



You have downloaded a document from  
**RE-BUŚ**  
repository of the University of Silesia in Katowice

**Title:** Kopalne biocenozy w czasie i przestrzeni : XXI Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego : Żarki-Letnisko 13-16 września 2010 r. : materiały konferencyjne

**Author:** Michał Zatoń, Wojciech Krawczyński, Mariusz Salamon, Adam Bodzioch

**Citation style:** Zatoń Michał, Krawczyński Wojciech, Salamon Mariusz, Bodzioch Adam (red.) (2010). Kopalne biocenozy w czasie i przestrzeni : XXI Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego : Żarki-Letnisko 13-16 września 2010 r. : materiały konferencyjne. Sosnowiec : Uniwersytet Śląski. Wydział Nauk o Ziemi



Uznanie autorstwa - Licencja ta pozwala na kopiowanie, zmienianie, rozprowadzanie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie pod warunkiem oznaczenia autorstwa.



UNIwersYTET ŚLĄSKI  
W KATOWICACH



Biblioteka  
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki  
i Szkolnictwa Wyższego

Polskie Towarzystwo Geologiczne  
Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego  
Katedra Biosystematyki Uniwersytetu Opolskiego

## **Kopalne Biocenozy w Czasie i Przestrzeni**

**XXI Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej  
Polskiego Towarzystwa Geologicznego**

**Żarki-Letnisko  
13—16 września 2010**



### **Materiały konferencyjne**

Redakcja:  
Michał Zatoń, Wojciech Krawczyński,  
Mariusz Salamon i Adam Bodzioch

Wydział Nauk o Ziemi UŚ  
Sosnowiec, 2010



Polskie Towarzystwo Geologiczne  
Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego  
Katedra Biosystematyki Uniwersytetu Opolskiego

## „Kopalne Biocenozy w Czasie i Przestrzeni”

**XXI Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej  
Polskiego Towarzystwa Geologicznego**



Żarki-Letnisko  
13 – 16 września 2010 r.

**Przewodniczący:**  
prof. UŚ dr hab. Edward Głuchowski

**Sekretarz:**  
dr Michał Zatoń

**Komitet organizacyjny:**  
dr Wojciech Krawczyński  
dr Mariusz Salamon  
prof. UO dr hab. Adam Bodzioch

**Organizatorzy:**  
Zakład Stratygrafii i Paleontologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski  
Katedra Biosystematyki, Uniwersytet Opolski

**Materiały konferencyjne**

**Redakcja:**  
Michał Zatoń, Wojciech Krawczyński, Mariusz Salamon i Adam Bodzioch

Wydział Nauk o Ziemi UŚ  
Sosnowiec 2010

Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ nr 64  
Redaktor serii: Nauki o Ziemi  
Andrzej T. Jankowski

ISBN 978-83-61644-12-5

Projekt logo konferencyjnego: Wojciech Krawczyński

Projekt okładki: Wojciech Krawczyński

Zdjęcia na okładce:

Kamieniołom wapieni środkowotriasowych w Żyglinie (fot. W. Bardziński)

Mapa okolic Żarek-Letniska (według: Mapa turystyczna Gmina Poraj w skali 1:30000 – wyd. Compass, 2004)

**Druk:**  
infoMAX, Katowice



## Spis treści

### Streszczenia referatów i posterów

ADAM BODZIOCH I MONIKA KOWAL-LINKA: <i>Podstawowe cechy diagenetyczne wybranych kości płazów i gadów triasowych z nagromadzenia w Krasiejowie.</i> .....	5
ADAM BODZIOCH, KAMIL GADEK, MAŁGORZATA PĘCKA I EDWARD ŻŁOTKOWSKI: <i>Paleohistologia wybranych kości płazów i gadów triasowych z nagromadzenia w Krasiejowie.</i> .....	7
EWELINA BORCUCZ: <i>Paleoekologia wczesnego franu w kamieniołomie Kostomłoty-Mogilki (Góry Świętokrzyskie).</i> .....	9
TOMASZ BORSZCZ: <i>Akumulacje jeżowców w górnej kredzie (turon) południowej Polski.</i> .....	11
TOMASZ BORSZCZ: <i>Pancerze jeżowców jako podłoże dla epibiontów – przykład z górnej kredy Polski.</i> .....	13
ALINA CHRZĄSTEK: <i>Późnokredowe skamieniałości śladowe niecki północnosudeckiej i rowu Nysy.</i> .....	14
EDWARD CHWIEDUK I BOGUMIŁ NOWAK: <i>Zespoły koralowcowe i fauna im towarzysząca w warstwach górnopaleozoicznych odsłonięcia Kruseryggen (pd. Spitsbergen).</i> .....	16
MAREK DEC: <i>Ryby kostnoszkieletowe „piaskowców plakodermowych” dewonu dolnego.</i> .....	18
PAWEŁ FILIPIAK: <i>Analiza palinologiczna osadów górnego dewonu Polski południowej.</i> .....	19
MICHAŁ GINTER I VACHIK HAIRAPETIAN: <i>Chrzęstnoszkieletowe z górnego dewonu Armenii.</i> .....	21
PAULINA GÓRECKA: <i>Ichtiofauna wapienia muszlowego z Żyglina.</i> .....	22
KATARZYNA JANISZEWSKA I JAROSŁAW STOLARSKI: <i>Korony głębin – o strukturze szkieletu koralowców Micrabaciidae.</i> .....	23
AGATA JARZYŃKA: <i>Flora kopalna gliniek grojeckich (środkowa jura).</i> .....	25
ALEKSANDRA JUROCHNIK: <i>Późnoglacialna i holocenska szata roślinna Ziemi Lubuskiej na podstawie wstępnych wyników badań analizy palinologicznej.</i> .....	27
ADRIAN KIN: <i>Nowe dane o biostratygrafii i faunie górnego kampanu/dolnego mastrychtu niecki miechowskiej.</i> .....	29
KRYSTIAN KONIECZYŃSKI: <i>Stereom górnourajskich liliowców z Kujaw (środkowa Polska).</i> .....	31
MONIKA KOWAL-LINKA I ADAM BODZIOCH: <i>Nietypowo wykształcone ichtnoskamieniałości Rhizocorallium z dolnego wapienia muszlowego (stanowisko w Żyglinie).</i> .....	32
RAFAŁ KOWALSKI: <i>Obraz miocenijskiej roślinności na podstawie kopalnych szczątków z klifu wybrzeża Bałtyku okolic Chłapowa.</i> .....	33
CEZARY KRAWCZYŃSKI: <i>Stan zachowania szczątków Discinisca humphriesiana (Sowerby) z osadów górnego oksfordu Bielaw i Wapienna na Kujawach.</i> .....	35
MICHAŁ KROBICKI, DRISS SADKI, JAN GOŁONKA, ANNA PLONKA, URSZULA PREDKI I ANNA RUSIN: <i>Budowle małżowe wczesnej jury marokańskiego Atlasu Wysokiego.</i> .....	37
JARMILA KRZYMIŃSKA, MIROSLAW BŁASZKIEWICZ, GRAŻYNA MIOTK-SZPIGANOWICZ I MAŁGORZATA WITAK: <i>Późnoglacialne zmiany środowiskowe w świetle analiz biostraty-graficznych osadów jeziornych na Pomorzu.</i> .....	38
RAFAŁ LACH: <i>Kelowejskie liliowce (Crinoidea) Litwy.</i> .....	39
MARCIN MACHALSKI: <i>Ostatnie amonity w czasie i przestrzeni.</i> .....	41
IWONA MACHŁAJEWSKA: <i>Wstępne dane o kolekcji kości ssaków plejstocenijskich ze zbiorów Muzeum Geologii Złóż w Gliwicach.</i> .....	44
SYLWIA MACHOCKA: <i>Życie na niestabilnym gruncie – zróżnicowanie i ekologia sklerobiontów na konkrekcjach hiatusowych z batonu Jury polskiej.</i> .....	45
LESZEK MARYNOWSKI: <i>Pożary w zapisie kopalnym.</i> .....	47
DAWID MAZUREK: <i>Ichnofosylia jako źródło wiedzy o przemianach anatomicznych na etapie wczesnej filogenezy zwierząt tkankowych.</i> .....	50
JOLANTA MUSZER I JOANNA HAYDUKIEWICZ: <i>Interpretacja paleośrodowiskowa serii Paprotni (Góry Bardzkie) na podstawie tafocenoz i skamieniałości śladowych.</i> .....	51
KATARZYNA NARKIEWICZ I PIERRE BULTYNCK: <i>Nowe możliwości korelacji konodontowej żywetu górnego w facjach płytkomorskich.</i> .....	53
DARIUSZ NAST: <i>Szczątki kostne delfinowatych ze środkowego miocenu zapadliska przedkarpacciego.</i> .....	55
GRZEGORZ NIEDŹWIEDZKI I PIOTR SZREK: <i>Skamieniałości teropodomorfów w osadach dewońskich Gór Świętokrzyskich.</i> .....	57
DANUTA OLSZEWSKA-NEJBERT I MARCIN BARSKI: <i>Biostratygrafia utworów paleogeńskich na podstawie cyst Dinoflagellata w rejonie Mielnika (wschodnia Polska).</i> .....	58
DANUTA OLSZEWSKA-NEJBERT I EWA ŚWIERCZEWSKA-GŁADYSZ: <i>Gąbki z utworów dolnego mastrychtu w Mielniku (wschodnia Polska) – wstępne dane paleontologiczne i paleoekologiczne.</i> .....	60
PAWEŁ RACZYŃSKI: <i>Cechszyńska rafa barierowa na Litwie.</i> .....	62

PAWEŁ RACZYŃSKI, DAWID BIAŁEK, PRZEMYSŁAW SZTAJNER I DOMINIK ZAWADZKI: <i>Wczesnokambryjskie budowie archeocjatowe w Sudetach</i> . .....	64
MICHAŁ RAKOCIŃSKI I EWELINA BORCUCZ: <i>Występowanie muszlowców głównogowych w górnym franie Jażwicy (Góry Świętokrzyskie)</i> . .....	65
ŁUKASZ RAKOWICZ: <i>Strategie życiowe organizmów epizoicznych na przykładzie fauny z Grzegorzowic (ems górny, Góry Świętokrzyskie)</i> . .....	67
STANISŁAW SKOMPSKI: <i>Paleogeograficzne implikacje występowania mikroproblematyków w utworach górnego syluru</i> . .....	69
JOLANTA SMOLEŃ: <i>Biostratygrafia i paleoekologia otwornic w osadach jury środkowej i górnej w wierceniach Darżlubie i Grudziądz (synekliza perybałtycka) – wstępne wyniki badań</i> . .....	71
JAROSŁAW STOLARSKI I KATARZYNA JANISZEWSKA: <i>Aragonitowe koralowce kalcytowych mórz</i> . .....	72
BARBARA STUDENCKA, SIERGIEJ POPOW, MAŁGORZATA BIEŃKOWSKA-WASILUK I RADOSŁAW WASILUK: <i>Nietypowa fauna małżów oligoceńskich z formacji menilitowej z okolic Krosna</i> . .....	74
ANDRZEJ BOCZAROWSKI I DAWID SURMIK: <i>Analiza sposobu życia notozauridów</i> . .....	76
DAWID SURMIK I EWELINA BORCUCZ: <i>Dewońskie skamieniałości rafowe z osadów polodowcowych kopalni piasku „Maczki-Bór” w Sosnowcu</i> . .....	78
DAWID SURMIK I IWONA MACHŁAJEWSKA: <i>Historyczna kolekcja szczątków triasowych gadów morskich ze zbiorów Muzeum Geologii Złóż w Gliwicach</i> . .....	80
PIOTR SZREK I AGNIESZKA JASZCZUK: <i>Późnodewońskie kręgowce Gór Świętokrzyskich – aktorzy pierwszego i drugiego planu w zapisie kopalnym</i> . .....	82
MARLENA ŚWIŁO: <i>Znaleziska szczątków rekinów z Lipia Śląskiego</i> . .....	84
ZUZANNA WAWRZYŃIAK: <i>Późnotriasowe kutykule z Lipia Śląskiego k. Lublińca</i> . .....	85
TATIANA WORONCOWA-MARCINOWSKA: <i>Przedstawiciele Balviinae Korn (Ammonoidea) z najwyższego famenu Gór Świętokrzyskich</i> . .....	86
KRYSTIAN WÓJCİK: <i>Otwornice i glony wapienne z famenu Gór Świętokrzyskich</i> . .....	88
TOMASZ WRZOŁEK: <i>Koralowce czteropromienne dewonu świętokrzyskiego – historia biocenozy</i> . .....	90
ANNA ŻYLIŃSKA I ADRIAN KIN: <i>Strategia obrony u Strenuella polonica Czarnocki (Ellipsocephalidae, Trilobita) z kambru Gór Świętokrzyskich</i> . .....	91
DAGMARA ŻYŁA: <i>Owady w triasowych biocenozach terenu Polski</i> . .....	93

## Wycieczki terenowe

### Wycieczka I. Śląskie stanowiska paleontologiczne ze szczątkami kręgowców triasowych:

WALDEMAR BARDZIŃSKI I DAWID SURMIK: <i>Występowanie kręgowców środkowotriasowych koło Żygłina (punkt 1)</i> . .....	95
WALDEMAR BARDZIŃSKI: <i>Śródkowotriasowe bruki muszlowe i muszlowce okolic Żygłina (punkt 1)</i> . .....	100
GRZEGORZ NIEDŹWIEDZKI I TOMASZ SULEJ: <i>Lisowice – cegielnia Lipie Śląskie (punkt 2)</i> . .....	102
ADAM BODZIOCH, DOROTA KONIETZKO-MEIER I ELENA JAGT-YAZYKOVA: <i>Stanowisko dokumentacyjne „Trias” w Krasiejowie (punkt 3)</i> . .....	107

### Wycieczka II. Paleozoik Zagłębia Dąbrowskiego:

TOMASZ WRZOŁEK: <i>Odślonięcie wapieni dewonu w Dziewkach koło Siewierza (punkt 1)</i> . .....	112
WOJCIECH KRAWCZYŃSKI: <i>Piaskowce z Gołonoga (punkt 2)</i> . .....	116
ANDRZEJ J. WÓJCİK I SEBASTIAN KOSAKOWSKI: <i>Kopalnia Ćwiczebna Muzeum Miejskiego „Szygarka” reliktem górnictwa węgla kamiennego w Dąbrowie Górniczej (punkt 3)</i> . .....	121



## Streszczenia referatów i posterów

### Podstawowe cechy diagenetyczne wybranych kości płazów i gadów triasowych z nagromadzenia w Krasiejowie

ADAM BODZIOCH<sup>1</sup>, MONIKA KOWAL-LINKA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Opolski, Katedra Biosystematyki; Oleska 22, 45-052 Opole; e-mail: abodzioch@uni.opole.pl

<sup>2</sup>Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Instytut Geologii; Maków Polnych 16, 61-606 Poznań

Badania nagromadzenia kości triasowych kręgowców lądowych z Krasiejowa dotyczyły dotychczas głównie systematyki, stratygrafii, oraz środowiska depozycji, podczas gdy zagadnienia diagenetyki były ograniczone tylko do stwierdzenia występowania deformacji fizycznych w skali makroskopowej. Sytuacja ta wymaga uzupełnienia, ponieważ procesy diagenetyczne wywierają istotny wpływ na stan zachowania skamieniałości, a więc także na nasze wnioski w zakresie paleobiologii. Szczegółowa analiza warunków i procesów diagenetyki poziomów kostnych z Krasiejowa jest prowadzona łącznie z rozpoznaniem paleohistologicznym, na tych samych okazach, co daje najlepszą możliwość uzyskania poprawnych interpretacji. Wstępne wyniki obejmują klasyczne badania mikroskopowe, XRD, SEM i EDS, przeprowadzone na kościach płazów z rodzaju *Metoposaurus* (trzony kręgowe, żebra i obojczyk) oraz gadów z rodzaju *Stagonolepis* (żebra, płytki pancerza). Ukazują one dość szerokie spektrum minerałów autogenicznych i procesów diagenetycznych, których szczegółowe wyjaśnienie pozostaje w sferze hipotez roboczych. Przebieg diagenetyki:

- Wypełnianie pierwotnych przestrzeni porowych (system naczyń i jamy szpikowe) osadem, w którym zostały pogrzebane. Z reguły, osad nie występuje w małych porach (np. jamki po osteocytach), które są wypełnione pirytem. W jamach szpikowych i porach po dużych naczyniach stopień wypełnienia osadem maleje ku wnętrzu kości, a pozostałą przestrzeń zajmują cementy.
- Lokalna rekrytalizacja pierwotnej substancji mineralnej tkanki kostnej (hydroksyapatyt) do mikrokryształicznego apatyty chlorowego lub fluorowego oraz jej częściowe rozpuszczanie. Oba procesy zaznaczają się przede wszystkim w centralnej strefie kości, gdzie powierzchnia tkanki nie jest pokryta osadem.
- Krytalizacja cementów wczesnodiagenetycznych, reprezentowanych przez piryt lub chalkopiryt i przypuszczalnie syderyt, który występuje tylko w zewnętrznych partiach kości (korteks oraz strefa gąbczasta przy połączeniach stawowych) jako pierwsza generacja cementu. Siarczki są obecne wszędzie, przy czym w strefie zewnętrznej wypełniają tylko najmniejsze pory (jako pierwsza i często jedyna generacja cementu), natomiast w strefie wewnętrznej tworzą cienką, często nieciągłą otoczkę na osadzie lub tkance kostnej.
- Kompakcja powodująca miejscami silne pokruszenie i dyslokację fragmentów kości.

- Rozpuszczanie hydroksyapatytu na powierzchniach spękań i częściowe zastępowanie kalcytem.

- Krystalizacja cementów późnodiagenetycznych, reprezentowanych przez dwie generacje kalcytu i baryt, oraz cementacja osadu węglanem wapnia. Pierwsza generacja cementu kalcytowego jest wykształcona w postaci sparytu ziarnistego lub słupkowego, rozwiniętego izopatychowo na powierzchni osadu, syderytu, pirytu lub tkanki kostnej, podczas gdy drugą generację stanowi sparyt blokowy wypełniający wnętrza porów. Baryt, wykształcony w postaci dużych kryształów o pokroju szablastym, tworzy miejscami jedyną generację cementu, a w innych przypadkach towarzyszy kalcytowi.

Dotychczasowe wyniki są przyczynkiem do dyskusji warunków diagenety, przeobrażeń biogenicznego apatyty, oraz źródeł i roli jonów wapniowych w procesie fosylizacji badanych kości.

Zróznicowanie przestrzenne wczesnych cementów oraz objawów rozpuszczania i rekrytalizacji biogenicznego hydroksyapatytu w obrębie niektórych kości wskazują na istnienie w ich wnętrzu mikrośrodków diagenetycznych bardziej i mniej redukcyjnych, które rozwinęły się po uszczelnieniu osadem. Można zatem sądzić, że krystalizacja siarczków następowała w warunkach lokalnej, bakteryjnej redukcji siarczanów, co z kolei mogło wynikać z obecności nie rozłożonej tkanki miękkiej, a więc taki stan zachowania dotyczyłby w miarę „świeżych” kości, które zostały pogrzebane na krótko po śmierci zwierząt. Z drugiej strony, przypadki nieobecności siarczków, szczególnie przy braku osadu (wypełnienia porów tylko cementami siarczanowymi i węglanowymi), mogą dotyczyć „starych” kości, które przeszły wstępną diagenetę w warunkach subaeralnych. Wnioski te wskazują też pośrednio na genezę dolnego nagromadzenia, które – zawierając wymieszane ze sobą, diagenetycznie „młode” i „stare” kości – musiało powstać w sposób gwałtowny, jako wynik przemieszczenia i akumulacji szczątków zebranych z różnych środowisk i sporego przedziału czasowego, a więc i z dużego obszaru.

Pierwotna substancja mineralna tkanki kostnej jest albo zachowana w niezmięnionej formie hydroksyapatytu, albo przekształcona w chloro- lub fluoroapatyt, co występuje tylko w bezpośrednim otoczeniu miejsc rozpuszczanych. Zatem, transformacja polegała na wymianie anionu hydroksylogowego na chlorkowy lub fluorkowy, bez powszechnie znanego zastępowania grup fosforanowych węglanowymi, prowadzącego do powstania frankolitu. Może to być wskaźnikiem głębokości pogrzebania (temperatury), jak również chemizmu roztworów porowych, jednak wymaga to bardzo dokładnych badań geochemicznych.

Dotychczasowe obserwacje diagenetyczne negują powszechnie przyjęty pogląd, że bardzo dobry stan zachowania kości (w sensie morfologicznym) jest wynikiem alkalizacji środowiska ich pogrzebania przez jony wapniowe znoszone rzekami płynącymi przez przylegający od południa obszar wychodni wapienia muszlowego, ponieważ:



- Kalcyt stanowi ostatnią generację wypełnień porów, która powstała już po odizolowaniu większości powierzchni tkanki kostnej od wpływu zewnętrznych roztworów i często występującą w znikomych ilościach.
- Pokompakcyjna pozycja kalcytu oraz jego ograniczenie przestrzenne do wnętrza i powierzchni szczątków kostnych przemawia bardziej za lokalną produkcją jonów (np. wskutek rozpuszczania węglanowych szkieletów fauny i flory, czy hydrolizy minerałów magmowych lub metamorficznych), niż za ich dostawą z zewnątrz.
- Nie ma żadnych danych wskazujących na subaeralną ekspozycję wapienia muszlowego w czasie sedymentacji iłów krasiejowskich, są natomiast dane wskazujące na transport tworzącego je osadu z kierunku NW.

### **Paleohistologia wybranych kości płazów i gadów triasowych z nagromadzenia w Krasiejowie**

ADAM BODZIOCH, KAMIL GADEK, MAŁGORZATA PEĆKA, EDWARD ZŁOTKOWSKI

Uniwersytet Opolski, Katedra Biosystematyki, Zakład Paleobiologii,  
Oleska 22, Opole; e-mail: abodzioch@uni.opole.pl

Triasowe kręgowce ze stanowiska w Krasiejowie mają już dość obszerną dokumentację paleontologiczną w zakresie morfologii, co stanowi niezbędną podstawę dla prawidłowego rozpoznania budowy ich tkanki kostnej. Pomijając pionierski opis przypadkowych fragmentów kości czaszki metopozaura (Gross, 1934) oraz jego współczesną rewaluację (Witzmann, 2009), systematyczne badania paleohistologiczne zostały zapoczątkowane dopiero w ostatnich latach, a pierwsze doniesienia dotyczą silezaurów (Mostowicz-Frelik i Sulej, 2009), metopozaurów (Bodzioch, 2009) i fitozaurów (Bronowicz, 2009). Badania prowadzone przez Zakład Paleobiologii UO pozwalają obecnie na przedstawienie podstawowych cech mikrostrukturalnych kości metopozaurów (trzony kręgowce, żebra, obojczyk) i aetozaurów (żebra, płytki pancerza).

