w grubszych miejscach czarne. Zespół jednorodny kolorystycznie</p>		<p>STADIUM PRZEGRZANIA OVERMATURE 6+,7</p>
<p>7</p> <p>Palinomorfy czarne z silnym śladami degradacji mechanicznej. Formy cienkościenne jak również z budowane z cienkiej błony fragmenty nie zachowują się wcale.</p>		

Fig. 1. Korelacja stadiów dojrzałości termicznej przyjętych w opracowaniu ze skalą TAI (wg AMOCO)

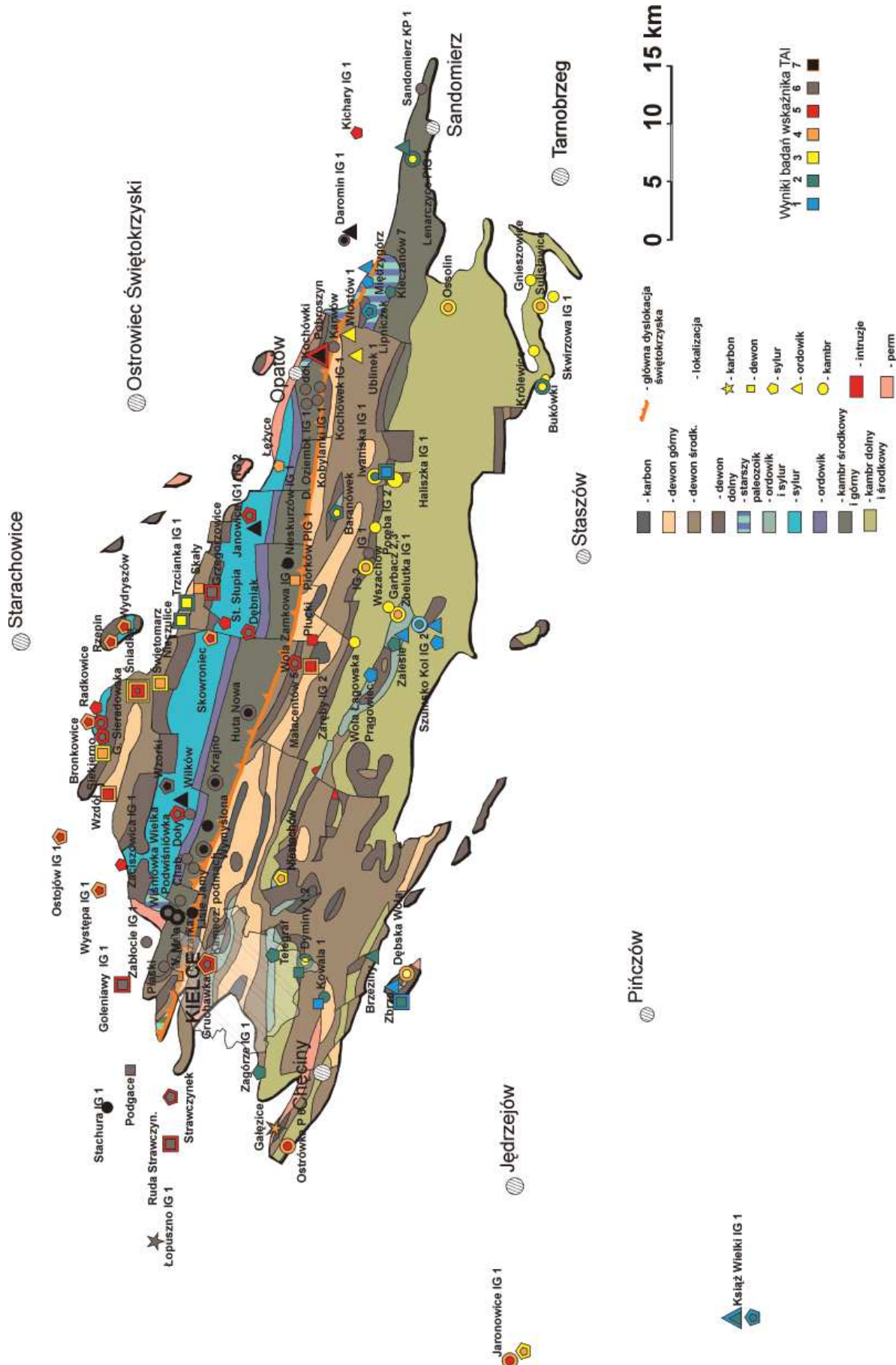


Fig. 2. Zestawienie wyników badań wskaźnika TAI w starszym paleozoiku i dewonie Gór Świętokrzyskich

lokacji świętokrzyskiej przebieg linii gradientu termicznego pomiędzy podstawowymi blokami tektonicznymi masywu świętokrzyskiego.

Najważniejszym z wyników obserwacji wskaźnika TAI w skałach dewonu wydaje się być fakt, że stopień wygrzania skał młodopaleozoicznych w obu głównych jednostkach tektonicznych Gór Świętokrzyskich bardzo się do siebie zbliża. Różnica pomiędzy kolorem spor fąmenu z Kowali z jednej strefy, a Nieczulic i Trzcianki z drugiej jest już bardzo minimalna (Fig. 2). Zaskakuje jednak bardzo wysokie zróżnicowa-

nie termiczne w obrębie dewonu łysogórskiego (Fig. 2). Najprawdopodobniej związane jest to z obecnością stref dyslokacyjnych. Podobnie jak w sylurze, na planie stopnia dojrzałości termicznej osadów dewońskich w obrazie badań wskaźnika TAI, można zauważyć wzrost stopnia wygrzania materii organicznej ku zachodowi (Fig. 2). Potwierdza się tu także sygnalizowana wcześniej informacja o skośnym w stosunku do linii głównego uskoku świętokrzyskiego, przebiegu strefy maksymalnych paleotemperatur w obrębie synklinorium kielecko-łagowskiego (Fig. 2).

LITERATURA

- ENGELHARDT D., WOOD G. i BARKER G. 1992. AMOCO STANDARD Thermal Alternation Index. AMOCO, materiały niepublikowane.
- MALEC J. 2000. Wstępne dane o przeobrażeniach termicznych materii organicznej w szarogłazach górnego syluru Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **56**, 109-111.
- NARKIEWICZ M. 2001. Rozwój obszaru Gór Świętokrzyskich między ordowikiem a wczesnym dewonem – wyniki analizy subsydencji i paleotermiki. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **57**, 6-7.
- NARKIEWICZ M. 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. *Geological Quarterly*, **46**, 255-266.
- SZCZEPANIK Z. 1997. Preliminary results of thermal alternations of the Cambrian acritarchs in the Holy Cross Mts. *Geological Quarterly*, **41**, 257-264.

Ryby pancerne a zapis górnego zdarzenia Kellwasser w Płuckach koło Łagowa

Piotr SZREK

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

piotr.szrek@uw.edu.pl

Dotychczasowe badania profilu w Płuckach prowadzone przez Zakład Paleontologii Wydziału Geologii UW doprowadziły do stwierdzenia trójdzielności wapienia facji Kellwasser (górną wapień Kellwasser – UKW) i wyznaczenia granicy pomiędzy franem a famenem (F–F) w jego środkowej części (JANISZEWSKA i in. 2007). Umożliwiło to dokładny podział wiekowy znajdujących szczątków ryb pancernych (plakodermów) na frańskie i fameńskie i tym samym określenie zachowania się zespołów tych organizmów w czasie kryzysu faunistycznego na granicy F–F.

Pierwsze dane dotyczące fauny ryb pancernych z wapienia Kellwasser z Płuck pochodzi od IVANOVA i GINTERA (1997), którzy opisali fragment czaszki niewielkiego plakoderma z rodzaju *Eastmanosteus*. Prowadzone w ciągu ostatnich lat prace ziemne doprowadziły do zebrania bogatego materiału kostnego plakodermów, liczącego ponad 150 okazów reprezentujących mniej lub bardziej kompletne elementy szkieletowe.

Występowanie szczątków ryb pancernych w odsłonięciu w Płuckach nie ogranicza się jedynie do horyzontu UKW, jednak właśnie w tym interwale plakodermy występują najliczniej i są najbardziej zróżnicowane. W ogólnym zarysie rozmieszczenie skamieniałości plakodermów w profilu odsłonięcia przedstawia się następująco: poniżej horyzontu UKW skamieniałości występują rzadko, przy czym ich ilość wzrasta w miarę zbliżania się do spągu horyzontu UKW, w obrębie samego wapienia Kellwasser bogactwo fauny plakodermów jest ogromne, natomiast powyżej nie stwierdzono ich występowania, a najbliższe stwierdzone wystąpienie fauny plakodermów w fameńskiej części profilu Łagowicy, czyli w warstwach łagowskich, pochodzi dopiero z wąwozu Dule w samym Łagowie.

W związku ze szczególnym nagromadzeniem szczątków plakodermów w obrębie i bezpośredniej bliskości wapienia Kellwasser, szczegółowe badanie ograniczono tylko do tej części profilu. Stwierdzono płynne przejście margla w dolną część wapienia typu Kellwasser. Zaobserwowano przy tym ciekawe zjawisko występowania szczątków dużych plakodermów, których część jednocześnie tkwiła zarówno w marglu, jak i w wapieniu. Charakterystyczne jest dodatkowo to, że w obrębie tego margla i w dolnej części wapienia Kellwasser występują plakodermy, których tryb życia związany był z dnem. Do plako-

dermów takich należy *Aspidichthys* sp. W obrębie dolnej części samego wapienia Kellwasser stwierdzono występowanie zróżnicowanego zespołu plakodermów, należących wyłącznie do rzędu Arthrodira. Bogactwo tego zespołu polega na współwystępowaniu zarówno szczątków osobników dużych, średnich, jak i małych rozmiarów oraz form młodocianych i dorosłych. Do tzw. dużych plakodermów znalezionych w tym odsłonięciu należy *Dunkleosteus* sp., którego długość głowy szacuje się na 0,7–1 m. Do plakodermów średnich rozmiarów (długość ciała do 1 m) należy wspomniany rodzaj *Aspidichthys* oraz przedstawiciele rodzajów *Eastmanosteus*, *Pachyosteus* i *Brachyosteus*. To właśnie w ich obrębie zaobserwowano skamieniałości form młodocianych, na które po raz pierwszy zwrócili uwagę IVANOV i GINTER (1997). Gatunki rodzajów *Dunkleosteus*, *Brachyosteus*, *Eastmanosteus* i *Pachyosteus* łączył typowo nektoniczny, drapieżny tryb życia w otwartym zbiorniku morskim. Jedynie obecność *Aspidichthys* może świadczyć za istnieniem przyjaznych żerowaniu warunków przy dnie. Należy jednak przyjąć możliwość przypadkowości znalezienia się tego rodzaju w badanym zespole, ponieważ ta część profilu charakteryzuje się brakiem fauny bezkręgowców bentosowych oraz innych plakodermów (ptyktodontów), charakterystycznych dla środowiska przydenne, które prawie zawsze współwystępują z rodzajem *Aspidichthys*.

W obrębie środkowej części UKW została stwierdzona granica franu z famenem. Jej postawienie wewnątrz horyzontu UKW zostało zasugerowane m.in. przez RACKĄ (2000) i WORONCOWĄ-MARCINOWSKĄ (2006), a najnowsze dane zostały przedstawione przez JANISZEWSKĄ i in. (2007). Powyżej granicy, w fameńskiej części UKW stwierdzono zespół, który w ogólnym zarysie jest taki sam jak zespół spod granicy F–F, za wyjątkiem braku rodzaju *Aspidichthys*. Ta odmienność może być spowodowana zmniejszeniem się względnego poziomu morza, dobrze odzwierciedlonego analizą biofacji konodontowych, które pokazują dodatni pik ikriodusowy i spadek liczebności palmatolepidów (WORONCOWA-MARCINOWSKA 2006 oraz w: JANISZEWSKA i in. 2007). Tym samym mogło dojść do pogorszenia się warunków życia i całkowitej emigracji przydenne plakodermów z tego rejonu zbiornika. Obecność bogatego zespołu plakodermów nektonicznych tuż powyżej granicy F–F można tłumaczyć na różne sposoby. Kryzys fau-

nistyczny dotknął przede wszystkim fauny bentosowe, głównie rafowe, więc nie musiał się natychmiast odcisnąć na faunie nektonicznej. Świadczyłoby za tym ubóstwo skamieniałości plakodermów w dużo wyższej części profilu. Jednak stwierdzona obecność podobnych zespołów plakodermów w równo-

wiekowych utworach rejonu Gałęzic i Kowali (KULCZYCKI 1957; IVANOV i GINTER 1997), a nawet znalezienie typowo przydennego plakoderma z gatunku *Bothriolepis* w famenie Jaźwicy (SZREK 2004), świadczyłoby o niewielkim wpływie kryzysu F–F na plakodermy w basenie świętokrzyskim.

LITERATURA

- IVANOV A. i GINTER M. 1997. Comments on the Late Devonian placoderms from the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, **42**, 413-426.
- JANISZEWSKA K., SZREK P. i WORONCOWA-MARCINOWSKA T. 2007. Zapis zdarzeń biotycznych na pograniczu frańsko-fameńskim w Płuckach koło Łagowa. *Niniejszy tom*, 63-66.
- KULCZYCKI J. 1957. Upper Devonian fishes from the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **2**, 285-380.
- RACKA M. 2000. Geochemiczny aspekt wymierania na granicy frań-famen na przykładzie szelfu południowej Polski (autoreferat pracy doktorskiej). Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi. Sosnowiec.
- SZREK P. 2004. The first articulated antiarch (Vertebrata, Placodermi) from the Upper Devonian of the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **54**, 401-406.
- WORONCOWA-MARCINOWSKA T. 2006. Upper Devonian goniatites and co-occurring conodonts from the Holy Cross Mountains: studies of the Polish Geological Institute collections. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **76**, 113-160.

Tafonomia otwornic w kontekście rozwoju środkowokredowej sedymentacji w strefie śląsko-podśląskiej (polskie Karpaty Zewnętrzne)

Andrzej SZYDŁO¹, Tomasz MALATA², Piotr NESCIERUK³

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków
¹Andrzej.Szydlo@pgi.gov.pl, ²Tomasz.Malata@pgi.gov.pl, ³Piotr.Nescieruk@pgi.gov.pl

Na przełomie wczesnej i późnej kredy (alb–turon) kolizja płyty afrykańskiej i euroazjatyckiej wraz z zamykaniem oceanu tetydzkiego doprowadziły do istotnych zmian paleogeograficznych (ERBACHER i THUROW 1996; GOLONKA i in. 2000). W tym czasie doszło do przebudowy geotektonicznej basenu karpackiego (KŚIAŻKIEWICZ 1962; ŚLĄCZKA i in. 1999). Rosnąca aktywność tektoniczna i wulkaniczna przyczyniły się do wzrostu gradientu morfologicznego basenu i zmiany charakteru sedymentacji na tym obszarze. Jej przebieg został udokumentowany przez głębokomorskie litofacje reprezentowane przez biosilikoklastyki i silikoklastyki, zdominowane przez znacznej miąższości gruboklastyczne turbidyty zwykle maskujące autochtoniczne hemipelagity i pelagity. Najpełniej wykształcone odsłonięcia gruboklastycznych warstw łgockich, gezowych i godulskich oraz łupków wierzowskich, warstw radiolariowych i łupków pstrych zostały udokumentowane w Beskidzie Śląskim (Ustroń, Jaworze-Jasienica), Beskidzie Małym (Lipnik, Kozy, Bolęcín, Rzyki, Kaczyna, Buldonówka), na Pogórzu Lanckorońskim (Lusina, Woźniki, Klecza, Bugaj, Brody, Lanckorona) i w Beskidzie Średnim (Bysina, Barnasiówka). We wschodniej części Karpat zewnętrznych profile z Pogórza Dynowskiego (Lutcza) i rejonu bieszczadzkiego (Bystre, Huczvice, Załuż, Olchowce, Biała Góra, Bykowce) obejmują zwykle warstwy gezowe jednostki podśląskiej i brzeżnej strefy śląskiej, gdzie zastępują warstwy łgockie górne.

Badane osady zawierały szerokie spektrum mikro- i makroskamieniałości, których rozkład i zróżnicowanie wyraźnie nawiązuje do przebiegu środkowokredowej sedymentacji. Materiał biogeniczny stanowi znaczący składnik badanych osadów. Igły krzemionkowych gąbek to główny składnik warstw gezowych i spongiolitów (alb–cenoman dolny) jednostki podśląskiej, a także źródło koloidalnej krzemionki sylikfikującej równowiekowe warstwy łgockie jednostki śląskiej. Z kolei szkielety promienic to elementy skałotwórcze zielonych łupków radiolariowych, jak i źródło biogenicznej krzemionki, która wraz z krzemionką pochodzenia wulkanicznego, sylikfikowała osady (jaspisy) warstw radiolariowych (cenoman–turon dolny) strefy śląsko-podśląskiej. Turońskie osady typowe dla strefy podśląskiej (łupki pstre) i strefy śląskiej (warstwy godulskie dolne) to silikoklastyki.

Obok krzemionkowych skamieniałości o charakterze skałotwórczym w badanych osadach występują powszechnie otwornice. Te mikroorganizmy o dużym zróżnicowaniu batymetrycznym i środowiskowym są obecne niemal w całej sukcesji śląsko-podśląskiej (z wyjątkiem części cenomańskich hemipelagitów i pelagitów). W odróżnieniu od wspomnianych krzemionkowych mikroskamieniałości, jak i towarzyszącej im makrofauny (spąg warstw łgockich, gezowych i godulskich), skorupki otwornic aglutynujących, zarówno krzemionkowe jak i zbudowane z materiału węglanowego, są autochtonicznym składnikiem zespołów kopalnych. Generalnie jest to sukcesja zespołów głębokowodnych z niewielkim udziałem przedstawicieli biotopów szelfowych i środowisk pelagicznych (plankton). Pierwszy zespół to niemal monogatunkowe asocjacje złożone z oportunistycznej płytkiej infauny typowej dla ciemnych, bogatych w materię organiczną osadów (biofacja B; KUHN i in. 1996). Pojawiają się one w hemipelagatach warstw łgockich i godulskich, a także w łupkach pstrych tuż po zmianie reżimu depozycyjnego. W pierwszym przypadku to zespół znany jeszcze z warstw wierzowskich górnych (GEROCH 1966), który pojawia się nadal w warstwach łgockich. Dominuje w nim płytka infauna (*Recurvoides pseudononioninoides*), zaś głęboka infauna (*Gaudryina*, *Pseudobolivina*) i semiinfauna (*Jacuela*) jest nieliczna. Drugi zespół stanowią nowe gatunki epifauny (Ammodiscidae) i głębokiej bakteriożernej infauny (Hormosinidae) z bezwapniowych łupków pstrych (cenoman). Całkowity zanik bentosu wiązał się z maksymalnym pogłębieniem zbiornika w cenomanie (warstwy gezowe i radiolariowe). W nieco lepiej natlenionych facjach ilastych występują nieliczne allochtoniczne otwornice wapienne. Są to skorodowane, masywne skorupki planktonicznych otwornic (*Rotalipora*) oraz dobrze zachowane i niewielkich rozmiarów formy bentosowe (*Berthelina*, *Gyroidinoides*, *Valvulineria*, *Patellina*, *Cibicides*, *Conorotalites*) reprezentujące epifaunę. Warstwy gezowe zawierają także nieliczną semiinfaunę (*Guttulina*, *Lagena*, *Planularia*) i mobilną infaunę (*Lenticulina*), która preferowała lub mogła występować w środowiskach anoksycznych. W warstwach radiolariowych występuje lokalnie (jaspisy) nieliczna epifauna (*Placopsilina*) a dotychczas obecny wyspecjalizowany plankton (*Rotalipora*) zostaje zastąpiony przez nowy gatunek z rodzaju *Praeglobotruncana*.

Drugi typ głębokowodnej mikrofauny pojawiał się stopniowo po okresach wzmożonej depozycji gruboklastycznej (warstwy lgockie i godulskie). Wzrost energii środowiska i zdynamizowanie cyrkulacji wód w basenie prowadził w dłuższej perspektywie do poprawy natlenienia osadów dna i ich kolonizacji. W warstwach lgockich (alb górny–cenoman dolny), łupkach pstrych (cenoman–turon) i warstwach godulskich dolnych (turon) wkładki jaśniejszych łupków zawierają głównie płytką (*Plectorecurvoides*, *Haplophragmoides*) i głęboką (*Gaudryina*, *Bulbobaculites*, *Arenobulimina*), a także niekiedy mobilną infaunę (*Lenticulina*). W osadach tego samego wieku pojawiają się zespoły z płytką infauną (*Plectorecurvoides*, *Thalmanammina*). Generalnie są to asocjacje głębokowodne charakterystyczne dla oligotroficzných środowisk z końca wczesnej kredy (KUHNT i in. 1996). W warstwach lgockich, otwornice aglutynujące obecne we frakcji pelitowej zastępowane są we frakcji psamitowej przez niewielkie i delikatne otwornice planktoniczne (*Heterohelix*, *Hedbergella*) tolerujące niedobory tlenu (KELLER i in. 2001). Towarzyszyły im źle zachowane wapienne otwornice bentosowe należące do mobilnej (*Lenticulina*) i płytkiej infauny (*Gyroidinoides*, *Cibicides*, *Discorbis*, *Dentalina*).

Część otwornic (*Jacuella depressa*, *Recurvoides imperfectus*, *R. pseudononioninoides*, *Plectorecurvoides alternans*, *Thalmanammina neocomiensis*, *Haplophragmoides falcatusuturalis*) wymiera na przełomie albu i cenomanu. Nowa infauna (*Recurvoides*, *Falsogaudryinella*, *Uvigerinammina*) pojawia się w łupkach pstrych cenomanu. Podczas ich depozycji w turonie głęboka infauna (*Uvigerinammina*, *Gerochammina*, *Caudammina*) była już bardzo liczna i występowała z epifauną stojącą (*Nothia*) oraz epifitami (*Ammodiscus*). W równowiekowych warstwach godulskich pojawia się plankton z rodzaju *Marginotruncana*.