Trzony kręgowce metopozaurów są zbudowane głównie z kości gąbczastej, która na obwodzie brzuszno-grzbietowym jest otoczona warstewką kości włóknistej, tworzącej korteks, wyściełającej także wlot kanałów odżywczych. Pod względem mikrostrukturalnym oba typy kości wykazują budowę równoległo-włóknistą w osiowej części poszczególnych pasemek kostnych. Powierzchnie kanałów naczyniowych i jam szpikowych są w większości pokryte kością lamelarną, która w obrębie korteksu tworzy lokalnie pierwotne osteony. Jamki po komórkach kościotwórczych są silnie eliptyczne i ułożone równoległe do powierzchni systemu naczyniowego. Trabekule kości gąbczastej wykazują przebudowę i zawierają liczne osteony wtórne. Tkanka kostna żeber metopozaurów wykazuje budowę równoległo-włóknistą. Nielicznie występują osteony pierwotne, natomiast osteony wtórne występują w większej ilości w głębszych warstwach korteksu. Jamki po osteocytach są

podłużne i nieregularne bądź eliptyczne, występują licznie w korteksie. Włókienka Sharpey'a, zlokalizowane w miejscach przyczepu mięśni lub ścięgien, zgromadzone są w wiązki. Wnętrze kości jest wypełnione gęstą siecią trabekul istoty gąbczastej z licznie występującymi osteonami wtórnymi, a granica pomiędzy nim a korteksem jest nierówna. Obojczyk metopozaura składa się z korteksu zewnętrznego, regionu środkowego i korteksu wewnętrznego. Korteks zewnętrzny wykazuje budowę równoległo-włóknistą, nielicznie występują osteony pierwotne, a wtórne są powszechne w głębszych jego warstwach. Liczne jamki po osteocytach są nieregularnego lub podłużnego kształtu. Włókienka Sharpey'a, zgromadzone w wiązki, tworzą duże nagromadzenia w miejscach przyczepu mięśni. Zewnętrzny korteks przechodzi stopniowo w region środkowy zbudowany z kości gąbczastej z licznymi osteonami wtórnymi. Wewnętrzny korteks jest cieńszy w porównaniu ze środkowym regionem i korteksem zewnętrznym, wykazuje budowę równoległo-włóknistą, podobnie jak korteks zewnętrzny.

W żadnym z przypadków trzonów kręgowych, żeber czy obojczyka nie zaobserwowano wyraźnych struktur szkieletochronologicznych, które wskazywałyby na okresy wzrostu zatrzymanego (LAG) lub spowolnionego (annuli). Brak tych struktur sugeruje, że wzrost metopozaurów następował równomiernie w całym okresie ich życia, a to z kolei wskazuje, że były one zwierzętami typowo wodnymi, zamieszkującymi akweny zasobne w pożywienie i nie podlegające istotnym zmianom warunków fizyko-chemicznych ani w rocznych, ani wieloletnich cyklach klimatycznych.

Płytki pancerza aetozaura wykazują „dipolową” strukturę, na którą składa się warstwa zewnętrzna i wewnętrzna, tworząca korteks zbudowany z kości zbitej, oraz występująca pomiędzy nimi strefa środkowa zbudowana z kości gąbczastej. Zewnętrzny korteks, charakteryzujący się ornamentacją, składa się z masywnej, słabo unaczynionej tkanki kostnej posiadającej nieliczne pierwotne przewody naczyniowe. Sporadycznie występują także pierwotne osteony. Korteks wewnętrzny nie posiada ornamentacji, a tworząca go tkanka zbita jest bogata we włókienka Sharpey'a (szczególnie dobrze widoczne w świetle spolaryzowanym), które wskazują na miejsce przyczepu ścięgien. Taka struktura płytki zapewniała zwierzęciu dobrą ochronę przed drapieżnikami, ponieważ w przypadku ataku cała energia kinetyczna była absorbowana przez warstwę korteksu zewnętrznego oraz – w przypadku jej przebiccia – amortyzowana przez tkankę gąbczastą. Tym samym, możliwość całkowitego przebiccia pancerza i uszkodzenia wewnętrznych tkanek miękkich była ograniczona do minimum. Żebra aetozaurów, podobnie jak wszystkie kości płaskie, zbudowane są z zewnętrznej warstwy korteksu i wewnętrznej strefy gąbczastej. Korteks tworzy tu tkanka kostna zbita, zawierająca bardzo liczne i gęsto upakowane osteony. Wnętrze żeber wypełniają niezbyt gęsto rozmieszczone, krótkie i grube beleczki. W porównaniu z płytkami, włókna Sharpey'a występują w żebrach sporadycznie. Na granicy z korteksu z tkanką kostną gąbczastą można zaobserwować liczne osteony wtórne oraz pojedyncze „jamki erozyjne”. Jest to tzw. strefa remodelacji, w której podczas wzrostu kości zachodzi proces przemiany tkanki zbitej w gąbczastą. Korteks żeber zawiera tzw. „znaczniki wzrostu” do których zaliczamy linie wzrostu zatrzymanego (LAG) oraz spowolnionego (annuli). Ich

obecność wskazuje na cyklicznie zmieniające się, bardziej i mniej korzystne warunki życia zwierząt na lądzie.

#### Literatura:

- Bodzioch, A. 2009. Cechy mikroskopowe trzonów kręgowych *Metoposaurus diagnosticus krasiejowiensis* Sulej 2007 (Amphibia, Temnospondyli) z triasu Krasiejowa (Górny Śląsk, Polska). W: *Konferencja Paleontologiczna Kręgowce kopalne – morfologia, systematyka, ewolucja. 3-5.12.2009, Wrocław*: 14–15.
- Bronowicz, R. 2009. Co kryje mikrostruktura kości – na przykładzie fitozaurów. W: *Konferencja Paleontologiczna Kręgowce kopalne – morfologia, systematyka, ewolucja. 3-5.12.2009, Wrocław*: 18–19.
- Fostowicz-Frelik, Ł. i Sulej, T. 2009. Bone histology of *Silesaurus opolensis* Dzik, 2003 from the Late Triassic of Poland. *Lethaia*, **43**: 137–148.
- Gross, W. 1934. Die Typen des mikroskopischen Knochenbaues bei fossilen Stegocephalen und Reptilien. *Zeitschrift für Anatomie und Entwicklungsgeschichte*, **103**: 731–764.
- Witzmann, F. 2009. Comparative histology of sculptured derma bones in basal tetrapods, and the implications for the soft tissue dermis. *Palaeodiversity*, **2**: 233–270.

## **Paleoekologia wczesnego franu w kamieniołomie Kostomłoty-Mogilki (Góry Świętokrzyskie)**

EWELINA BORCUCH

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: eveglider@o2.pl

Nieczynny kamieniołom Kostomłoty-Mogilki znajduje się w zachodnim rejonie Gór Świętokrzyskich, na południowym skrzydle synkliny miedzianogórskiej. Przeważającą część odsłoniętego profilu franu stanowią warstwy kostomłockie, w których dominującymi utworami są wapienie ziarniste. Starsze stratygraficznie warstwy szydlóweckie, które są przedmiotem niniejszego opracowania, to czarne wapienie pelityczne, nierównomiernie przelawicone łupkami marglistymi (Racki i in., 2004). W lipcu 2005 roku odbyły się prace terenowe, w czasie których sprofilowano południową część odsłonięcia w Kostomłotach-Mogilkach. Profil ten ma miąższość 9,76 m i tworzy go 77 ławic naprzemianległych wapieni i łupków marglistych. Cała sekwencja jest intensywnie zafałdowana.

Z badanego profilu wybrano i oznaczono 23 gatunki konodontów platformowych, a jego datowanie opiera się głównie na zasięgach wystąpień gatunków z rodzaju *Ancyrodella*, *Mesotaxis* oraz diagnostycznego *Palmatolepis*. Profil ten leży w obrębie frańskiego interwału warstw szydlóweckich, co w standardowej zonacji konodontowej odpowiada zonie *falsiovalis* i *transitans*. Zaznaczając się w profilu sukcesję ancyrodellidową porównano z opracowaną w 1993 roku przez Rackiego i Bultyncka dla utworów z pogranicza dewonu środkowego i górnego obszaru Gór Świętokrzyskich, w tym obszaru kostomłockiego. W próbie KM/29 występuje wczesny morfotyp gatunku *Ancyrodella alata* a w próbie KM/41 zostaje on zastąpiony przez jego późną formę. Ławica nr 29 reprezentuje zone *falsiovalis*, gdyż zawiera jeszcze gatunek *Ancyrodella rugosa* i jednocześnie brak tu wskaźnikowych



gatunków dla zony *transitans* (Ziegler i Sandberg, 1990; Over i in., 2003). Na podstawie wystąpienia w ławicy nr 41 gatunku *Ancyrodella africana*, przyjęto, iż rozpoczyna ona zonę *transitans* (Klapper i in., 1996; Over i in., 2003). W próbie KM/60 istotne jest współwystępowanie gatunków *Ancyrodella africana* i *Ancyrodella pramosica*, gdyż wskazuje ono na poziom *africana-pramosica*, wchodzący w skład zony *transitans* (Over i in., 2003).

Analiza i rozkład biofacji konodontowych w górę badanego profilu z kamieniołomu Kostomłoty-Mogiłki odzwierciedlają pogłębianie zbiornika, co potwierdza wnioski Szulczewskiego (1971) i Rackiego (1980), iż późnodewońska sedimentacja w Górach Świętokrzyskich związana jest z zatapianiem płytkowodnej platformy węglanowej i rozprzestrzenianiem się głębszych facji otwartego morza. Fauna konodontowa zdominowana jest tu przez rodzaj *Polygnathus*, z drugorzędym znaczeniem *Mesotaxis* i *Ancyrodella*. Próba KM/29 reprezentuje biofację mieszaną jako prawdopodobny skutek redepozycji materiału, kiedy to elementy płytkowodne mogły zostać przetransportowane do głębszego środowiska zgodnie z modelem Seddona i Sweeta (Racki, 1980). W próbie KM/41 pojawia się pelagiczny gatunek *Mesotaxis asymmetrica* oraz wzrasta udział typowo głębokowodnego gatunku *Icriodus symmetricus*. W górę profilu zespół konodontów wzbogaca się o głębokowodnych przedstawicieli rodzaju *Polygnathus*, na przykład *Polygnathus decorosus*, co dowodzi o kontynuacji pulsu transgresywnego we wczesnym franie u podstawy cyklu T-R II b/c. Wyniki badań zgadzają się z danymi Rackiego & Bultyncka (1993) o dominacji biofacji polygnatidowo-ancyrodellidowej we wczesnej zonie *transitans* z Kostomłotów oraz o zastępowaniu jej przez biofację typowo głębokowodną, w tym polygnatidowo-mesotaxidową, zaznaczającą się w próbkach z najmłodszych warstw badanego profilu.

Na podstawie analizy mikrofacjalnej środowisko wczesnego franu Kostomłotów-Mogiłek zinterpretowano jako głębsze partie skłonu szelfu węglanowego, z zaznaczającymi się wpływami zarówno basenu jaki i płytkowodnej platformy w postaci drobnego detrytus dostarczanego w wyniku sztormów (Racki i Bultynck, 1993; Racki i in., 2004). Badany profil budują źle przemyte biopelsparyty na ogół wykazujące delikatną poziomą laminację. Ziarna tych osadów są słabo wysortowane i nieobtoczone, a materiał szkieletowy obejmuje głównie glony, kalcysfery oraz fragmenty skorup małżoraczków i ramienionogów.

#### Literatura:

- Borcuch, E. 2006. *Górnodewońskie konodonty z Gór Świętokrzyskich – aspekty paleoekologii i biostratygrafii na przykładzie profili Kostomłotów i Kowali*. 45 s. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec.
- Klapper, G., Kuzmin, A. i Ovnatanova, N. 1996. Upper Devonian conodonts from Timan-Pechora Region, Russia, and correlation with a Frasnian Composite Standard. *Journal of Paleontology*, **70**: 131–152.
- Over, J.D., Hopkins, T.H., Brill, A. i Spaziani, A.L. 2003. Age of the Middlesex Shale (Upper Devonian, Frasnian) in New York State. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **242**: 217–223.
- Racki, G. 1980. Znaczenie konodontów dla biostratygrafii wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych dewonu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **28**: 215–219.
- 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.

- Racki, G., Piechota, A., Bond, D. i Wignall, P.B. 2004. Geochemical and ecological aspects of lower Frasnian pyrite-ammonoid level at Kostomłoty (Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Quarterly*, **48**: 267–282.
- Szulczewski, M. 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **21**: 1–129.
- Ziegler, W. i Sandberg, C.A. 1990. The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitute Senckenberg*, **121**: 1–115.

## Akumulacje jeżowców w górnej kredzie (turon) południowej Polski

TOMASZ BORSZCZ

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Studenckie Koło Naukowe Paleontologów „Paradoxides”;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: paleo.echinoids@wp.pl

Jeżowce były jednym z głównych komponentów bentosowych środowisk morskich podczas późnej kredy. Jak do tej pory, ich ówcześni przedstawiciele, pochodzący z osadów zalegających na terenie Polski, stanowiły przedmiot kilkudziesięciu opracowań (np. Kudrewicz i Olszewska-Nejbert, 1997; Jagt i in., 2004; Olszewska-Nejbert, 2005, 2007; Borszcz i in., 2008). Dotychczas, w niewielkim tylko stopniu poznano związane z nimi kwestie paleobiologiczne, a które były przedmiotem badań autora. Badania przeprowadzono w szurfach badawczych i/lub kamieniołomach usytuowanych na pograniczu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i niecki nidziańskiej, tj. w Głanowie, Januszowicach, Trojanowicach, Tyńcu, Kostrzu i Jeziorzanach. Dotychczas ustalono, że odsłonięte w nich osady (np. Alexandrowicz, 1954; Walaszczyk, 1992), reprezentują różne poziomy turonu. Badane utwory reprezentowane są przez różnorodnie wykształcone osady węglanowe. W celu scharakteryzowania różnorodności akumulacji jeżowców, zastosowano m.in. analizę facjalną i mikrofacjalną, w tym wypełnień pancerzy jeżowców, sporządzono m.in. mapy frekwencji, orientacji i stanu zachowania jeżowców w interesujących wycinkach profili, a także kwadraty frekwencji, orientacji i stanu zachowania skamieniałości w interesujących próbkach skalnych. W rezultacie, na przykład w Głanowie, zaobserwowano rozkwit jeżowców z rodzaju *Conulus* i podrzędnie innych taksonów oraz późniejszą ich wysoką frekwencję, poprzedzoną ponad metrowej miąższości, prawie jałowym interwałem. Ponadto, przeciwnie niż w innych lokalizacjach, odnotowano równocześnie wysoką frekwencję fauny towarzyszącej (np. elementy szkieletowe rozgwiazd). W Jeziorzanach, wzrost frekwencji jeżowców odnotowano dwukrotnie, gdzie jałowe interwały osiągają miąższość tylko kilkunastu centymetrów. W Tyńcu, Trojanowicach i Januszowicach, jeżowce występują licznie, natomiast nie zaobserwowano aby ich rozmieszczenie wykazywało uporządkowanie geometryczne. W Kostrzu napotkano klaster, składający się z trzech pancerzy jeżowców. Uwagę zwróciła plastyczność rodzaju *Conulus*, a także, wykryte wśród napotkanych okazów anomalie w budowie pancerzy. Analiza epibiontów, orientacji i stanu zachowania pancerzy jeżowców, zwłaszcza w odniesieniu do osadów z Głanowa, wstępnie wskazała na znaczny czas ekspozycji jeżowców przed pogrzebaniem i co najwyżej, lokalny transport na niewielkim dystansie. Ponadto, w Głanowie, odsłonięciu budzącym

ostatnio znaczące zainteresowanie badaczy, udokumentowano nagromadzenia pokruszonych pancerzy jeżowców, w tym i innej fauny, dotychczas tylko niejednoznacznie wzmiankowane przez Marcinowskiego (1974). Podobnego zapisu nie odnotowano w innych badanych przez autora lokalizacjach. Fakt ten, powiązany z lokalną sedymentacją zdarzeniową, jak tempestyty czy debryty (por. Shanmugam, 2006). Taka interpretacja, zdaje się również tłumaczyć, opisane stamtąd, masowe nagromadzenie liliowców (por. Salamon i in., 2009). Co ciekawe, ostatnio w podobny sposób Marcinowski i Radwański (2009) wyjaśnili obecność konkrecji jurajskich w osadach albu, odsłoniętych w pobliskiej okolicy. Zinterpretowali to jako rezultat synsedymencyjnej aktywności zrębu Głanowa podczas fazy subhercyńskiej. Ponadto, wewnątrz pancerzy jeżowców napotkano inne organizmy, w tym jeżowce regularne, co wnosi zupełnie nowe dane do rozpoznania zjawiska „zachowania w ukryciu” (por. Rakociński, 2009).

#### Literatura:

- Alexandrowicz, S.W. 1954. Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, **4**: 361–390.
- Borszcz, T., Gajerski, A., Rakociński, M. i Szczepańczyk, A. 2008. Wstępne dane o nagromadzeniu jeżowców z rodzaju *Conulus* w profilu dolnego turonu Głanowa (niecka miechowska). *Przegląd Geologiczny*, **56**: 552–556.
- Jagt, J.W.M., Walaszczyk I., Yazykova, E.A. i Zatoń, M. 2004. Linking southern Poland and northern Germany: Campanian cephalopods, inoceramid bivalves and echinoids. *Acta Geologica Polonica*, **54**: 573–586.
- 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.
- Marcinowski, R. i Radwański, A. 2009. A unique habitat of endolithic biota: hurricane-induced limestone rubble in an Albian sand-mass of the Cracow Upland, southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, **59**: 505–521.
- 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.
- Olszewska-Nejbert, D. 2007. Late Cretaceous (Turonian - Coniacian) irregular echinoids of western Kazakhstan (Mangyshlak) and southern Poland (Opole). *Acta Geologica Polonica*, **57**: 1–87.
- Rakociński, M. 2009. Zjawisko "zachowania w ukryciu" skamieniałości – przegląd i przykłady z górnego dewonu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **57**: 584–590.
- Salamon, M. A., Gorzelak, P., Borszcz, T., Gajerski A. i Kaźmierczak, J. 2009. A crinoid concentration Lagerstätte in the Turonian (Late Cretaceous) *Conulus* Bed (Miechów-Wolbrom area, Poland). *Geobios*, **42**: 351–357.
- Shanmugam, G. 2006. The tsunamite problem. *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 718–730.
- 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.

## Pancerze jeżowców jako podłoże dla epibiontów – przykład z górnej kredy Polski

TOMASZ BORSZCZ

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Studenckie Koło Naukowe Paleontologów „*Paradoxides*”;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: paleo.echinoids@wp.pl

Analiza epibiontów dostarcza szeregu istotnych informacji paleobiologicznych (np. Lescinsky, 2001). Jak do tej pory, tego typu badania (patrz Taylor i Wilson, 2003), w odniesieniu do jeżowców jako podłoża, były realizowane na świecie tylko w kilku przypadkach (np. Nebelsick i in., 1997; Nebelsick, 1999; El-Hedeny, 2007; Jagt i in., 2007; Santos i Mayoral, 2008; Zamora i in., 2008). To samo dotyczy epibiontów zasiedlających pancerze jeżowców pochodzących z osadów górnokredowych Polski (np. Małecki, 1975; Kudrewicz, 1992). Za wyjątkiem Kudrewicza (1992), polegały one wyłącznie na ustaleniu składu taksonomicznego fauny inkrustującej i jej wybiórczej ilustracji. Celem podjętych badań jest szczegółowa analiza zasiedlania pancerzy jeżowców górnokredowych (turon).

Materiał pozyskano z odkrywek usytuowanych na pograniczu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i niecki nidziańskiej (Glanów, Januszowice, Trojanowice, Tyniec, Kostrze i Jeziorzany). Oprócz kompletnych i fragmentarycznych pancerzy jeżowców z rodzaju *Conulus*, przeanalizowano również inne bioklasty, a także otoczaki i osad otaczający pancerze jeżowców. Dotychczas stwierdzono 193 kompletne i fragmentaryczne pancerze jeżowców z epibiontami, co wskazuje na intensywność inkrustacji na poziomie kilku procent. Pozostałe bioklasty, podobnie jak osad, były kolonizowane wyłącznie sporadycznie. Najliczniej inkrustowane są pancerze pochodzące z Glanowa. W lokalizacji tej, w pewnym odcinku profilu (por. Borszcz i in., 2008), zidentyfikowano tzw. *shellground*. Oznacza to, że pośmiertnie, liczne pancerze jeżowców wyścielały dno, tworząc kilkucentymetrowej wysokości „wyspy” otoczone miękkim osadem, uniemożliwiającym inkrustującej epifaunie kolonizację. W ten sposób, dłuższy czas ekspozycji pancerzy jeżowców na dnie, niezbędny do kolonizacji, zapisany został przez gorszy stan zachowania większości inkrustowanych pancerzy, niż tych, które nie posiadają śladów inkrustacji. Wśród kolonizatorów, pośród aż kilkuset osobników, napotkano przedstawicieli małży, (np. różne morfotypy rodzaju *Atreta*), wieloszczetów (*Spirorbis*, *Cycloserpula* oraz bliżej nie oznaczalne serpulidy), mszywioly, (głównie kolonie typu „*Berenicea*”), otwornice (wapienne i aglutynujące), a także podstawy koralowców sześć i ośmiopromiennych. Dominantami były małże i wieloszczety, pozostałe natomiast występowały akcesorycznie. Co więcej, pancerze wykazują szerokie spektrum inkrustacji, od pojedynczych zasiedleń aż po zasiedlenia wielogatunkowe i wielosobnicze. Stwierdzono różny stan zachowania epibiontów, od śladów po cementacji po kompletne okazy. Znamienne jest, że badane środowiska wykazują podobieństwo taksonomiczne z tymi poznanymi z pogranicza cenomanu i turonu Czech (np. Žitt i Nekvasilová, 1996). Istotną różnicą jest występowanie licznych spirorbinów i znikomy udział mszywiolów na badanych jeżowcach z Polski. Uważa się, iż pierwsze prawdziwe spirorbiny pojawiły się nie wcześniej

niż w cenomanie (Vinn i Taylor, 2007). Sugeruje to zatem, że ich bardzo liczne występowanie w Polsce, dostarcza dokumentacji dla słabo poznanego etapu ich wczesnej ewolucji a także świadczy, iż prawdziwy rozkwit tej grupy mógł nastąpić dopiero w turonie.

#### Literatura:

- Borszcz, T., Gajerski, A., Rakociński, M. i Szczepańczyk, A. 2008. Wstępne dane o nagromadzeniu jeżowców z rodzaju *Conulus* w profilu dolnego turonu Głanowa (niecka miechowska). *Przeгляд Geologiczny*, **56**: 552–556.
- El-Hedeny, M. 2007. Encrustation and bioerosion on Middle Miocene bivalve shells and echinoid skeletons: paleoenvironmental implications. *Revue de Paléobiologie*, **26**: 381–389.
- Jagt, J.W.M., Neumann, C. i Schulp, A.S. 2007. Bioimmuring Late Cretaceous and Recent oysters: 'A view from within'. *Geologica Belgica*, **10**: 121–126.
- Kudrewicz, R. 1992. The endemic echinoids *Micraster (Micraster) maleckii* Mączyńska, 1979, from the Santonian deposits of Korzkiew near Cracow (Southern Poland); their ecology, taphonomy and evolutionary position. *Acta Geologica Polonica*, **42**: 123–133.
- Lescinsky, H.L. 2001. Epibionts. W: Briggs, D.E.G. i Crowther, P.R. (red.), *Palaeobiology II*: 464–468. Blackwell Publishing, Oxford.
- Małecki, J. 1982. Bases of Upper Cretaceous octocorals from Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **27**: 65–75.
- Nebelsick, J.H., Schmid, B. i Stachowitsch, M. 1997. The encrustation of fossil and recent sea-urchin tests: ecological and taphonomic significance. *Lethaia*, **30**: 271–284.
- Santos, A.G. i Mayoral, E.J. 2008. Colonization by barnacles on fossil *Clypeaster*: an exceptional example of larval settlement. *Lethaia*, **41**: 317–332.
- Taylor, P.D. i Wilson, M.A. 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Science Reviews*, **62**: 1–103.
- Vinn, O. i Taylor, P.D. 2007. Microconchid tubeworms from the Jurassic of England and France. *Acta Palaeontologica Polonica*, **52**: 391–399.
- Žitt, J. i Nekvasilová, O. 1996. Epibionts, their hard-rock substrates, and phosphogenesis during the Cenomanian–Turonian boundary interval (Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). *Cretaceous Research*, **17**: 715–739.
- Zamora, S., Mayoral, E., Vintaned, J.A.G., Bajo, S. i Espilez, E. 2008. The infaunal echinoid *Micraster*: Taphonomic pathways indicated by sclerozoan trace and body fossils from the Upper Cretaceous of northern Spain. *Geobios*, **41**: 91–100.

## Późnokredowe skamieniałości śladowe niecki północnosudeckiej i rowu Nysy

ALINA CHRZĄSTEK

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych;  
Maksa Borny 9, 50-204 Wrocław; e-mail: alina.chrzastek@ing.uni.wroc.pl

W górnokredowych osadach niecki północnosudeckiej i rowu Nysy znaleziono bogaty zespół skamieniałości śladowych: *Arenicolites* isp., *Diplocraterion parallelum*, *D. habichi*, ?*Gyrophyllites* isp., ?*Macanopsis* isp., *Ophiomorpha nodosa*, *Ophiomorpha* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Planolites montanus*, *Rhizocorallium* isp., *Skolithos linearis*, *Spongiomorpha* isp., *Taenidium* isp., *Teichichnus* isp., *Thalassinoides suevicus*, ?*Thalassinoides* isp., ?*Zoophycos*. W środkowym turonie niecki północnosudeckiej (Pielgrzymka, Czaple, Jerzmanice Zdrój) oraz rowu Nysy (Bystrzyca, Długopole) najczęściej występuje *Ophiomorpha nodosa* i *Ophiomorpha* isp.. Często widoczna jest ściana złożona z pelletów, która jest diagnostyczna dla tego ichnorodzaju. Spotykane są też zgrubienia związane ze



zmianą kierunku ruchu twórców skamieniałości śladowych. Oprócz nich spotykany jest *Planolites montanus*, *Rhizocorallium* isp., *Spongeliomorpha* isp. oraz *Thalassinoides suevicus*. Najbogatszy (ok. dwudziestu ichnotaksonów) zespół skamieniałości śladowych występuje w utworach koniakusantonu? w rowie Nysy w odsłonięciu w Idzikowie.

Wszystkie skamieniałości śladowe należą do ichnofacji *Skolithos* i *Cruziana* (Seilacher, 1967). Typowe są dla płytkowodnego, wysokoenergetycznego środowiska strefy sublitoralnej. Są to przede wszystkim skamieniałości śladowe zawieszinożerców, rzadziej osadożerców. Ich twórcami były najczęściej stawonogi (głównie skorupiaki: krewetki, kraby) oraz pierścienice.

Ciekawą skamieniałością jest *Zoophycos* isp., który został znaleziony w płytkowodnych osadach w Idzikowie. W paleozoiku ichnotakson ten występował zarówno w głębokich jak i płytkowodnych morskich osadach, natomiast w mezozoiku i kenozoiku jest na ogół ograniczony do płytkiego środowiska szelfowego i stref głębokomorskich (Kotake, 1987; Knaust, 2004). O pojawieniu się *Zoophycos* w płytkim środowisku, w utworach środkowego triasu, wspomina Knaust (2004). Autor ten badając *Zoophycos* z permskich osadów (Knaust, 2009) i porównując ten ichnotakson z triasowymi skamieniałościami śladowymi tego ichnorodzaju stwierdza, że przed i po kryzysie późnopermskim nie wykazują one specjalnych różnic.

MacEachern i in. (2007) uważają twórcę *Zoophycos* za organizm kosmopolityczny, który występował zarówno w środowisku płytko-, jak i głębokowodnym. Według powyższego autora może on występować w ichnofacji *Cruziana* aż po ichnofację *Nereites*. Na ogół twórca przywiązany jest do środowisk spokojnej sedymentacji, często związany jest z warunkami gorszego natlenienia, ale ze względu na jego dużą tolerancję na zmiany warunków środowiskowych można go spotkać w wielu facjach. W Idzikowie *Zoophycos* znaleziony został w ciemnozabarwionych piaskowcach, których barwa może sugerować niższy poziom natlenienia wód podczas sedymentacji tych utworów. Potwierdzeniu uległby więc fakt występowania *Zoophycos* w środowiskach słabo natlenionych.

W kamieniołomie piaskowców w Idzikowie znajduje się wiele ciekawych i trudnych do zinterpretowania skamieniałości śladowych, nad którymi aktualnie prowadzone są szczegółowe badania. Część z nich można interpretować najprawdopodobniej jako komory lub ślady penetracji skorupiaka (Uchman – informacja ustna). Wcześniej o skamieniałościach śladowych w rowie Nysy wspominali również Jerzykiewicz (1971), Raczyński (1997), Wojewoda i Raczyński (1997) oraz Wojewoda (2004).

#### Literatura:

- Jerzykiewicz, T. 1971. A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. *Acta Geologica Polonica*, **21**: 165–199.
- Knaust, D. 2004. The oldest Mesozoic nearshore *Zoophycos*: evidence from the German Triassic. *Lethaia*, **37**: 297–306.
- Knaust, D. 2009. Complex behavioural pattern as an aid to identify the producer of *Zoophycos* from the Middle Permian of Oman. *Lethaia*, **42**: 146–154.
- Kotake, N. 1989. Paleoecology of the *Zoophycos* producers. *Lethaia*, **22**: 327–342.

MacEachern, J.A. Pemberton, S.G., Gingras, M.K. i Bann, K.L. 2007. The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Retrospective. Chapter 4. W: Miller, W. (red.), *Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects*: 52–57. Elsevier.

Raczyński, P. 1997. Rów Nysy. Stanowisko 5: Stary Waliszów. W: Wojewoda, J. (red.), *Obszary źródłowe: zapis w osadach. VI Krajowe Spotkanie Sedymetologów, Lewin Kłodzki, 26–28.09.1997*: 123–124.

Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**: 413–428.

Wojewoda, J. 2004. Skamieniałości śladowe w płytkowodnych osadach santonu na obszarze Rowu Górnej Nysy Kłodzkiej. W: Muszer, J. (red.), *Zapis paleontologiczny jako wskaźnik paleośrodowisk. XIX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG, Wrocław, 16–18.09.2004*: 95–96.

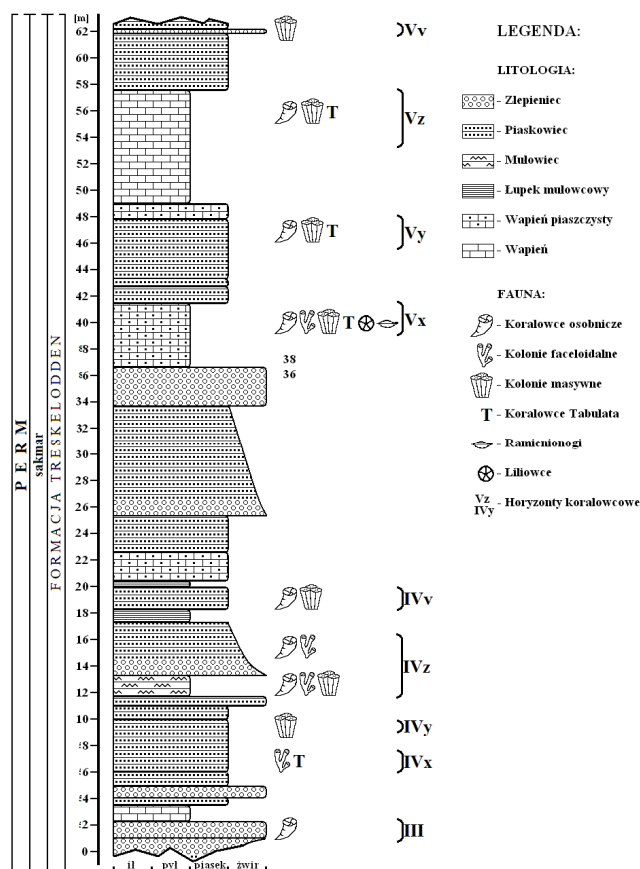
Wojewoda, J. i Raczyński P. 1997. Rów Nysy. Stanowisko 6: Idzików. W: Wojewoda, J. (red.), *Obszary źródłowe: zapis w osadach. VI Krajowe Spotkanie Sedymetologów, Lewin Kłodzki, 26–28.09.1997*: 125–128.

## Zespoły koralowcowe i fauna im towarzysząca w warstwach górnopaleozoicznych odsłonięcia Kruseryggen (pd. Spitsbergen)

EDWARD CHWIEDUK<sup>1</sup>, BOGUMIŁ NOWAK<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Instytut Geologii,  
Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; e-mail: chwieduk@amu.edu.pl

<sup>2</sup>Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Poznaniu, Dział Służby Pomiarowo-Obszerwacyjnej;  
Dąbrowskiego 174/176, 60-594 Poznań



Ryc. 1. Uproszczony profil litostratygraficzny środkowej części odsłonięcia Kruseryggen.

W abstrakcie zaprezentowano późnopaleozoiczną faunę koralowcową, pochodzącą z odsłonięcia na górze Kruseryggen, znajdującej się w południowej części Spitsbergenu w rejonie fiordu Hornsund. Stwierdzone na Kruseryggen skamieniałości (koralowce, ramienionogi, liliowce), występują w węglanowych i piaszczysto-węglanowych skałach permskiej formacji Treskelodden. W rozpatrywanym profilu można wyróżnić trzy zasadnicze części, z których pierwsza (dolna) to naprzemianległe warstwy czerwonych zlepieńców i piaskowców o sumarycznej miąższości około 50 m, środkowa (ukazana na ryc. 1) to 60-metrowej miąższości utwory piaszczysto-węglanowe z licznymi skamieniałościami, a ostatnia (górna) to 40-metrowej miąższości ławice piaskowców z

wtrąceniami mułowców.

Dominującym elementem fauny, występującej w profilu, są koralowce Rugosa, które tworzą charakterystyczne horyzonty, opisane z odsłoneń zlokalizowanych na północ i południe od omawianego terenu (Birkenmajer, 1984; Birkenmajer i Fedorowski, 1980; Czarniecki, 1969; Fedorowski, 1965, 1967, 1982; Siedlecka, 1968). Obserwując rozmieszczenie koralowców, stwierdzono, że największe ich nagromadzenia występują w warstwach wapiennych. Są one także w nich najlepiej zachowane. Zauważono także, że zespoły koralowco-we w poszczególnych warstwach znacznie różnią się od siebie, np. starsze stratygraficznie zawierają kolonie faceloidalne i mniejsze koralowce osobnicze, natomiast młodsze stratygraficznie posiadają tylko kolonie masywne i duże koralowce osobnicze (ryc. 1).

Z zebranej kolekcji, liczącej 65 okazów, 48 należy do form osobniczych z rodzajów *Bothrophyllum*, *Caninophyllum*, *Hornsundia*, *Svalbardphyllum* i *Timania* reprezentujących dwie rodziny: Bothrophyllidae i Polycoeliidae. Pozostałe 17 okazów, to kolonijne formy, należące do rodzajów: *Pararachnastraea*, *Heintzella*, *Kleopatrina*, *Protowentzelella*, *Tschussovskenia*, reprezentujących rodziny Durhaminidae, Kleopatriniidae i Lithostrotionidae. Analiza paleoekologiczna, tafonomiczna i stratygraficzna, m.in. dużych dissepimentowych form osobniczych oraz faceloidalnych, i cerioidalnych form kolonijnych pozwoliła określić warunki środowiska sedymentacyjnego na ciepło-wodne, a wiek skał na dolny sakmar (Tastubian).

Zróznicowanie i następstwo fauny, znalezionej na Kruseryggen, w porównaniu z równowiekowymi profilami, otaczającymi rozpatrywane odsłonięcie, posłużyło do sformułowania hipotezy, że w trakcie tworzenia analizowanych skał był to obszar o bardzo niestabilnych warunkach sedymentacji, co można wiązać z aktywnością tektoniczną tego rejonu i/lub z eustatycznymi zmianami poziomu morza.

#### Literatura:

- Birkenmajer K. 1984. Cyclic sedimentation in mixed alluvial to marginal-marine conditions: the Treskelodden Formation (?Upper Carboniferous to Lower Permian) at Hornsund, south Spitsbergen. *Studia Geologica Polonica*, **80**: 25–46.
- Birkenmajer K. i Fedorowski J. 1980. Corals of the Treskelodden Formation (Lower Permian) at Triasnuten, Hornsund, South Spitsbergen. *Studia Geologica Polonica*, **66**: 7–27.
- Czarniecki S. 1969. Sedimentary environment and stratigraphical position of the Treskelodden Beds. *Prace Muzeum Ziemi*, **16**: 201–336.
- Fedorowski J. 1965. Lower Permian Tetracoralla of Hornsund, Vestspitsbergen. *Studia Geologica Polonica*, **17**: 1–173.
- Fedorowski J. 1967. The lower Permian Tetracoralla and Tabulata from Treskelodden, Vestspitsbergen. *Norsk Polarinstitut Skrifter*, **142**: 11–24.
- Fedorowski J. 1982. Coral thanatocenoses and depositional environments in the Upper Treskelodden Beds of the Hornsund area, Spitsbergen. *Paleontologia Polonica*, **43**: 159–173.
- Siedlecka A. 1968. Lithology and sedimentary environment of the Treskelodden beds (Late Palaeozoic) at Treskelodden, Hornsund, Vestspitsbergen. *Studia Geologica Polonica*, **21**: 53–93.

## Ryby kostnoszkieletowe „piaskowców plakodermowych” dewonu dolnego

MAREK DEC

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Zakład Paleontologii;  
Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: mdec@wp.pl

Badania kręgowców dolnodewońskich, występujących w obrębie Gór Świętokrzyskich, sięgają drugiej połowy XIX wieku. Bardziej szczegółowego, a zarazem jedyne, opracowania szczątków ryb kostnoszkieletowych (Osteichthyes) z tzw. piaskowców plakodermowych dostarczyły badania nad zbiorami pochodzącymi z Góry Podłazie położonej na północ od Daleszyc. Materiał zaprezentowany w pracy Kulczyckiego (1960) dotyczył ryby należącej do rodzaju *Porolepis*. Warto jednak podkreślić, że Ørvig (1969) sugerował, iż część łusek opisanych przez Kulczyckiego (1960) najprawdopodobniej nie należała do rodzaju *Porolepis*. Uważał on, że były to prawdopodobnie łuski *Heimania* sp., jednak nie wymienił ich w synonimice.

Na podstawie okazów pochodzących z kolekcji Kulczyckiego (okazy MZ VIII – Vp 55–94) znajdującej się w Muzeum Ziemi w Warszawie, kolekcji Piotra Szreka oraz własnych zbiorów dokonałem wstępnej rewizji szczątków ryb kostnoszkieletowych pochodzących ze stanowiska na Górze Podłazie. Na podstawie obecnych badań wcześniejsze sugestie Ørvig’a zostały potwierdzone, gdyż poza łuskami *Porolepis* sp. stwierdzono występowanie prawdopodobnie innego porolepida z rodzaju *Heimania*. Również należy wspomnieć, że Kulczycki (1960), charakteryzując szkielet czaszkowy *Porolepis* sp, pominął opracowanie elementów szkieletu pozaczaszkowego, które w dalszych badaniach mogłyby bardziej przybliżyć anatomie tych ryb. Będzie to przedmiotem moich dalszych badań.

### Literatura:

- Kulczycki, J. 1960. *Porolepis* (Crossopterygii) from the Lower Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **5**: 65–103.
- Ørvig, T. 1969. Vertebrates from the Wood Bay Group and the position of the Emsian-Eifelian boundary in the Devonian of Vestspitsbergen. *Lethaia*, **2**: 273–414.

## Analiza palinologiczna osadów górnego dewonu Polski południowej

PAWEŁ FILIPIAK

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi; Będzińska 60, Sosnowiec; e-mail: filipiak@us.edu.pl

Zaprezentowane poniżej wyniki stanowią część mikroflorystycznego opracowania przeprowadzonego na utworach dolno- i środkowo-dewońskich w Polsce południowej. Analizom palinologicznym poddano kilkadziesiąt próbek pochodzących z lokalizacji rozmieszczonych na obszarze trzech dużych jednostek geologicznych: bloku górnośląskiego (BG), bloku małopolskiego (BM) i bloku łysogórskiego (BŁ) (ryc.1). W wyniku tych badań ustalono palinostratygrafię oraz scharakteryzowano paleośrodowisko. Otrzymane wyniki uzupełniają brakujące dane palinologiczne dla obszarów zlokalizowanych między regionami bielsko - wadowickim i radomsko - lubelskim (np. Turnau, 1986; Turnau i in., 2005). Przedstawione poniżej dane pochodzą z trzech wybranych lokalizacji: Klucze 1 (BG), Dyminy IG2 (BM) i Bukowa Góra (BŁ) (ryc. 1).



Ryc. 1.  
Lokalizacja badań.

DEWON	EIFEL	MIOSPORY
		de vonicus - na umovii velatus - langii douglastownense eurypterota
	EMS	annulatus - sextantii
PRAG		polygonalis emsiensis

Ryc. 2. Zony miosporowe dewonu wczesnego.

Próbki pochodzą z utworów klastycznych występujących w spągowych partiach profili, a reprezentowanych przez osady piaskowców poprzelawianych mułowcami i iłowcami, oraz ze skał węglanowych pochodzących głównie ze stropowej części profili (np. Buła, 2000). Miąższość tych osadów jest różna, od zera do ~100 m (Buła, 2000; Malec, 2005). Prawie wszystkie próbki zawierały bogate zespoły dobrze zachowanych palinomorów składających się z miospor, kutykul i tkanek przewodzących roślin oraz fitoplanktonu reprezentowanego przez akritarchy i prazynofity. Odnotowano także mniej liczne chitynozoa, skolekodonty oraz kutykule i inne fragmenty stawonogów (Filipiak i Zatoń, złożone).

Analizując obecność miospor przewodnich i charakterystycznych (Richardson i McGregor, 1986), stratygrafia próbek z otworu Klucze 1 (BG) została ustalona na zony mikroflorystyczne annulatus-sextantii (ems; 1580–1535 m) oraz douglastownense-eurypterota (ems/eifel; 1530–1485 m; ryc. 2); próbki z otworu Dyminy IG2 (BM) zaliczono do poziomów polygonalis-emsiensis (prag; 169–157 m), annulatus-sextantii (151–147 m), douglastownense-eurypterota (143–126 m) i niepewnego poziomu velatus-langii (eifel; 110–96 m). Natomiast wiek osadów z kamieniołomu w Bukowej Górze (BŁ) określono na poziom douglastownense-eurypterota (ryc. 2). W zespołach mikroflorystycznych odnotowano m.in. obecność takich istotnych taksonów jak: *Verrucosisporites polygonalis*, *Dictyotriletes emsiensis*, *Emphanisporites annulatus*, *Verruciretusispora dubia*, *Dibolisporites*



*echinaceus*, *Hystricosporites* spp., *Grandispora douglastownense*, *Ancyrospora eurypterota* i *Calyptosporites* cf. *velatus*.

Wyniki analizy palinofacjalnej osadów z BG i BM wskazują na duże podobieństwo warunków depozycyjnych tych obszarów. W próbkach wydatowanych na poziomy *polygonalis-emsiensis* i *annulatus-sextantii* (prag-ems) przeważają zdecydowanie miospory (~90%) wraz z towarzyszącymi im licznie tkankami roślin. Fitoplankton jest tu ubogi i reprezentowany przez prazynofity (~10%) i dosłownie pojedyncze akritarchy. Obok kutek roślin wyższych, z zachowanymi często aparatami szparkowymi, rozpoznano także liczne roślinne kutekule enigmatycznego pochodzenia *Nematothallus* i *Cosmochlaina*. Często odnotowywano także pozostałości zwierzęcego pochodzenia w postaci kutek zewnętrznych oraz aparatów oddechowych eurypterydów (Filipiak i Zatoń, złożone). W poziomie *douglastownense-eurypterota* (ems/eifel) ilość materiału pochodzenia lądowego nieco się zmniejsza kosztem prazynofitów i ciągle pojedynczych, ale już częstszych akritarch. Natomiast wyraźne zwiększenie proporcji morskich składników wzrasta w poziomie *velatus-langii?* (eifel; ryc. 2). W Dyminach (130–110m) pojawia się także bezpostaciowa substancja organiczna mogąca wskazywać na występowanie partiami warunków beztlenowych (np. Batten, 1996; Tyson, 1993).

Nieco inny obraz palinofacjalny zawierają próbki pochodzące z kamieniołomu w Bukowej Górze a wydatowane na poziom *douglastownense-eurypterota* (ems/eifel). Miospory ciągle dominują (~80–90%) w palinofacji ale z intensywniejszą liczebnie reprezentacją zróżnicowanych akritarch (~5–10%). Pośród taksonów odnotowano: *Multiplicisphaeridium ramusculosum*, *M.* cf. *raspa*, *Polyedryxium pharaonis* i *Stellinium micropolygonale*. Rzadziej występują *Exochoderma arca* i *Gorgonisphaeridium discissum*. Akritarchom towarzyszą prazynofity z rodzajów *Cymatiosphaera*, *Pterospermella* i *Leiosphaeridia*.

Przedstawione powyżej praskie i emskie palinofacje z BG i BM są charakterystyczne dla osadów bardzo bliskiego brzegu lub wręcz warunków aluwialnych (Tyson, 1993). Wskazuje na to bardzo liczna reprezentacja składników pochodzenia lądowego z niewielkim, wręcz śladowym dodatkiem morskich palinomorf. Pojawianie się coraz większej ilości materiału pochodzenia morskiego w stropie profili może być efektem postępującej transgresji i zmiany depozycji na pełnomorską w eiflu. Tymczasem morski charakter palinofacji, z pogranicza emsu i eiflu w osadach z BŁ, może świadczyć o nieco wcześniejszym wystąpieniu transgresji na tym obszarze. Z kolei częsta obecność dużych miospor z rodzajów *Grandispora*, *Ancyrospora* czy *Hystricosporites* może wskazywać na obecność niezbyt odległego brzegu.