Liczna i różnorodna grupa bentosowych i planktonicznych otwornic w sposób wiarygodny i wszechstronny dokumentuje przebieg środkowokredowej sedymentacji. Zależnie od trybu życia, predyspozycji środowiskowych i potencjału fosylizacyjnego w różnym stopniu wskazuje ona na okresy wzmożonej aktywności geotektonicznej w basenie, przerywane przez interwały sedymentacji hemipelagicznej (alb, alb/cenoman, turon), jak i dłuższe okresy spokoju wyrażone unifikacją jego morfologii (cenoman–wczesny turon).

LITERATURA

- ERBACHER J. i THUROW J. 1996. Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Marine Micropaleontology*, **30**, 139-158.
- GEROCH S. 1966. Małe otwornice dolnej kredy serii śląskiej w polskich Karpatach. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **36**, 413-480.
- GOLONKA J., OSZCZYPKO N. i ŚLĄCZKA A. 2000. Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **70**, 107-136.
- KELLER G., QI HAN, ADATE TH. i BURNS S.J. 2001. Paleoenvironment of the Cenomanian – Turonian transition at Eastburne, England. *Cretaceous Research*, **22**, 391-422.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (red.) 1962. Atlas geologiczny Polski. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. Zagadnienia stratygraficzno – facjalne. Z. 13. Wstęp. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- KUHNT W., MOULLADE M. i KAMINSKI M. 1996. Ecological structuring and evolution of deep sea agglutinated foraminifera – a review. *Revue Micropaleontology*, **39**, 271-281.
- ŚLĄCZKA A., OSZCZYPKO N., MALATA E. i CIESZKOWSKI M. 1999. An early history of the Outer Carpathian basin. *Geologica Carpathica. Special Issue*, 170-172.

Aturia sp. (Nautiloidea) z oligocenu serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat polskich

Ewa ŚWIDNICKA

Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław
gama@biol.uni.wroc.pl

W roku 1987 w kompleksie łupków ilasto-marglisto-mułowcowych, w stanowisku Przysietnica PS 7 koło Dynowa, znaleziono jeden okaz łodzika o długości ok. 2,5 cm, który zaliczono do rodzaju *Aturia*. Niekompletny fragmokon (Fig. 1) zachowany jest w postaci ośrodkowej wapiennej osadzonej w wapieniu marglistym typu detrytycznego.

Badany przedstawiciel rodziny Aturiidae (Nautiloidea) został znaleziony w pakiecie łupków marglistych w dolnej części profilu w Przysietnicy (Fig. 2). Powyżej leżą dwa poziomy łupków marglisto-mułowcowych o barwie brunatnej, rozdzielone warstwą ilów barwy niebieskawej, przykryte dwoma warstwami ilów barwy popielato-zielonej oraz jedną warstwą ilów niebieskawych, przedzielonych łupkami marglisto-mułowcowymi o barwie brązowej, a w najwyższej części profilu – pakiet silnie skrzemionkowanych ciemno-brunatnych łupków.

Z odkrywki Przysietnica pochodzi ponad 400 okazów ryb Teleostei (patrz KOTLARCZYK i in. 2006). Na podstawie przeprowadzonej analizy zespołów ryb ustalono charakter ekologiczny poszczególnych asocjacji i określono wiek osadów. Gatunki *Bregmaceros filamentosus*, *Kotlarczykia bathybia* i *Horbatshia brevis* są taksonami indeksowymi dla zony ekologicznej IPM3, charakterystycznej dla górnego zespołu bathypelagicznego (JERZMAŃSKA 1968; KOTLARCZYK i JERZMAŃSKA 1968; ŚWIDNICKI 1990 i materiały niepublikowane; KOTLARCZYK i in. 2006). Wyżej wymienione taksony stwierdzone zostały w warstwach „rybonośnych” profilu z Przysietnicy powyżej kompleksu łupków marglistych. Wiek osadów w odkrywce Przysietnica został określony na podstawie ichtiofauny na oligocen (rupel; ~30 mln). Poziom łupków marglistych w profilu serii menilitowo-krośnieńskiej w stanowisku Przysietnica leży w pobliżu horyzontu przewodniego – wapieni z Wujskiego (patrz KOTLARCZYK i in. 2006), i można go skorelować z zoną NP24 (nanoplankton) oraz z zoną P20 (otwornice planktoniczne).

Cechy morfologiczne znalezionej postaci przedstawiciela Aturiidae wskazują, że forma z Przysietnicy jest pośrednią pomiędzy gatunkami *A. mackayi* ze środkowego eocenu Nowej Zelandii



Fig.1. *Aturia* sp. [ZPALWr E/10] ze stanowiska Przysietnica PS 7, seria menilitowo-krośnieńska, jednostka podśląska, Karpaty polskie. Skala = 1 cm

a *A. angustata* z oligocenu formacji Eugene Oregonu (RETAILLACK i in. 2004). Zasięg stratygraficzny gatunków rodzaju *Aturia* obejmuje interwał środkowy eocen–środkowy miocen (m.in. TEICHERT 1944; FLEMING 1945; MILLER i FURNISH 1956; STILWELL i GREBNEFF 1996; CHIRAT 2000; DZIK i GAŹDZICKI 2001; HUANG 2002; MOORE i MOORE 2002; RETALLACK i in. 2004).

Aturia sp. z Przysietnicy jest pierwszym wystąpieniem tego rodzaju i drugim przedstawicielem łodzików z serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat polskich. Dotychczas znany był wyłącznie *Euciphoceras* sp. z margli bakulitowych (górną kreda) ze stanowiska Kalwaria Paławska (MAŁECKI 1979).

Z powodu małego potencjału fosylizacyjnego łodzików takich znalezienie w najbliższym czasie następnych okazów Nautiloidea w obrębie osadów serii menilitowo-krośnieńskiej wydaje się mało prawdopodobne.

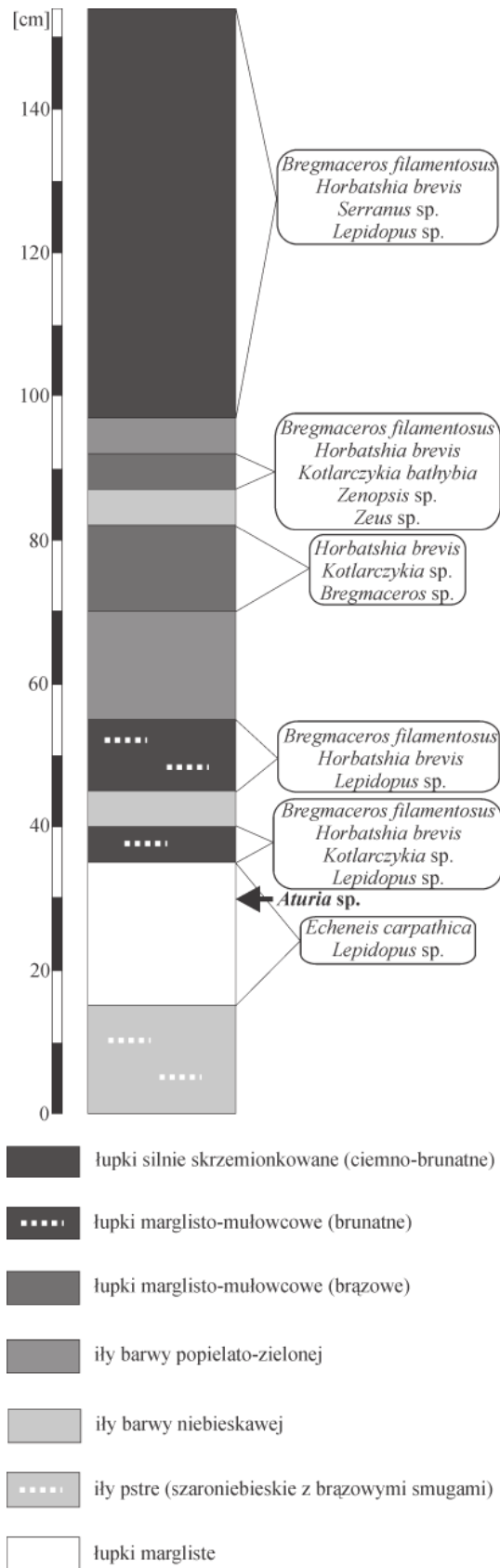


Fig. 2. Profil litologiczny stanowiska Przystetnica PS 7 z rozmieszczeniem ichtiofauny oraz pozycją *Aturia* sp. w profilu

LITERATURA

- CHIRAT R. 2000. The so-called 'cosmopolitan palaeobiogeographic distribution' of Tertiary Nautilida of the genus *Aturia* Bronn 1838: the result of post-mortem transport by oceanic palaeocurrents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **157**, 59-77.
- DZIK J. i GAŹDZICKI A. 2001. The Eocene expansion of nautilids to high latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **172**, 297-312.
- FLEMING C.A. 1945. Some New Zealand Tertiary Cephalopods. *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, **74**, 411-416.
- HUANG T. 2002. *Aturia chaohsini* sp.nov. from the Suichangliu Formation (Oligocene) of Taiwan. *Western Pacific Earth Sciences*, **2**, 439-444.
- JERZMAŃSKA A. 1968. Ichtyofaune des couches à ménilite (flysch des Karpathes). *Acta Palaeontologica Polonica*, **13**, 379-488.
- KOTLARCZYK J. i JERZMAŃSKA A. 1968. Ichthyofaunal assemblages in the Menilite Beds of the Carpathians as indicators of sedimentary environment. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **38**, 39-66.
- KOTLARCZYK J., JERZMAŃSKA A., ŚWIDNICKA E. i WISZNIOWSKA T. 2006. A framework of ichthyofaunal ecostratigraphy of the Oligocene-Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **76**, 1-111.
- MAŁECKI J. 1979. Karpacka, górnokredowa fauna z Kalwarii Paclawskiej. W: KOTLARCZYK J. (red.) *Badania Paleontologiczne Karpat Przemyskich. Materiały IV Krajowej Konferencji Paleontologów. Przemysł 25-27 czerwca 1979*, 40.
- MILLER A.K. i FURNISH W.M. 1956. An *Aturia* from Eastern Cuba. *Journal of Paleontology*, **30**, 1154.
- MOORE E.J. i MOORE G.W. 2002. Miocene Molluscan Fossils and Stratigraphy, Newport, Oregon. *Field Guide to Geologic Processes in Cascadia: Oregon Department of Geology and Mineral Industries. Special Paper*, **36**, 187-198.
- RETALLACK G.J., ORR W.N., PROTHERO D.R., DUNCAN R.A., KESTER P. R. i AMBERS C.P. 2004. Eocene-Oligocene extinction and paleoclimatic change near Eugene, Oregon. *Geological Society of American Bulletin*, **116**, 817-839.
- STIWELL J.D. i GREBNEFF A. 1996. Records of Nautiloidea (Mollusca: Cephalopoda) across the Cretaceous-Tertiary boundary in Otago and Chatham Islands, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **39**, 83-91.
- ŚWIDNICKI J. 1990. Rewizja kopalnych Gadiformes z trzeciorzędu Karpat. Niepublikowana praca doktorska, Uniwersytet Wrocławski.
- TEICHERT C. 1944. The genus *Aturia* in the Tertiary of Australia. *Journal of Paleontology*, **18**, 73-82.

Następstwo amonitów w profilu Bobrowników na Wyżynie Wieluńskiej i ich znaczenie dla wyznaczenia jednolitej granicy oksfordu i kimerydu

Andrzej WIERZBOWSKI¹ i Krzysztof PIETRAS²

Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

¹andrzej.wierzbowski@uw.edu.pl; ²kp.chaos@wp.pl

W kamieniołomach przy wsi Bobrowniki na Wyżynie Wieluńskiej odsłaniają się uławiczone wapienie górnej jury o miąższości około 10 m z liczną fauną amonitów. Amonity reprezentują w przeważającej części formy typowe dla prowincji submedyterańskiej, zwłaszcza należące do rodziny Oppeliidae, a w mniejszym stopniu także do Ataxioceratidae. Wspomniane amonity, w tym szczególnie obecność gatunku *Taramelliceras costatum*, wskazują na środkową część poziomu Bimammatum, a mianowicie podpoziom Bimammatum – górny oksford w stosowanym dotychczas podziale submedyterańskim. Omawiane utwory wpisują się dobrze w następstwo utworów submedyterańskiego górnego oksfordu na Wyżynie Wieluńskiej opracowane przez MATYJĘ i WIERZBOWSKIEGO (1997), uzupełniając je jednocześnie w części najniższej.

Omawiane utwory przy wsi Bobrowniki dostarczyły także amonitów subborealnych należących do rodziny Aulacostephanidae – rodzajów *Prorasenia* i *Pictonia*. Wspomniane amonity są diagnostyczne dla najniższego kimerydu subborealnego

– poziomu Baylei. Jest to zgodne z szeroko dyskutowanym obecnie problemem nierównoważności granicy oksfordu i kimerydu pomiędzy podziałami subborealnym i borealnym z jednej strony, oraz submedyterańskim i medyterańskim z drugiej (np. WIERZBOWSKI i in. 2006). Z opracowanych danych wynika wyraźnie, że submedyterański podpoziom Bimammatum odpowiadałby jeszcze, przynajmniej w swojej przeważającej części, najniższym partiom subborealnego poziomu Baylei, a więc najniższemu kimerydowi subborealnemu.

Ponieważ wzorcem dla granicy oksfordu i kimerydu, zgodnie z ostatnimi ustaleniami Podkomisji Stratygrafii Jury Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (ISJS IUGS), stanie się podział subborealny, badania biostratygraficzne pozwalające na korelację tego podziału z podziałem submedyterańskim są szczególnie aktualne. Badany profil przy wsi Bobrowniki jest tym samym istotny dla precyzyjnego wyznaczenia nowej zredefiniowanej granicy oksfordu i kimerydu w sukcesji submedyterańskiej.

LITERATURA

MATYJA A. i WIERZBOWSKI A. 1997. The quest for a unified Oxfordian/Kimmeridgian boundary: implications of the ammonite succession at the turn of the Bimammatum and Planula zones in the Wieluń Upland, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **46**, 77-105.

WIERZBOWSKI A., COE A.L., HOUNSLOW M.W., MATYJA B.A., OGG J.G., PAGE K.N., WIERZBOWSKI H. i WRIGHT J.K. 2006. A potential stratotype for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary: Staffin Bay, Isle of Skye. *Volumina Jurassica*, **4**, 17-33.

Zmienność zespołów Chitinozoa na granicy fran-famen w Górach Świętokrzyskich

Ryszard WRONA

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
wrona@twarda.pan.pl

Z rytmicznej sekwencji wapienno-marglistej, obejmującej granicę fran-famen (F–F), której wychodnie dostępne są w odsłonięciach w Płuckach i Kowali w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (RACKI i in. 1999, 2002), wypreparowano chemicznie liczne mikroskamieniałości zbudowane z substancji organicznej, głównie zagadkowe Chitinozoa, jednokomórkowe algi zielone – prazynofyty *Tasmanites* oraz izolowane elementy aparatów szczękowych wieloszczetów. Zespoły Chitinozoa poddano analizie zmienności frekwencji i urozmaicenia taksonomicznego w interwale obejmującym krytyczny interwał F–F. W bitumicznych wapieniach i łupkach górnego franu, obejmujących górny poziom *rhenana–linguiformis*, stwierdzono niezbyt liczne i dość równomiernie rozmieszczone w profilu palinomorfy Chitinozoa, zdominowane przez mało urozmaicony zespół *Angochitina–Fungochitina*. Masowe nagromadzenie komór Chitinozoa znaleziono w ławicy wapienia nr 12 (profil Łagów – Płucki, wg: RACKI i in. 2002) poniżej bitumicznego wapienia głowonogowego (ławica nr 13). Obfity i zróżnicowany zespół chitinozoowy obejmujący rodzaje *Angochitina*, *Cingulochitina*, *Fungochitina* oraz *Sphaerochitina* i ?*Bursachitina* można łączyć z krótkotrwałym epizodem wzmożonej cyrkulacji mas wodnych (transgresji?) i związanym z tym wysokim poziomem produktywności pierwotnej (RACKI i in. 1999, 2002), poprzedzającej gwałtowne wymieranie spowodowane górnym kryzysem Kellwasser (UKWH). Wydarzenie to dobrze korelu-

je się z przebiegiem wymierania innych faun: konodontów (DZIK 2002; RACKI i in. 2002), małżoraczków (CASIER i in. 2002; OLEMPKA 2002, 2003), ramienionogów (BALIŃSKI i RACKI 1999; BALIŃSKI 2002) i fitoplanktonu (FILIPIAK 1999, 2002), występujących w tych samych warstwach i podlegających działaniu tych samych czynników środowiskowych. W bitumicznych ciemnych wapieniach i łupkach najwyższego franu (poziom *linguiformis*), zawierających górny epizod kryzysowy Kellwasser (UKWH) stwierdzono jedynie nieliczne pojedyncze komory Chitinozoa i skolekodonty oraz nieco liczniejsze sferyczne prazynofyty *Tasmanites* i *Leiosphaera*. Znikoma obecność Chitinozoa w interwale kryzysowym najwyższego franu i całkowity ich brak w wapieniach najniższego famenu można interpretować jako wynik zmian środowiska związanych z fluktuacją i generalnym spłycaaniem się zbiornika morskiego na granicy F–F (RACKI i in. 1999, 2002).

Rezultaty analizy palinologicznej zmienności zespołów Chitinozoa w utworach z pogranicza franu i famenu w Górach Świętokrzyskich są podobne do wyników analizy wykonanej wcześniej (PARIS i in. 1996) w gruntownie przebadanej sekwencji stratotypowej F–F w La Serre w masywie Montagne Noire w południowej Francji, aczkolwiek reakcja Chitinozoa na kryzys biotyczny Kellwasser w Górach Świętokrzyskich zdaje się wyprzedzać analogiczne zjawisko w masywie Montagne Noire.

LITERATURA

- BALIŃSKI A. 2002. Frasnian-Famennian brachiopod extinction and recovery in southern Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 289-305.
- BALIŃSKI A. i RACKI G. 1999. Wymieranie i odradzanie się faun ramienionogowych a kryzys na granicy fran-famen. *Przegląd Geologiczny*, **47**, 373-378.
- CASIER J.-G., DEVLEESCHOUWER X., LETHIERS F., PREAT A. i RACKI G. 2002. Ostracods and fore-reef sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary beds in Kielce (Holy Cross Mountains, Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 227-246.
- DZIK J. 2002. Emergence and collapse of the Frasnian conodont and ammonoid communities in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 565-650.
- FILIPIAK P. 1999. Zapis zmian w zespołach mikroplanktonu w osadach górnego dewonu i dolnego karbonu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **47**, 387-390.
- FILIPIAK P. 2002. Palynofacies around the Frasnian/Famennian boundary in the Holy Cross Mountains, southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 313-324.
- OLEMPKA E. 2002. The Late Devonian Upper Kellwasser Event and entomozocean ostracods in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 247-266.
- OLEMPKA E. 2003. Zapis zmian w zespołach małżoraczkowych w osadach granicy fran-famen w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **51**, 982-986.
- PARIS F., GIRARD C., FEIST R. i WINCHESTER-SEETO T. 1996. Chitinozoan bio-event in the Frasnian-Famennian boundary beds at La Serre (Montagne Noire, Southern France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **121**, 131-145.
- RACKI G., MATYJA H., RACKA M. i JOACHIMSKI M. 1999. Biostratygraficzne i geochemiczne problemy identyfikacji granicy fran-famen w południowej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, **47**, 369-372.
- RACKI G., RACKA M., MATYJA H. i DEVLEESCHOUWER X. 2002. The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 251-297.

Rozpoznawanie gatunków paleontologicznych – Phillipsastreidae (Rugosa) górnego franu

Tomasz WRZOLEK

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

wrzolek@us.edu.pl

Masywne i submasywne Phillipsastreidae (Rugosa) z górnego franu reprezentowane są w literaturze przez około 250 okazów, zaś w kolekcji autora z Gór Świętokrzyskich dodatkowo przez niemal 500 okazów (Tab. 1). Jak widać z tego zestawienia większość gatunków znana jest z literatury z jednego

czy kilku zaledwie okazów, a więc wnioskować można, że przedstawienie holotypu traktowane jest przez badaczy (a może przez edytorów?) jako warunek wystarczający do opisu gatunku.