#### Literatura:

- Batten, D.J. 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. W: Jansonius, J. i McGregor, D.C. (red.), *Palynology: principles and applications. AASP*, 3: 1011–1064.
- Buła, Z. 2000. The Lower Palaeozoic of Upper Silesia and West Małopolska, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, CLXXI: 1–89.
- Filipiak, P. i Zatoń, M. 2010. Plant and animal cuticle remains from the Lower Devonian of southern Poland and their palaeoenvironmental significance. *Lethaia* (złożone).

- Malec, J. 2005. Lithostratigraphy of the Lower and Middle Devonian boundary interval in the Łysogóry region of the Holy Cross Mountains. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **415**: 5–58.
- Richardson, J.B. i McGregor, D.C. 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Bulletin of Geological Survey of Canada*, **364**: 1–79.
- Turnau, E. 1986. Lower to Middle Devonian spores from the vicinity of Pionki (central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **46**: 311–354.
- Turnau, E., Miłaczewski, L. i Wood, G. 2005. Spore stratigraphy of Lower Devonian and Eifelian (?), alluvial and marginal marine deposits of the Radom-Lublin area (central Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **75**: 121–137.
- Tyson, R.V. 1993. Palynofacies analysis. W: Jenkins, D.G. (red.), *Applied micropaleontology*: 153–191. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.

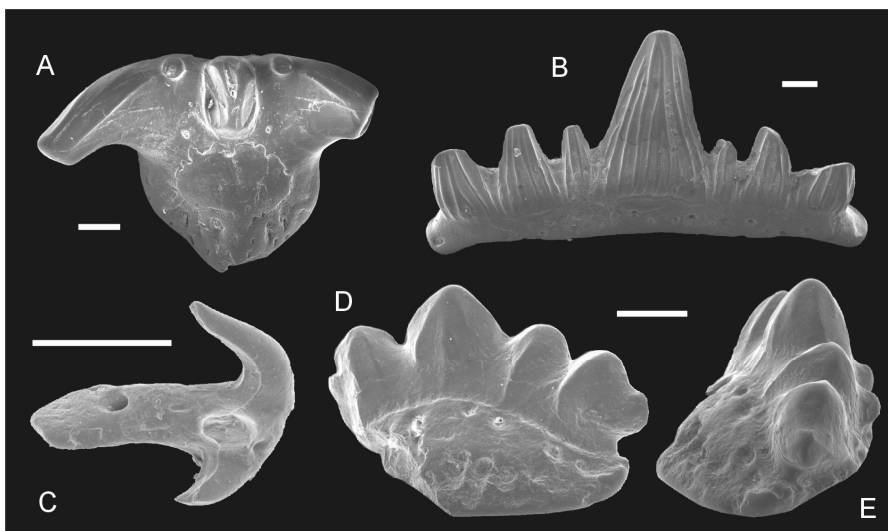
## Chrzęstnoszkieletowe z górnego dewonu Armenii

MICHAŁ GINTER<sup>1</sup>, VACHIK HAIRAPETIAN<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Zakład Paleontologii;  
Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: m.ginter@uw.edu.pl

<sup>2</sup>Islamic Azad University, Department of Geology; Khorasgan Branch, P.O. Box 81595-158, Isfahan, Iran

Skamieniałości ryb dewońskich z Armenii były w zasadzie nieznanne do końca ubiegłego wieku. Dopiero wspólna nasza wyprawa przy wsparciu miejscowego geologa, dr Araika Grigoryana w roku 2003 oraz późniejsze badania pokazały, że dewon górny południowo-zachodniej Armenii obfituje w mikroskamieniałości chrzęstnoszkieletowych, promieniopłetwych, akantodów i plakodermów (Hairapetian i in., 2005). Dodatkowo, jednodniowa wycieczka w ten region, zorganizowana w ramach konferencji „*Devonian vertebrates of the continental margins*” (Erewań, 2005), przyniosła kilka dobrze zachowanych fragmentów szkieletów ryb pancernych z rzędu Antiarcha (Hairapetian i Ginter, 2005).



Ryc.1. Przykłady zębów rekinów występujących w famenie Armenii. A. *Phoebodus gothicus* Ginter, 1990, Ert-1, widok oralny. B. *Euselachii* gen. et sp. indet., Ert-1, widok od strony wargowej. C. *Thrinacodus tranquillus* Ginter, 2000, Svk-1/7, widok oralny. D, E. *Deihim mansureae* Ginter, Hairapetian & Klug, 2002, Ert-1, widok od strony językowej i z boku. Skale = 0,2 mm.

Skład gatunkowy armeńskiej fauny chrzęstno-szkieletowych jest bardzo zbliżony do opisanych już wcześniej zespołów fameńskich rekinów ze środkowego Iranu (przede wszystkim z odsłonięcia Dalmeh w okolicy Ardekanu, Ginter i in., 2002). Jest to o tyle zrozumiałe, że terytorium południowej Armenii stanowiło w

górnym dewonie przedłużenie północno-zachodniego terranu platformy irańskiej. Na całym tym obszarze panowały warunki stosunkowo płytkiego szelfu, z tworzącymi się na przemian osadami klastycznymi (obecnie głównie w postaci piaskowców kwarcyticznych) i węglanowymi (od bioherm koralowcowych poprzez muszlowce brachiopodowe po wapienie mikrytowe), z nie-rzadkimi przeławicami wulkanitów.

Fauna wczesnofameńska najlepiej reprezentowana jest w położonym najdalej na wschód (a więc najbliższej krawędzi platformy) profilu Ertycz. W próbce Er-1, datowanej niedokładnie na jeden z wyższych poziomów konodontowych *Palmatolepis crepida*, znaleziono zęby trzech gatunków rekinów z rodzaju *Phoebodus* (*Ph. gothicus*, *Ph. turnerae* i *Ph. cf. rayi*), kruszące zęby *Deihamansureae*, a także zęby niezidentyfikowanych Euselachii i kladodontów. Bardziej na zachód, w głąb platformy, znajduje się profil Sevakavan. Tutaj szczególnie bogata jest fauna z późnego famenu, a przede wszystkim z przedziału środkowy poziom *Palmatolepis expansa* – dolny *Pa. praesulcata* (próbki SVK 1/7, 4, 6). Brakuje tutaj przedstawicieli rodzaju *Phoebodus*, natomiast pojawia się *Thrinacodus tranquillus* oraz miażdżące zęby zrosłogłowych („bradyodontów”). Podobnie jak w profilu Ertych towarzyszy im *D. mansureae* oraz Euselachii i kladodonty. Całkowita nieobecność febodontów w profilu Sevakavan – przy ich obfitości w nieco starszych próbkach z Ertycza i w równoległych próbkach z Dalmeh w środkowym Iranie – może wskazywać na szczególnie płytkowodne warunki panujące na tym konkretnym fragmencie szelfu.

#### Literatura:

- Ginter, M., Hairapetian, V. i Klug, C. 2002. Famennian chondrichthyans from the shelves of North Gondwana. *Acta Geologica Polonica*, **52**: 169–215.
- Hairapetian, V. i Ginter, M. 2005. The IGCP 491 meeting, "Devonian Vertebrates of the Continental Margins". Yerevan, Armenia, May 22–27, 2005. *Episodes*, **28**: 292–293.
- Hairapetian, V., Ginter, M. i Grigoryan, A. 2005. Descriptions of stops. W: Hairapetian, V. i Ginter, M. (red.), *IGCP 491 Meeting. Devonian vertebrates of the continental margins. Field trip guidebook*: 7–13. Esfahan.

## Ichti fauna wapienia muszlowego z Żygliny

PAULINA GÓRECKA

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Stratygrafii i Paleontologii;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: paulinagorecka85@wp.pl

Wśród ryb środkowego triasu wyróżnić można przedstawicieli takich grup jak: Actinopterygii, Crossopterygii, Dipnoi czy Elasmobranchii (np. Benton, 2005). Takie stanowiska jak Laryszów (Tokłowicz, 1990), czy Raciborowice Górne (Chrzastek, 2008) są przykładem dość zróżnicowanej ichtiofauny. Kamieniołom w Żyglinie, pomimo faktu iż znaleźć w nim można przedstawicieli wymienionych grup ryb, jest jednak osobliwym przykładem środkowotriasowej ichtiofauny.

Tradycyjny podział litostratygraficzny dolnego wapienia muszlowego (Assmann, 1944) klasyfikuje poziomy kamieniołomu w Żyglinie do dolnych warstw gogolińskich (Bardziński i in., 2008).

Wstępne badania wskazują na dość słabo zróżnicowaną faunę ryb należących do Elasmobranchii. Na podstawie znalezionych zębów oznaczono dwa rodzaje rekinów: *Acrodus* i *Paleobates*. Rekiny te charakteryzowane są jako durofagi (Cuny i in., 2001). Natomiast w obrębie gromady Actinopterygii wykazano rodzaje pospolicie występujące w osadach wapienia muszlowego, takie jak *Birgeria*, *Colobodus* (na podstawie zębów) czy *Gyrolepis* (na podstawie łusek).

Dalsze intensywne badania ichtiofauny z kamieniołomu w Żyglinie są niezbędne, pomogą one wyjaśnić fakt dość ubogiej fauny ryb chrzęstnoszkieletowych lub wręcz przeciwnie, znalezione zostaną szczątki innych rodzajów rekinów.

#### Literatura:

- Assmann, P. 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 2: Der Muschelkalk. *Abhandlungen des Reichsamts für Bodenforschung, Neue Folge*, **208**: 1–124.
- Bardziński, W., Surmik, D. i Lewandowski M. 2008. Stanowisko kregowców środkowego triasu koło Żyglina na Górnym Śląsku. *Przegląd geologiczny*, **56**: 532–536.
- Benton, M. J. 2005. *Vertebrate Paleontology. Third edition*. 455 s. Blackwell Publishing, Oxford.
- Chrzastek, A. 2008. Vertebrate remains from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North-Sudetic Basin, SW Poland). *Geological Quarterly*, **52**: 225–238.
- Cuny, G., Rieppel, O. i Sander P.M. 2001. The shark fauna from the Middle Triassic (Anisian) of North-Western Nevada. *Zoological Journal of the Linnean Society*, **133**: 285–301.
- Tokłowicz, P. 1990. *Wybrane kregowce triasowe z Wyżyny Śląsko-Krakowskiej*. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum UW, Warszawa.

## Korony głębin – o strukturze szkieletu koralowców *Micrabaciidae*

KATARZYNA JANISZEWSKA, JAROSŁAW STOLARSKI

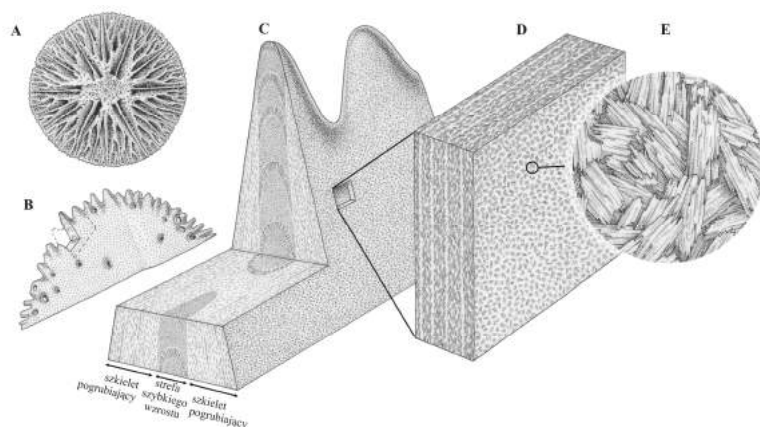
Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii;  
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: k.janiszevska@twarda.pan.pl

Mikrabacidy to ahermatypowe, osobnicze koralowce zamieszkujące z reguły najgłębsze rejony oceanu (do ok. 5000m). Pojawiły się one we wczesnej kredzie, współcześnie reprezentowane są przez cztery rodzaje: *Letepsammia* Yabe i Eguchi, *Leptopenus* Moseley, *Stephanophyllia* Michelin i *Rhombopsammia* Owens; rodzaj *Micrabacia* Milne i Edwards znany jest wyłącznie z zapisu kopalnego. Od pozostałych Scleractinia mikrabacidy różnią się silnie porowatą budową szkieletu oraz naprzemianległym ułożeniem bifurkujących w charakterystyczny sposób żeber i przegród. Szkielety są niewielkie, przeważnie kilkunastomilimetrowej średnicy, za życia w całości otoczone ciałem miękkim (Cairns, 1989). O odmienności tej grupy świadczy wyjątkowy stan zachowania w stanie kopalnym: w osadach kredowych na całym świecie mikrabacidy znajdują się w postaci szkieletów o kalcytowej mineralogii, a nie ośródek lub odcisków, jak większość koralowców z tego okresu. Przeprowadzone badania wykazały, że szkielet kopalnych *Micrabaciidae* posiada jednak zupełnie inne cechy

mikrostrukturalne niż opisane niedawno pierwotnie kalcytowe szkielety koralowców z rodzaju *Coelosmilia* (Stolarski i in., 2007). Nietypowy stan zachowania mikrabacidów stał się impulsem do badań nad strukturą ich szkieletu.

Różnice pomiędzy opisywanymi dotąd typami mikrostruktur szkieletu Scleractinia polegają na (i) odmiennych relacjach przestrzennych pomiędzy dwoma regionami mikrostrukturalnymi: strefami szybkiego wzrostu („centrami kalcyfikacji”) i szkieletu pogrubiającego („włóknami”) oraz (ii) różnym ułożeniu włókien w obrębie kolejnych warstw przyrostowych (prostopadle lub równoległe do stref szybkiego wzrostu). Cechą wspólną jest zgodne ułożenie osi krystalograficznych wspomnianych włókien oraz ich kontynuacja w następujących po sobie warstwach (m.in. Stolarski, 2003; Cuif i Dauphin, 2005; Nothdurft i Webb, 2007). Strefy szybkiego wzrostu mikrabacidów, podobnie jak u wszystkich Scleractinia, tworzą nakładające się kolejno warstwy o budowie mikrokrystalicznej i okalające je wiązki równoległych włókien (ok. 2–10  $\mu\text{m}$  długości). Całkowicie odmienna niż u reszty koralowców jest mikrostruktura szkieletu pogrubiającego. Tworzą go wiązki niezwykle cienkich (100–300 nm) i krótkich (1–2  $\mu\text{m}$ ) włókien. Poszczególne wiązki mają różne orientacje osi krystalograficznych, tworząc w obrębie i na powierzchni septów nieregularny wzór. Inaczej niż u pozostałych Scleractinia, w obrębie szkieletu pogrubiającego mikrabacidów brak też wyraźnie wyodrębnionych warstw przyrostowych.

Najnowsze badania molekularne potwierdzają, że Micrabaciidae stanowią grupę monofiletyczną (Marcelo Kitahara, inf. ustna 2010). Wyjątkowe tylko dla tej grupy koralowców cechy szkieletu pogrubiającego są ważnym argumentem potwierdzającym użyteczność kryteriów mikrostrukturalnych w badaniach filogenezy Scleractinia. Analogicznie, również akroporidy będące monofiletyczną i najliczniejszą pod względem gatunkowym grupą współczesnych Scleractinia, posiadają unikalną budowę szkieletu



Ryc. 1. Struktura szkieletu koralowców Micrabaciidae. A. Dystalny widok koralita z charakterystyczną organizacją septów (proste septa I i II cyklu oraz bifurkujące, począwszy od III cyklu). B. Dystalna część jednego z perforowanych septów z zaznaczonym fragmentem powiększonym w C. Wyidealizowany model mikrostruktury szkieletu. W strefach szybkiego wzrostu rejonu o budowie mikrokrystalicznej otaczane są przez „wianuszki” zgodnie ułożonych włókien. Sąsiadujący z nimi szkielet pogrubiający tworzą niewielkie wiązki włókien o różnych orientacjach osi krystalograficznych (D). E. Fragment powierzchni septum pokrytej nieregularnie rozmieszczonymi „wiązkami” włókien.

pogrubiającego w postaci dachówkowato ułożonych pakietów włókien (Nothdurft i Webb, 2007). Okazuje się zatem, że przynajmniej dla niektórych grup koralowców, to cechy strukturalne szkieletu pogrubiającego mają znaczenie diagnostyczne, a nie jak dotychczas przyjmowano, strefy szybkiego wzrostu (Wells, 1956). Znacznie zmienia to sposób postrzegania cech mikrostrukturalnych tych części szkieletu, jakie w niektórych modelach wzrostu Scleractinia uznawano dotąd za produkt czysto

fizyko-chemicznego strącania węglanu wapnia. Coraz więcej danych wskazuje na to, że koralowce, podobnie jak wiele innych organizmów tworzących biomineralne szkielety, poprzez syntezę funkcjonalnych makrocząsteczek organicznych, nadzorują proces biomineralizacji (Fukuda i in., 2003; Puverel i in., 2005; Reyes-Bermudez i in., 2009). Takie spojrzenie na powstawanie szkieletu pozwala nie tylko zrozumieć urozmaiconą i niekiedy zdumiewająco spójną budowę mikrostrukturalną niektórych grup koralowców, ale okaże się pomocne w wyjaśnieniu różnorodności zachowania się ich szkieletów w stanie kopalnym.

#### Literatura:

- Cairns, S.D. 1989. A revision of the ahermatypic Scleractinia of the Philippine Islands and adjacent waters, Part 1: Fungiacyathidae, Micrabaciidae, Turbinoliinae, Guyniidae, and Flabellidae. *Smithsonian Contributions to Zoology*, **486**: 1–136.
- 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.
- Fukuda, I., Ooki, S., Fujita, T., Murayama, E., Nagasawa, H., Isa, Y. i Watanabe, T. 2003. Molecular cloning of a cDNA encoding a soluble protein in the coral exoskeleton *Biochemical and Biophysical Research Communications*, **304**: 11–17.
- Nothdurft, L.D. i Webb, G. 2007. Microstructure of common reefbuilding coral genera *Acropora*, *Pocillopora*, *Goniastrea* and *Porites*: constraints on spatial resolution in geochemical sampling. *Facies*, **53**: 1–26.
- Puverel, S., Tambutte, E., Zoccola, D., Domart-Coulon, I., Bouchot, A., Lotto, S., Allemand, D. i Tambutte, S. 2005. Antibodies against the organic matrix in scleractinians: a new tool to study coral biomineralization. *Coral Reefs*, **24**: 149–156.
- Reyes-Bermudez, A., Lin, Z., Hayward, D.C., Miller, D.J. i Ball, E.E. 2009. Differential expression of three galaxin-related genes during settlement and metamorphosis in the scleractinian coral *Acropora millepora*. *BMC Evolutionary Biology*, **9**, 178 [doi:10.1186/1471-2148-9-178].
- Stolarski, J. 2003. Three-dimensional micro- and nanostructural characteristics of the scleractinian coral skeleton: A biocalcification proxy. *Acta Palaeontologia Polonica*, **48**: 497–530.
- Stolarski, J., Meibom, A., Przeniosło, R. i Mazur, M. 2007. A Cretaceous scleractinian coral with a calcitic skeleton. *Science*, **318**: 92–94.
- Wells, J.W. 1956. Scleractinia. W: R.C. Moore (red.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, part F (Coelenterata)*. F328–F444. The University of Kansas Press, Lawrence, Kansas.

### Flora kopalna gliniek grojeckich (środkowa jura)

AGATA JARZYŃKA

Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. W. Szafera;  
Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: a.jarzynka@botany.pl

Środkowojurajska makroflora z Grojca (okolice Krakowa) jest jednym z najliczniejszych i najbardziej zróżnicowanych taksonomicznie zespołów flor kopalnych Polski. W jurze środkowej na tym obszarze panował wilgotny, subtropikalny klimat doskonale odzwierciedlony przez roślinność. Jest ona zachowana przede wszystkim w formie odcisków w glinkach kaolinowych o genezie limnicznej (Dayczak-Calikowska i Kopik, 1973; Jurkiewiczowa, 1974; Biała, 1985) i ma charakter autochtoniczny (Kozłowski, 1957). Materiał będący podstawą prowadzonych badań został zebrany przez M. Raciborskiego w latach 90-tych XIX wieku. Przedstawione wyniki oparte są na analizie ponad 1600 fragmentów roślin o wielkości od 1 do ok. 30 cm.



Dominującym komponentem flory z Grojca są paprocie, które stanowią 80% całego zespołu i wykazują silne zróżnicowanie gatunkowe. Wśród nich przeważają przedstawiciele rodzin Osmundaceae (rodzaje *Cladophlebis*, *Todites*, *Osmundopsis*) i Dicksoniaceae (rodzaje *Coniopteris*, *Eboracia*, *Dicksonia*), które łącznie stanowią 79% wszystkich paproci. Pozostałe grupy roślin stanowią niewielką część zespołu – sagowce (9,5%), paprocie nasienne (4,5%), skrzypowe (3,8%) i benetyty (1,7%). Najmniej liczne są szpilkowe (0,4%) reprezentowane jedynie przez dwa rodzaje (*Pagiophyllum* i *Brachyphyllum*).

Zakłada się, że w batonie na obszarze krakowskim występowały liczne jeziora z dopływającymi do nich rzekami (Raciborski, 1894; Kozłowski, 1957), co gwarantowało stały dostęp roślin do wody i sprzyjało ich rozwojowi. Na podstawie procentowego udziału poszczególnych grup, ich współwystępowania i preferencji środowiskowych można wyróżnić trzy zbiorowiska roślinne rozwijające się na tym obszarze. Pierwszym z nich jest **zbiorowisko paproci zarodnikowych**, preferujących cieniste i wilgotne środowiska (Van Konijnenburg-Van Cittert, 2002). Porastały one brzegi jezior i rzek tworząc zróżnicowane, wielogatunkowe zarośla z *Eboracia lobifolia*, *Todites princeps*, *T. goeppertianus*, *Klukia exilis*, *Coniopteris hymenophylloides*, *C. murrayana*, *Gleichenia rostaffiński*, *Osmundopsis sturi*, *Phlebopteris* spp., *Dicksonia* spp. W silnie podmokłych miejscach rozwinęły się zarośla zdominowane przez paprocie z rodzaju *Cladophlebis* (*C. denticulata*, *C. haiburnensis*, *C. whitbiensis*, *C. bartoneci*) o dużych liściach i stosunkowo wysokich pędach (Van Konijnenburg-Van Cittert, 2002; Abbink, 1998; Deng, 2002). Lokalnie tworzyły się **zbiorowiska bagienne** z *Neocalamites nathorsti*, *Phyllolepta leptoderma* i *Equisetum* spp. W oddaleniu od brzegów jezior i rzek w miejscach nasłonecznionych i stosunkowo suchych (Vakhrameev, 1991) rozwinęło się **zbiorowisko sagowców, paproci nasiennych i benetytów**. Tworzyły one relatywnie niski, słabo zróżnicowany taksonomicznie las z dominacją sagowców z rodzajów *Ctenis*, *Pseudoctenis* i *Bjuvia*. W podszyciu mogły występować pojedyncze drzewiaste paprocie (przedstawiciele diksoniowatych) oraz paprocie nasienne. Te ostatnie tworzyły niezbyt urozmaicony zespół z *Pachypteris major*, *Pachypteris* sp. i *Sagenopteris* sp. Wśród benetytów pojawiały się gatunki o dużych pierzastozłożonych liściach należące do *Anomozamites* sp. i *Pterophyllum* sp. Jedynie niska frekwencja szpilkowych (patrz wyżej) stanowi pewien problem interpretacyjny. Zazwyczaj tworzą one zbiorowiska wysokich lasów z dominacją drzewiastych roślin nagonasiennych, wśród których notuje się obecność miłorzębowych i zastralinowatych. Na niski udział szpilkowych w badanym materiale mogły wpłynąć dwie przyczyny. Po pierwsze, lasy takie występują na suchych obszarach, a zatem w znacznym oddaleniu od zbiornika wodnego, w którym następuje sedymentacja (dłuższy transport, zły stan zachowania materiału). Po drugie, należy zwrócić uwagę na selektywność przy wyborze okazów przez Raciborskiego i losy kolekcji od końca XIX wieku.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2010–2012 jako projekt badawczy NN303 530038.