Wszystkie zgromadzone okazy zostały przez autora pomierzone, a otrzymana baza danych stanowi podstawę do wydzie-

Tab. 1. Masywne Phillipsastreidae górnego franu na świecie: według gatunków i liczby okazów z literatury paleontologicznej i okazów nowych (z kolekcji autora)

rodzaj/gatunek	z literatury/nowe		
Chuanbeiphyllum		<i>falsa</i>	14/0
<i>cinctum</i> aff.	1/0	<i>friedbergi</i>	1/0
<i>impensum</i>	3/0	<i>ibergense</i> small	1/0
<i>vesiculosum</i>	3/0	<i>intermedia</i> var. n.	0/16
Frechastraea		<i>irregularis</i>	6/0
<i>borealis</i>	4/1	<i>limitata</i>	5/48
<i>carinata</i>	3/7	<i>macouni</i> aff.	1/10
<i>goldfussi</i>	10/44	<i>macrommata</i>	4/70
<i>micrastraea</i>	2/14	<i>nevadensis</i>	6/0
<i>micrommata</i>	3/7	<i>plantana</i>	1/0
<i>minima</i>	9/5	<i>progressa</i>	2/32
<i>pentagona</i>	12/38	<i>ranciae</i>	6/0
<i>phillipsastraeiformis</i>	3/0	<i>rozkowskiae</i>	2/3
<i>sanctacrucensis</i>	0/11	<i>samsonowiczi</i>	1/0
<i>scruttoni</i>	3/0	<i>senceliae</i>	1/0
<i>whittakeri</i>	7/0	<i>sparkensis</i>	1/0
Pachyphyllum		<i>ussheri</i>	3/0
<i>anfractum</i>	2/0	<i>variabilis</i>	7/3
<i>crassicostatum</i>	6/0	<i>veserensis</i>	2/3
<i>mirusense</i>	3/0	<i>woodmani avocaensis</i>	5/0
Phillipsastrea		<i>woodmani woodmani</i>	17/0
<i>anas</i>	4/72	Scruttonia	
<i>bethunei</i>	1/0	<i>boloniensis</i>	0/2
<i>colepia</i>	1/0	<i>bowerbanki</i>	6/8
<i>confluens</i>	1/0	Smithicyathus	
<i>conili</i>	2/1	<i>cinctus</i>	6/0
<i>cordis</i>	1/0	<i>lacunosus</i>	30/52
<i>disrupta</i>	6/0	<i>lubliniensis</i>	1/1
<i>dumonti</i>	4/0	<i>smithi</i>	21/34
<i>dybowski</i>	1/12	6 rodzajów/53 gatunki	248/496

lania gatunków w oparciu o cechy numeryczne. W opublikowanej już pracy (WRZOLEK 2005) przedstawiono gatunki żyweckie, praca WRZOLEKA (w druku) poświęcona jest górno-frańskiemu rodzajowi *Smithicyathus*, a w przygotowaniu są kolejne publikacje. Klasyfikacja polega na wyszukaniu kilku (możliwie niewielkiej liczby) kryteriów numerycznych, których przyjęcie umożliwi wydzielenie z całości materiału badawczego gatunków (ew. rodzajów czy grup gatunków) rozpoznanych „intuicyjnie”. W pierwszym etapie klasyfikacji, dla górnego franu wydzielono sześć grup gatunków. Z kolei gatunki w obrębie grup identyfikuje się poprzez analizę dystrybucji okazów według poszczególnych cech, przez wyszukiwanie wszelkich nieciągłości czy wielomodalności dystrybucji. Nieciągłości dystrybucji zdarzają się w badanym materiale rzadko, częstsza jest wielomodalność, to jest obecność pików, a więc z podwyższonej liczby okazów przypadających na pewien dyskretny interwał wartości danego parametru. Piki te interpretuje się jako gatunki. Z takiego podejścia do klasyfikacji wynikają następujące zastrzeżenia i wnioski:

- wydzielone morfotypy niekoniecznie muszą reprezentować gatunki, mogą one być morfotypami w obrębie polimorficznych gatunków; poprawniejsze jest nazwanie tych morfotypów paleofenonami (DZIK 1990);

- okazy morfometrycznie pośrednie między paleofenonami mogą być nieoznaczalne, to znaczy nie można ich jednoznacznie zaliczyć do znanych paleofenonów; w konsekwencji należy liczyć się z trudnościami ze wskazaniem precyzyjnego kryterium diagnozującego dany gatunek/paleofenon; nie powinno się oznaczać gatunków na podstawie pojedynczych okazów; większość gatunków Phillipsastreidae górnego franu wymaga rewizji i opublikowania dodatkowych materiałów;

- należy liczyć się z obecnością obcych elementów w danym paleofenonie, reprezentujących morfologicznie skrajne ogniwa podobnych paleofenonów (opisywanych najczęściej jako inne gatunki danego rodzaju);

- weryfikacja oznaczeń gatunkowych powinna polegać na opracowaniu znaczących ilościowo kolekcji i rozpoznaniu spójnych (lub niespójnych) *distribution patterns* danego gatunku; w szczególności należy zwrócić uwagę na historię innych grup skamieniałości, w przypadku Phillipsastreidae na historię innych koralowców, i innych grup, zwłaszcza stenotopowych grup bentosowych; nieciągłości i niespójności tej historii mogą wynikać zarówno z nieciągłości zapisu sedymentacyjnego, jak i z punktualistycznych wydarzeń w historii biosfery i litosfery, czy też z błędnego rozpoznania kopalnych taksonów (gatunków).

LITERATURA

DZIK J. 1990. The concept of chronospecies in ammonites. W: PALLINI G., FECCA F., CRESTA S. i SANTANTONIO M. (red.) *Atti del Secondo Convegno Internazionale Fossili, Evoluzione, Ambiente, Pergola 25-30 ottobre 1987, Comitato Centenario Raffaele Piccinini, Pergola*, 273-289.

WRZOLEK T. 2005. Devonian rugose corals of the *Phillipsastrea henahii* species group. *Acta Geologica Polonica*, **55**, 163-185.

WRZOLEK T. w druku. The Devonian rugosan phillipsastreid genus *Smithicyathus*. *Acta Palaeontologica Polonica*.

Geneza i paleoekologia konkrecji hiatusowych z iłłów rudonośnych Jury Polskiej

Michał ZATOŃ¹, Leszek MARYNOWSKI²

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

¹mzaton@wnoz.us.edu.pl; ²marynows@wnoz.us.edu.pl

Termin „konkrecje hiatusowe” został wprowadzony przez VOIGTA (1968) i odnosi się do wczesnodiagenetycznych konkrecji, które w swojej historii powstawania przeszły ekshumację podczas przerwy w sedymentacji i/lub erozji dna morskiego. Przed pogrzebaniem natomiast mogły one być zasiedlane przez różnorodną faunę inkrustującą i drażącą (patrz KENNEDY i KLINGER 1972; FÜRSICH 1979; BAIRD 1981).

W środkowojurajskich (górnym bajos–baton) utworach ilastych Jury Polskiej, konkrecje hiatusowe zostały stwierdzone w czterech lokalizacjach (ZATOŃ i in. 2006): Ogrodzieniec, Bugaj k/Częstochowy, Mokrsko i Krzyworzeka. Jedną izolowaną konkrecję znaleziono również w Gnaszynie Dolnym k/Częstochowy, lecz poza nią nie natrafiono na żaden mniej lub bardziej ciągle poziomy konkrecji hiatusowych. Analizy mineralogiczne wykazały, że konkrecje są zbudowane z wysokomagnezowego kalcytu. Skład molekularny materii organicznej zawartej w konkrecjach hiatusowych i otaczających iłach jest podobny, aczkolwiek występują pomiędzy nimi duże różnice w całkowitej zawartości węgla organicznego (TOC w konkrecjach = 0,46%; TOC w iłach = 2,16%). Większość zidentyfikowanych biomarkerów jest pochodzenia lądowego.

W iłach, konkrecje hiatusowe są praktycznie jedynymi, wiarygodnymi wskaźnikami przerw w sedymentacji (hiatusów). Na badanym obszarze tworzą one mniej lub bardziej ciągle horyzonty. Konkrecje hiatusowe posiadają różnorodną faunę inkrustującą (epilitozoony), w postaci mszywiolów z grupy Cyclostomata, ostryg, ostrygopodobnych małży, serpulidów, osobniczych koralowców i otwornic. Bardzo często fauna ta zasiedla wcześniejsze wydrążenia należące do takich ichnorodzajów jak *Gastrochaenolites*, *Trypanites* czy *Entobia*, utworzonych przez małże, sipunkulidy i gąbki (BROMLEY 2004). Pewne konkrecje, zwłaszcza z Ogrodzienca i Mokrska, wykazują wyraźne przejście od niezlityfikowanych powierzchni utwardzonych (obecność ichnocenozy *Glossosfungites*) do twardych (obecność ichnocenozy *Trypanites*), co jednoznacznie świadczy o ich powstawaniu na, lub bardzo blisko, granicy woda-osad (patrz SAVRDA i BOTTJER 1988). Niektóre konkrecje hiatusowe, np. te pochodzące z Bugaja czy Mokrska,

charakteryzują się wysokim stopniem zróżnicowania zasiedlającej je fauny. Konkrecje te posiadają również nieregularne kształty; inne natomiast, jak konkrecje z Ogrodzienca czy Krzyworzeki, posiadają mniej zróżnicowaną faunę zasiedlającą. Konkrecje z Krzyworzeki są przede wszystkim zdominowane przez faunę drażącą, podczas gdy fauna inkrustująca jest na nich rzadka i słabo zróżnicowana. Konkrecje, które charakteryzują się szeroką i płaską powierzchnią, są bardziej podrażone z jednej tylko strony, podczas gdy bardziej zaokrąglone są podrażone z obydwu stron bardziej równomiernie.

Stopień zróżnicowania fauny zasiedlającej jest prawdopodobnie związany z dynamiką środowiska zewnętrznego, powodującego transport i przewracanie ekshumowanych konkrecji w płytkiej strefie litoralnej. Na płytce środowisko wskazuje drażenia *Gastrochaenolites* – w przypadku, gdy zespół kolonizatorów jest zdominowany przez gęstą populację tego ichnorodzaju (Krzyworzeka), głębokość wód można szacować tylko na kilka metrów (BROMLEY 1991). Stąd też wiele organizmów inkrustujących jest zabradowanych a proksymalne partie wydrążeń są ścięte. Tego typu cechy tafonomiczne świadczą zatem o tym, że całościowe zróżnicowanie (ichno)skamieniałości może być zaniżone w związku z destruktywnym oddziaływaniem abrazji zarówno na najpłytsze wydrążenia i ślady (np. powstałe w wyniku zdrapywania glonów przez jeżowce/slimaki), na zasiedlające puste wydrążenia małże, jak i na starsze pokolenia fauny inkrustującej.

Oprócz fauny inkrustującej i drażeń, uwagę zwracają też różnorodne kształty omawianych konkrecji, od wydłużonych i obłych, okrągławych po owalne z wieloma odgałęzieniami. Chociaż teraz trudno jest w terenie prześledzić ich ułożenie w planie, to kilka lat temu w Bugaju przedstawiały się one jako systemy nor (Michał Gruszczyński *inf. ustna* 2007). Wynikałoby z tego więc, że ogólna geneza konkrecji hiatusowych Jury Polskiej rozpoczęła się od epizodu intensywnego rycia bezkręgowców (prawdopodobnie skorupiaków) w osadzie ilastym. Po tym nastąpiła precypitacja węglanów w norach, twarzenie konkrecji, oraz ekshumacja, kolonizacja i pogrzebanie. Trzy ostatnie procesy mogły zachodzić kilkakrotnie po sobie.

LITERATURA

- BAIRD G.C. 1981. Submarine erosion on a gentle paleoslope: a study of two discontinuities in the New York Devonian. *Lethaia*, **14**, 105-122.
- BROMLEY R.G. 1991. The palaeoecology of bioerosion. W: DONOVAN S.K. (red.) The palaeobiology of trace fossils. John Wiley & Sons, 134-154.
- BROMLEY R.G. 2004. A stratigraphy of marine bioerosion. W: MCILROY D. (red.) The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analyses. *Geological Society, London, Special Publications*, **228**, 455-479.
- FÜRSICH F.T. 1979. Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **158**, 1-63.
- KENNEDY W.J. i KLINGER H.C. 1972. Hiatus concretions and hardground horizons in the Cretaceous of Zululand (South Africa). *Palaeontology*, **15**, 539-549.
- SAVRDA C.E. i BOTJER D.J. 1988. Limestone concretion growth documented by trace-fossil relations. *Geology*, **16**, 908-911.
- VOIGT E. 1968. Über-Hiatus-Konkretion (dargestellt am Beispielen aus dem Lias). *Geologische Rundschau*, **58**, 281-296.
- ZATOŃ M., MARYNOWSKI L. i BZOWSKA G. 2006. Konkrecje hiatusowe z ilów rudonośnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Przeгляд Geologiczny*, **54**, 131-138.

Granica kambr dolny/środkowy w Górach Świętokrzyskich – nowe obserwacje na podstawie trylobitów i akritarch

Anna ŻYLIŃSKA¹, Zbigniew SZCZEPANIK², Monika MASIĄK³, Sylwester SALWA⁴

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
anna.zylinska@uw.edu.pl

^{2,4}Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce
²zbigniew.szczepanik@pgi.gov.pl; ⁴sylwester.salwa@pgi.gov.pl

³Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
mmasiak@twarda.pan.pl

Wyznaczenie światowego standardu granicy pomiędzy kambrem dolnym a środkowym (a w zasadzie pomiędzy 2 i 3 oddziałem kambru – *patrz* BABCOCK i in. 2005) jest utrudnione m.in. poprzez stosunkowo wysoki stopień endemizmu faun trylobitowych w tym interwale, co powoduje brak właściwego narzędzia biostratygraficznego służącego korelacji na skalę światową. Sukcesja kambryjska Gór Świętokrzyskich (GŚ) w omawianym interwale wykazuje silne podobieństwo do stan-

dardu dla zachodniej Gondwany (GEYER i LANDING 2004), zwłaszcza w ewolucji zespołów trylobitowych. Wyznaczony na podstawie profili z Maroka i Hiszpanii standard zachodniogondwański oparty jest o ewolucję zespołu trylobitowego zdominowanego przez przedstawicieli rodzin Antatlasinae, Strenuellinae i Saukiandinae (piętro bani), który przechodzi w zespół z przewagą przedstawicieli Protoleninae i Ellipsocephalinae (piętro agdz) (Fig. 1). Standard ten oparty jest

ZACH. GONDWANA		MAROKO			GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE			
celtiber (pars)	agdż	kambryjśrodkowy (pars)	'Tissafin'	<i>Ornamentaspis frequens</i>	kambryjśrodkowy (pars)	<i>Paradoxides pinus</i>	warstwy z Kobiernik formacja piaskowców z Usarzowa Fm ze Słowca	
				<i>Cephalopyge notabilis</i>		?		<i>Paradoxides insularis</i>
				<i>Hupeolenus</i>		?		
atlas (pars)	bani (pars)	kambryjśrodkowy (pars)	Bani (pars)	<i>Sectigena</i>	kambryjśrodkowy (pars)	<i>Protolenus-Strenuaeva</i>	formacja łupków z Kamieńca formacja piaskowców z Ociesek	
				<i>Antatlasia guttapluyviae</i>		?		<i>Holmia-Schmidtellus (pars)</i>

Fig. 1. Korelacja standardu zachodniogondwańskiego z podziałem chrono- i biostratygraficznym Maroka oraz bio- i litostratygraficznym Gór Świętokrzyskich (według: GEYER i LANDING 2004; KOWALCZEWSKI i in. 2006 i ŻYLIŃSKA i MASIĄK 2007; zmienione)

o sukcesję zespołów trylobitowych, które z jednej strony cechują się szybkim tempem ewolucji, a z drugiej nie wykazują przywiązania do facji. W efekcie powstało bardziej uniwersalne i precyzyjne narzędzie niż schematy dotychczas funkcjonujące (np. WESTERGÅRD 1946), a opierające się o pojawianie się w profilach Paradoxidae, które w świetle nowszych badań (GEYER i PALMER 1995) nie jest izochroniczne.

W GŚ badana sukcesja obejmuje interwał od poziomu *Protolenus–Strenuaeva* do poziomu *Paradoxides oelandicus* i należy do kilku jednostek litostratygraficznych: łupków z Kamieńca, piaskowców z Ociesek, piaskowców ze Słowca i piaskowców z Usarzowa (patrz ORŁOWSKI 1975) oraz nie do końca jeszcze rozpoznanych i jednoznacznie zdefiniowanych warstw z Kobiernik (SZCZEPANIK i in. 2004) (Fig. 1). Z uwagi na brak odsłoneń kontaktów pomiędzy tymi jednostkami, brak ciągłych profili oraz nierównomierne rozmieszczenie fauny trylobitowej, interpretacja stratygraficzna badanego fragmentu profilu jest szczególnie trudna.

W formacji z Kamieńca (wschodnia część GŚ), obejmującej łupki ilasto-mułowcowe z przeławieniami piaskowców, poziom *Protolenus–Strenuaeva* definiują przedstawiciele Antatlasinae i Protoleninae oraz rzadkie Corynexochidae i Eodiscidae. Zespół trylobitów tej formacji koreluje się z interwałem odpowiadającym poziomom *Hupeolenus–Cephalopyge notabilis* z Maroka (agdz). Obecność antatlasinów może wskazywać na starsze utwory, odpowiadające poziomowi *Sectigena* z piętra bani (Maroko). Być może, granica pomiędzy piętrami bani a agdz wypada w obrębie wyższej części formacji z Kamieńca (Fig. 1). W otworze Zaręby IG-1 (centralna część GŚ), warstwy z wyżej wspomnianymi trylobitami podścielają serię ilastą z zespołami akritarch zdominowanymi przez *Volkovia dentifera*, wskaźnikową dla poziomu zespołowego *Volkovia dentifera–Liepaina plana* korelującego się z poziomem '*Ornamentaspis linnarssoni*' w Skandynawii (MOCZYDŁOWSKA 1991). *V. dentifera* występuje dosyć licznie w zespole monogatunkowym. W standardowych profilach Baltiki forma ta współwystępuje z licznymi przedstawicielami rodzaju *Skiagia*, *Heliosphaeridium* i innych. Brak w zespole z otworu Zaręby IG-1 przedstawicieli rodzaju *Skiagia* może sugerować młodszy wiek tego zespołu akritarchowego w porównaniu do niżejleżących trylobitów.

W płytkomorskich drobnoziarnistych zbioturbowanych piaskowcach formacji z Ociesek badany interwał jest zdomi-

nowany przez endemiczne gatunki Ellipsocephalinae. Część tego zespołu (z rodzaju *Ornamentaspis*) współwystępuje w formacji z Usarzowa (wschodnia część GŚ) z fauną wskaźnikową dla poziomu *P. oelandicus*. W Maroku, przedstawiciele *Ornamentaspis* pojawiają się w piętrze agdz w poziomie *Cephalopyge notabilis* i swój rozkwit przeżywają w poziomie *Ornamentaspis frequens* (GEYER 1990). Zatem wyższa część formacji z Ociesek być może odpowiada poziomowi *C. notabilis*.

Interesujące dane pochodzą z Brzechowa (zachodnia część GŚ) z utworów o nie do końca wyjaśnionej pozycji litostratygraficznej, ale litologicznie bardzo zbliżonych do osadów formacji ze Słowca. Zespół składa się z Ellipsocephaliidae oraz *Palaeolenus medius*, *Paradoxides (Acadoparadoxides) oelandicus*, *P. (A.) cf. mureoensis* i *Myopsolenites kielcensis* (ŻYLIŃSKA i MASIĄK 2007). Większość elementów tego zespołu wskazuje na poziom *C. notabilis*, jednakże zastanawiająca jest duża frekwencja ellipsocefalinów z rodzaju *Issafeniella*. Ponadto prawdopodobne współwystępowanie *P. (A.) oelandicus* i *P. (A.) cf. mureoensis* może sugerować, że piaskowce z Brzechowa nie znajdują swojego odpowiednika wiekowego w sukcesji kambryjskiej w Skandynawii, gdzie na pograniczu kambru dolnego i środkowego (wg dawnej definicji) występuje luka stratygraficzna (patrz BERGSTRÖM i GEE 1985) odpowiadająca zdarzeniu regresywnemu 'Hawke Bay' (PALMER i JAMES 1980). Na niższą część poziomu *P. oelandicus* wskazują zespoły akritarchowe z *Adara alea*, *Liepaina plana* i *Skiagia insigne*, rozpoznane w otworze Lenarczyce PIG-1 (wschodnia część GŚ) (SZCZEPANIK i in. 2004).

Mimo braku ciągłych profili, przeprowadzona analiza biostratygraficzna pokazuje, że sukcesja kambryjska w GŚ w badanym interwale nie zawiera istotnych luk, będących efektem zdarzenia regresywnego 'Hawke Bay', chociaż formacje ze Słowca i z Usarzowa leżące w sukcesji ponad formacjami z Ociesek i Kamieńca wskazują na depozycję w płytszych warunkach. Być może sukcesja w badanym interwale odzwierciedla nakładanie się lokalnej tektoniki (zgodnie z postulatami KOWALCZEWSKIEGO 1990 i GAŁAŁY 2005) na zdarzenia o znacznie większym zasięgu geograficznym.

Badania wsparte grantem Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego (2P04D 060 29).

LITERATURA

- BABCOCK L.E., PENG S.C., GEYER G. i SHERGOLD J.H. Changing perspectives on Cambrian chronostratigraphy and progress toward subdivision of the Cambrian System. *Geosciences Journal*, **9**, 101-106.
- BERGSTRÖM J. i GEE D.G. 1985. The Cambrian in Scandinavia. W: GEE D.E. i STURT B.A. (red.) *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*, 247-271. John Wiley & Sons Ltd., London.
- GAŁAŁA Ł. 2005. Pre-Ordovician polyphase tectonics of the Cambrian sequences in the Kielce Unit, Holy Cross Mts. (Central Poland). *Geological Quarterly*, **49**, 53-66.
- GEYER G. 1990. Die marokkanischen Ellipsocephalidae (Trilobita: Redlichiida). *Beringeria*, **3**, 3-363.
- GEYER G. i LANDING E. 2004. A unified Lower-Middle Cambrian chronostratigraphy for West Gondwana. *Acta Geologica Polonica*, **54**, 179-218.
- GEYER G. i PALMER A.R. 1995. Neltneriidae and Holmiidae (Trilobita) from Morocco and the problem of Early Cambrian intercontinental correlation. *Journal of Paleontology*, **69**, 459-474.
- KOWALCZEWSKI Z. 1990. Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski (litostratygrafia, tektonika, paleogeografia). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **131**, 5-82.

- KOWALCZEWSKI Z., ŻYLIŃSKA A. i SZCZEPANIK Z. 2006. Kambr w Górach Świętokrzyskich. W: SKOMPSKI S. i ŻYLIŃSKA A. (red.) *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich*, 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 14-27.
- MOCZYDŁOWSKA M. 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata*, **29**, 1-127.
- ORŁOWSKI S. 1975. Jednostki stratygraficzne kambru i górnego prekambriu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, **25**, 431-448.
- PALMER A.R. i JAMES N.P. 1980. The Hawke Bay event: a circum-Iapetus regression near the Lower Middle Cambrian boundary. W: WONES D.R. (red.) *The Caledonides in the USA. Proceedings, 1979 Meeting, Blacksburg, Virginia*, 15-18.
- SZCZEPANIK Z., TRELA W., ŻYLIŃSKA A. i SALWA S. 2004. Nowe kambryjskie i ordowickie jednostki litostratygraficzne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **61**, 57-58.
- WESTERGÅRD A.H. 1946. Agnostidea of the Middle Cambrian of Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, **40**, 1-141.
- ŻYLIŃSKA A. i MASIĄK M. 2007. Cambrian trilobites from Brzechów, Holy Cross Mountains (Poland) and their significance in stratigraphic correlation and biogeographic reconstructions. *Geological Magazine*, **144**, 1-26.

OBJAZD TERENOWY

Paleozoik Gór Świętokrzyskich Wąwóz Prągowiec – Płucki k. Łagowa – kamieniołom „Skala”

Odslonięcia przedstawiane w czasie niniejszego objazdu naukowego ilustrują trzy przełomowe momenty paleozoicznej historii Gór Świętokrzyskich. Jednocześnie pozwalają one zaprezentować typowe cechy przekroju geologicznego wschodniej części paleozoiku świętokrzyskiego i zróżnicowanie jego zasadniczych części: strefy kieleckiej i łysogórskiej. Pierwsze dwa położone są bowiem w strefie kieleckiej, ostatnie zaś już w strefie łysogórskiej.

Skarpy doliny potoku Bardzianka i uchodzącego do niej wąwozu Prągowiec (okolice Barda) (Punkt 1 na Fig. 1) pozwalają obserwować gwałtowne przejście od łupków graptolitycznych do dynamicznej sedymentacji szarogłazów, zwanych w tym regionie niewachłowskimi. Ten geotektonicznie uwarunkowany skok facjalny poprzedzony jest biotycznym wydarzeniem *lundgreni* (późny wenlok), największym w sylurze kryzysem świata organicznego. Jeszcze wyższą rangę w kategorii wielkich wymierań ma wydarzenie Kellwasser z pogranicza

franu i famenu. Wydarzenie to, rozpoznane w wielu miejscach na świecie, ma stosunkowo słaby zapis w profilach polskich. Odslonięcie w Płuckach (Punkt 2 na Fig. 1) jest zapewne pod tym względem najlepszym profilem świętokrzyskim.

Zupełnie innej natury jest zdarzenie zilustrowane trzecim profilem (sukcesja eifelsko-żywecka w kłm. „Skala” – Punkt 3 na Fig. 1). Przejście od formacji wojciechowskiej do formacji skalskiej związane jest ze stosunkowo gwałtownym przyspieszeniem transgresji środkowodewońskiej. Podobne impulsy, typowe dla transgresji dewońskiej, są rejestrowane w wielu profilach szelfu Laurusji, stąd też ich typową interpretacją jest szukanie powiązań ze światową eustatyką.

Wszystkie odslonięcia obfitują w skamieniałości, stąd też każde z nich ma długą historię badań, m.in. paleontologicznych. Pomimo tego, aktualnie prowadzone badania stale wnoszą nowe fakty i nowe interpretacje, które zespół autorów chce poddać osądowi uczestników objazdu.

Sylur synkliny bardziańskiej

Monika MASIĄK

Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
mmasiak@twarda.pan.pl

Synklina bardziańska, wchodząca w skład antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (region kielecki Gór Świętokrzyskich, Masyw Małopolski), ma długość około 15 km, i rozciąga się między Zarobinami na zachodzie a Kędziorką na wschodzie (Fig. 2).

Synklinę tworzą utwory ordowiku i syluru leżące niezgodnie na kambrze dolnym, przykryte w części osiowej synklinalnie i niezgodnie zalegającymi utworami dewonu. Luka i niezgodność kątowa między utworami kambru dolnego a ordowiku (tremadoku) są wynikiem fazy sandomierskiej orogenezy kaledońskiej (CZARNOCKI 1939). Utwory ordowiku i niższej części syluru można obserwować w skrzydle południowym, podczas gdy w skrzydle północnym chowają się one pod nasuniętymi na nie utworami kambru dolnego (Fig. 2, 3).

Badania geologiczne, w szczególności badania stratygraficzne, paleontologiczne, petrograficzne i tektoniczne prowadzone były w obrębie synkliny w odslonięciach w Zalesiu Nowym (CZARNOCKI 1928a, b; GÓRKA 1969; BEDNARCZYK 1971, 1981, 1996; CHLEBOWSKI 1971; KREMER 2001; TRELA 2006), Chojnowym Dole (CZARNOCKI 1939; BEDNARCZYK i in. 1981), Bardo Stawach (KIELAN 1956, 1960; TOMCZYKOWA 1957, 1958, 1962; TOMCZYK 1962a, b; TEMPLE 1965; BEDNARCZYK 1971; MASIĄK i in. 2003), wąwozie Prągowiec (TOMCZYKOWA 1957, 1958; TOMCZYK 1962a, b; MASIĄK 1999, 2002; PORĘBSKA 2002a, b) i w Widelkach (STUPNICKA i in. 1991; MALEC 2003; KRAWCZYK 2006). Mimo tych licznych prac, w dalszym ciągu dla rozpoziomowania sukcesji sylurskiej stosowane są nieformalne schematy lito- i biostratygraficzne wypracowane przez TOM-



Fig. 1. Lokalizacja trzech odśnień objazdu terenowego „Paleozoik Gór Świętokrzyskich” na tle: „Góry Świętokrzyskie, Mapa dla turystów pieszych i zmotoryzowanych”, skala 1:100000, Agencja „JP” s.c., 2006

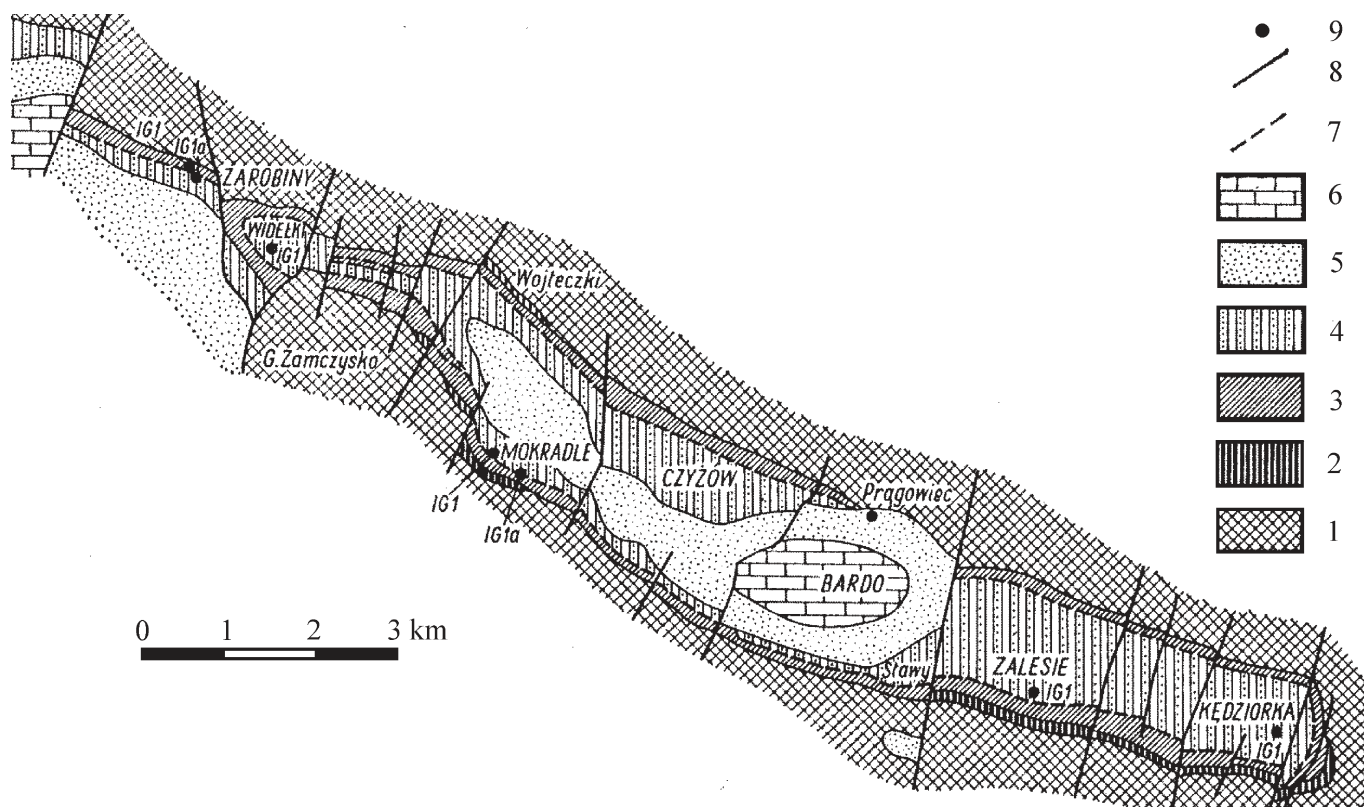


Fig. 2. Mapa odkryta synkliny bardziańskiej (według CZARNOCKIEGO 1939; częściowo zmodyfikowana przez TOMCZYKA 1974). 1: kambr dolny; 2: ordowik, głównie arenig, lanwim i górny aszgil; 3: landower i wenlok oraz dolny ludlow; 4: górny ludlow; 5: dewon dolny; 6: dewon środkowy; 7: strefy diabazów pokładowych; 8: główne strefy dyslokacyjne; 9: otwory wiertnicze

ZYKA (1962a, patrz także MALEC 2006), przynajmniej tam, gdzie nie zostały wykonane, nowe – właściwe pod względem formalnym – opracowania.

Najstarsze utwory syluru odsłaniają się w południowym skrzydle synkliny w odsłonięciach Chojnów Dół, Bardo Stawy i w Zalesiu Nowym. W parowie Chojnów Dół, w pobliżu wsi Kędziorka (strefa wschodniego zamknięcia synkliny bardziańskiej) odsłania się sukcesja ordowiku i syluru leżąca niezgodnie na piaskowcach dolnokambryjskich (patrz BEDNARCZYK i in. 1981). Granica pomiędzy ordowikiem a sylurem jest tu niewidoczna (BEDNARCZYK i in. 1981). Najstarsze odsłaniające się utwory syluru, zaliczane do poziomów *Lobograptus scanicus* i *L. progenitor* (górne warstwy pragowieckie, czyli odpowiednik dolnego ludlowu według schematu TOMCZYKA 1962a), widoczne są w środkowej części parowu, około 100 m na południowy wschód od diabazów (BEDNARCZYK i in. 1981).

Bardziej dostępne odsłonięcia utworów górnordowickich i dolnosylurskich występują w Bardo Stawach i w Zalesiu Nowym. Odsłaniają się tu warstwy bardziańskie dolne, środkowe i częściowo górne (TOMCZYK 1962a), odpowiadające brytyjskim piętom landower oraz wenlok i obejmujące wydzielone przez TOMCZYKA (1962a) regionalne poziomy biostratygraficzne od *Akidograptus ascensus* i *Orthograptus acuminatus* (obecnie *Parakidograptus acuminatus*) do *Cyrtograptus lundgreni* i *Monograptus testis* (obecnie *Testograptus testis*). Warstwy bardziańskie dolne są kompletne, natomiast trudno jest stwierdzić kompletność występowania środkowych warstw

bardziańskich, gdyż dolna ich część nie zawiera fauny graptolitowej, natomiast obecna jest część górna – od poziomu *Monoclimacis griestoniensis* do *Cyrtograptus* sp. (TOMCZYKOWA i TOMCZYK 1981). Sekwencję syluru w Bardo Stawach kończą górne warstwy bardziańskie, które odsłaniają się do poziomu *Monograptus flexilis*.

Badania wyżej wymienionych odsłonięć na przestrzeni ostatniego ćwierćwiecza przyniosły zasadniczą zmianę poglądów na charakter kontaktu między systemem ordowickim a sylurskim. Nad żółtoszarymi mułowcami aszgilu górnego, których wiek został określony na podstawie trylobitów (KIELAN 1956, 1960) oraz ramienionogów (TEMPLE 1965) występują czarne łupki z wkładkami litytów. TOMCZYKOWA i TOMCZYK (1981) postulowali tutaj przerwanie ciągłości sedimentacji na podstawie niestwierdzenia występowania poziomu *Glyptograptus persculptus* (ostatniego poziomu graptolitowego ordowiku) i wiązali to zjawisko z działaniem ruchów fazy takoniskiej w tej części Gór Świętokrzyskich; w innych częściach regionu kieleckiego luka miała obejmować większy interwał czasowy. Szczegółowa analiza zespołu graptolitów z profilu Bardo Stawy i Zalesie Nowe (MASIAK i in. 2003) pozwoliła na udokumentowanie trzech poziomów graptolitowych w górnym aszgilu i dolnym landowerze: *Normalograptus ?persculptus*, *Akidograptus ascensus*–*Parakidograptus acuminatus* i *Cystograptus vesiculosus*, zaś badania petrograficzne osadów z granicznego interwału wykazały stopniowość przejścia utworów piaszczystych do ilastych. Dane biostratygraficzne i litologiczne

NNW

SSE

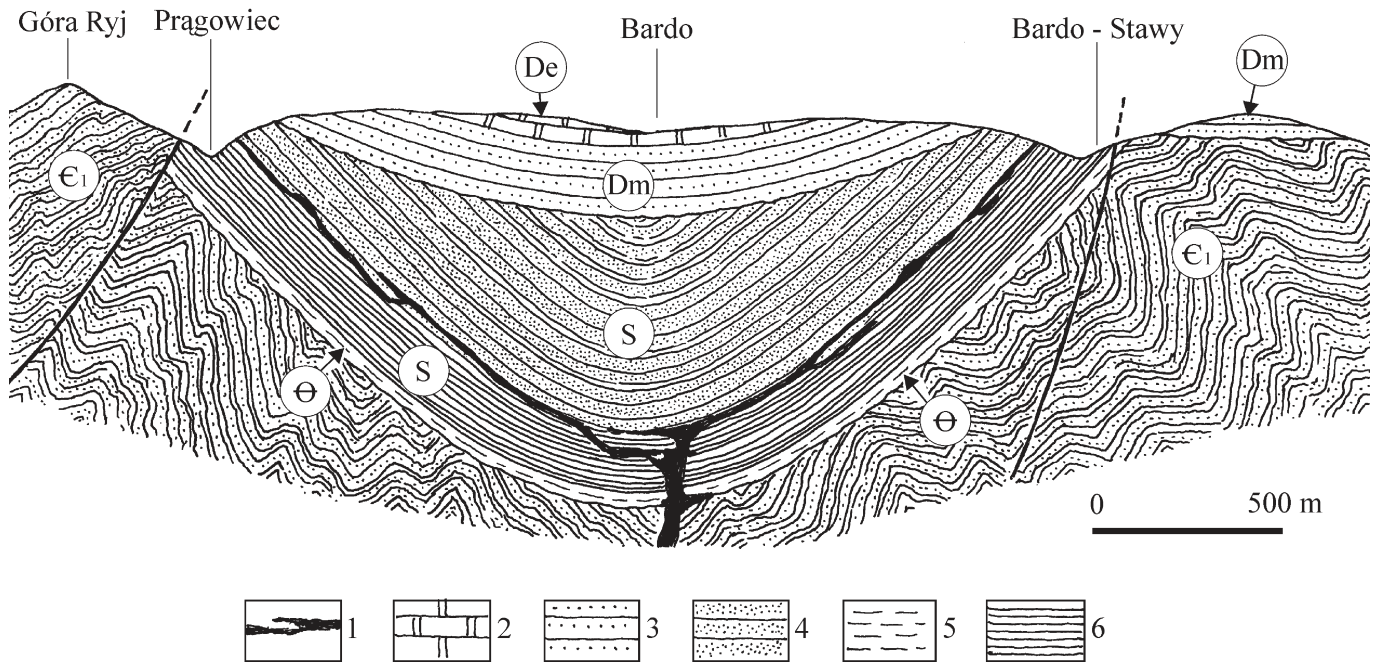


Fig. 3. Przekrój geologiczny przez synklinę bardziańską (wg: S. Skompski i B. Waksmundzki *materiały niepublikowane*). 1: diabazy; 2: dolomity; 3: piaskowce; 4: szarogłazy; 5: nierozdzielne iłowce, mułowce, piaskowce i dolomity; 6: łupki ilaste

ne wskazują na ciągłość stratygraficzną między ordowikiem a sylurem na obszarze synkliny bardziańskiej, i tym samym kwestionują pogląd dotyczący działania fazy takońskiej w dyskutowanym regionie (TOMCZYKOWA i TOMCZYK 1981).

W północnym skrzydle synkliny bardziańskiej, gdzie sylur odsłania się na przestrzeni 600 m w wąwozie Pragowiec, prezentowanym podczas tej sesji terenowej, podziału stratygraficznego na poziomy graptolitowe dokonał TOMCZYK (1962a, b), natomiast faunę niegraptolitową opisała TOMCZYKOWA (1957, 1958). TOMCZYK (1962a, b) zaliczył odsłonięte tutaj łupki ilaste i iłowce wapienste z kongrecjami wapiennymi, od poziomu *Gothograptus nassa* po poziom *Saetograptus leintwardinensis*, do nieformalnej jednostki litostratygraficznej – warstw pragowieckich. Ostatnio, nową analizę biostratygraficzną fauny graptolitowej wykonała PORĘBSKA (2002a, b), za której zgodą przytaczam dotychczas niepublikowany opis poszczególnych poziomów, z uwzględnieniem ich litologii, miąższości, granic i występowania fauny bentosowej (patrz Fig. 4, 5). Korelacja podziału H. Tomczyka (w: KOWALCZEWSKI i TOMCZYK 1981) oraz niepublikowanego podziału E. Porębskiej została przedstawiona na Fig. 5.

• Najstarszym zidentyfikowanym poziomem występującym w północnym skrzydle synkliny bardziańskiej jest poziom *Monograptus lundgreni*–*Testograptus testis*. Zapisany jest w postaci żółtych mułowców z fragmentarycznie zachowaną laminacją, z licznymi, horyzontalnymi kanałami bioturbacyjnymi. Miąższość poziomu (w części odsłaniającej się) wynosi 1,6 m. W poziomie tym występują liczne i dorosłe *M. flemin-*

gii, *M. priodon*, *Cyrtograptus* sp. i *Pristiograptus dubius*. Poza fauną graptolitową występują licznie nauloidy, krynoidy oraz małżoraczki i małże. Z poziomu *lundgreni*–*testis* opisany został również zespół palinologiczny (akritarchy i prazynofyty) (MASIAK 2002). Stropowa część poziomu *testis* charakteryzuje się obfitym i dość dobrze zróżnicowanym taksonomicznie zespołem palinologicznym. Zespół ten w najwyższej części poziomu *lundgreni*–*testis* gwałtownie ubożeje, zarówno pod względem ilościowym, jak i taksonomicznym.

• Poziom interwałowy *Pristiograptus dubius*, zapisany w postaci zielonych tufitów lapillowych o miąższości 0,4 m, rozpoczyna się w miejscu ostatniego wystąpienia *T. testis* i *C. lundgreni*, a kończy się pojawieniem sporadycznych *Gothograptus* sp. Rabdozomy *P. dubius* występują na powierzchniach laminacji w ilościach masowych i są zorientowane w różnych kierunkach. Poza *P. dubius*, żadnych innych graptolitów oraz bentosu i mikrofitoplanktonu w tym poziomie nie znaleziono.

• Poziom interwałowy *Gothograptus nassa*–*Pristiograptus parvus*, wykształcony jako żółte, zbioturbowane mułowce bezwapienste z domieszką tufitów (miąższość 6 m), rozpoczyna się pojawieniem *Gothograptus* sp., a kończy ostatnim wystąpieniem *P. parvus*. *G. nassa* występuje masowo i nie wykazuje cech karłowacenia. *P. parvus* masowo pojawia się w wyższej części poziomu. W spągu tego poziomu biostratygraficznego, u podstawy warstw pragowieckich, występuje nagromadzenie trylobitów (np. *Odontopleura ovata*), małży (np. *Cardiola interrupta* i *Slava* sp.), współwystępujących z licznymi łodzika-

mi (TOMCZYKOWA 1957, 1958). To bardzo charakterystyczne nagromadzenie fauny bentosowej, planktonicznej i nektonicznej (o miąższości 55 cm), znane jest jako „warstwa trylobitowa” (TOMCZYKOWA 1957, 1958; Tomczyk w: KOWALCZEWSKI i TOMCZYK 1981). Najnowsze badania (E. Porębska i M. Grabka *materiały niepublikowane*) wskazują, że organizmy te występują w profilu w charakterystyczny sposób, tworząc niepowtarzalne asocjacje o zmiennym składzie taksonomicznym i silnej dominacji jednego do dwóch gatunków. Nagłe, masowe i krótkotrwałe pojawienie się fauny bentosowej zostało udokumentowane w równoległych utworach kratonu wschodnieuropejskiego (TOMCZYK 1974; PORĘBSKA i in. 2004). Ma ono charakter regionalnego wydarzenia kolonizacyjnego, jednoczesnego na całej Baltice. Zespół palinologiczny tego poziomu (MASIAK 2002) jest stosunkowo słabo zróżnicowany pod względem taksonomicznym, natomiast jego liczebność wzrasta w kierunku stropu. Pojawia się również rodzaj dominujący *Oppilatala* (MASIAK 2002).

- Poziom interwałowy *Pristiograptus dubius*–*Gothograptus nassa* zawarty jest pomiędzy ostatnim wystąpieniem *P. parvus* i pierwszym pojawieniem się *Colonograptus praedeubeli*. W tym poziomie, *P. dubius* występuje bardzo licznie, zaś *G. nassa* – podrzędnie. Poziom wykształcony jest jako delikatnie laminowane szare iłowce, zasadniczo bez fauny bentosowej. Sporadycznie pojawiają się macheridie oraz małże. Miąższość poziomu wynosi 5,4 m.