## Literatura:

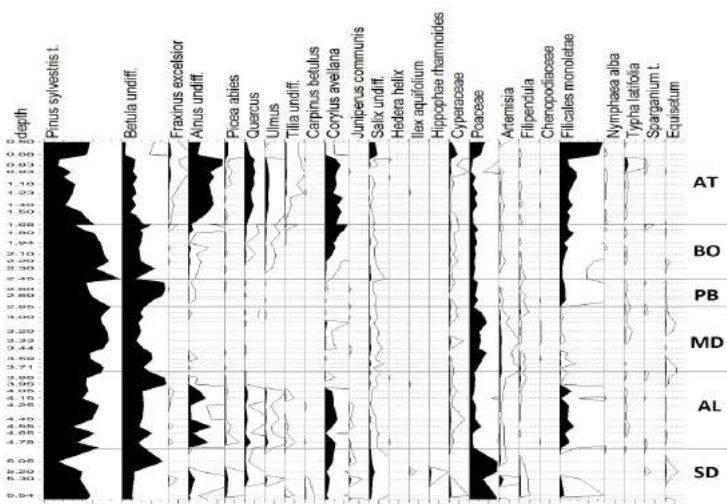
- Abbink, O.A. 1998. Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. *LPP Contributions Series*, **8**: 191 s. LPP Foundation, Utrecht.
- Biała, E. 1985. *Minerały ilaste gliniek grojeckich*. 72 s. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Dayczak-Calikowska, K. i Kopik, J. 1973. Jura środkowa. W: Sokołowski S. (red.), *Budowa geologiczna Polski*. 237–253. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Deng, S. 2002. Ecology of the Early Cretaceous ferns of Northern China. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **119**: 93–112.
- Jurkiewiczowa, I. 1974. Rozwój jury środkowej we wschodniej części obszaru krakowskiego. Z badań geologicznych regionu śląsko-krakowskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **278**: 201–239.
- Kozłowski, S. 1957. Problemy eksploatacji gliniek liasowych w rejonie Krakowa. *Przegląd Geologiczny*, **8**: 366–370.
- Raciborski, M. 1894. *Flora kopalna ogniotrwałych gliniek krakowskich. Część I. Rodniowce (Archaeogoniatae)*. 101 s. Akademia Umiejętności, Kraków.
- Vakhrameev, V.A. 1991. *Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth*. 338 s. Cambridge University Press, Cambridge.
- Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A. 2002. Ecology of some Late Triassic to Early Cretaceous ferns in Eurasia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **119**: 113–124.

## Późnoglacialna i holocenska szata roślinna Ziemi Lubuskiej na podstawie wstępnych wyników badań analizy palinologicznej

ALEKSANDRA JUROCHNIK

Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im W. Szafera;  
Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: a.jurochnik@botany.pl

Teren badań znajduje się w obrębie Równiny Lubszy będącej obszarem akumulacji osadów



Ryc.1 Diagram pyłkowy profilu WE08.

biogenicznych, leżącej w marginalnej strefie zlodowacenia bałtyckiego (Bartkowski, 1963; Kozarski, 1995; Masojć i in. 2007). Materiał do badań został pobrany z dwóch rdzeni WE08 i WE09 ze stanowiska Węgliny. Na podstawie analizy palinologicznej, a także analizy straty na prażeniu (LOI) obu profili wstępnie prześledzono główne etapy rozwoju paleośrodowiska w tym terenie.

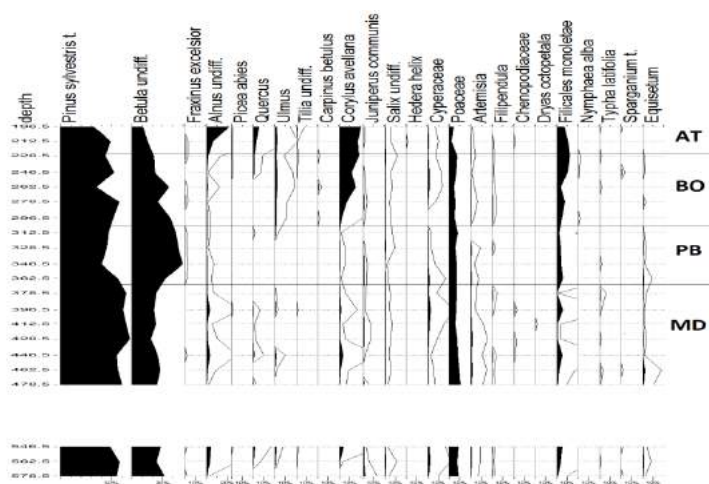
Profil WE08 rozpoczyna seria piasku i silnie zapiaszczonego łu, obejmująca prawdopodobnie chłodny stadiał Starszego Dryasu. Na ochłodzenie klimatu w tym okresie wskazuje przebieg krzywej LOI. Niski udział materii organicznej w osadzie świadczy o rozwoju roślinności o małych wymaganiach fitosocjologicznych (np. *Pinus sylvestris*). Potwierdza to również

dominacja pyłku traw (*Poaceae*) w diagramie pyłkowym oraz redepozycja ziaren pyłku drzew ze starszych osadów (ryc. 1). Powstały w tym czasie bór sosnowy rozwinął się jako dominujący zespół leśny na Ziemi Lubuskiej.

W profilu WE09 na podstawie analizy LOI najstarszym wyróżnionym okresem jest Bölling (projekt RESET, inf. ustna), czego na dzień dzisiejszy nie potwierdza analiza palinologiczna.

Z powodów technicznych nie udało się pobrać 0,5 m osadu, więc wydzielenie Starszego Dryasu nie było możliwe. Dalsza sedymentacja, co pokazuje przebieg krzywych pyłkowych (ryc. 2) i straty na prażeniu obu profili, przebiegały podobnie.

Akumulację osadów biogenicznych profili WE08 i WE09 rozpoczęła seria częściowo zailonej gytii o zaburzonej sedymentacji. Wzrost udziału materii organicznej w osadzie świadczy o początkowym stadium tworzenia się zbiornika wodnego przypadającego na allerödski okres lasów sosnowo-brzozowych, zaznaczający się wyraźnym spadkiem udziału traw w spektrach pyłkowych. Spadek materii organicznej z równoczesnym wzrostem udziału pyłku roślin zielnych w diagramach pyłkowych odzwierciedlił kolejne ochłodzenie klimatu (Młodszy Dryas). Zbiorowiska leśne prze-



Ryc. 2 Diagram pyłkowy profilu WE09.

kształciły się wtedy w zbiorowiska o charakterze tundry parkowej.

Okres Preborealny i Borealny charakteryzuje dalsza niezaburzona sedymentacja gytii. Zapisane w niej zostały kolejne etapy rozwoju wczesnoholoceńskiej roślinności przejście od ubogich lasów sosnowo-brzozowych z dużym udziałem leszczyny (*Corylus avellana*) w poszyciu do mieszanych lasów liściastych z dębem (*Quercus*) i wiązem (*Ulnus*). W okresie Atlantycznym zbiorowiska roślinne Ziemi Lubuskiej uległy znacznym zmianom: w dolinach i nieckach formował się lasy optimum klimatycznego z lipą (*Tilia cordata*), jesionem (*Fraxinus excelsior*) i bluszczem (*Hedera helix*) będącym wskaźnikiem klimatu oceanicznego. Liczne wydmy, kemy i ozy nadal prawdopodobnie pozostawały ostoją lasów iglastych. O fakcie tym świadczy stały wysoki udział ziarn pyłku sosny w spektrach pyłkowych badanych profili.

Polepszające się warunki klimatyczne doprowadziły do wzrostu zarośli olszowych (*Alnus*) z paprociami w poszyciu (spory Filicales monoletae) sąsiadującymi z roślinnością wodno-bagienną: z grzybieniem białym (*Nympha alba*), turzycą (Cyperaceae) czy pałką szerokolistną (*Typha latifolia*). W rezultacie doprowadziło to do zarośnięcia zbiornika, o czym świadczy mięszka warstwa torfu w

stropowej części profili. Ostatnie pół metra osadu jest mocno przekształcone antropogenicznie; jego analiza palinologiczna nie odzwierciedla dalszych przemian szaty roślinnej na tym terenie.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2010–2012 jako projekt badawczy nr NN 307155138

#### Literatura:

- Bartkowski, T. 1963. O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, **11**: 7–50.
- Masojć, M., Malkiewicz, M., Sadowski, K. i Włodarski, W. 2007. Final Palaeolithic sites at Węgliny, distr. Gubin SW Poland. Preliminary results of archaeological and palaeoenvironmental studies. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne*, **48**: 61–74.
- Kozarski, S. 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~ 20 ka – 10 ka BP). *Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN Dokumentacja Geograficzna*, **1**: 82.

### **Nowe dane o biostratygrafii i faunie górnego kampanu/dolnego mastrychtu niecki miechowskiej**

ADRIAN KIN

Stowarzyszenie Przyjaciół Nauk o Ziemi “Phacops”; Targowa 29, 90-043 Łódź; e-mail: amonit79@tlen.pl

Badania osadów górnej kredy prowadzone przez autora w latach 2002–2009 na obszarze niecki miechowskiej umożliwiły wstępne rozpoznanie biostratygrafii oraz zespołów makroskamieniałości górnego kampanu i dolnego mastrychtu, a także wskazanie odsłonięcia, w którym potencjalnie znajduje się pogranicze dwóch powyższych wydzieleń. Ponadto, szczegółowa analiza paleontologiczna osadów kampanu i mastrychtu niecki miechowskiej, której wstępny zarys został przedstawiony przez Rutkowskiego (1965) i Pożaryskiego (1966), oraz Jagta i in. (2004), powinna umożliwić w przyszłości kompleksową korelację biostratygraficzną i faunistyczną osadów górnej kredy regionu miechowskiego oraz Polski centralnej (niecka mogileńsko-łódzka, przełom Wisły) i wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (Roztocze).

Osady górnego kampanu wykształcone jako opoki margliste, reprezentujące prawdopodobnie niższą i środkową część poziomu *Inoceramus inkermanensis*, rozpoznane zostały w szczytowej partii wzgórza znajdującego się na południowym krańcu wsi Moczydła (region Miechowa). Wśród licznej fauny inoceramowej przeważają przedstawiciele rodzaju *Cataceramus* Heinz; amonity występują stosunkowo rzadko i reprezentowane są przez *Pachydiscus* ex gr. *perfidus*, *Baculites* sp. oraz nieliczne formy charakterystyczne dla obszaru medyterańskiego – *Phylloceras* (*Neophylloceras*) cf. *surya* (Forbes).

Margle i opoki margliste reprezentujące wyższą część poziomu „*Inoceramus*” *inkermanensis* występują w miejscowości Wodzisław (region Miechowa). Wśród zgromadzonej makrofauny

charakterystycznym elementem są liczne inoceramamy: *Cataceramus magniumbonatus* (Douglas) oraz „*Inoceramus*” *inkermanensis* Dobrov i Pavlova, a także amonity należące do gatunków – *Nostoceras hyatti* Stephenson; *Pachydiscus perfidus* Grossouvre; *Jeletzkytes nodosus* Owen [= *Acanthoscaphites praequadriscopinosus* (Błaszkiwicz)], stwierdzono także występowanie *P. (N.) surya*. Osady margliste wyższego górnego kampanu z Wodzisławia stanowią potencjalny ekwiwalent wyższej części sukcesji opok z Piotrawina z przełomu Wisły.

Opoki pogranicza kampanu i mastrychtu (w inoceramowym podziale biostratygraficznym jest to pogranicze poziomów „*Inoceramus*” *inkermanensis*/*Trochoceramus costaecus*, w podziale opartym na głowonogach jest to pogranicze poziomów *Nostoceras hyatti*/*Belemnella lanceolata*, patrz Walaszczyk, 2004), o miąższości około 15 m występują w dużym odsłonięciu w Strzeżowie k/Miechowa. Granica kampanu i mastrychtu przebiega prawdopodobnie w obrębie pojedynczego, silnie marglistego horyzontu, występującego w wyższej części profilu i zawierającego dużą ilość niekompletnie zachowanych skamieniałości głowonogów – w tym amonitów [głównie skafitów *Hoploscaphites* cf. *vistulensis* (Błaszkiwicz)], belemnitów (*Belemnella* sp.), a także niewielką malakofaunę. Pośród bardzo licznej makrofauny wyższego górnego kampanu dominują tu inoceramamy: *Cataceramus* sp.; „*I.*” ex gr. *inkermanensis* oraz amonity: *J. nodosus*, *H.* cf. *vistulensis* (forma ta notowana jest zarówno z górnego kampanu jak i niższego dolnego mastrychtu przełomu Wisły, patrz Błaszkiwicz, 1980), *Nostoceras* sp., *P.* ex gr. *Perfidus*, *Baculites* sp.. Wśród górnokampańskich amonitów ze Strzeżowa rozpoznane zostały także formy wykazujące znaczne podobieństwo do północnoamerykańskiego rodzaju *Rhaeboceras* Meek, który – zgodnie z wcześniej przedstawioną koncepcją (Riccardi, 1983) – mógł być potencjalnym ogniwem pośrednim pomiędzy górnokampańskim gatunkiem *J. nodosus* i dolnomastyreckim gatunkiem *Acanthoscaphites quadriscopinosus* (Geinitz) s. str. (patrz Kin, 2010). Wśród amonitów dolnego mastrychtu rozpoznano *Hoploscaphites constrictus* (Sowerby), *Baculites vertebralis* Lamarck, *Baculites knorrianus* Desmarest, *Pachydiscus* ex gr. *neubergicus* oraz *Hauericeras* ex gr. *sulcatum*.

Wyższe ogniwa dolnego mastrychtu stwierdzone zostały w dwóch niewielkich odsłonięciach opok marglistych, zlokalizowanych w bezpośredniej bliskości Miechowa – w Bukowskiej Woli (?środkowa część poziomu *Endocostea typica* = ?niższa część poziomu *Belemnella obtusa*) oraz w Kalinie Małej (?pogranicze poziomów: „*Inoceramus*” *redbirdensis*/*Endocostea typica* = niższa część poziomu *Belemnella obtusa*). W pierwszym z odsłonieć znalezione zostały amonity: *A. quadriscopinosus* s. str. i *P. (P.) neubergicus* (von Hauer) oraz nieliczne inoceramamy: „*P.*” ex gr. *redbirdensis*. W drugim z odsłonieć występują liczne okazy amonitów *H. constrictus*; *A. quadriscopinosus* s. str. oraz inoceramamy: „*P.*” ex gr. *redbirdensis* i ?*Endocostea* sp., a także zróżnicowana niewielka malakofauna.

## Literatura:

- Błaszkiwicz, A. 1980. Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River Valley, Poland: a stratigraphic and paleontological study. *Prace Instytutu Geologicznego*, **92**: 3–63.
- Jagt, W.M., Walaszczyk, I., Yazykova, E. i Zatoń, M. 2004. Linking southern Poland and northern Germany: Campanian cephalopods, inoceramid bivalves and echinoids. *Acta Geologica Polonica*, **54**: 573–586.
- Kin, A. 2010. Early Maastrichtian ammonites and nautiloids from Hrebenne, southeast Poland, and phenotypic plasticity of *Acanthoscaphites tridens* (Kner, 1848). *Cretaceous Research*, **31**: 27–60.
- Pozaryski, W. 1966. Stratygrafia kredy niecki włoszczowskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, **10**: 1032–1046.
- Riccardi, A.C. 1983. Scaphitids from the Upper Campanian-Lower Maastrichtian Bearpaw Formation of the Western Interior of Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin*, **354**: 1–103.
- Rutkowski, J. 1965. Senon okolicy Miechowa. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **35**: 3–53.
- Walaszczyk, I. 2004. Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula Valley, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **54**: 95–168.

**Stereom górnourajskich liliowców z Kujaw (środkowa Polska)**

KRYSTIAN KONIECZYŃSKI

Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii;  
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: konieczynski@twarda.pan.pl

Szkielet współczesnych, jak i kopalnych, liliowców składa się z wielu, różnego rodzaju elementów pełniących odmienne funkcje. Każdy element ma charakterystyczną siateczkowatą mikrostrukturę endoszkieletu wydzielanego wewnątrz mezodermy, zwaną stereomem, który jest charakterystyczny dla liliowców i innych przedstawicieli typu Echinodermata (Simkiss i Wilbur, 1989). Utworzony jest on z serii beleczek, które połączone między sobą krzyżowo tworzą tzw. strukturę galeriową. Stereom składa się z dwóch różnych typów:  $\alpha$  – regularna struktura siateczkowata i  $\beta$  – nieregularna struktura siateczkowata (okazjonalnie może wzrastać równolegle). Różne typy stereomu mogą występować w obrębie nawet jednego elementu szkieletowego (Macurda i Meyer, 1975; Roux, 1975). Dodatkowo, wymienione typy stereomu związane są z różnymi typami połączeń między poszczególnymi elementami szkieletowymi liliowców.

Obserwacja elementów szkieletowych liliowców (cyrtokrynidów, izokrynidów i komatulidów) z górnej jury Kujaw w SEM pozwoliła stwierdzić, że stereom  $\alpha$  występuje w kolumnaliach cylindrycznych (cyrtokrynidy) w obrębie areoli i krenularium, a u kolumnaliów pentagonalnych (izokrynidy) w obrębie petala. Stereom  $\beta$  natomiast, notowany jest przede wszystkim w kolumnaliach cylindrycznych w obrębie lumenu, u kolumnaliów pentagonalnych w obszarach między petalami, a także na gładkich powierzchniach artykulacji kolumnaliów. Najbardziej zróżnicowany stereom obserwowany jest na powierzchniach artykulacji mięśniowej płytek brachialnych. Średnica porów jest nieco większa u liliowców łądogowych (np. izokrynidów) niż u bezłodygowych komatulidów. Natomiast najniższy poziom organizacji stereomu, wśród wszystkich elementów szkieletowych, wykazują cirralia na bocznej powierzchni.



## Literatura:

- Macudra, D. B., Jr. i Meyer, D. L. 1975. The microstructure of the crinoid endoskeleton. *The University of Kansas, Palaeontological Contributions*, **74**: 1–22.
- Roux, M. 1975. Microstructural analysis of the crinoid stem. *The University of Kansas, Palaeontological Contributions*, **75**: 1–7.
- Simkiss, K. i Wilbur, K.M. 1989. *Biom mineralization*. 337 s. Academic Press, San Diego.

**Nietypowo wykształcone ichtnoskamieniałości *Rhizocorallium* z dolnego wapienia muszlowego (stanowisko w Żyglinie)**

MONIKA KOWAL-LINKA<sup>1</sup>, ADAM BODZIOCH<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geologii;  
Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; e-mail: mokowal@amu.edu.pl

<sup>2</sup>Uniwersytet Opolski, Katedra Biosystematyki; Oleska 22, 45-052 Opole

Ichnorodzaj *Rhizocorallium* Zenker obejmuje 3 ichtnogatunki: *Rhizocorallium jenense* Zenker wykształcone jako U-kształtne kanały ze strukturą „spreite” i najczęściej zorientowane skośnie do powierzchni uławicenia; *Rhizocorallium irregulare* Mayer mające postać długich, sinusoidalnych, rozgałęzionych lub planispiralnych U-kształtnych kanałów ze strukturą „spreite”, zorientowanych poziomo do powierzchni uławicenia; *Rhizocorallium uliarensense* Fritton wykształconych jako U-kształtne kanały trochospiralne ze strukturą „spreite”. Struktura „spreite” to zespół nałożonych na siebie lamin przerobionego osadu, która ujawnia sposób przemieszczania się zwierzęcia: coraz głębiej w osad w przypadku protruzywnych kanałów *Rhizocorallium jenense* oraz *Rhizocorallium uliarensense*, lub coraz dalej w górnej części osadu w przypadku protruzywnych kanałów *Rhizocorallium irregulare* (Fürsich, 1974; Seilacher, 2007).

Oprócz tych trzech podstawowych ichtnogatunków znane są również skamieniałości *Rhizocorallium* z retruzywnie wykształconymi kanałami, głównie z mezozoiku (Sellwood, 1970; Schlirf, 2000; Seilacher, 2007; Rodríguez-Tovar i Pérez-Valera, 2008). Te sporadycznie znajdowane skamieniałości są modyfikacją *Rhizocorallium jenense*, a obecność kanałów retruzywnych jest uważana za skutek ciągłej i powolnej depozycji osadu (Fürsich, 1974; Schlirf, 2000; Rodríguez-Tovar i Pérez-Valera, 2008). Podobne formy *Rhizocorallium* isp. zostały znalezione w osadach formacji gogolińskiej (dolny wapień muszlowy, trias środkowy) w Żyglinie. Nietypowo wykształcone skamieniałości śladowe *Rhizocorallium* występują tu w ławicach zbudowanych z dwóch warstw. Warstwy dolne mają miąższość do 4 cm i są utworzone z masowo występujących skamieniałości śladowych *Planolites/Palaeophycus* i *Thalassinoides* zbudowanych z wapienia pelitowego, które są otoczone osadem marglistym. Powierzchnie spągowe i stropowe tych warstw są bardzo nierówne. Górne warstwy (tempestyty dystalne) są zbudowane z homogenicznego wapienia pelitowego i zawierają znacznie mniej bioturbacji. Wapień ten jest warstwowany poziomo lub przekątnie pod

małym kątem, jednak warstwowanie jest słabo zaznaczone i widoczne tylko na zwietrzałych powierzchniach. Pierwsze skamieniałości śladowe *Rhizocorallium* isp. występują dopiero 2–3 cm powyżej spągu górnych warstw. Początkowo są to systemy poziomych kanałów rozwiniętych protruzywnie, a następnie ich kierunek zmienia się na skośny i pionowy, a kanały mają charakter retruzywny. Systemy kanałów *Rhizocorallium* isp. są zorientowane prostopadle do powierzchni uławiczenia lub są przechylone.