- Poziom interwałowy *Colonograptus praedeubeli* rozpoczyna się pierwszym wystąpieniem taksonu wskaźnikowego, który charakteryzuje się masową frekwencją, a kończy się pierwszym pojawieniem *C. deubeli*. W poziomie w mniejszej frekwencji występuje *P. dubius*, reprezentowany przez dwa morfotypy, oraz nieliczne, słabo zachowane retiolity. Poziom *praedeubeli* zawiera bardzo liczny, lecz słabo zróżnicowany zespół akritarchowo-prazynofytowy; ponad 90% zespołu stanowi rodzaj dominujący *Oppilatala* (MASIAK 2002). Liczebność zespołu waha się od bardzo nielicznego zespołu w spągu poziomu do stosunkowo bogatego w części środkowej i górnej, i jest ona niższa niż w poziomie *dubius*–*nassa*. Poziom *praedeubeli* wykształcony jest w postaci szarych, laminowanych iłowców, zawierających nieliczne i małe (do 7 cm) kongregacje węglanowe. Miąższość poziomu *praedeubeli* wynosi 5 m.

- Poziom zasięgu *Colonograptus deubeli* mieści się między pierwszym a ostatnim wystąpieniem taksonu wskaźnikowego. Poza nim w tym poziomie odnotowano *P. dubius* oraz retiolity. Zespół palinologiczny jest trochę mniej liczny niż w poziomie *praedeubeli* (MASIAK 2002). Wzrasta stopień zróżnicowania taksonomicznego, natomiast stopniowo zmniejsza się udział rodzaju dominującego. Poziom *deubeli* wykształcony jest jako szare iłowce i ma miąższość 4 m.

- Poziom interwałowy *Colonograptus ludensis* obejmuje interwał od ostatniego wystąpienia *C. deubeli* do pierwszego wystąpienia *C. gerhardi*. Takson indeksowy występuje w masowych ilościach. Licznie pojawiają się retiolity oraz – już w mniejszej liczbie *P. dubius*. W zespole palinologicznym można prześledzić (zwłaszcza w stropowej części poziomu) ponowny spadek zróżnicowania taksonomicznego zespołu przy jego niezmiętej liczebności (MASIAK 2002). Ponownie

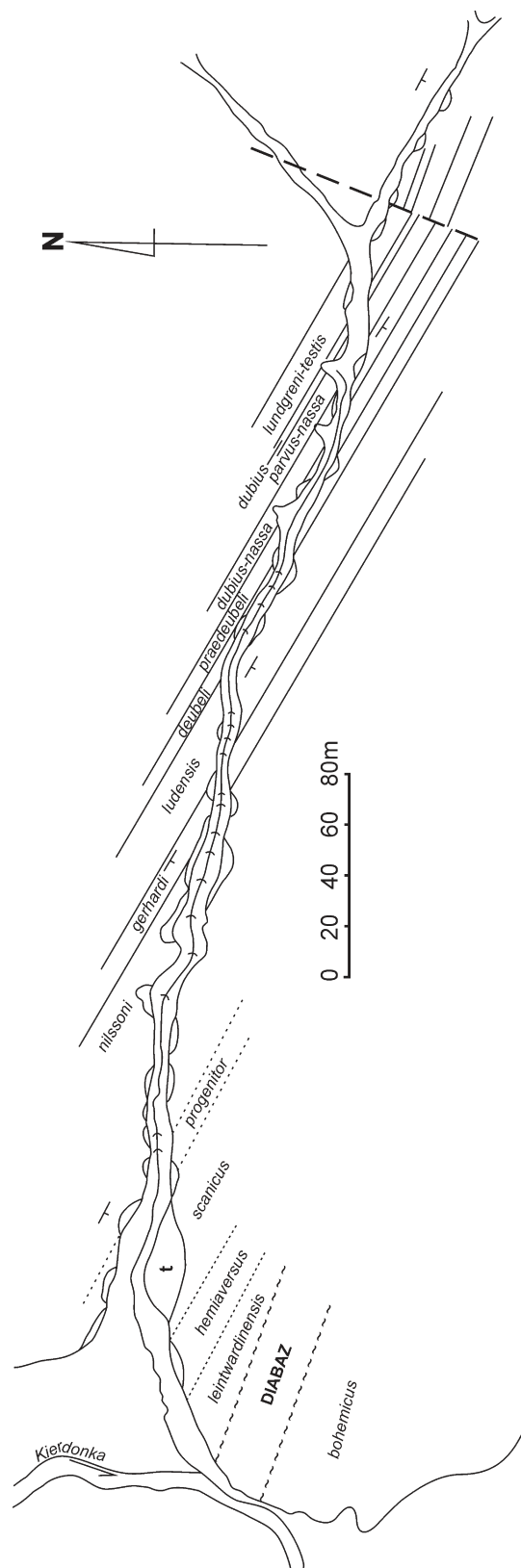


Fig. 4. Mapa wąwozu Prągowiec z naniesionymi poziomami biostratygraficznymi. Linie ciągłe: granice poziomów graptolitowych zdefiniowanych przez E. Porębską (*dane niepublikowane 2007*), linie kropkowane: granice nieformalnych poziomów graptolitowych wg Tomczyka w: KOWALCZEWSKI i TOMCZYK (1981), linia przerywana: uskoki, t: tarasy akumulacyjne.

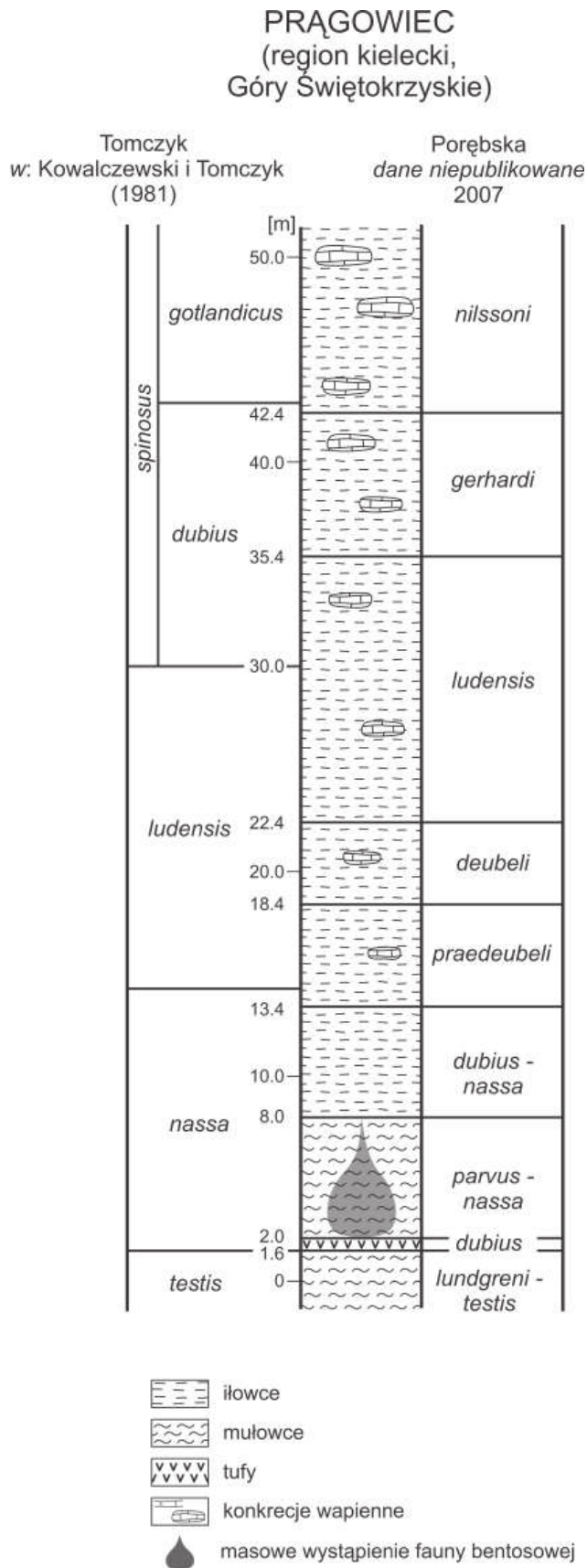


Fig. 5. Profil utworów syluru odsłaniających się w wąwozie Prągowiec (północne skrzydło synkliny bardziańskiej) oraz korelacja istniejących schematów biostratygraficznych

wzrasta frekwencja rodzaju dominującego *Oppilatala*. Poziom *C. ludensis* o miąższości 13 m wykształcony jest w postaci szarych ilowców.

- Poziom interwałowy *Colonograptus gerhardi* zaczyna się pierwszym wystąpieniem gatunku wskaźnikowego, a kończy się pierwszym pojawieniem gatunku *Neodiversograptus nilssoni*. Miąższość poziomu wykształconego w postaci szarych łupków ilowcowych z konkrecjami wapiennymi wynosi 7 m. W poziomie *gerhardi* można zauważyć spadek liczebności zespołu palinologicznego oraz zanik dominacji rodzaju *Oppilatala* (MASIAK 2002).

- Poziom *Neodiversograptus nilssoni* wykształcony jako jasnoszare mułowce z licznymi konkrecjami wapiennymi rozpoczyna się wraz z pierwszym wystąpieniem gatunku wskaźnikowego. W chwili obecnej strop poziomu nie odsłania się, w związku z czym nie można go zdefiniować. Zespół palinologiczny odsłoniętej części poziomu *nilssoni* charakteryzuje się ponownym pojawieniem rodzaju dominującego; tym razem jest to rodzaj *Leiofusa* (MASIAK 2002).

Powyżej poziomów zdefiniowanych przez E. Porębską, Tomczyk w: KOWALCZEWSKI I TOMCZYK (1981) wyróżnił następujące poziomy: *Lobograptus progenitor*, *L. scanicus*, *Cucullograptus hemiaversus*, *Saetograptus leintwardinensis* oraz *Bohemograptus bohemicus* (występujący już w nadległej serii szarogłazowej) (patrz Fig. 4). Ze względu na brak definicji, są to poziomy nieformalne. Obecnie dostęp do odsłonień w tych poziomach jest mocno utrudniony i są one nieliczne. Z dostępnych odsłonień pobrano próbki do badań palinologicznych. Zbadany zespół akritarchowo-prazynofytowy jest nie tak liczny, jak w niższych poziomach stratygraficznych, natomiast jest bardziej zróżnicowany pod względem taksonomicznym (MASIAK 2002).

Szczegółowe rozpozniomowanie biostratygraficzne utworów najwyższego wenloku Prągowca oraz badania paleontologiczne graptolitów (PORĘBSKA 2002b) i akritarch (MASIAK 1999, 2002, 2006) umożliwiły identyfikację największego w sylurze kryzysu w rozwoju świata organicznego, znanego jako zdarzenie *lundgreni*. Zdarzenie to przebiegło tu w trzech fazach: wymierania, przetrwania oraz odnowienia. Wymieranie graptolitów (monograptidów, cyrtograptidów i retiolitów) miało charakter masowy i jednoetapowy. Zostało uchwycone w stropie poziomu *lundgreni-testis*. Wymieranie przeżył (PORĘBSKA 2002a, b) jedynie *Pristiograptus dubius*. Scenariusz fazy przetrwania graptolitów posiada zapis w osadach miąższości 11,4 m, które biostratygraficznie zostały sklasyfikowane jako sukcesja trzech poziomów biostratygraficznych: *dubius*, *parvus-nassa* i *dubius-nassa*. Początek fazy przetrwania (poziom *dubius*) charakteryzuje wyłączne występowanie *P. dubius*. Środek fazy przetrwania (poziom *parvus-nassa*) wyróżnia się nagłym i masowym pojawieniem się graptolitów nieznanymi ze starszych osadów (*G. nassa* i *P. parvus*) z nielicznym *P. dubius*. Schyłek fazy przetrwania (poziom *dubius-nassa*) charakteryzuje masowe wystąpienie *G. nassa* i *P. dubius*. Znacząca jest nieobecność *P. parvus* w tym interwale. Fazę odnowienia graptolitowego rozpoczyna masowe pojawienie się *P. praedeubeli* w asocjacji z mniej licznym *P. dubius*.

Zapis palinologiczny wydarzenia *lundgreni*, tj. wahania frekwencji i zróżnicowania taksonomicznego, jest bardzo podobny do zapisu notowanego w analogicznym interwale w wierceniach Bartoszyce (PORĘBSKA i in. 2004; MASIĄK 2006) zlokalizowanym na platformie wschodnioeuropejskiej oraz na Gotlandii (CALNER i in. 2006; MASIĄK 2006). We wszystkich profilach obserwuje się występowanie taksonu dominującego w trakcie fazy przetrwania, przy czym jest on w nich reprezentowany przez inne rodzaje i gatunki.

W strefie granicznej między serią łupkową a nadległą serią szarogłazową znajduje się intruzja diabazowa, która była przedmiotem licznych badań (m.in.: CZARNOCKI 1939; KOWALCZEWSKI i LISIK 1974; NAWROCKI 2000; KRZEMIŃSKI 2004). Intruzja ta, o miąższości 20–30 m została sfałdowana wraz z utworami ludlowu (NAWROCKI 2000) i jest niezgodnie przykryta utworami dewonu (emsu) (KOWALCZEWSKI i LISIK 1974). Poglądy dotyczące jej wieku są różne. Na podstawie danych tektonicznych KOWALCZEWSKI i LISIK (1974) datują intruzję na późny ludlow–zigen, wstępne badania izotopowe (MIGASZEWSKI 2002) nie wykluczyły jej wawerskiego wieku, natomiast NAWROCKI (2000) datuje ją na późny ludlow (co zostało potwierdzone wiekami Ar⁴⁰-Ar³⁹ w: NAWROCKI i in. 2007), a także udowadnia jej przedfałdową naturę. Według badań geochemicznych KRZEMIŃSKIEGO (2004), diabazy występujące w synklinie bardziańskiej kompozycją geochemiczną nawiązują do bazaltów śródpłytowych, związanych z tektoniką ekstensyjną, i mogą stanowić zapis oderwania się bloku (masywu) małopolskiego od Baltiki oraz jego przemieszczenia wzdłuż brzegu kratonu w czasie późnego ludlowu–emsu aż do osiągnięcia dzisiejszej pozycji.

Nad serią łupkową i diabazami występują utwory znane jako szarogłazy niewachlowskie (CZARNOCKI 1919). Wiek tych utworów występujących w odsłonięciach w obrębie synkliny bardziańskiej określono na ludlow na podstawie występowania graptolitów *Bohemograptus bohemicus* (TOMCZYK 1962a). Dodatkowe znaleziska fauny trylobitowej: *Balizoma erraticum*, *Dalmanites nexilis*, *Richterarges kielcensis*, *Helokybe* cf. *spio* oraz innej fauny bentosowej m.in. *Atrypa* sp., *Stropheodonta* sp., *Camarotoechia nucula* (KOZŁOWSKI i TOMCZYKOWA 1999) wskazują na poziom *bohemicus* środkowego ludlowu.

Geneza szarogłazów niewachlowskich była przedmiotem licznych badań. PRZYBYŁOWICZ i STUPNICKA (1989) wydzieliły

formację szarogłazów niewachlowskich i stwierdziły, że utwory te, składające się głównie z materiału pochodzenia wulkanicznego, w dużej części piroklastycznego (TURNAU-MORAWSKA 1954; CHLEBOWSKI 1978), z podrzędnym udziałem materiału z niszczonej skał osadowych kambryjskich, ordowickich i sylurskich, powstały w zbiorniku o dość spokojnej sedymentacji. Materiał piroklastyczny według PRZYBYŁOWICZ i STUPNICKIEJ (1989, 1991) pochodził z wulkanizmu typu riolitowego, którego centrum erupcji znajdowało się blisko zbiornika sedymentacyjnego. Badania palinologiczne szarogłazów niewachlowskich (STEMPIEŃ 1990; KRAWCZYK 2006) wykazały istnienie ordowickich asocjacji akritarchowych współwystępujących z sylurskimi palinomorfami.

Na podstawie badań petrograficzno-geochemicznych, KOZŁOWSKI i in. (2004) wysunęli hipotezę, że szarogłazy niewachlowskie powstały w zapadisku przedgórskim orogenu, powstałego w wyniku późnosylurskiej (kaledońskiej) kolizji Perybaltiki i łuku wysp, lokowanego na zachód od Gór Świętokrzyskich. Materiałem źródłowym szarogłazów były wyniesione osady basenu przedłukowego, przykryte akrecyjnej oraz skały łuku wulkanicznego (KOZŁOWSKI i in. 2004).

Sukcesję utworów sylurskich występujących w synklinie bardziańskiej kończą utwory określane jako formacja łupków z Widełek (STUPNICKA i in. 1991). Zagadnienie wieku i pozycji tej formacji w stosunku do szarogłazów niewachlowskich wzbudza kontrowersje. O ile STUPNICKA i in. (1991) uważają, że utwory te zawierające morską faunę leżą powyżej szarogłazów, o tyle MALEC (2003) neguje to twierdzenie, uznając, że łupki ilaste, odsłaniające się wzdłuż polnej drogi z Widełek do Zarobin są odpowiednikiem stropowej części warstw prągowieckich dolnego ludlowu, przechodzącym w stropie w szarogłazy niewachlowskie. W chwili obecnej trudno jest rozstrzygnąć ten spór, gdyż w łupkach z Widełek nie została znaleziona fauna indeksowa pozwalająca precyzyjnie je datować, a wnioski dotyczące jej ludlowskiego wieku wysunięto na podstawie analizy zespołu małżoraczek i graptolitów (STUPNICKA i in. 1991). MALEC (2003) oparł swoje wnioski głównie na analizie położenia warstw. Przeprowadzona przez KRAWCZYK (2006) analiza zespołów biotycznych łupków z Widełek nie dała definitywnych rozwiązań kwestii ich wieku, niemniej wyniki analizy palinologicznej pozwoliły jej zasugerować, że utwory te nie są odpowiednikiem warstw prągowieckich.

LITERATURA

- BEDNARCZYK W. 1971. Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **21**, 574-616.
- BEDNARCZYK W. 1981. Stratygrafia ordowiku Gór Świętokrzyskich. W: ŻAKOWA H. (red.) *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce 6-8 września 1981*, 35-41.
- BEDNARCZYK W. 1996. Stop 2. Zalesie. W: SZULCZEWSKI M. i SKOMPSKI S. (red.) *Sixth European Conodont Symposium ECOS VI, Excursion Guide, June 30 – July 3, 1996*, 18-20.
- BEDNARCZYK W., KOWALCZEWSKI Z., STUDENCKI M. i TOMCZYK H. 1981. Punkt 3. Parów Chojnów Dół w Kądziorce. W: ŻAKOWA H. (red.) *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce 6-8 września 1981*, 134-139.
- CALNER M., KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK A., MASIĄK M. i SCHMITZ B. 2006. Correlation of the middle Silurian graptolite crisis and coeval laminated sediments across the Baltic Shield and East European Platform. *GFF*, **128**, 79-84.
- CHLEBOWSKI R. 1971. Petrografia utworów ordowiku rejonów synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Archiwum Mineralogiczne*, **29**, 193-304.

- CHLEBOWSKI R. 1978. Studium petrograficzne skał tufogenicznych starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Archiwum Mineralogiczne*, **34**, 69-134.
- CZARNOCKI J. 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego. III Wydział Nauk Matematycznych i Przyrodniczych*, **28**, 1-172.
- CZARNOCKI J. 1928a. Profil ordowiku w Zalesiu. *Zabytki przyrody nieożywionej Ziemi Rzeczypospolitej*, **1**, 47-52.
- CZARNOCKI J. 1928b. Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **4**, 555-581.
- CZARNOCKI J. 1939. Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **15**, 1-41.
- GÓRKA H. 1969. Microorganismes de l'Ordovicien de Pologne. *Palaeontologia Polonica*, **22**, 1-102.
- KIELAN Z. 1956. Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, **6**, 253-271.
- KIELAN Z. 1960. Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. *Palaeontologia Polonica*, **11**, 1-198.
- KOWALCZEWSKI Z. i LISIK R. 1974. Nowe dane o diabazach i budowie geologicznej okolic Pragowca w Górach Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **275**, 113-158.
- KOWALCZEWSKI Z. i TOMCZYK H. 1981. Punkt 4b. Wąwóz Pragowiec koło Barda. W: ŻAKOWA H. (red.) *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce 6-8 września 1981*, 143-151.
- KOZŁOWSKI W., DOMAŃSKA J., NAWROCKI J. i PECSKAY Z. 2004. The provenance of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne. Prace specjalne*, **24**, 251-254.
- KOZŁOWSKI W. i TOMCZYKOWA E. 1999. A new occurrence of benthic fauna in the Niewachłów greywackes (Upper Silurian) from Zalesie near Łagów in the Holy Cross Mountains. *Geological Quarterly*, **43**, 129-136.
- KRAWCZYK E. 2006. Analiza zespołów biotycznych w sylurskich łupkach z Widełek (Góry Świętokrzyskie). Niepublikowana praca magisterska, Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Wydziału Geologii UW.
- KREMER B. 2001. Acritarchs from the Upper Ordovician of southern Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **46**, 595-601.
- KRZEMIŃSKI L. 2004. Geochemical constraints on the origin of the mid-Palaeozoic diabases from the Holy Cross Mts. and Upper Silesia, southeastern Poland. *Geological Quarterly*, **48**, 147-158.
- MALEC J. 2003. „Formacja łupków z Widełek” w profilu syluru regionu południowego Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **60**, 123-124.
- MALEC J. 2006. Sylur w Górach Świętokrzyskich. W: SKOMPSKI S. i ŻYLIŃSKA A. (red.) *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich, 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28-30 czerwca 2006 r.*, 36-50.
- MASIAK M. 1999. Zapis zdarzenia *Cyrtograptus lundgreni* w górnolenlockim zespole akritarchowym Gór Świętokrzyskich. *Przeгляд Geologiczny*, **47**, 359-360.
- MASIAK M. 2002. Analiza palinologiczna utworów syluru niecki bardziańskiej w Górach Świętokrzyskich. Niepublikowana praca doktorska, Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Warszawa.
- MASIAK M. 2006. Upper Wenlockian microphytoplankton palaeoecology in the Baltic Basin. W: BEK J., BROCKE R., DAŚKOWA J. i FATKA O. (red.) *Palaeozoic Palynology in space and time. CIMP General Meeting 2006, September 2-6, 2006 – Prague, Czech Republic. Book of Abstracts*, 36-37.
- MASIAK M., PODHALAŃSKA T. i STEMPIEŃ-SALEK M. 2003. Ordovician-Silurian boundary in the Bardo Syncline, Holy Cross Mountains, Poland – new data on fossil assemblages and sedimentary succession. *Geological Quarterly*, **47**, 311-330.
- MIGASZEWSKI Z.M. 2002. Datowanie diabazów i lamprofirów świętokrzyskich metodą K-Ar i Ar-Ar. *Przeгляд Geologiczny*, **50**, 227-229.
- NAWROCKI J. 2000. Late Silurian paleomagnetic pole from the Holy Cross Mountains: constraints for the post-Caledonian tectonic activity of the Trans-European Suture Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 325-334.
- NAWROCKI J., DUNLAP J., PECSKAY Z., KRZEMIŃSKI L., ŻYLIŃSKA A., FANNING M., KOZŁOWSKI W., SALWA S., SZCZEPANIK Z. i TRELA W. 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Europe): an integrated approach. *Journal of the Geological Society of London*, **164**, 405-423.
- PORĘBSKA E. 2002a. Zdarzenie *lundgreni* jako test paleokontynentalnej proveniencji i amalgamacji Łysogór i Masywu Małopolskiego. W: FEDOROWSKI J. (red.) *Morfogeneza i implikacje środowiskowe. Paleontologiczne podstawy rekonstrukcji geograficznych. XVIII Konferencja Naukowa Paleontologów PTG, Poznań 26-28.09.2002*, 28-29.
- PORĘBSKA E. 2002b. Paleobiogeografia masywu małopolskiego i Łysogór w środkowym sylurze na podstawie badań graptolitów. *Przeгляд Geologiczny*, **50**, 1220-1221.
- PORĘBSKA E., KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK A. i MASIAK M. 2004. The *lundgreni* Event in the East European Platform in Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **213**, 271-294.
- PRZYBYŁOWICZ T. i STUPNICKA E. 1989. Charakterystyka petrograficzna skał górnosylurskich z Niestachowa (Góry Świętokrzyskie). *Archiwum Mineralogiczne*, **44**, 130-147.
- PRZYBYŁOWICZ T. i STUPNICKA E. 1991. Przejawy wulkanizmu w ordowiku i sylurze południowej części Gór Świętokrzyskich. *Archiwum Mineralogiczne*, **47**, 137-152.
- STEMPIEŃ M. 1990. Ordovician and Silurian acritarchs of the Niestachów Sandstone Formation (Góry Świętokrzyskie Mountains). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **60**, 59-74.
- STUPNICKA E., PRZYBYŁOWICZ T. i ŻBIKOWSKA B. 1991. Wiek szarogłazów niewachłowskich i łupków z Widełek k. Barda (Góry Świętokrzyskie). *Przeгляд Geologiczny*, **39**, 389-393.
- TEMPLE J.T. 1965. Upper Ordovician brachiopods from Poland and Britain. *Acta Palaeontologica Polonica*, **10**, 379-427.
- TOMCZYK H. 1962a. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Prace Instytutu Geologicznego*, **35**, 1-135.
- TOMCZYK H. 1962b. Występowanie form *Rastrites* w dolnym sylurze Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **174**, 65-92.
- TOMCZYK H. 1974. Góry Świętokrzyskie. W: POŻARYSKI W. (red.) *Budowa Geologiczna Polski. Tom IV, Tektonika cz. 1, Niż Polski*. Wydawnictwa Geologiczne, 128-197.
- TOMCZYKOWA E. 1957. Trylobity z łupków graptolitowych wenlocku i dolnego ludlowu Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **122**, 83-114.
- TOMCZYKOWA E. 1958. Fauna z łupków graptolitowych syluru niecki bardziańskiej Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, **2**, 321-345.

- TOMCZYKOWA E. 1962. Zespoły fauny w sylurze Polski. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **174**, 93-113.
- TOMCZYKOWA E. i TOMCZYK H. 1981. Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. W: ŻAKOWA H. (red.) *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce 6-8 września 1981*, 42-57.
- TRELA W. 2006. Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 622-631.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1954. Petrografia skał osadowych. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Poziomy wapieni typu Kellwasserkalk w Płuckach koło Łagowa

Piotr SZREK¹, Michał GINTER²

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

¹piotr.szrek@uw.edu.pl, ²m.ginter@uw.edu.pl

Odsłonięcia w okolicach Płucek k. Łagowa (Fig. 6) mają wyjątkowe znaczenie dla poznania górnego dewonu w Polsce, w szczególności w aspekcie zapisu zdarzeń na pograniczu franu i famenu. Na stosunkowo niewielkim obszarze, pod przykryciem cienkiej warstwy gleby, dostępny jest tutaj prawie niezaburzony profil górnodewońskich skał węglanowych. Najbardziej charakterystycznym elementem tej sukcesji są dwa horyzonty ciemnych wapieni bitumicznych (Fig. 7), będące najprawdopodobniej odpowiednikami dolnego i górnego poziomu wapieni Kellwasser, których powstanie wiąże się z ogólnosiwiatowymi epizodami beztlenowymi przy końcu franu i jednym z pięciu tzw. wielkich wymierań (HOUSE 2001). W obrębie górnego poziomu wspomnianych wapieni została tu stwierdzona granica franu z famenem.

Utwory te – przede wszystkim poziom górny – były w przeszłości kilkakrotnie odsłaniane we wkopach i rowach badawczych, co zaowocowało licznymi publikacjami naukowymi (patrz literatura), zapoczątkowanymi przez MAKOWSKIEGO (1963). Jako pierwszy nazwy Kellwasser w stosunku do tych wapieni użył SZULCZEWSKI (1989). W ostatnich latach po raz kolejny podjęto tutaj prace ziemne; zostały wykonane dwie odkrywki w celu udostępnienia na stałe do badań obydwu horyzontów wapieni Kellwasser. Ogólna charakterystyka obecnie dostępnego profilu została przedstawiona przez JANISZEWSKĄ i in. (2007).

Zaburzenia tektoniczne na obszarze samej doliny między Płuckami a Łagowem są bardzo niewielkie, głównie w postaci uskoków zrzutowo-przesuwczych o niewielkich amplitudach, i są dobrze zaznaczone w morfologii terenu w postaci niewielkich jarów (patrz Fig. 6B). Warstwy w odsłonięciu z horyzontem dolnym mają rozciągłość i upad: 230/15N, a w odsłonięciu z horyzontem górnym: 200/20N.

Odsłonięcie z poziomem dolnym (LKW) jest zlokalizowane na południowo-wschodnim krańcu wsi Płucki (patrz Fig. 6A). Widoczny tu profil obejmuje 1,5-metrowej miąższości zespół wapieni marglistych z kilkunastocentymetrowymi przeławieniami łupków ilasto-wapnistych. Sam horyzont wapienia Kellwasser ma miąższość około 5 cm i charakteryzuje się obecnością bogatej fauny zdominowanej przez głowonogi, obok których występują mniej liczne ślimaki, małże, ramie-

nionogi, trylobity i ryby pancerne. Charakterystyczne jest ilościowe skupienie skamieniałości w środkowej części horyzontu. W obrębie fauny głowonogowej (łodziki ortokonowe) stwierdzono kierunkowe ułożenie muszli, a pomierzone azymuty po rotacji pokazały równoleżnikowy kierunek paleotransportu. Reszta profilu jest znacznie uboższa w faunę; wśród wyżejleżących wapieni marglistych i margli stwierdzono soczewkowate nagromadzenia niewielkich ramienionogów i małżów (z uwagi na rozmiary i brak większych osobników prawdopodobnie epiplanktonicznych). Zarówno profil jak i horyzont wapienia był znany już RACKIEMU (1993), RACKIEMU i in. (2002) oraz DZIKOWI (2002). Pozycja stratygraficzna wapienia (górny poziom konodontowy *P. rhenana*) została potwierdzona przez K. Janiszewską (patrz JANISZEWSKA i in. 2007). Analiza biofacji konodontowych oraz występowanie charakterystycznego rodzaju facji wskazuje, iż może on odpowiadać dolnemu wapieniowi Kellwasser (ZIEGLER i SANDBERG 1990).

Odsłonięcie drugie (z poziomem górnym – UKW) znajduje się ok. 200 m na SSE od pierwszego (patrz Fig. 6A). Widoczne jest tu około 2 m profilu o litologii bardziej urozmaiconej niż w odsłonięciu dolnym. Obejmuje on wapienie, wapienie margliste, margle oraz łupki ilaste z konglomeratami wapiennymi. Skały są silnie spękane; powszechna jest tu obecność szwów stylolitowych oraz małych uskoków i nasunięć objawiająca się licznymi lustrami tektonicznymi. W szczelinach występuje krystaliczny kalcyt i naskorupienia tlenków żelaza. W obrębie profilu kluczową pozycję zajmuje blisko 0,5-metrowej miąższości kompleks ciemnego wapienia bitumicznego, zawierającego dużą ilość skamieniałości i wewnętrznie dzielącego się na trzy odmienne warstwy. Dolna część UKW (ok. 30 cm) charakteryzuje się obecnością w jej spągu margla, który płynnie przechodzi w wapień tak, że skamieniałości tkwią po części w marglu, a częściowo już w wapieniu. Fauna jest dość rzadka i rozproszona, złożona głównie z epiplanktonicznych małżów z rodzaju *Buchiola*, nielicznych dużych (kilkunastocentymetrowych) łodzików i ryb, wśród których dominują plakodermy (*Aspidichthys*). Warstwa środkowa UKW (10 cm) cechuje się największym bogactwem fauny ogólnie, a zwłaszcza głowonogów (głównie rodzaje *Archoceras* i *Manticoceras*) i niewielkich drapieźnych plakoder-

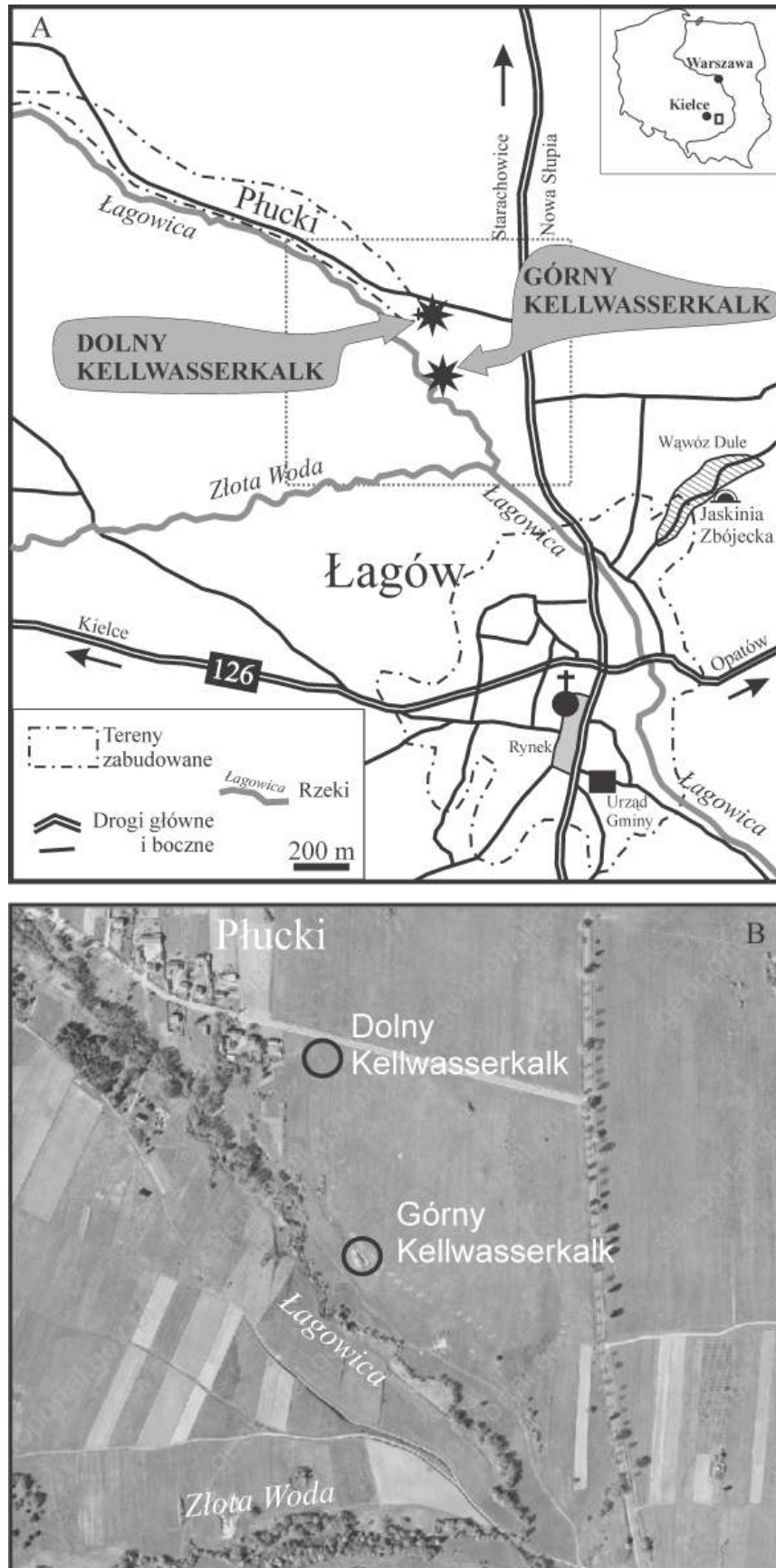


Fig. 6. A. Mapa lokalizacyjna odsłoneń z horyzontami Kellwasserkalk w Płuckach koło Łagowa. B. Zdjęcie lotnicze okolic Płuck z portalu www.geoportal.gov.pl z zaznaczonymi odsłoneńiami

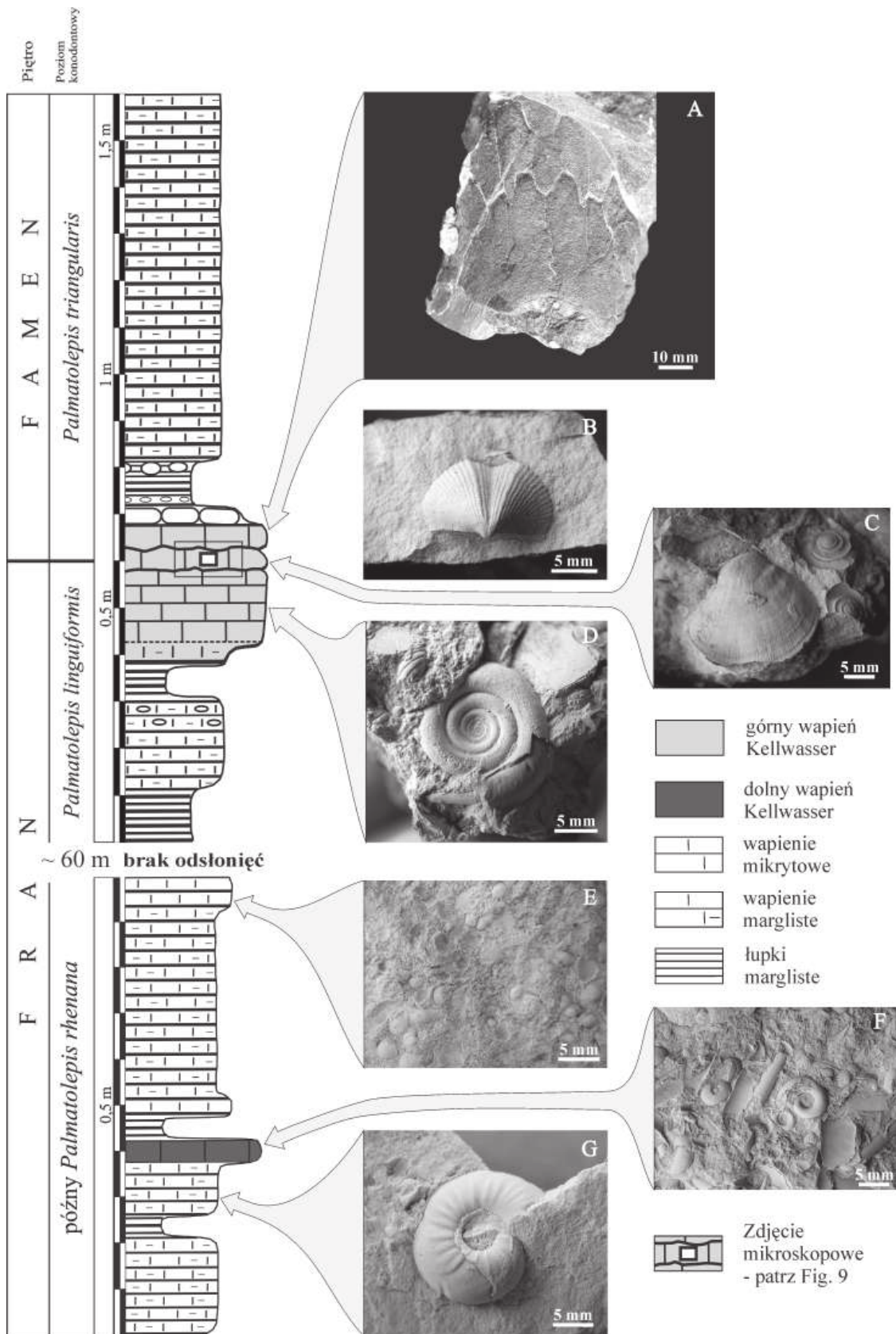


Fig. 7. Profil litologiczno-stratygraficzny osadów z odsłonięć zawierających horyzonty Kellwasserkalk w Płuckach. A. prawie kompletna czaszka drapieżnego plakoderma *Pachyosteus* cf. *bull*a Jaekel, 1903; B. ramionióg *Cyrtospirifer* sp.; C. małż *Loxopteria* cf. *problematica* Münster, 1840; D. goniatyty *Archoceras varicosum* Drevermann, 1901; E. fragment wapienia marglistego z nagromadzeniem ramionionogów z grupy chonetidów; F. okaz dolnego wapienia Kellwasser z fauną głownogów, małżów i ślimaków; G. goniatyty *Aulaternoceras* sp.

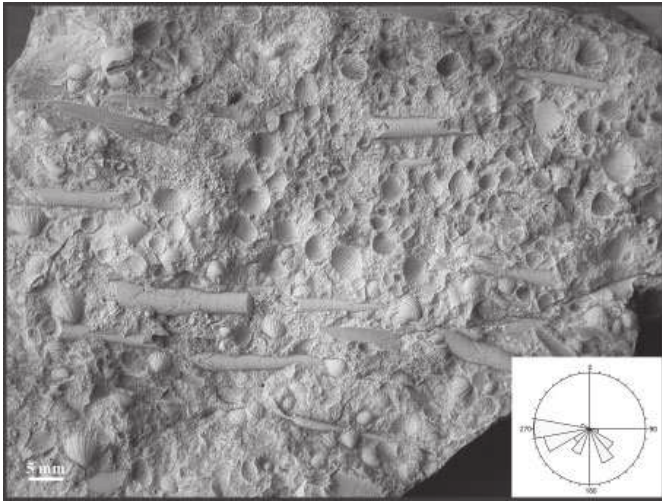


Fig. 8. Okaz wapienia z górnego horyzontu Kellwasserkalk z kierunkowo ułożonymi fragmokonami ortokonowych nautiloidów wśród nagromadzenia małżów z rodzaju *Buchiola*

mów (znaleziono tu kilka prawie kompletnych czaszek; patrz Tabela 1). Bogactwo fauny ma charakter zarówno taksonomiczny, jak i ilościowy, co podkreślone jest dodatkowo niewielką miąższością horyzontu. Warstwa najwyższa (10 cm), zaliczana już do fameńskiej części kompleksu UKW, charakteryzuje się rzadkością goniatyfów przy dużym udziale ortokonowych nautiloidów, które wykazują orientowane ułożenie muszli w osadzie (podobnie jak w przypadku LKW stwierdzono równoleżnikowy kierunek paleotransportu; patrz Fig. 8). Znacznie zmniejsza się udział licznych wcześniej buchioli na rzecz dużych małżów bentosowych (m.in. *Loxopteria* – patrz Tabela 1). Fauna plakodermów zasadniczo nie zmienia się.

Jak już wspomniano, granicę franu z famenem stwierdzono w obrębie opisanego zespołu warstw górnego wapienia Kellwasser (m.in. RACKI i in. 2002; WORONCOWA-MARCINOWSKA 2006). Ostatnie badania pozwoliły uszczegółwić jej charakter, a także wyjaśnić pewne kontrowersje związane ze współwystępowaniem w próbkach (wymieszaniem) konodontów z górnofrańskiego poziomu *Palmatolepis linguiformis* i dolnofameńskiego *P. triangularis* (m.in. WORONCOWA-MARCINOWSKA 2006; JANISZEWSKA i in. 2007). Na płytkach cienkich wykonanych ze środkowej warstwy UKW stwierdzono występowanie

granicy erozyjnej o charakterze spękaniowym (niewielkie szczeliny o szerokości ok. 0,5 cm i głębokości kilku cm) połączonej ze zmianą zabarwienia osadu (z jaśniejszego na ciemniejszy; Fig. 9). Spękaną dolną część wapienia zinterpretowano jako frańskie podłoże, na którym doszło do krótkiej przerwy w sedimentacji. Do wypełnienia szczelin doszło już we wczesniej dobie *triangularis*, w której kontynuowana była sedimentacja w facji Kellwasser. Niewielka (do 10 cm) miąższość tej warstwy, a także niewidoczna w odsłonięciu granica erozyjna mogły sprawić, że nawet precyzyjnie pobierane próbki do badań konodontów zawierały zarówno materiał frański, jak i fameński.