#### Literatura:

- Fürsich, F.T. 1974. Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Paläontologische Zeitschrift*, **48**: 16–28.  
Rodríguez-Tovar, F.J. i Pérez-Valera, F. 2008. Trace fossil *Rhizocorallium* from the Middle Triassic of the Betic Cordillera, southern Spain: characterization and environmental implications. *Palaios*, **23**: 78–86.  
Seilacher, A. 2007. *Trace fossils analysis*. 226 s. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.  
Sellwood, B.W. 1970. The relation of trace fossils to small scale sedimentary cycles in the British Lias. W: Crimes T.P. i Harper J.C. (red.), Trace fossils. *Geological Journal, Special Issue*, **3**: 489–504.  
Schlirf, M. 2000. Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France). *Geologica et Palaeontologica*, **34**: 145–213.

## Obraz mioceńskiej roślinności na podstawie kopalnych szczątków z klifu wybrzeża Bałtyku okolic Chłapowa.

RAFAŁ KOWALSKI

Polska Akademia Nauk, Muzeum Ziemi;  
Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa; e-mail: r.kowalski@mz-pan.pl



Ryc. 1. Zdjęcie klifu w Chłapowie. Ciemna warstwa u podstawy klifu zawieraj liczne szczątki roślinne.

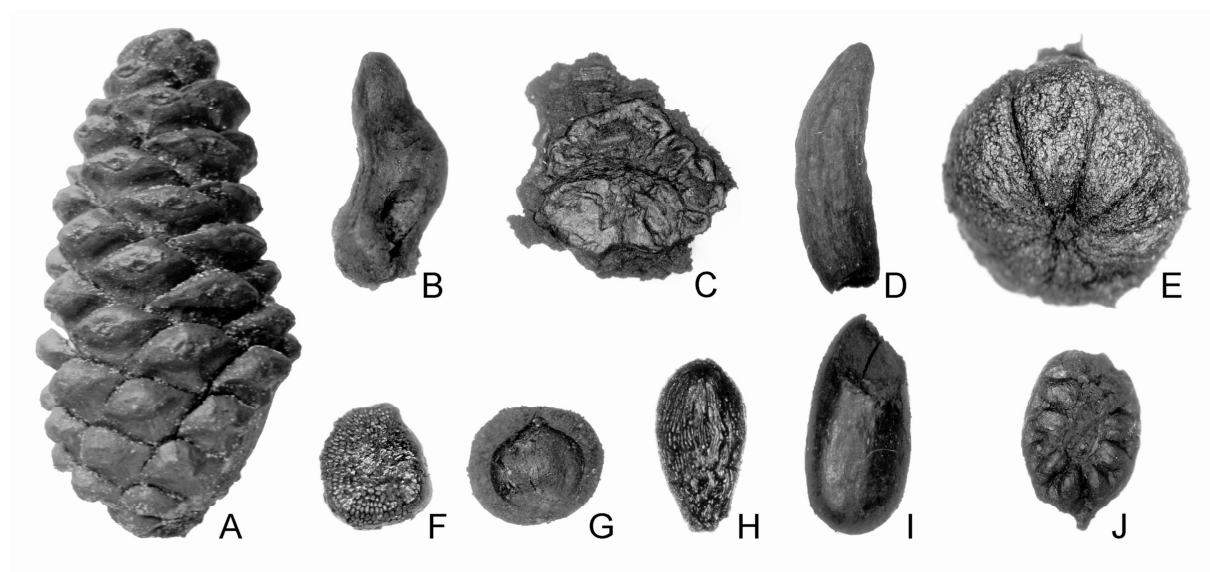
W obrębie klifu morskiego ciągnącego się od miejscowości Władysławowo do przylądka Rozewie odsłaniają się utwory neogenu. Pod względem litologicznym są to piaski, mułki oraz utwory węgliste. Osady odsłaniające się w klifie (ryc. 1), jak również pochodzące z wierceń były wielokrotnie badane, przy czym w większości były to badania palinologiczne (Grabowska, 1987), litologiczne i stratygraficzne (Piwocki i in., 1985). Pierwszym i, jak dotąd, jedynym opracowaniem makroskopowych szczątków roślinnych, występujących w utworach miocenu z tego rejonu, jest praca Heera (1869).

Próbki materiału flory chłapowskiej zebrane w latach 2008–2009 pozwalają na wstępne rozpoznanie dwóch zbiorowisk roślinnych: lasu bagiennego oraz zbiorowiska torfowiskowego. W lesie bagiennym

dominowały drzewa szpilkowe z rodzajów *Glyptostrobus* i *Taxodium* (ryc. 2B–C); zbiorowisko to przypominało współczesny cypryńskowy las bagienny Ameryki Północnej. Ważnym składnikiem zbiorowiska torfowiskowego była *Pinus* (ryc. 2A).

W materiale kopalnym rozpoznano również szczątki z rodzajów: *Comarostaphylis*, *Vaccinium*, *Leucothoe*, *Symplocos*, *Myrica*, *Fortunearia*, *Eurya* (ryc. 2D–I); stanowiły one prawdopodobnie składniki podszytu w obydwu rozpoznanych zbiorowiskach. Stwierdzono ponadto obecność jednego gatunku liany z rodzaju *Ampelocissus* (ryc. 2J) oraz kilku kopalnych form, których przynależność systematyczna nie jest znana, m.in. *Carpolithus antiquorum* (Heer) Czaja, *Carpolithus carpinoides* Mai.

Obecność szczątków z rodzajów, których współcześni najbliżsi krewni to rośliny ciepłolubne, występujące w południowej części Ameryki Północnej oraz we wschodniej Azji, pozwala na przybliżoną charakterystykę ówczesnych warunków klimatycznych. Do ciepłolubnych taksonów należą m.in. *Symplocos*, *Myrica*, *Fortunearia*, *Eurya* oraz *Ampelocissus*; ich obecność może wskazywać na klimat umiarkowany ciepły, z szacunkową średnią roczną temperaturą 13–17 °C (Mai, 2001). Dotychczasowy stan badań nad florą z Chłapowa pozwala w przybliżeniu określić jej wiek na środkowy miocen.



Ryc. 2. Niektóre szczątki roślinne znalezione w obrębie kłifu Chłapowa. A. Szyszka *Pinus thomasiana* (Goeppert) Reichenbach; B. Nasienie *Glyptostrobus europaeus* (Brongniart) Unger; C. Łuska *Taxodium dubium* (Stbg.) Heer; D. Pestka *Symplocos casparyi* Ludwig; E. Owoc *Comarostaphylis globula* (Menzel) Mai; F. Nasienie *Eurya* sp.; G. Pestka *Myrica suppanii* Kirchh.; H–J. Nasiona *Vaccinium* sp. (H), *Fortunearia* sp. (I), *Ampelocissus chandleri* (Kirchh.) Chen & Manchester (J).

#### Literatura:

- Grabowska, I. 1987. Charakterystyka palinoflorystyczna i mikroplanktonowa osadów trzeciorzędowych północnej Polski na tle profili otworów Chłapowo I i Chłapowo II. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **356**: 65–89.
- Heer, O. 1869. Miocene Baltische Flora. *Beitrage zur Naturkunde Preussens*, **2**: 1–104.

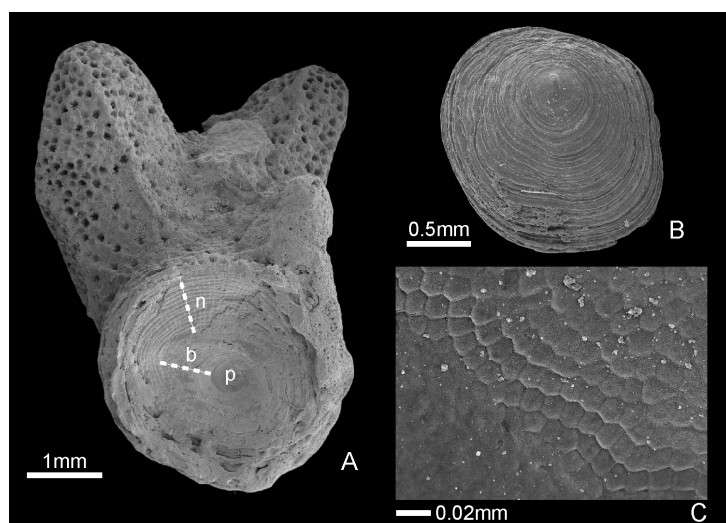
- Mai, H. D., 2001. Die mittelmiozänen und obermiozänen Floren aus der Meuroer und Raunoer Folge in der Lausitz. Teil III: Fundstellen und Paläobiologie. *Palaeontographica Abt. B*, **258**: 1–85.
- Piwocki, M., Olkovich-Paprocka, I., Kosmowska-Ceranowicz, B., Grabowska, I. i Odrzywolska-Bieńkowska, E. 1985. Stratygrafia trzeciorzędowych osadów bursztynonośnych okolic Chłapowa koło Pucka. *Prace Muzeum Ziemi*, **37**: 61–76.

### Stan zachowania szczątków *Discinisca humphriesiana* (Sowerby) z osadów górnego oksfordu Bielaw i Wapienna na Kujawach

CEZARY KRAWCZYŃSKI

Muzeum Ziemi PAN; Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa; e-mail: c.krawczynski@o2.pl

*Discinisca humphriesiana* (Sowerby) jest bardzo rzadko spotykanym ramienionogiem bezzawiasowym, który do tej pory był opisywany przede wszystkim z osadów kimerydu Anglii, Francji oraz Niemiec (np. Davidson, 1851, 1874–1882; Opperl, 1856–1858; Deslongchamps, 1862; Quenstedt 1868–1871). Blake (1880) opisał ponadto „skarłałą formę” *D. humphriesiana* z osadów portlandu (tyton). Badane okazy *D. humphriesiana* pochodzą z najwyższej części profilu



Ryc. 1. *Discinisca humphriesiana* (Sowerby), górny oksford, podziom Planula, Bielawy; A. Wnętrze okazu z widocznymi trzema etapami rozwoju osobniczego: p, protegulum (pierwotnie utworzona, larwalna muszla, charakteryzująca się brakiem linii przyrostowych); b, stadium breficzne (zaznaczają się linie przyrostowe ale brak żeber); n, stadium neaniczne (pojawia się ornamentacja w postaci drobnych żeber, widoczna w silnie uszkodzonej części skorupki); B. Skorupka grzbietowa osobnika młodocianego w stadium breficznym; C. Odciski zmodyfikowanych komórek epitelium zachowane w miejscu przyczepu przedniego adduktora.

kamieniołomów Bielawy i Wapienna na Kujawach, z osadów podziomu Planula górnego oksfordu. W tych ogromnych okrywkach eksploatowane są skały wapienne rozległego, izolowanego kompleksu biohermalnego o genezie gąbkowo-sinicznej (Matyja i in., 1985; Matyja i Wierzbowski; 1985). Obecność *D. humphriesiana* stwierdzono w osadach skłonu kompleksu biohermalnego i jest to dotychczas jedyne notowanie tego gatunku w Polsce (Krawczyński, 2007).

Najciekawszy jest jednak sposób w jaki zachowały się skorupki grzbietowe tych ramienionogów. Prawie wszystkie okazy (18), z wyjątkiem jednego bardzo małego

osobnika (ryc. 1B), są porośnięte przez sklerogąbki z rodzaju *Neuropora* (ryc. 1A). Bardzo znamieny jest także fakt, że elementy skorupki, które wystawały poza strefę zajętą przez epibionty nie są

zachowane (ryc. 1A). Obrośnięcie przez epibionty, w dużym stopniu warunkowało fosylizację organiczno-fosforanowych muszli *Discinisca*, których potencjał fosylizacyjny był znacznie niższy, niż w przypadku kalcytowych skorupki innych współwystępujących ramienio-nogów. Badania prowadzone na współczesnych ramienionogach o podobnym typie muszli co *Discinisca* dowodzą, że skorupki organiczno-fosforanowe ulegają na powierzchni dna bardzo szybkiej destrukcji. Organiczny matriks, który stanowi od 30–40% masy muszli (Williams i in., 1998), zostaje bardzo szybko usunięty na drodze hydrolizy, rozkładu przez mikroorganizmy oraz mechanicznej abrazji (Emig, 1997). Tak osłabione skorupki rozpadają się na nierozpoznawalne fragmenty w ciągu 2–3 tygodni, nawet w niezbyt dynamicznych środowiskach, przy czym ich destrukcja postępuje od krawędzi ku środkowi muszli (Emig, 1997). Niski potencjał fosylizacyjny tego typu muszli wskazuje, że faktyczna frekwencja *Discinisca* w górnej części profilu Bielaw i Wapienna mogła być znacznie wyższa niż to wynika z zapisu kopalnego.

Na szczególną uwagę zasługują doskonale zachowane odciski zmodyfikowanych komórek zewnętrznego epitelium (ryc. 1C) zaobserwowane na powierzchni pól mięśniowych dwóch okazów *D. humphriesiana*. Wykształcone są one w postaci szeregów heksagonów, których średnice wahają się w granicach 10–15  $\mu\text{m}$  (ryc. 1C).

#### Literatura:

- Blake, J.F. 1880. On the Portland rocks of England. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **36**: 189–236.
- Davidson, T. 1851. *A Monograph of British Oolitic and Liassic Brachiopoda Part 3*. 100 s. Palaeontographical Society, London.
- Davidson, T. 1874–1882. *A Monograph of British Fossil Brachiopoda. 4. Supplement To The British Jurassic And Triassic Brachiopoda: 73–241*. Palaeontographical Society, London.
- Deslongchamps, E.E. 1862. Etudes critiques des brachiopodes nouveaux ou peu connus. *Bulletin de la Societe Linneenne de Normandie*, **3**: 248–297.
- Emig, C.C. 1997. Ecology of Inarticulated Brachiopods. W: Kaesler, R.L. (red.), *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part H, Brachiopoda revised*, vol. 1. 473–495. The Geological Society of America and The University of Kansas. Boulder and Lawrence.
- Krawczyński, C. 2007. *Ramienionogi oksfordu Bielaw i Wapienna na Kujawach, ich taksonomia, ekologia i tafonomia*. 142 s. Niepublikowana praca doktorska. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Matyja, B.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*: 19–29. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Matyja, B.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*: 30–35. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Oppel, A. 1856–1858. *Die Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwestlichen Deutschlands*: 587–857. Stuttgart.
- Quenstedt, F.A. 1868–1871. Brachiopoden. *Petrefactenkunde Deutschlands*, **2**: 1–748.
- Williams, A., Cusack, M i Buckman, J.O. 1998. Chemico-structural phylogeny of the discinoid brachiopod shell. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, **353**: 2005–2038.

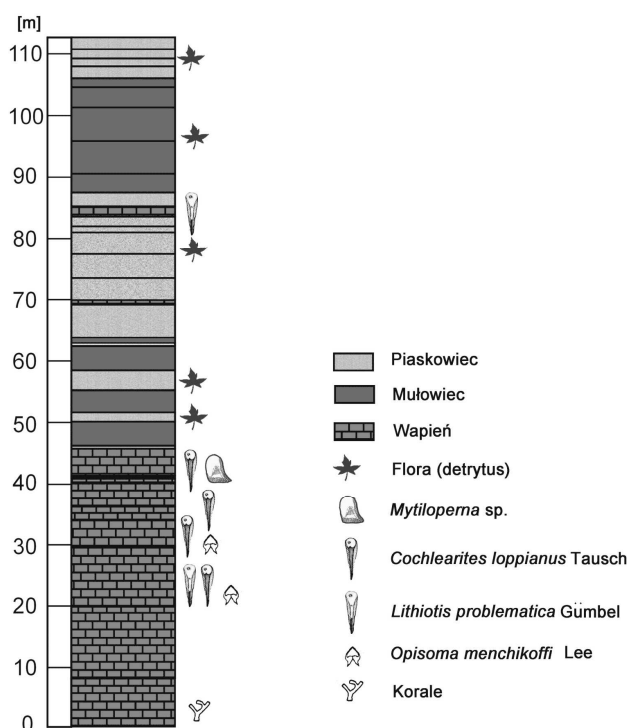
## Budowle małżowe wczesnej jury marokańskiego Atlasu Wysokiego

MICHAŁ KROBICKI<sup>1</sup>, DRISS SADKI<sup>2</sup>, JAN GOLONKA<sup>1</sup>, ANNA PLONKA<sup>1</sup>, URSZULA PREDKI<sup>1</sup>,  
ANNA RUSIN<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska;  
Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: krobicki@geol.agh.edu.pl

<sup>2</sup>Uniwersytet Moulay Ismail, Wydział Geologii; BP 11 201 Zitoune, Meknes, Maroko

Po kryzysie faunistycznym jednego z wielkich wymierań (tzw. wielkiej piątki) z pogranicza triasu i jury, środowiska rafowe i rafo-podobne z mozołem odbudowywały swoje biocenozy. Jedną z pierwszych grup morskich bezkręgowców, które po tym kryzysie tworzyć zaczęły budowle organiczne były wczesnojurajskie małże tzw. facji *Lithiotis*. Najbardziej charakterystyczni przedstawiciele tej grupy należą do rodzajów: *Lithiotis*, *Cochlearites*, *Lithioperna*, *Mytiloperna*. W wielu przypadkach profili pliensbachu i wczesnego toarku płytkowodnej sedymentacji węglanowej lub węglanowo-klastycznej, małże te występują masowo, bardzo często w pozycjach przyżyciowych tworząc swoiste budowle „rafowe”. Jednym z najbardziej spektakularnych miejsc, gdzie można takie biostruktury studiować, jest obszar Jebel Azourki w marokańskim Atlasie Wysokim. Doskonale odsłonięty, ciągły profil węglanowo-klastycznych utworów pliensbachu (z przejściem do toarku?) jest zapisem



Ryc. 1. Uproszczony profil utworów pliensbachu (dolnego toarku?) w AssemSouk (Jebel Azourki, Atlas Wysoki, Maroko).

konsekwentnej regresji reprezentowanej w zapisie kopalnym płynnym przejściem od płytkomorskich wapieni z koralami, poprzez najprawdopodobniej lagunowe utwory wapienno-margliste z liczną fauną wspomnianych małży, aż do przybrzeżno-morskich utworów klastyczno-wapiennych (miejscami ze znakomicie zachowanymi warstwowaniami przekątnymi) z coraz bardziej obfitą florą w wyższych częściach profilu (ryc. 1), co może sugerować obecność środowisk lagunowo-paralicznych. W środkowej części profilu znajduje się perfekcyjnie zachowana „budowla lithiotisowa” z potężnymi małżami (do 0,5 m długości) *Cochlearites* i/lub *Lithiotis*, które w stropowej części budowli znajdują się w pozycji przyżyciowej tworząc

monogatunkowy zespół autochtoniczny. Kopalne brzegi tej budowli posiadają charakterystyczne osady tallusa wykształcone jako wapienie biodetrytyczne, powstałe z erozji tej biostruktury, która

miała zapewne znaczący pozytywny relief ponad otaczającym ją dnem. Najprawdopodobniej zajmowała miejsce pomiędzy izolowaną laguną a otwartym morzem stanowiąc swoistą „rafę” barierową tego wczesnojurajskiego środowiska. Taka interpretacja znajduje dobre analogie z wieloma innymi profilami znanymi z Europy (np. włoskie Dolomity czy Słowenia), Azji Mniejszej i centralnej, gdzie budowle małżowe tego typu występują w utworach reprezentujących prawdopodobnie podobne paleośrodowiska.

Badania były finansowane w ramach działalności statutowej AGH (11.11.140.447 – MK & JG)

### **Późnoglacialne zmiany środowiskowe w świetle analiz biostratygraficznych osadów jeziornych na Pomorzu**

JARMILA KRZYMIŃSKA<sup>1</sup>, MIROSLAW BŁASZKIEWICZ<sup>2</sup>, GRAŻYNA MIOTK-SZPIGANOWICZ<sup>1</sup>,  
MAŁGORZATA WITAK<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza;  
Kościerska 5, 80-328 Gdańsk; e-mail: jarmila.krzyminska@pgi.gov.pl

<sup>2</sup>Instytut Geografii i PZ PAN, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu; Kopernika 19, 87-100 Toruń

<sup>3</sup>Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii; Marszałka Piłsudskiego 46, 81-478 Gdynia

Celem przeprowadzonych badań pięciu stanowisk (Szłaga-Młyn, Żurawki, Czechowo, Boże Pole i Skarszewy) położonych we wschodniej części Pomorza była rekonstrukcja zmian środowiska w okresie późnego glaciału. Rekonstrukcję przeprowadzono na podstawie korelacji wyników analiz: malakologicznej, ostrakodologicznej, diatomologicznej, palinologicznej oraz pomiarów stosunków izotopowych ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ), całkowitej zawartości węgla organicznego (TOC), analizy węglanowości (wapniowości) osadu, a także wyników datowań bezwzględnych metodą radiowęglową. Badane osady jeziorne to gytie, mułki i piaski mułkowate. Ich wiek określony metodą  $^{14}\text{C}$  i zweryfikowany badaniami palinologicznymi zawierał się w przedziale od okresu starszego dryasu do allerödu.

Najstarsze badane osady powstały w zbiornikach jeziornych okresu przedallerödskiego (starszy dryas?). Udokumentowano w nich obecność fauny małżoraczków i mięczaków (Boże Pole i Skarszewy) oraz okrzemek. Częste, obserwowane w kopalnym zapisie, zmiany składu gatunkowego okrzemek i frekwencji poszczególnych taksonów, świadczą o wyraźnych zmianach parametrów paleośrodowiska.

Najwięcej informacji dostarczyły wyniki uzyskane ze stanowiska Czechowo 3. Analiza pyłkowa pozwoliła na wyróżnienie sześciu lokalnych poziomów pyłkowych (LPAZ) wskazujących, że badane osady powstawały w okresie od starszego dryasu do okresu borealnego włącznie. Wysoka frekwencja okrzemek notowana w osadach środkowej i górnej części rdzenia z tego stanowiska umożliwiła wyróżnienie ośmiu poziomów okrzemkowych odpowiadających kolejnym fazom rozwoju

zbiornika. Flora okrzemkowa wskazuje, że początkowo był to niezbyt głęboki alkaliczny zbiornik słodkowodny, średnio zasobny w składniki pokarmowe. W kolejnym poziomie obserwuje się zanik flory zimnolubnej i pojawienie się gatunków eutroficznych, świadczących o poprawie warunków klimatycznych. Następnie notuje się spadek i wzrost poziomu wody, skutkujący masowym rozwojem form planktonicznych. Obecność form acidofilnych może wskazywać na rozwój trofowisk w bezpośredniej bliskości stanowiska. Dalszy rozwój zbiornika wiązał się ze wzrostem pH jego wód, co łączyło się z obfitością form bentosowych zastępowanych następnie formami planktonowymi dowodzącymi ponownego wzrostu głębokości zbiornika.