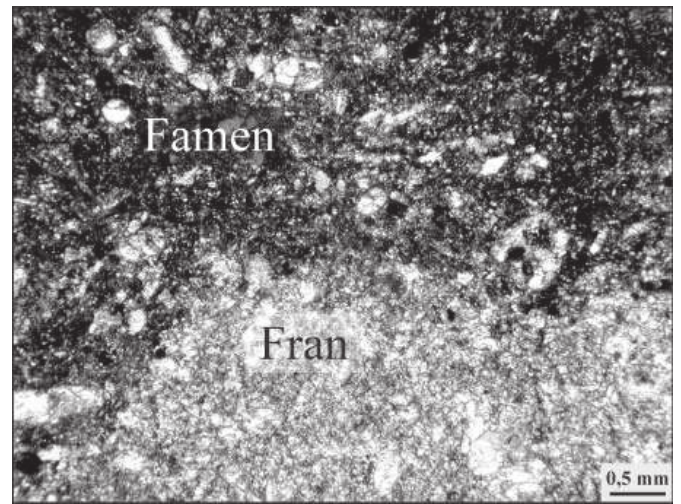


Fig. 9. Granica franu z famenem (UKW) widoczna w płytce cienkiej w świetle przechodzącym

W wielu odsłonięciach obejmujących pogranicze franu i famenu w Górach Świętokrzyskich, m.in. w kamieniołomie Wietrznia, obecna jest wyraźna luka stratygraficzna na samej granicy pięter (SZULCZEWSKI 1989). O ile wspomniana luka istnieje w profilu UKW w Płuckach, jest ona tutaj minimalna i zapewne niewykrywalna za pomocą narzędzi biostratygraficznych. Dzięki temu można uznać odsłonięcie w Płuckach, obok profilu kamieniołomu Kowala, za najlepsze na terenie Polski stanowisko obejmujące granicę fran-famen.

LITERATURA GEOLOGICZNA DOTYCZĄCA ODSŁONIĘĆ W PŁUCKACH

- BOND D. 2006. The fate of the homocentrids (Tentaculitoidea) during the Frasnian-Famennian mass extinction (Late Devonian). *Geobiology*, **4**, 167-177.
- BOND D., PAUL B. i RACKI G. 2004. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France. *Geological Magazine*, **141**, 173-193.
- DZIK J. 2002. Emergence and collapse of the Frasnian conodont and ammonoid communities in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 565-650.
- FILIPIAK P. 2002. Palynofacies around the Frasnian/Famennian boundary in the Holy Cross Mountains, southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 313-324.
- GINTER M. 1995. Ichthyoliths and Late Devonian events in Poland and Germany. *Ichthyolith Issues, Special Publication*, **1**, 23-30.
- GINTER M. 2002. Chondrichthyan fauna of the Frasnian-Famennian boundary beds in Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 329-338.
- HOUSE M.R. 2001. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 5-25.

- IVANOV A. i GINTER M. 1997. Comments on the Late Devonian placoderms from the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, **42**, 413-426.
- JANISZEWSKA K., SZREK P. i WORONCOWA-MARCINOWSKA T. 2007. Zapis zdarzeń biotycznych na pograniczu frańsko-fameńskim w Płuckach koło Łagowa. *Niniejszy tom*, 63-66.
- MAKOWSKI H. 1963. Problem of sexual dimorphism in ammonites. *Palaeontologia Polonica*, **12**, 1-92.
- MAKOWSKI H. 1971. A contribution to the knowledge of Upper Devonian ammonoids from the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **21**, 131-136.
- OLEMPKA E. 2002. The Late Devonian Upper Kellwasser Event and entomozocean ostracods in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**, 247-266.
- RACKA M. 2000. Geochemiczny aspekt wymierania na granicy framen na przykładzie szelfu południowej Polski. *Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi*. Sosnowiec.
- RACKI G. 1993. Kellwasser events in the Łagów basin area, eastern Holy Cross Mountains. *W: Global Boundary Events, Abstracts*, 44. Warszawa.
- RACKI G., RACKA M., MATYJA H. i DEVLEESCHOUWER X. 2002. The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**, 251-297.
- SZREK P. 2006. Zróżnicowanie facjalne a skamieniałości późnowońskich plakodermów w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 521-524.
- SZREK P. 2007. Ryby pancerne a zapis górnego zdarzenia Kellwasser w Płuckach koło Łagowa. *Niniejszy tom*, 133-134.
- SZULCZEWSKI M. 1989. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu i famenu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **37**, 551-557.
- WOLSKA Z. 1967. Górno-dewońskie konodonty z południowo-zachodniego regionu Gór Świętokrzyskich. *Acta Palaeontologica Polonica*, **12**, 363-435.
- WORONCOWA-MARCINOWSKA T. 2002. Goniatyty i konodonty późnego franu Gór Świętokrzyskich podczas biozdarzeń Kellwasser. *W: FEDOROWSKI J. (red.) Abstracts. XVIII Konferencja Naukowa Paleontologów, PTG, Poznań 26-28.09.2002*, 37-38. Poznań.
- WORONCOWA-MARCINOWSKA T. 2006. Upper Devonian goniatites and co-occurring conodonts from the Holy Cross Mountains: studies of the Polish Geological Institute collections. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **76**, 113-160.

Tab. 1. Fauna występująca w wapieniach Kellwasser w Płuckach

	LKW	UKW
konodonty	<i>Palmatolepis hassi</i> , <i>P. rotunda</i> , <i>Ancyrodella lobata</i> , <i>A. nodosa</i> , <i>Ancyrognathus triangularis</i> , <i>Icriodus alternatus alternatus</i> , <i>I. symmetricus</i> , <i>Polygnathus webbi</i> , <i>P. procerus</i> (JANISZEWSKA i in. 2007)	<i>Ancyroides asymmetricus</i> , <i>Ancyrodella curvata</i> , <i>Palmatolepis bogartensis</i> , <i>P. linguiformis</i> , <i>P. subrecta</i> , <i>P. nasuta</i> , <i>P. rhenana rhenana</i> , <i>P. gigas gigas</i> , <i>P. rotunda</i> , <i>P. hassi</i> , <i>P. triangularis</i> , <i>Polygnathus imparilis</i> , <i>P. krestovnikovi</i> , <i>P. brevis</i> , <i>P. webbi</i> , <i>P. brevilaminus</i> , <i>Icriodus alternatus alternatus</i> , <i>I. alternatus helmsi</i> (WORONCOWA-MARCINOWSKA 2006)
ramienionogi	<i>Cyrtospirifer</i> sp., <i>Rhyssochonetes?</i> sp. (obs. własne)	<i>Cyrtospirifer</i> cf. <i>whitneyi</i> , <i>Spiriferidina</i> indet., <i>Leioderidius</i> sp. (obs. własne)
trylobity	Phacopida indet. (obs. własne)	Phacopida indet. (Ł. Gagąła – inf. ustna)
małżoraczki		<i>Entomoprimitia</i> (E.) <i>sartenaeri</i> , <i>Entomoprimitia</i> (E.) <i>splendens</i> , <i>Entomoprimitia</i> (E.) <i>kayseri</i> (OLEMPKA 2002)
małże	<i>Lunulacardium</i> sp., <i>Deltacardium</i> sp., <i>Buchiola</i> sp. (obs. własne)	<i>Lunulacardium semicostata</i> , <i>Chaenocardiola koeneni</i> , <i>Deltacardium vetustum</i> , <i>Loxopteria</i> cf. <i>problematica</i> , <i>Lunulacardium</i> cf. <i>semicostatum</i> , <i>Elasmatium</i> sp., <i>Dualina</i> sp., <i>Buchiola</i> sp. (obs. własne)
ślimaki	cf. <i>Oreocopia</i> sp., <i>Straparollus</i> sp., <i>Loxonema</i> sp., <i>Chonetidina</i> indet. (obs. własne)	Monoplacophora indet. (Ł. Gagąła – inf. ustna)
tentakulity	<i>Homoctenus</i> sp. (?) (obs. własne)	<i>Homoctenus</i> sp. (BOND 2006)
głowonogi	<i>Manticoceras intumescens</i> , <i>M. lamed</i> , <i>Linguatornoceras</i> sp., <i>Aulatornoceras</i> cf. <i>auris</i> (DZIK 2002)	<i>Archoceras varicosum</i> , <i>Manticoceras drevermanni</i> , <i>M. lamed</i> , <i>M. intumescens</i> , <i>M. neverovi</i> , <i>Linguatornoceras</i> aff. <i>clausum</i> , <i>Phoenixites frechi</i> , <i>Aulatornoceras belgicum</i> , <i>Phoenixites</i> sp., <i>Crickites</i> sp., <i>Orthoceratida</i> indet., ? <i>Michelinoceras</i> sp., <i>Oncoceratida</i> indet. (MAKOWSKI 1963, 1971; DZIK 2002; WORONCOWA-MARCINOWSKA 2006; Ł. Gagąła – inf. ustna)
plakodermi	Arthrodira indet. (obs. własne)	<i>Dunkleosteus denisoni</i> , <i>Dunkleosteus</i> sp., <i>Pachyosteus</i> cf. <i>bullae</i> , <i>Eastmanosteus pustulosus</i> , <i>Brachyosteus dietrichi</i> , <i>Heinzichthys gouldii</i> , <i>Aspidichthys</i> cf. <i>ingens</i> (IVANOV i GINTER 1997; SZREK 2006, 2007 i obs. własne)
rekiny	<i>Protacrodus</i> sp. (K. Janiszewska – inf. ustna)	<i>Cladodoides wildungensis</i> , <i>Protacrodus</i> sp. (GINTER 1995)
akantody i promieniopletwe	niezidentyfikowane łuski i zęby (K. Janiszewska – inf. ustna)	niezidentyfikowane łuski i zęby (GINTER 1995)
akritarchy		<i>Lophosphaeridium</i> , <i>Micrhystridium</i> , <i>Veryhachium</i> (FILIPIAK 2002)
Chitinozoa		<i>Angochitina</i> , <i>Fungochitina</i> (FILIPIAK 2002)
skolekodonty		(obs. własne)

Środkowodewońska sukcesja kamieniołomu „Skała”

Stanisław SKOMPSKI

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
skompski@uw.edu.pl

W synklinie bodzentyńskiej, obejmującej większą część północnej strefy paleozoiku świętokrzyskiego, najbardziej kompletne sukcesje dewońskie odsłaniają się w dwóch równoległych do siebie i położonych na wschód od Bodzentyna profilach: Świętomarz–Śniadka i Grzegorzowice–Skały. W tym ostatnim, którego mały fragment będzie prezentowany w czasie objazdu terenowego, obserwować można przejście od klastycznych skał emsu, poprzez dolomityczno-wapienne kompleksy eiflu, do wapienno-ilastych formacji żywetu. Niektóre z ogniw tego profilu obfitują w skamieniałości, zwłaszcza w bogate zespoły ramienionogowe. Najbardziej znanym pod tym względem jest fragment odsłaniający się w skarpace rzeczki Dobruchna w rejonie nieczynnego kamieniołomu

„Skała”, który obejmuje pogranicze dwóch formacji: górno-eifelskiej formacji wojciechowickiej i wyższej formacji skalskiej, w obrębie której przebiega granica eiflu i żywetu.

W czasie niniejszej wycieczki zaprezentowane zostaną trzy fragmenty tej sukcesji (Fig. 10):

(1) dolomity amfiporowe i stromatoporoidowe w dolince okalającej od południa kamieniołom „Skała”;

(2a-b) cyklotemy środowisk wokółpływowowych odsłonięte w kamieniołomie;

(3) łupki brachiopodowe występujące we wkopie na północ do kamieniołomu.

Dewon rejonu Grzegorzowice–Skały znany jest od przeszło 100 lat (m.in. ZEUSCHNER 1869; GÜRICH 1896; SOBOLEW 1909),

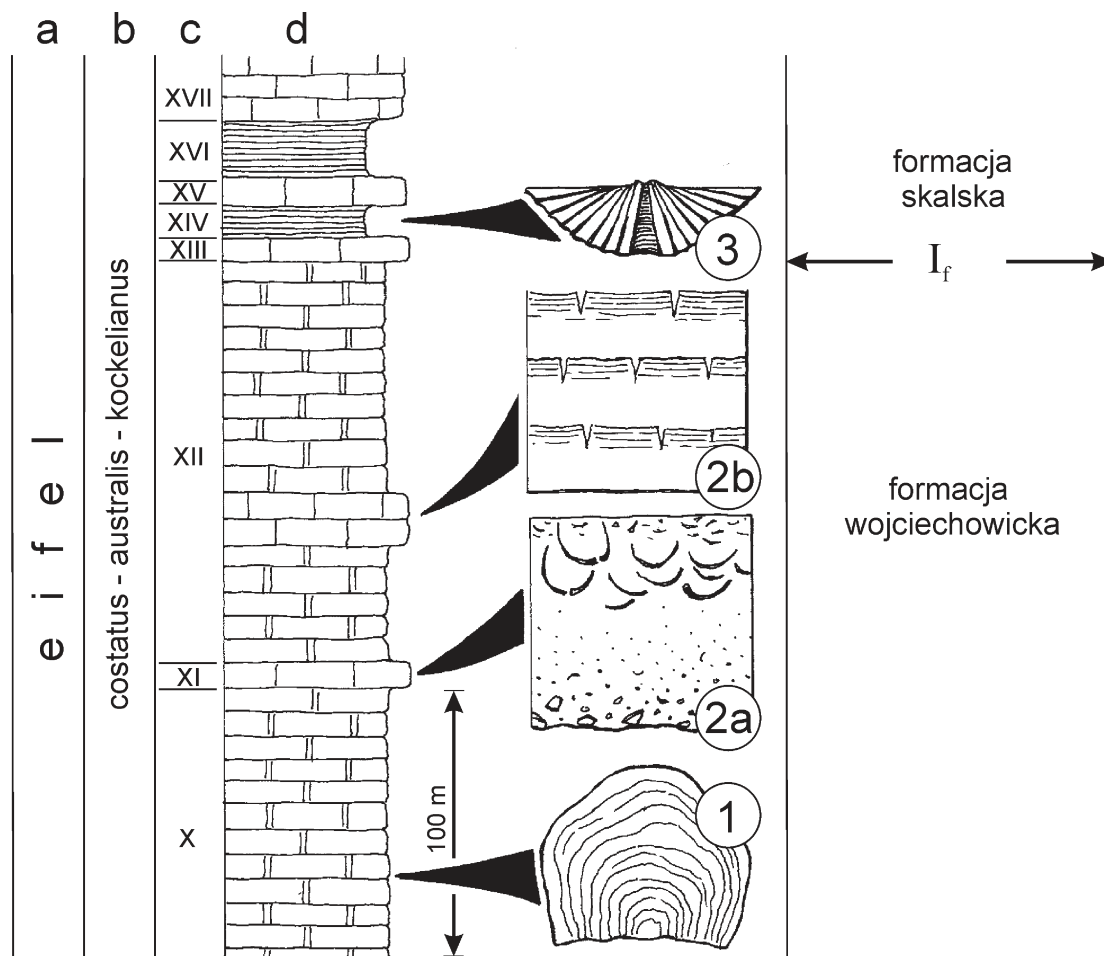


Fig. 10. Pozycja stratygraficzna prezentowanego profilu w rejonie kamieniołomu „Skała”. a: chronostratygrafia; b: biostratygrafia konodontowa (MALEC i TURNAU 1997); c: numery kompleksów litologicznych (PAJCHŁOWA 1957); d: litologia (miąższości wg PAJCHŁOWEJ 1957); 1–3: prezentowane fragmenty profilu; I_f: puls transgresywny – pozycja w profilu wg RACKIEGO (2006)

ale dopiero praca PAJCHLOWEJ (1957) przyniosła jego dokładną charakterystykę litologiczną i paleontologiczną, a zastosowana przez tę autorkę rzymska numeracja kompleksów jest używana do dzisiaj. Stosowane przez M. Pajchłową tradycyjne i nieformalne określenia litostratygraficzne (warstwy grzegorzowickie, seria wojciechowicka, skalska, świętomarska) w późniejszych latach zostały zastąpione przez określenia bardziej formalne, choć wciąż mało precyzyjnie zdefiniowane, np. formacja skalska zaproponowana przez ADAMCZAKA (1976) lub formacja wojciechowicka wprowadzona przez KLOSSOWSKIEGO (1985) w sąsiednim profilu Świętomarz–Śniadka. Zgodnie z tą *quasi*-formalną klasyfikacją, profil odsłonięty w kamieniołomie i pobliskiej dolince reprezentuje ogniwo dolomitów krystalicznych z Wojciechowic, stanowiące wyższą część formacji wojciechowickiej. W starszych opracowaniach, do tego kompleksu lub jego części odnoszone były nazwy „dolomit amfiporowy” (GÜRICH 1986; SOBOLEW 1909) i „wapień stringocefalowy” (ZEUSCHNER 1869), zaś w klasyfikacji PAJCHLOWEJ (1957) były to kompleksy X-XII.

Odsłonięcie łupków brachiopodowych (kompleks XIV wg terminologii PAJCHLOWEJ 1957), znajdujące się w zboczu doliny Dobruchny na północ od kamieniołomu, reprezentuje formację skalską, zalegającą bezpośrednio nad formacją wojciechowicką. Występujący tu zespół skamieniałości jest zdominowany przez ramienionogi, ale zawiera przedstawiciele prawie wszystkich grup fauny środkowodekańskiej (najbardziej aktualny spis, obejmujący 138 taksonów zawiera praca HALAMSKIEGO i ZAPALSKIEGO 2006). Poszczególne grupy były przedmiotem opracowań szczegółowych, z których największe znaczenie miały prace o ramienionogach (BIERNAT 1953, 1959, 1964, 1966), trylobitach (KIELAN 1954), małżoraczkach (ADAMCZAK 1968, 1976), mszycowcach (KIEPURA 1965), koralowcach (RÓZKOWSKA 1956; FEDOROWSKI 1965, 1967), denkowcach (STASIŃSKA 1958) czy tentakulitach (DZIK 1981). Pomimo tak licznych analiz taksonomicznych pozycja stratygraficzna łupków nie była określona precyzyjnie i dopiero praca MALCA i TURNAU (1997), lokalizująca na podstawie konodontów, małżoraczków i miospor granicę eiflu i żywetu w obrębie kompleksu XIX, jednoznacznie określiła późnoeifelski wiek łupków brachiopodowych.

Punkt 1 (Fig. 10). W południowym zboczu dolinki, w porzuconym wiele lat temu łomie, odsłaniają się grubo- i średnioławicowe dolosparyty, z charakterystyczną środkowodekańską asocjacją skamieniałości, obejmującą amfipory, stromatoporoidy masywne i zubożony zespół ramienionogów. Różnicowanie litologiczne występujących tutaj dolomitów szczegółowo scharakteryzowała PAJCHLOWA (1957) w opisie odsłonięcia nr 61. Przy dzisiejszym stanie odsłonięcia najbardziej interesująca jest stropowa warstwa ze stromatoporoidami, tworzącymi tutaj oryginalną powierzchnię dna zbiornika sedymentacyjnego. Wielkie formy stromatoporoidów masywnych, rozłożone w mniej więcej regularnych odstępach, tworzą wyniosłości dna. W obniżeniach pomiędzy nimi gromadziły się liczne ramienionogi odpowiadające prawdopodobnie rodzajowi *Emanuella*. Ostatnio prowadzone badania morfometryczne stromatoporoidów (ŁUCZYŃSKI w przygotowaniu) wykazały regularne, liniowe ułożenie form stromatoporoidowych, loku-

jących się na równoległych wyniosłościach podłoża natury sedymentacyjnej lub erozyjnej. Kopuły stromatoporoidowe, rosnące indywidualnie lub w formie kęp wielokopułowych, charakteryzują się stosunkowo wysokim profilem (formy wysokokopułowe) i oblekającym układem latylamin (makroskopowo widocznych linii przyrostowych). Wskazuje to, że stromatoporoidy nie były zasypywane przez osad i wzrastały w środowisku o niskim i stabilnym tempie depozycji.

Charakterystyczna asocjacja stromatoporoidów masywnych i gałązkowych w połączeniu ze zubożonym zespołem ramienionogowym pozwala zinterpretować środowisko sedymentacji prezentowanych warstw jako spokojną lagunę, o zasoleniu odbiegającym od otwartomorskiego (*por.* RACKI 1993). Pojawiające się okresowo facje biostrom stromatoporoidowych zapewne wskazują interwały nieco lepszej cyrkulacji otwartomorskiej. Wczesnodiaogenetyczna dolomityzacja pierwotnie wapiennych osadów zatarła zapewne wiele cech umożliwiających precyzyjniejszą rekonstrukcję zmian środowiskowych. Są one znacznie bardziej czytelne w niezdolomityzowanych partiach profilu odsłaniających się kamieniołomie.

Punkt 2 (Fig. 10-13). Przeszło 80-metrowej miąższości sukcesja odsłonięta w ścianach kamieniołomu w części środkowej jest całkowicie zdolomityzowana, ale jej partie stropowe i spągowe pozostały wapienne. W partiach tych rozpoznano (SKOMPSKI i SZULCZEWSKI 1994) kilkanaście cyklotemów reprezentujących środowiska sedymentacji wokółplywowej, z typowo wykształconymi osadami strefy niżej- i międzyplywowej (Fig. 11).