Z uzyskanych danych wynika, że w obszarze badanych stanowisk istniały początkowo stosunkowo płytkie zbiorniki o charakterze glacialimnicznym, w których zachodziła głównie depozycja osadów mineralnych (rytmity limnoglacialne). Stopniowe pogłębianie się jezior oraz równoczesne zmniejszanie dostawy materiału mineralnego sprzyjało rozwojowi fauny małżoraczków i flory okrzemek. Wymagania ekologiczne występujących tu gatunków potwierdzają, że były to stosunkowo głębokie zbiorniki rozwijające się w klimacie subarktycznym. Występowanie malakofauny, małżoraczków i okrzemek w zbiornikach wodnych uzależnione było od czynników ekologicznych, przede wszystkim termicznych i troficznych. Wydaje się jednak, że decydującym czynnikiem była kwasowość wód zbiorników. Niskie wartości pH wody w granicach 6,2–6,5 uniemożliwiały rozwój zespołów małżoraczków, nawet jeżeli warunki termiczne i troficzne były wystarczająco dobre. Istotną przyczyną braku małżoraczków należy też upatrywać w dużym zapotrzebowaniu przez nie na dostępny wapń (skorupki karapaksu) rozpuszczony w wodach zbiorników. Natomiast liczna obecność fauny mięczaków i małżoraczków w osadach stanowisk: Boże Pole Szlacheckie, Skarszewy lub jedynie małżoraczków – Żurawki, Szłaga Młyn, wiąże się najprawdopodobniej z dużą zasobnością wód tych zbiorników w węglany.

Badania finansowane w ramach projektu badawczego MNiSW nr N307 032 31/2522 w latach 2006–2008

### **Kelowejskie liliowce (Crinoidea) Litwy**

RAFAŁ LACH

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Studenckie Koło Naukowe Paleontologów „*Paradoxides*”;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: [rafal\\_lach86@o2.pl](mailto:rafal_lach86@o2.pl)

Zarówno mikro- jak i makrofauna keloweju oraz oksfordu odsłaniającego się na Litwie (dolina Venty), była przedmiotem licznych publikacji, monografii (np. Boden, 1911; Krenkel, 1915) oraz krótszych opracowań (szczegóły w Klikushin, 1992; Grigelis i Norling, 1999; Gaigalas, 2002). Spośród szkarłupni zostały opracowane jedynie liliowce. Większość prac na ten temat pochodzi



jednak z XIX wieku (np. Grewingk, 1879; Eichwald, 1868). Niedawno, Salamon (2008a) szczegółowo przedstawił taksonomię kelowejskich krynoidów z rejonu Papilė.

Wychodnie keloweju oraz oksfordu znajdują się głównie w dolinie Venty, w rejonie miejscowości Papilė, gdzie wyznaczono stratotypy dolnokelowejskiej formacji Papilė oraz środkowokelowejskiej formacji Papartinė. Profil typowy dla górnokelowejskiej formacji Skinija wyznaczono natomiast w wierceniach Vilkyčiai-18 (Paškevičius, 1997). Najbardziej bogate i zróżnicowane taksonomicznie występowanie krynoidów zaznacza się w środkowym keloweju formacji Papartinė, podczas gdy dolny i górny kelowej okazuje się niezwykle ubogi w faunę szkarłupniową.

Spośród opisanych liliowców środkowego keloweju Litwy, których występowanie zaznacza się w równoległych bądź starszych utworach południowej i południowo-wschodniej Polski (m. in. Zalas, Ogródzieniec, Pieniński Pas Skałkowy; szczegóły w Głuchowski, 1987; Salamon, 2008b; Salamon i Zatoń, 2007), można wyróżnić pięć taksonów izokrynoidów z rodziny Isocrinidae: *Chariocrinus andrae* (Desor), *Balanocrinus berchteni* (Hess et Pugin), *Balanocrinus pentagonalis* (Goldfuss), *Balanocrinus subteres* (Münster) i *Isocrinus nicoleti* (Desor), oraz pojedynczy takson komatulida z rodziny Solanocrinitidae: *Palaeocomaster jaegeri* (Salamon) (patrz Salamon, 2008a).

Na podstawie wystąpień poszczególnych taksonów, jak również opisanego zespołu liliowców z utworów keloweju Łukowa (Salamon, 2008b), można wysnuć wnioski potwierdzające tezę na temat migracji wszystkich środkowojurajskich liliowców z basenu Tetydy, w kierunku północnym poprzez basen epikontynentalny Polski (patrz Salamon i Zatoń, 2007).

#### Literatura:

- Boden, K. 1911. Die fauna des unteren oxford von Popilany in Litauen. *Geologische und Palaeontologische abhandlungen*, **10**: 125–199.
- Eichwald, E. I. 1868. *Lethaea Rossica ou paleontology de la Russie*. 640 s. Stuttgart.
- Gaigalas, A. 2002. Papilės geologinė ir geomorfologinė alpinka. *Lietuvos lokaliniai tyriniai, Geologija, Papilė I. Lietuvos Valsčiai (2002-2005)*: 212–250.
- Głuchowski, E. 1987. Jurassic and early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and Tatra Mts, Poland. *Studia Geologica Polonica*, **94**: 6–102.
- Grewingk, C. 1879. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Est- und Kurlands. *Archiv für die Naturkunde Liv- Est- und Kurlands*, **1**: 343–466.
- Grigelis, A.A. i Norling, E. 1999. Jurassic geology and foraminiferal faunas in the NW part of the East European Platform. A Lithuanian – Swedish geotraverse Study. *Research Papers, Geological Survey of Sweden, Series Ca 89, Forskningsrapporter*: 1–101.
- Klikushin, V.G. 1992. *Fossil pentacrinid crinoids and their occurrence in the USSR*. 358 s. Leningrad Paleontological Laboratory, Sankt Petersburg.
- Krenkel, E. 1915. Die Kelloway-Fauna von Papilani in Westrussland. *Palaeontographica*, **5–6**: 191–362.
- Paškevičius, J. 1997. *The geology of the Baltic Republics*. 387 s. Vilnius University & Geological Survey of Lithuania, Lietuvos geologijos tarnyba.
- Salamon, M.A. 2008a. The Callovian (Middle Jurassic) crinoids from northern Lithuania. *Paläontologische Zeitschrift*, **82**: 269–278.
- Salamon, M.A. 2008b. The Callovian (Middle Jurassic) crinoids from the black clays of the Łuków area, eastern Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **247**: 133–146.
- Salamon, M.A. i Zatoń, M. 2007. A diverse crinoid fauna from the Middle Jurassic (Upper Bajocian-Callovian) of the Polish Jura Chain and Holy Cross Mountains (south-central Poland). *Swiss journal geosciences*, **100**: 153–164.

## Ostatnie amonity w czasie i przestrzeni

MARCIN MACHALSKI

Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii;  
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: mach@twarda.pan.pl

Globalny kryzys ekologiczny wywołany uderzeniem planetoidy w Jukatan na granicy kredy i paleogenu (K-Pg), być może wspomagany efektami wulkanicznych erupcji trapowych na Dekanie, spowodował jedno z najbardziej dotkliwych masowych wymierań w dziejach biosfery (Alvarez i in., 1980; Smit, 1999; Schulte i in., 2010; patrz także Racki, 2009).

Amonity należą do najbardziej znanych przedstawicieli morskich faun mezozoiku. Ponad 30 gatunków, reprezentujących wszystkie cztery podrzędy potriasowych amonitów, stwierdzono w utworach najwyższego mastrychtu Ameryki Północnej, Europy, Azji, północnej Afryki oraz Antarktydy (Landman i in., 2007). Zaprzecza to wcześniejszym poglądom o zakończeniu wymierania tych głowonogów jeszcze przed końcem mastrychtu (np. Wiedmann, 1988).

Do niedawna powszechnie przyjmowano, że amonity nie przeżyły granicy K-Pg. Sporadyczne znaleziska tych głowonogów w danie były tłumaczone redepozycją z utworów mastrychtu (Birkelund, 1993; Kennedy, 1993). Ostatnio wypowiedziano jednak pogląd, że w niektórych częściach świata niedobitki amonitów przetrwały na krótko impakt i żyły jeszcze w początkach danu (przegląd w Machalski i in., 2009).

Kluczowym reperem stratygraficznym w rozważaniach na temat przeżycia amonitów do danu jest il graniczny K-Pg z produktami impaktu w spągu, takimi jak podwyższona zawartość irydu (anomalna irydowa), kwarc szokowy, tektyty oraz mikrodiamenty (Alvarez i in., 1980; Smit, 1999). Spąg warstwy łu granicznego w profilu El-Kef w Tunezji wyznacza formalnie granicę K-Pg; w sensie geochronologicznym granica ta odpowiada chwili uderzenia planetoidy w Jukatan (Molina i in., 2006). Istotnych przesłanek na rzecz krótkotrwałego przeżycia przez amonity kryzysu K-Pg dostarczyły profile z trzech regionów świata: Stevns Klint w Danii (Machalski i Heinberg 2005), okolic Maastricht w Holandii (Smit i Brinkhuis 1996; Jagt i in. 2003) oraz hrabstwa Monmouth w stanie New Jersey, USA (Landman i in., 2007).

W Stevns Klint dowodów na rzecz istnienia dańskich amonitów dostarczył materiał z wapienia cericjowego, który zalega bezpośrednio nad łem granicznym K-Pg (Machalski i Heinberg, 2005). W 2009 roku został on wzbogacony o dalsze okazy podczas prac prowadzonych przez zespół: M. P. Garb, N. H. Landman, C. Heinberg, J.W.M. Jagt oraz M. Machalski. Stwierdzone w wapieniu cericjowym ośrodkie amonitów *Hoploscaphites* i *Baculites* nie różnią się stanem zachowania od współwystępujących dańskich skamieniałości, budująca je skała to bogaty w kalcifery dański wapień, a nie przepelniona kokkolitami kreda mastrychtu, ponadto wapień cericjowy nie zawiera redeponowanych skamieniałości mastrychtu (Machalski i Heinberg, 2005; Machalski i in., w

przygotowaniu). Wszystko wskazuje więc na to, że występujące w wapieniu cericjowym ośródkami amonitów reprezentują osobniki, które żyły podczas jego sedymentacji, a nie okazy redeponowane z utworów mastrychtu (Machalski i Heinberg, 2005).

Ośródkami amonitów (*Hoploscaphites*, *Baculites*, *Eubaculites*) z wydzielenia IVf-7 ogniwa Meerssen z okolic Maastricht w Holandii, które na podstawie danych biostratygraficznych należy do najniższego danu (Smit i Brinkhuis, 1996), także nie wykazują śladów redepozycji. Zachowały się na przykład delikatne wyrostki aperturalne muszli przedstawicieli rodzaju *Baculites* (Jagt i in., 2003). W norach w spągu wydzielenia IVf-7, a więc poniżej warstwy z amonitami, Jan Smit stwierdził występowanie kwarcu szokowego ([http://www.falw.vu/~smit/home\\_smit.html](http://www.falw.vu/~smit/home_smit.html)). Połączenie obu obserwacji wskazuje, że „holenderskie” amonity żyły już w czasach po jukatańskim impakcie (Machalski i in., 2009).

Obfitująca w osobniki i taksony (*Pachydiscus*, *Sphenodiscus*, *Eubaculites*, a także *Discoscaphites*, ten ostatni z pięcioma gatunkami) kolekcja amonitów z warstwy z *Pinna* w New Jersey występuje również w postaci ośródek o bardzo dobrym stanie zachowania (Landman i in., 2007). Przedstawiciele rodzajów *Discoscaphites* oraz *Baculites* tworzą monogatunkowe skupienia, odzwierciedlające gromadny tryb życia tych zwierząt. Ponadto w warstwie z *Pinna* zachowały się dolne szczęki skafitów (aptychy), w tym jeden okaz *in situ* w komorze mieszkalnej (Landman i in., 2007). Sposób występowania amonitów z warstwy z *Pinna* wyklucza ich redepozycję ze starszych warstw (Landman i in., 2007). Jednakże dane mikropaleontologiczne wskazują na późnomastychcki wiek utworów z amonitami, zaś anomalia irydowa w spągu warstwy z *Pinna* może być wtórnie przesunięta z jej stropu na skutek działania krążących w skale roztworów (Landman i in., 2007). Dla przyjęcia dańskiego wieku omawianych amonitów konieczne jest zatem wykluczenie zjawiska migracji irydu lub znalezienie innych oznak impaktu w spągu warstwy z *Pinna*. Póki to nie nastąpi, nie można wykluczyć późnomastychckiego wieku fauny amonitowej z New Jersey (Landman i in., 2007; Machalski i in., 2009).

Gatunki i rodzaje amonitów stwierdzone w utworach dolnego danu to te same taksony, które występują w utworach górnego mastrychtu tych obszarów (por. Jagt i in., 2003; Machalski i Heinberg, 2005; Landman i in., 2007). W badanym materiale nie stwierdzono żadnych różnic morfologicznych w stosunku do konspecyficznymi populacji mastrychckich, co kontrastuje np. z szybkimi zmianami czasowymi w morfologii muszli późnomastychckich skafitów europejskiego mastrychtu (Machalski, 2005).

Jeśli izolowane, zdziesiątkowane populacje amonitów istotnie przeżyły w kilku miejscach na świecie do wczesnego danu, stanowią one przykład zjawiska „przetrwania bez odrodzenia” masowych wymierań (Jablonski, 2002). Polega ono na przeżyciu głównej fazy wymierania przez niewielkich przedstawicieli danej grupy, którzy giną bezpotomnie jakiś czas potem (Jablonski, 2002).

## Literatura:

- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. i Michel, H.V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous/Tertiary extinction. *Science*, **208**: 1095–1108.
- Birkelund, T. 1993. Ammonites from the Maastrichtian White Chalk of Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **40**: 33–81.
- Brinkhuis, H. i Smit, J. 1996. The Geulhemmerberg Cretaceous/Tertiary boundary section (Maastrichtian type area, SE Netherlands); an introduction. W: Brinkhuis, H. i Smit, J. (red.), The Geulhemmerberg Cretaceous/Tertiary boundary section (Maastrichtian type area, SE Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, **75**: 101–106.
- Jablonski, D. 2002. Survival without recovery after mass extinctions. *Proceedings of the National Academy of the United States*, **99**: 8139–8144.
- Jagt, J.W.M., Smit, J. i Schulp, A.S. 2003. ?Early Paleocene ammonites and other molluscan taxa from the Ankerpoort-Curfs quarry (Geulhem, southern Limburg, the Netherlands). W: Lamolda, M.A. (red.), *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes, Caravaca, 3<sup>rd</sup>–38<sup>th</sup> June 2003*: 113. Ayuntamiento de Caravaca de la Cruz.
- Kennedy, W.J. 1993. Ammonite faunas of the European Maastrichtian; diversity and extinction. W: House, M.R. (red.), *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary change. Systematics Association Special Volume*, **47**: 285–326.
- Landman, N.H., Johnson, R.O., Garb, M.P., Edwards L.E. i Kyte F.T. 2007. Cephalopods from the Cretaceous/Tertiary boundary interval on the Atlantic Coastal Plain, with a description of the highest ammonite zones in North America. Part III. Manasquan River Basin, Monmouth County, New Jersey. *Bulletin of American Museum of Natural History*, **303**: 1–122.
- Machalski, M. 2005. Late Maastrichtian and earliest Danian scaphitid ammonites from central Europe: Taxonomy, evolution, and extinction. *Acta Palaeontologica Polonica*, **50**: 653–696.
- Machalski, M. i Heinberg, C. 2005. Evidence for ammonite survival into the Danian (Paleogene) from the Cerithium Limestone at Stevns Klint, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **52**: 97–111.
- Machalski, M., Jagt, J.W.M., Heinberg, C., Landman, N.H. i Hakansson, E. 2009. Dańskie amonity – obecny stan wiedzy i perspektywy badań. *Przegląd Geologiczny*, **57**: 486–493.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N. i Zaghbib-Turki, D. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision. *Episodes*, **29**: 263–273.
- Racki, G. 2009. Wielkie wymierania i ich przyczyny. *Kosmos*, **58**: 529–545.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., i in. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, **327**: 1214–1218.
- Smit, J. 1999. The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **27**: 75–113.
- Smit, J. i Brinkhuis, H. 1996. The Geulhemmerberg Cretaceous/Tertiary boundary section (Maastrichtian type area, SE Netherlands); summary of results and a scenario of events. W: Brinkhuis, H. i Smit, J. (red.), The Geulhemmerberg Cretaceous/Tertiary boundary section (Maastrichtian type area, SE Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, **75**: 283–293.
- Wiedmann, J. 1988. Ammonoid extinction and the “Cretaceous-Tertiary Boundary Event”. W: Wiedmann, J. i Kullmann, J. (red.). *Cephalopods – present and past*: 117–140. Schweizerbart, Stuttgart.

## Wstępne dane o kolekcji kości ssaków plejstoceńskich ze zbiorów Muzeum Geologii Złóż w Gliwicach

IWONA MACHŁAJEWSKA

Politechnika Śląska w Gliwicach, Wydział Górnictwa i Geologii, Instytut Geologii Stosowanej;  
Akademicka 2, 44-100 Gliwice; e-mail: imwm@o2.pl

W Muzeum Geologii Złóż im. Cz. Poborskiego na Wydziale Górnictwa i Geologii Politechniki Śląskiej w Gliwicach rozpoczęto badania liczącej około 4 tysięcy okazów przedwojennej kolekcji szczątków kostnych ssaków plejstoceńskich. Kolekcja ta została przekazana Politechnice przez śląskie placówki muzealne po II wojnie światowej (Czaporowska, 1968) w ramach akcji ujednolicenia tematycznego zbiorów. Pierwotnie kości wchodziły w skład zbiorów przedwojennego Górnosląskiego Muzeum Geologii i Mineralogii (Oberschlesischer Museum für Geologie und Mineralogie) w Gliwicach oraz Muzeum Śląskiego w Katowicach. Obie te placówki przestały istnieć w latach czterdziestych XX wieku (Szaraniec, 2005), ich zasoby geologiczne zostały częściowo rozproszone podczas wojny, a resztę zdeponowano w Muzeum Miejskim w Gliwicach, Muzeum



Ryc. 1. Fragment kolekcji kości ssaków plejstoceńskich z Muzeum Geologii Złóż w Gliwicach.

Górnosląskim w Bytomiu oraz Muzeum Miejskim w Chorzowie.

Kości zostały przetransportowane na Politechnikę w skrzyniach, bez dbałości o ich zabezpieczenie i dotychczas nie zostały skatalogowane ani opisane. Pierwszy etap badań szczątków polega więc na ich oczyszczeniu, zakonserwowaniu, posegregowaniu i wstępnej identyfikacji. Po przejrzaniu około 2 tysięcy okazów można stwierdzić, że zbiór szczątków jest niejednorodny i obejmuje kości i zęby wielu grup zwierząt, pochodzących z kilku lokalizacji i należących pierwotnie do różnych kolekcji. Jedynie 176 okazów jest zaopatrzonych w metryczki lub inne informacje, które mogą pomóc w bliższym określeniu ich pochodzenia czy przynależności do danej kolekcji. Wymaga to zazwyczaj żmudnych prac archiwalnych, gdyż nie jest bezpośrednio

możliwe stwierdzenie, co oznaczają np. symbole typu NZ.J1029, Bo 39 lub PS 36. Dotychczasowa analiza tych danych pozwoliła stwierdzić, że znaczna część okazów pochodzi z dawnej piaskowni w Milowicach (dziś dzielnica Sosnowca) i została pozyskana w latach 1930–1933. Przekazano je pierwotnie Muzeum Śląskiemu w Katowicach. Część szczątków była znaleziona przed drugą wojną

światową w piaskowni w Pyskowicach (prawdopodobnie przez Maxa Grundeya, który zrekonstruował też eksponowany w Oberschlesischer Museum für Geologie und Mineralogie szkielet młodego mamuta). Ponieważ piasek z Pyskowic wykorzystywano jako podszkawkę kopalnianą, niektóre metryczki informują, że szczątki pochodzą np. z kopalni Szombierki lub Barbara.

Stan zachowania szczątków jest zróżnicowany – od rozsypujących się zębów mamutów po kompletne czaszki niedźwiedzi jaskiniowych. Niektóre kości zostały pokryte warstwą lakieru, inne noszą ślady odrutowania lub połączenia sznurkiem. Skład taksonomiczny zwierząt reprezentowanych w kolekcji nie został jeszcze określony. Z metryczek wynika obecność wśród nich m. in. mamutów, niedźwiedzi jaskiniowych, turów i nosorożców, lecz w rzeczywistości gatunków jest o wiele więcej. Badane szczątki zostały podzielone pod względem morfologicznym na kości kończyn i żebra (845 okazów), fragmenty łopatek, miednic i kręgosłupów (495 okazów), fragmenty czaszek (148 okazów) oraz rogi i zęby (366 okazów). Każda z kości otrzymała numer identyfikacyjny i została wstępnie opisana.

Autorka ma nadzieję, że po zakończeniu pierwszego etapu badań, czyli udostępnieniu całej kolekcji szczątków, możliwe będzie zrekonstruowanie kompletnych szkieletów oraz odtworzenie ich historii, a także przeprowadzenie szczegółowych badań morfologicznych, histologicznych i archeozoologicznych. Badania porównawcze szczątków w oparciu o te już opisane, pochodzące z Górnego Śląska mogą dostarczyć nowych informacji o ich wieku i anatomii.

#### Literatura:

- Czaporowska, H. 1968. Rys historyczny Muzeum Geologicznego na Wydziale Górniczym Politechniki Śląskiej w Gliwicach. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śl., s. Górnictwo*, **140**: 137–139
- Szaraniec, L. 2005. *Muzealnictwo na Górnym Śląsku 1802-2002. Ziemia Śląska*. 9–27. Muzeum Śląskie w Katowicach.

## **Życie na niestabilnym gruncie – zróżnicowanie i ekologia sklerobiontów na konkrecjach hiatusowych z batonu Jury Polskiej**

SYLWIA MACHOCKA

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Studenckie Koło Naukowe Paleontologów „*Paradoxides*”;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: sylwiamachocka@o2.pl

Termin „konkrecje hiatusowe” (*sensu* Voigt, 1968) odnosi się do konkrecji, które w czasie swojej historii powstawania przeszły etapy ekshumacji i kolonizacji ich powierzchni przez różnorodne organizmy drążące i inkrustujące (sklerobionty). Węglanowe konkrecje hiatusowe znane są z pięciu lokalizacji na obszarze Jury Polskiej (Zatoń i in., 2006). Konkrecje badane przez autorkę pochodzą z trzech lokalizacji: Ogrodzieńca, Żarek oraz Krzyworzeki, i stratygraficznie odpowiadają batonowi górnemu. Na obszarze Jury Polskiej bajos górny oraz baton reprezentowany jest przez ciemne,

nieskonsolidowane osady silikoklastyczne, przeławiczone konkrecjami węglanowymi i pokładami syderytowymi, które reprezentują częstochowską formację ilów rudonośnych.