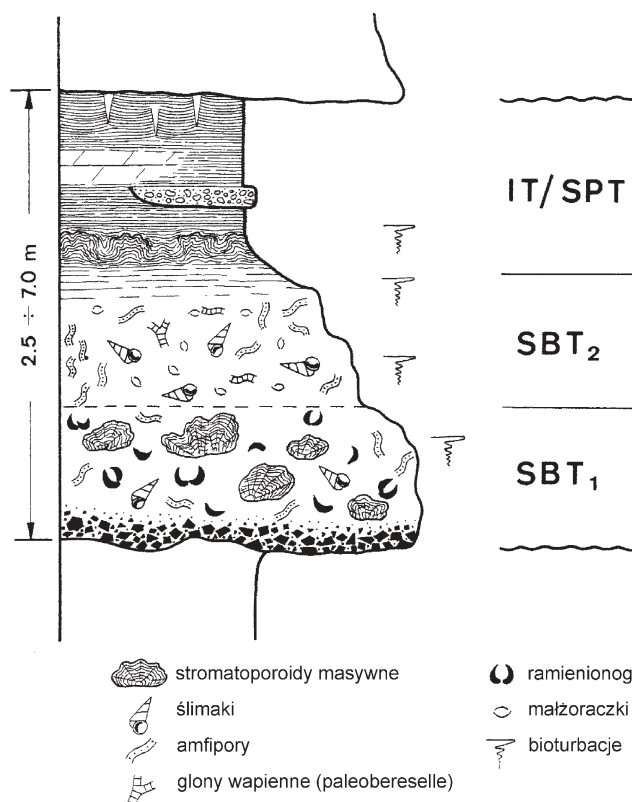


Fig. 11. Schemat uziarnienia i występowania ramienionogów w ławicy bornhardtinowej (wg: SKOMPSKI i SZULCZEWSKI 1994)

Osady strefy nizejplywowej to gruboławicowe wapienie z masywnymi stromatoporoidami, gruboskorupowymi, gigantycznymi ramienionogami *Bornhardtina skalensis*, znacznie drobniejszymi formami *Emanuella parva* i *E. sanctacrucensis*, oraz masowo występującymi ślimakami i małżoraczkami. Nieco płytsze partie tego samego, nizejplywowego środowiska reprezentowane są przez wapienie amfiporowe z zielenicami z rodziny Palaeoberesellae i równie powszechnymi, jak w poprzedniej facji, ślimakami. Początek cyklotemu zazwyczaj podkreślony jest wyraźną granicą erozyjną, która sporadycznie przykryta jest kilkucentymetrową brekcją bazalną (Fig. 13D).

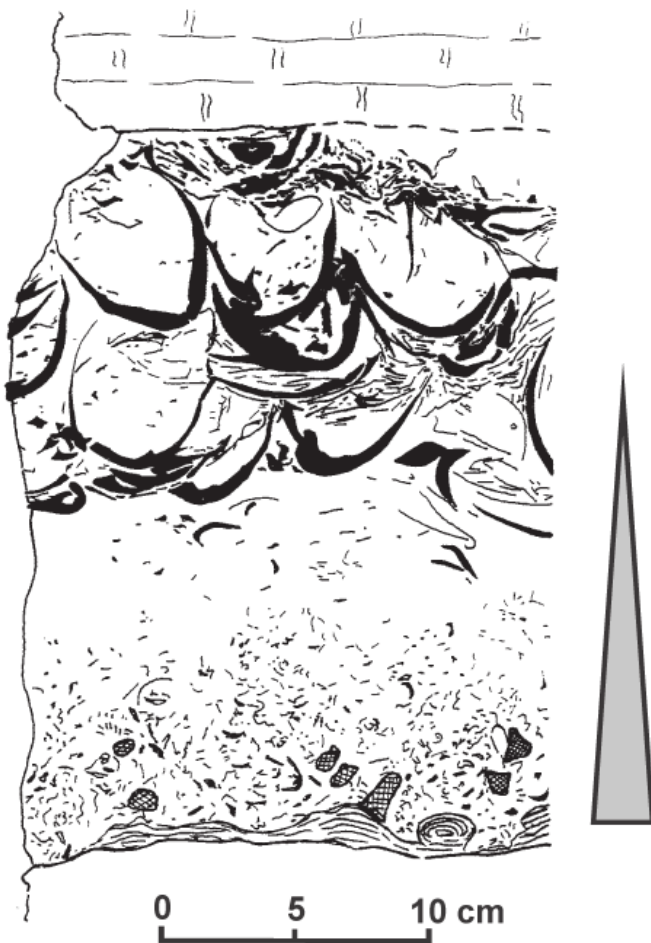


Fig. 12. Występowanie skamieniałości w typowym cyklotemie wokółplywowym w kłm. „Skala” (wg: SKOMPSKI i SZULCZEWSKI 1994)

Międzyplywowa część cyklotemów to różne odmiany osadów laminowanych, zarówno z laminacją typu glonowego i stromatolitami (Fig. 13B), jak i z laminacją pochodzenia sedimentacyjnego (Fig. 13C, E), gdzie poszczególne laminy różnią się wielkością ziarna. W partiach tych często zdarzają się centymetrowe, soczewkowate wkładki drobnoklastycznych zlepieńców. Całość osadów obydwu stref jest silnie zbioturbowana, co podkreślone jest nieznaczną, ale selektywną dolomityzacją. Najwyższa partia cyklotemów to bezstrukturalne bądź lamino-

wane dolomikryty, powstające w czasie wczesnej diagenety brzeżnej partii strefy międzyplywowej i porożcinane głębokimi szczelinami z wysychania.

Tak wykształcone cyklotemy sumują w sobie wszystkie cechy opisywane z wokółplywowych sukcesji dewońskich (por. JANSKA i FISCHBUCH 1974; WONG i OLDERSHAW 1980; PREAT i RACKI 1993). Czytelny i jednoznaczny zapis środowiska sedimentacji kompleksu odsłoniętego w kamieniołomie pozwala domniemywać, że opisana powyżej jako „Punkt 1” część profilu powstawała w sąsiadującym sedimentacyjnie środowisku.

Na tle generalnego ubóstwa skamieniałości w warstwach odsłoniętych w kamieniołomie, szczególnie interesującym przypadkiem występowania ramienionogów jest ławica bornhardtinowa (BIERNAT 1953), pojawiająca się w jednym z najstarszych cyklotemów (Fig. 12, 13c). Rozproszone bornhardtiny występują wspólnie z emanuellami w kilku cyklotemach niższej części profilu, ale ich masowe nagromadzenie we fragmencie ławicy o miąższości kilkudziesięciu centymetrów pojawia się tylko raz. Występowanie wielu połączonych skorup, dominacja położenia typu „convex-down” i brak granicy erozyjnej w spągu warstwy ze skamieniałościami wskazują na depozycję paraautochtoniczną. W tym kontekście zaskakujące jest uziarnienie frakcjonalne materiału ziarnistego występującego w niższej części ławicy. SKOMPSKI i SZULCZEWSKI (1994), analizując historię powstania ławicy, zasugerowali jej częściowo tempestytną naturę. Złożenie uziarnionej części ławicy w schyłkowej fazie sztormu mogło stworzyć szczególnie dogodne siedlisko bornhardtin, czego efektem był niespotykany rozkwit tych form zarejestrowany w stropowej części ławicy. W tym sensie interpretacja ta przypomina podobne wystąpienia wielkich ramienionogów sylurskich (*Pentamerus beds* opisane z Norwegii przez JOHNSONA 1989) lub dewońskich (warstwy z *Rensselandia* i *Stringocephalus* z Reńskich Gór Łupkowych, informacja ustna D. Meischnera, patrz także: EDER 1982). Generalnie, zespół bornhardtinowo-emanuelloy charakterystyczny dla prezentowanej partii profilu jest typowy dla nizejplywowych środowisk laguny. HALAMSKI (2004) wskazuje na bardziej odległe od brzegu i bardziej dynamiczne środowisko życia tych organizmów (wewnętrzna strona bariery stromatoporoidowej), a zasadniczym argumentem jest tutaj gruboskorupowość muszli bornhardtin – cecha morfologiczna przydatna przede wszystkim w środowiskach wysokoenergetycznych.

Punkt 3 (Fig. 10). W skarpie na północnej krawędzi terenu byłego kamieniołomu, w częściowo zapełnionych wkopach odsłaniają się ilaste łupki brachiopodowe, oznaczone przez PAJCHŁOWĄ (1957) jako kompleks XIV, zalegający na węglanowych utworach z *Calceola sandalina* kompleksu XIII. Obydwa kompleksy należą już do formacji skałskiej. Wśród kilkudziesięciu taksonów ramienionogów, w większości opisanych w pracach BIERNAT (1959, 1964, 1966) i wymienionych w zrewidowanej taksonomicznej wersji przez HALAMSKIEGO i ZAPALSKIEGO (2006), najczęstsze są m.in.: *Leptagonia analogaeformis*, *Xystostrophia umbraculum*, *Aulacella eifeliensis*, *Poloniproductus varians*, *Devonaria zeuschneri*, *Primpilaria primipilaris*, *Atrypa depressa* i *Eleutherokomma diluvianoides*. Zdaniem Halamskiego (informacja ustna 2004) ramienionogi

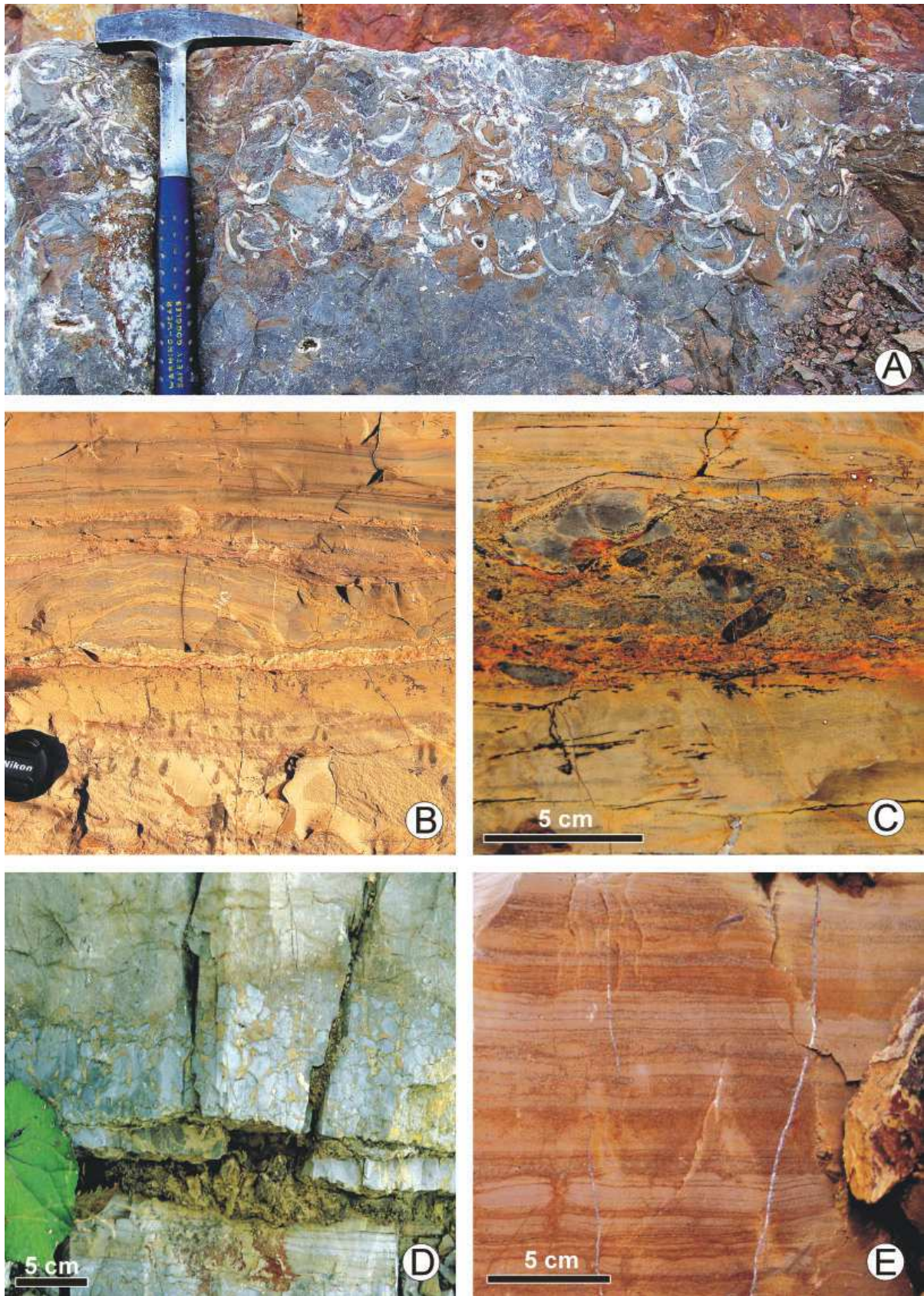


Fig. 13. Elementy cyklotemu wokółpływowego w sukcesji odsłoniętej w kamieniołomie „Skala”. **A.** ławica z *Bornhardtina skalensis* Biernat, 1953 (facja niżepływową); **B.** stromatolit (facja międzypływową); **C.** interkalacja materiału ziarnistego w obrębie laminitów międzypływowych; **D.** brekcja bazalna cyklotemu (klasty wapienne w zdolomityzowanym spoiwie); **E.** bioturbacje i interkalacje ziarniste w obrębie laminitów międzypływowych

tu występujące reprezentują różne typy ekologiczne, przystosowane zarówno do miękkiego, jak i twardego dna.

Spośród innych grup wymienionych we wstępnej części tekstu, nie tak licznie reprezentowanych jak ramienionogi, ale równie zróżnicowanych, na uwagę zasługują przede wszystkim korale (20 taksonów) i mszywioly (10 taksonów). W sumie bogactwo faunistyczne i różnorodność zespołu wskazują na środowisko o stosunkowo niskim tempie sedymentacji i niezwykle korzystnych warunkach rozwoju fauny (dostępność tlenu i substancji odżywczych, normalne zasolenie). Wniosek taki w odniesieniu do całej formacji skalskiej, zdecydowanie kontrastującej w tym względzie z formacją wojciechowską, sformułował KŁOSSOWSKI (1985).



Zaprezentowany fragment profilu ilustruje początkowe fazy dewońskiej transgresji obejmującej stopniowo kolejne partie kontynentu Laurussji. Szczegółowy przebieg tej transgresji obrazuje krzywa eustatyczna JOHNSONA i in. (1985),

która została wykreślona na podstawie precyzyjnie datowanych dewońskich sukcesji Ameryki Północnej i Europy zachodniej. Sukcesja Gór Świętokrzyskich w swej środkowodewońskiej partii dość wiernie oddaje rytmy wyznaczone tą krzywą, niemniej interpretacje szczegółowe, dotyczące lokalizacji poszczególnych faz transgresji są przedmiotem dyskusji. Jednym z takich problemów jest niewątpliwy puls transgresywny, wyznaczający granicę pomiędzy formacjami wojciechowską a skalską. Analiza eustatostratygraficzna większego fragmentu sukcesji dolno- i środkowodewońskiej skłoniła SKOMPSKIEGO i SZULCZEWSKIEGO (1994) do uznania granicy formacji za ekwiwalent pulsu Ie lub If (według terminologii JOHNSONA i in. 1985). Późniejsze badania biostratygraficzne MALCA i TURNAU (1997) wykazały, że granica ta odpowiada pulsowi transgresywnemu Ie, ale odmienny pogląd w tej sprawie prezentuje G. Racki, który łączy granicę formacji (Fig. 10) z pulsem transgresywnym If (RACKI 1997, 2006; RACKI i TURNAU 2000). Wydaje się, że rozdzielczość metod biostratygraficznych w tym przypadku jest mniejsza niż rozdzielczość eustatostratygraficzna.

LITERATURA

- ADAMCZAK F. 1968. Palaeocopa and Platycopa (Ostracoda) from Middle Devonian rocks in the Holy Cross Mountains, Poland. *Stockholm Contributions in Geology*, **17**, 1-109.
- ADAMCZAK F. 1976. Middle Devonian Podocopida (Ostracoda) from Poland; their morphology, systematics and occurrence. *Senckenbergiana lethaea*, **57**, 265-467.
- BIERNAT G. 1953. O trzech nowych brachiopodach z tzw. wapienia stringocefalowego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, **3**, 299-324.
- BIERNAT G. 1959. Middle Devonian Orthoidea of the Holy Cross Mountains and their ontogeny. *Palaeontologia Polonica*, **10**, 1-78.
- BIERNAT G. 1964. Middle Devonian Atrypacea (Brachiopoda) from the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **9**, 277-356.
- BIERNAT G. 1966. Middle Devonian brachiopods of the Bodzentyn syncline (Holy Cross Mountains, Poland). *Palaeontologia Polonica*, **17**, 1-162.
- DZIK J. 1981. Wiek formacji skalskiej dewonu świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, **29**, 125-128.
- EDER W. 1982. Diagenetic redistribution of carbonate, a process in forming limestone-marl alternations (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany). W: EINSELE G. i SEILACHER A. (red.) *Cyclic and Event Stratification*, 98-112. Springer Verlag.
- FEDOROWSKI J. 1965. Lindstroemiidae and Amplexocariniidae (Tetracoralla) from the Middle Devonian of Skąły, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **10**, 335-364.
- FEDOROWSKI J. 1967. A revision of the genus *Ceratophyllum* Gürich, 1986 (Tetracoralla). *Acta Palaeontologica Polonica*, **12**, 213-222.
- GÜRICH G. 1896. Das Paläozoicum in Polnischen Mittelgebirge. *Verhandlungen der Russischen Kaiserlichen Gesellschaft zu St. Petersburg II*, **32**, 1-539.
- HALAMSKI A.T. 2004. Analiza faunistyczna środkowodewońskich ramienionogów z północnej części Gór Świętokrzyskich. Niepublikowana praca doktorska, Instytut Paleobiologii PAN.
- HALAMSKI A.T. i ZAPALSKI M.K. 2006. Les schistes à brachiopodes de Skąły – un niveau exceptionnel. Première partie: Inventaire faunistique. *Bulletin mensuel de la Société Linnéenne de Lyon*, **75**, 145-150.
- JANSA L.F. i FISCHBUCH N.R. 1974. Evolution of a Middle and Upper Devonian sequence from a clastic coastal plain-deltaic complex into overlying carbonate reef complexes and banks, Sturgeon-Mitsue area, Alberta. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, **234**, 1-105.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G. i SANDBERG C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America, Bulletin*, **96**, 567-587.
- JOHNSON M.E. 1989. Tempestites recorded as variable *Pentamerus* layers in the Lower Silurian of southern Norway. *Journal of Paleontology*, **63**, 195-205.
- KIELAN Z. 1954. Les trilobites Mésodévonien des Monts de Sainte Croix. *Palaeontologia Polonica*, **6**, 1-50.
- KIEPURA M. 1965. Devonian Bryozoans of the Holy Cross Mountains, Poland. Part I: Ctenostomata. *Acta Palaeontologica Polonica*, **10**, 11-48.
- KŁOSSOWSKI J. 1985. Sedimentation of the Middle Devonian in the Łysogóry region (Świętomarz-Śniadka section). *Przegląd Geologiczny*, **33**, 264-267.
- ŁUCZYŃSKI P. (w przygotowaniu). Growth forms and distribution patterns of stromatoporoids exposed on the Devonian palaeobottom surfaces: Skąły and Bolechowice-Panek quarries, Holy Cross Mountains, central Poland.
- MALEC J. i TURNAU E. 1997. Middle Devonian conodont, ostracod and miospore stratigraphy of the Grzegorzowice-Skąły section, Holy Cross Mountains, Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **45**, 67-86.
- PAJCHŁOWA M. 1957. Dewon w profilu Grzegorzowice-Skąły. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **122**, 145-254.
- PREAT A. i RACKI G. 1994. Small-scale cyclic sedimentation in the Lower Givetian of the Holy Cross Mountains: comparison with the Ardenne sequence. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **63**, 13-31.

- RACKI G. 1993. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**, 87-182.
- RACKI G. 1997. Devonian eustatic events in Poland. *W:* HOUSE M.R. i ZIEGLER W. (red.) On sea-level fluctuations in the Devonian. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **199**, 1-12.
- RACKI G. 2006. Świetokrzyski zapis globalnych zdarzeń biotycznych. *W:* NARKIEWICZ M., RACKI G., SZULCZEWSKI M. i SKOMPSKI S. Devon i karbon Gór Świętokrzyskich. *LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka 2006*, 63-64.
- RACKI G. i TURNAU E. 2000. Devonian series and stage boundaries in Poland. *W:* BULTYNCK P. (red.) Subcommission on Devonian Stratigraphy, Recognition of Devonian series and stage boundaries in geological areas. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **225**, 145-158.
- RÓŻKOWSKA M. 1956. Pachyphyllinae from the Middle Devonian of the Holy Cross Mountains, Part 1. *Acta Palaeontologica Polonica*, **1**, 271-329.
- SKOMPSKI S. i SZULCZEWSKI M. 1994. Tide-dominated Middle Devonian sequence from the northern part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Facies*, **30**, 247-266.
- SOBOLEW D. 1909. Srednij devon Kelecko-Sandomirskiego krzajza. *Mat. Geol. Ross.*, **24**, 41-536.
- STASIŃSKA A. 1958. Tabulata, Heliolitida et Chaetetida du Dévonien moyen des Monts de Sainte Croix. *Acta Palaeontologica Polonica*, **3**, 161-282.
- WONG P.K. i OLDERSHAW A.E. 1980. Causes of cyclicity in reef interior sediments, Kaybob Reef, Alberta. *Canadian Petroleum Geologists, Bulletin*, **28**, 411-424.
- ZEUSCHNER L. 1869. Geognostische Beschreibungen der mittleren devonischen Schichten zwischen Grzegorzowice und Skały-Zagaje, bei Nowa Słupia. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **21**, 263-274.

SPONSORZY



Urząd Gminy Łagów



ISBN 978-83-916310-8-9