Konkrecje hiatusowe z wymienionych wyżej lokalizacji pomimo niewielkich rozmiarów (do kilkunastu cm w najdłuższej osi), wykazują intensywne podrażnienie przez skałotocza oraz inkrustacje przez różnorodne organizmy cementujące. Organizmy drążące pozostawiły po sobie charakterystyczne skamieniałości śladowe: *Gastrochaenolites* (mażle), *Entobia* (gąbki) i *Trypanites* (wieloszczety i/lub sikwiaki). Drażenia *Gastrochaenolites* są najliczniejsze spośród skamieniałości śladowych i występują we wszystkich badanych przez autorkę lokalizacjach. Najczęściej występują one jednak na konkrecjach z Ogrodzieńca i Krzyworzeki, gdzie stanowią prawie 100% podrażzonych konkrecji. W przypadku konkrecji z Krzyworzeki, bioerozja spowodowana przez małże doprowadziła do fragmentacji konkrecji. Drażenia *Entobia* są również pospolite lecz najczęściej występują w Ogrodzieńcu (99% badanych konkrecji). Drażenia *Trypanites* są najmniej liczne, chociaż najwięcej przypadków zanotowano z Ogrodzieńca. Na konkrecjach hiatusowych występują również skamieniałości śladowe, będące efektem rycia (*Rhizocorallium*) i zadrapań (ang. *scratch-marks*) stawonogów. Te ostatnie jednak stanowią niewielki procent i nie zostały odnotowane we wszystkich lokalizacjach.

Organizmy inkrustujące wykazują znacznie większe zróżnicowanie. Wśród nich dominującą grupą są wieloszczety osiadłe (serpulidy i sabellidy), reprezentowane przez ich rurki mieszkalne, oraz mszywioly. Rurki wieloszczetów tworzą miejscami skupiska, obrastając się nawzajem. Najczęstszymi przedstawicielami są: *Cycloserpula*, *Propomatoceros* oraz ?*Metavermlia*. Bardzo często rurki serpulidów są zabradowane i ciężko jest ustalić ich przynależność taksonomiczną. Wśród mszywiolów najliczniej występują nieoznaczalne, wieloseryjne kolonie typu 'Berenicea' o wachlarzowatym bądź talerzykowatym pokroju, oraz rodzaj *Stomatopora*, reprezentowany przez kolonie jednoseryjne. Kolonie gałązkowe są rzadkością i zostały stwierdzone tylko na jednej konkrecji z Krzyworzeki w postaci części bazalnej, prawdopodobnie należącej do grupy Entalophoridae. Istotną grupą są również otwornice o skorupkach wapiennych (*Vinelloidea*), bardzo liczne na konkrecjach z Ogrodzieńca i Krzyworzeki. Otwornice o skorupkach aglutynujących (*Placopsilina*) z kolei są bardzo rzadkie, zanotowane na pojedynczych konkrecjach. Obok wyżej wymienionych organizmów, konkrecje są również inkrustowane przez ostrygi. Bardzo często, puste wydrążenia *Gastrochaenolites* były także zasiedlane przez gniazdujące małże z rodzaju *Hiatella*.

Po przeanalizowaniu konkrecji hiatusowych pod kątem zróżnicowania organizmów inkrustujących można stwierdzić, iż największe, lecz bardzo podobne, zróżnicowanie występuje na konkrecjach z Ogrodzieńca (8 taksonów, wartość średnia 3.4) i Krzyworzeki (9 taksonów, wartość średnia 3.5), a najmniejsze na konkrecjach z Żarek (7 taksonów, wartość średnia 1.6). Tego typu wartości zróżnicowania charakterystyczne są dla podłoża, które w trakcie kolonizacji przez organizmy osiadłe, doświadczało przewracania po dnie przez różnorodne czynniki fizyczne (np. silne

prądy związane ze sztormami). Częstość przewracania jednak była różna dla różnych konkrecji. Wiadomo bowiem (np. Wilson, 1985), iż twarde podłoże w postaci klastów będzie zdominowane przez jeden (najczęściej kolonijny) organizm gdy będzie stabilnie usytuowane na dnie zbiornika (np w głębszych partiach basenu), lub nie będzie kolonizowane w ogóle, jeśli będzie przewracane po dnie przez cały czas (np. w bardzo płytkich środowiskach pływowych). Badane konkrecje z Ogrodzieńca i Krzyworzeki musiały być w takim razie epizodycznie przewracane na dnie zbiornika, o czym świadczy ich podrażenie i inkrustacja na różnych powierzchniach, a także abrazja wcześniej wykonanych drażeń i szkieletów organizmów inkrustujących. Konkrecje te nie są także zdominowane przez jeden, ani nawet dwa, konkretne taksony. Konkrecje z Żarek natomiast charakteryzują się występowaniem bardzo nielicznych (nieraz pojedynczych) i bardzo słabo zróżnicowanych organizmów inkrustujących. Brak dominacji na ich powierzchni konkretnego gatunku przemawia za faktem, iż podlegały one częstszemu przewracaniu po dnie, które uniemożliwiało ich kolonizację przez organizmy inkrustujące. Wydaje się, iż niewielkie rozmiary konkrecji z Żarek, w porównaniu do konkrecji z Ogrodzieńca i Krzyworzeki, mogły być czynnikiem wspomagającym ich niestabilność na dnie basenu.

#### Literatura:

- Voigt, E. 1968. Über-Hiatus-Konkretion (dargestellt am Beispielen aus dem Lias). *Geologische Rundschau*, **58**: 281–296.
- Wilson, M.A. 1985. Disturbance and ecologic succession in an Upper Ordovician cobble-dwelling hardground fauna. *Science*, **228**: 575–577.
- Zatoń, M., Marynowski, L. i Bzowska, G. 2006. Konkrecje hiatusowe z ilów rudonośnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Przegląd Geologiczny*, **54**: 131–138.

## Požary w zapisie kopalnym

LESZEK MARYNOWSKI

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: leszek.marynowski@us.edu.pl

Požary odgrywają istotną rolę w kształtowaniu współczesnych ekosystemów, a ich znaczenie było bez wątpienia równie istotne w całej historii Ziemi, począwszy od pojawienia się roślin wyższych na lądzie (Scott, 2010). Jednakże ich szczegółowa historia jest wciąż niezbyt dokładnie rozpoznana i zrozumiana.

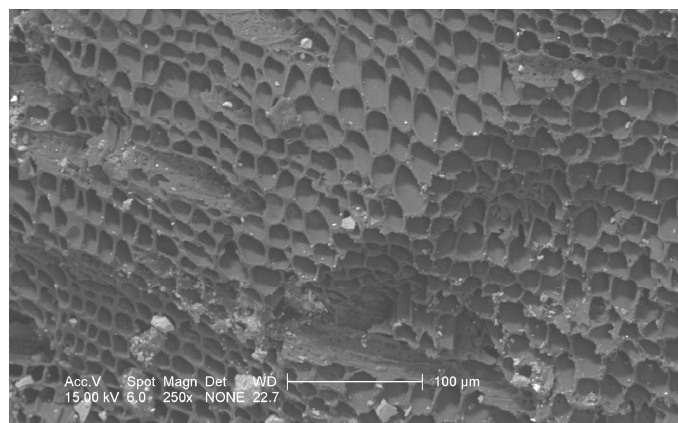
Wypracowano dwa główne wskaźniki pozwalające na potwierdzenie występowania paleo-pożarów w sekwencjach skalnych. Jest to stwierdzenie obecności węgla drzewnego, nazywanego w terminologii petrografii węgla pirofuzynitem (Scott, 1989) oraz wykorzystując metody chromatograficzne, detekcja wysokich koncentracji nie podstawionych wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych (Marynowski i Filipiak, 2007 i literatura tam cytowana). Te ostatnie



mogą być szczególnie pomocne w przypadku, gdy mamy do czynienia z bardzo drobnymi i źle zachowanymi fragmentami węgla drzewnego. Większość węgli drzewnych jest produktem działalności pożarów, choć niektóre sporadycznie mogą powstać w wyniku aktywności wulkanicznej i bezpośredniego oddziaływania lawy lub skał piroklastycznych na materiał roślinny (Scott, 2010). Oprócz roślin, węgle drzewne mogą incydentalnie tworzyć się wskutek niepełnego spalania tkanki zwierzęcej, w szczególności bezkręgowców (Scott, 2010). Pomiary refleksyjności fuzynitu dają możliwość oszacowania temperatur spalania drewna, a w przypadku piroklastyków i lawy – wartości temperatur ww. skał wylewnych i czasu ich oddziaływania na drewno (Scott i Glasspool, 2005; Scott, 2010).

Najstarsze dotychczas znane z zapisu kopalnego pożary pochodzą z przidolu rejonu Ludford Lane w Walii, gdzie stwierdzono dobrze zachowaną trójwymiarową strukturę węgla drzewnego powstałego wskutek spalania rynniofitów *Hollandophyton colliculum* (Glasspool i in., 2004).

W rejonie Polski paleopożary udokumentowane zostały zarówno w skałach paleozoicznych, jak i mezozoicznych. Ślady świadczące o pożarach stwierdzono w utworach famenu, w sąsiedztwie dwóch światowych poziomów anoksycznych: Hangenberg (Marynowski i Filipiak, 2007) i Dasberg (Marynowski i in., 2010). Udokumentowane tu węgle drzewne są drobne i źle zachowane, a obecność pożarów została potwierdzona poprzez występowanie wysokich koncentracji wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych. Fragmenty węgla drzewnego były opisywane również z karbonu obszaru Polski, to jest z górnowizeńskiej serii Paprotni (poziom crenistria) w Górach Bardzkich (Haydukiewicz i Muszer, 2008), oraz z westwalskich utworów rejonu Czerwionki na Górnym Śląsku, gdzie w warstwach orzeskich opisano obecność pożarów *in situ* z zachowanymi, zwęglonymi pniami lepidodendronów (Falcon-Lang, 2000).



Ryc. 1. Zdjęcie SEM węgla drzewnego z Sołtykowa.

Ślady mezozoicznych pożarów z obszaru Polski zostały udokumentowane z utworów górnotriasowych, gdzie bardzo dobrze zachowane, częściowo lub całkowicie zmineralizowane węgle drzewne występują w kongrecjach węglanowych Lipia Śląskiego (Marynowski i Simoneit, 2009) oraz w Porębie i Zawierciu, gdzie dodatkowo węgle drzewne są bardzo dużych

rozmiarów, przekraczających czasami 10 cm. Duże ilości węgla drzewnego występują w skałach dolnej jury, szczególnie w formacji zagajskiej Sołtykowa i Gromadzie Dolnych (Ziaja i Wcisło-Luraniec, 1999; Marynowski i Simoneit, 2009) oraz w mniejszym stopniu również w formacji skłobskiej – stwierdzone w Gromadzie Górnych i Podolu (Marynowski i Simoneit, 2009). Stan zachowania dolnojurajskich węgli drzewnych serii zagajskiej jest wyjątkowo dobry, szczególnie tych,

występujących w drobno- i średnioziarnistych piaskowcach (ryc. 1). Co ciekawe, mimo dużych nagromadzeń fragmentów sfosylizowanego drewna w utworach ilastych bajosu i batonu Jury Krakowsko-Wieluńskiej, nie natrafiono w nich na fragmenty węgla drzewnego, choć ślady pożarów są znane z jury środkowej obszaru Litwy (Marynowski i Zatoń, 2010).

Praca powstała dzięki dofinansowaniu MNISW, grant: N N307 2379 33.

#### Literatura:

- Falcon-Lang, H.J. 2000. Fire ecology of the Carboniferous tropical zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **164**: 339–355.
- Glasspool, I.J., Edwards, D. i Axe, L. 2004. Charcoal in the Silurian as evidence for the earliest wildfire. *Geology*, **32**: 381–383.
- Haydukiewicz, J. i Muszer, J. 2008. Historia paleozoicznych pożarów. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 41–46.
- Jarzemowski, E.A. 2003. “Burnt” beetles (Insecta: Coleoptera) from the Wealden of southern England. *Acta Zoologica Cracoviensia*, **46**: 139–145.
- Marynowski, L. i Filipiak, P. 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geological Magazine*, **144**: 569–595.
- Marynowski, L. i Simoneit, B.R.T. 2009. Widespread Late Triassic to Early Jurassic wildfire records from Poland: Evidence from charcoal and pyrolytic polycyclic aromatic hydrocarbons. *Palaios*, **24**: 785–798.
- Marynowski, L. i Zatoń, M. 2010. Organic matter from the Callovian (Middle Jurassic) deposits of Lithuania: compositions, sources and depositional environments. *Applied Geochemistry*, **25**: 933–946.
- Marynowski, L., Filipiak, P. i Zatoń, M. 2010. Geochemical and palynological study of the Upper Famennian Dasberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geological Magazine*, **147**: 527–550.
- Scott, A.C. 1989. Observations on the nature and origin of fusain. *International Journal of Coal Geology*, **12**: 443–475.
- Scott, A.C. 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **291**: 11–39.
- Scott, A.C. i Glasspool, I.J. 2005. Charcoal reflectance as a proxy for the emplacement temperature of pyroclastic flow deposits. *Geology*, **33**: 589–592.
- Scott, A.C. i Glasspool, I.J. 2007. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. *International Journal of Coal Geology*, **70**: 53–66.
- Ziaja, J. i Weisło-Luranc, E. 1999. Are the Lower Liassic plants of Odrowąż (Poland) burnt? Proceedings of the Fifth European Palaeobotanical and Palynological Conference, Cracow, 26–30.06.1998, *Acta Palaeobotanica, Supplementum*, **2**: 257–265.

## Ichnofosylia jako źródło wiedzy o przemianach anatomicznych na etapie wczesnej filogenezy zwierząt tkankowych

DAWID MAZUREK

Międzynarodowe Studium Nauk Biologicznych PAN przy Muzeum i Instytucie Zoologii PAN;  
Instytut Paleobiologii PAN; Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: dmazurek@twarda.pan.pl

Ichnofosylia doczekały się już swojego miejsca w paleoekologii (koncepcja ichnofacji – patrz MacEachern i in., 2007), stały się również przedmiotem złożonej parataksonomii. Dostrzeżono również użyteczność ichnofosyliów późnoprokambryjskich i wczesnokambryjskich dla wydzielenia stratygraficznych [pierwsze wystąpienie *Manykodes* (= *Phycodes* = *Treptichnus*) *pedum* było w swoim czasie uważane za wyznacznik dolnej granicy kambru – ale patrz Gehling i in., 2001]. Prowadzono również dyskusje nad wpływem bioturbacji na procesy sedymentacji (Droser i in., 2002a, b) i nad mechanizmem penetracji osadu przez organizmy (Jensen i Atkinson, 2001). Przy takiej intensywności badań zadziwia, jak mało uwagi poświęca się sygnałowi biologicznemu zawartemu w ichnofosyliach, szczególnie w odniesieniu do kluczowego dla filogenezy wczesnego kambru. Wprawdzie następstwa zespołów ichnofosyliów używano w celu wnioskowania o przebiegu i charakterze ewolucji (patrz Seilacher i in., 2005), ale częstokroć bez analizy funkcjonalnej nor i tropów. Niewiele (ale patrz Dzik, 2005, 2007; Getty i Hagadorn, 2009) powstało prac, które by czerpały z tego – wprawdzie trudnego do interpretacji, lecz obfitego – źródła danych filogenetycznych. Zaletą ichnofosyliów jest to, że niejednokrotnie występują w osadach, gdzie brak skamieniałości szkieletowych, które zresztą nie zawsze dostarczają informacji o budowie części miękkich.

W oparciu o dane literaturowe i badania własne zespołu ichnofosyliów z Jakucji (Rosja) podjęto próbę chronologicznego uszeregowania kolejno powstających typów lokomocji (a więc i kolejno powstających odmienności organizacji odpowiadających typom świata zwierzęcego). Wynik skonfrontowano z publikowanymi danymi dotyczącymi skamieniałości właściwych. W badanym zespole, zgodnie z oczekiwaniem, dominują ślady pozostawione przez priapulidy, mięczakowy charakter mogą mieć nory typu *Psammichnites*. Nie ma stawonogów; są już pierwsze nory typu „Spreite”.

### Literatura:

- Droser, M.L., Jensen, S., Gehling, J.G., Myrow, P.M. i Narbonne, G.M. 2002a. Lowermost Cambrian ichnofabrics from the Chapel Island Formation, Newfoundland: Implications for Cambrian substrates. *Palaios*, **17**: 3–15.
- Droser, M.L., Jensen, S. i Gehling, G.M. 2002b. 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 the United States of America*, **99**: 12572–12576.
- Dzik, J. 2005. Behavioral and anatomical unity of the earliest burrowing animals and the cause of the ‘Cambrian explosion’. *Paleobiology*, **31**: 507–525.
- Dzik, J. 2007. The Verdun Syndrome: Simultaneous origin of protective armor and infaunal shelters at the Precambrian-Cambrian transition. W: Vickers-Rich, P. i Komarower, P. (red.), *The Rise and Fall of the Ediacaran Biota. Geological Society Special Publications*, **286**: 405–414. London.

- Gehling, J.G., Soren, J., Droser, M.L., Myrow, P.M. i Narbonne, G.M. 2001. Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland. *Geological Magazine*, **138**: 213–218.
- Getty, P.R. i Hagadorn, J.W. 2009. Palaeobiology of *Climactichnites* tracemaker. *Palaeontology*, **52**: 753–778.
- Jensen, S. i Atkinson, R.J.A. 2001. Experimental production of animal trace fossils, with a discussion of allochthonous trace fossil producers. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **2001**: 594–606.
- MacEachern, J.A., George Pemberton, S., Gingras, M.K. i Bann, K.L. 2007. The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. W: Miller III, W. (red.), *Trace fossils. Concepts, problems, prospects*: 52–77. Elsevier, Amsterdam.
- Seilacher, A., Buatois, L.A. i Mangano, M.G. 2005. Trace fossils in the Ediacaran-Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and environmental shift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **227**: 323–356.

## Interpretacja paleośrodowiskowa serii Paprotni (Góry Bardzkie) na podstawie tafocenoz i skamieniałości śladowych

JOLANTA MUSZER, JOANNA HAYDUKIEWICZ

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych;  
Cybulskiego 30, 50-204 Wrocław; e-mail: jolanta.muszer@ing.uni.wroc.pl

Seria Paprotni zaliczana jest do najwyższej części sekwencji platformowej sukcesji autochtoniczno/parautochtonicznej struktury bardzkiej i odsłania się pomiędzy Czerwieńczycami a Wojborzem. Jej podłoże nie jest rozpoznane, ku górze stopniowo przechodzi w polimiktyczne zlepienie z Wilczy i osiąga miąższość szacowaną na 20–25 m. Stanowi ona płytkowodny odpowiednik wapieni *crenistria*, szeroko rozprzestrzenionych w facji kulmu waryscyjskiej Europy. Seria Paprotni reprezentuje dolną część górnego wizenu (poziom *crenistria*, Go IIIa) a jej wiek został określony na podstawie goniatytów, ramienionogów, koralowców i otwornic (Schmidt, 1925; Paeckelmann, 1930, 1931; Górecka i Mamet, 1970; Fedorowski, 1971; Haydukiewicz i Muszer, 2002). Ostatnio z jej bogatego zespołu skamieniałości opisano również ichnofosylia (Muszer i Haydukiewicz, 2010). Datowania bentonitów z serii Paprotni metodą SHRIMP wskazują na 334±3 Ma (Kryza i in., 2010). Na podstawie zróżnicowania taksonomicznego, wielkości i stanu zachowania okazów oraz względnej frekwencji poszczególnych grup skamieniałości w profilu Paprotni wydzielono pięć tafocenoz oraz dokonano interpretacji paleośrodowiskowej (Haydukiewicz i Muszer, 2002; Kryza i in., 2008).

W najniższej części profilu występują łupki ilasto-mułowcowe z cienkimi wtrąceniami wapieni mikrytowych zawierające tafocenozę I. Zespół ten charakteryzuje stosunkowo duży udział głowonogów, ramienionogów, szczątków roślinnych, mniejszy małżów i ślimaków oraz nieliczne wapienne glony, otwornice i małżoraczki. Małe zróżnicowanie taksonomiczne, niewielkie rozmiary okazów, cienkie skorupy oraz charakter osadu wskazują na warunki pelagiczne w głębszej strefie szelfu.

Tafocenoza II wydzielona w obrębie łupków mułowcowych, zawierających przewarstwienia szarogłazów i warstewki bentonitów, cechuje się większym zróżnicowaniem taksonomicznym i dominacją form bentonicznych (głównie ramienionogów). Oprócz wymienionych powyżej grup pojawiają się pojedyncze koralowce, liliowce, mszywioly i trylobity. W wyższej części omawianego pakietu skał masowo występują ichnofosylia *Zoophycos*. Względna frekwencja poszczególnych grup faunistycznych jest zmienna i zależy od litologii. Skład taksonomiczny i charakter osadu wskazują na warunki dobrze natlenionych wód. Szybkie epizody sedymentacji terygeniczej, jak również pyłu wulkanicznego powodowały krótkotrwały regres w rozwoju bentosu.

W obrębie mułowców i piaskowców z soczewami organodetrytycznych wapieni w środkowej części profilu wyróżniono tafocenozę III, charakteryzującą się najwyższą frekwencją skamieniałości i ich największym zróżnicowaniem taksonomicznym. W zespole tym liczne są nagromadzenia koralowców, wieloszczetów, większych ramienionogów. Wapienie zawierają też bogatą mikrofaunę i bardzo liczne glony wapienne. Rzadko obecne są *Zoophycos* oraz trudno rozpoznawalne ichnotaksony, wypełnione gąbczastą substancją żelazistą. Soczewy bioklastycznych packstonów wskazują na okresowy rozwój izolowanych struktur węglanowych przerywany akumulacją materiału terygenicznego. Tafocenoza ta zasiedlała płytką niżej pływową strefę szelfu, z ruchliwymi dobrze natlenionymi wodami.

Tafocenoza IV występuje w łupkach mułowcowo-piaszczystych w wyższej części profilu. Dominują w niej niewielkie ramienionogi, nieliczne są infaunalne małże, mszywioly, liliowce oraz mikrofauna. Cechy litologiczne i paleontologiczne wskazują na wysokoenergetyczne środowisko przybrzeżne.

W piaskowcach szarogłazowych z wkładkami łupków piaszczysto-mułowcowych z najwyższej części profilu wydzielono tafocenozę V, która cechuje się obecnością wyłącznie szczątków roślinnych (głównie skrzypów, mniej liczne są widłaki, paprocie i nasiona). Cechy tego zespołu oraz litologia sugerują bliskość lądu i krótki transport.

Zapis paleontologiczny i litologiczny odkrytej części serii Paprotni wskazuje na stopniową zmianę warunków sedymentacji, od głębszej strefy szelfu do płytkowodnej strefy litoralnej. Okresowo narastające dostawy coraz większych ilości materiału terygenicznego wstrzymywały rozwój zasiedlającego go zespołu bentonicznego (Haydukiewicz i Muszer, 2002). Wyrazem tego są odnotowane kilkakrotne spadki zróżnicowania taksonomicznego i względnej liczebności poszczególnych taksonów, które zanikły w górnej części profilu. Najliczniejsze ichnofosylia *Zoophycos* obecne są w tafocenozie II, związanej jest ze środowiskiem płytkomorskim, w pobliżu podstawy falowania. Pojedyncze okazy tego ichnorodzaju występują w tafocenozie III.

#### Literatura:

- Fedorowski, J. 1971. Aulophyllidae (Tetracoralla) from the Upper Viséan of Sudetes and Holy Cross Mountains. *Palaeontologia Polonica*, **24**: 1–137.
- Górecka, T. i Mamet, B. 1970. Sur quelques microfaciès carbonatés paléozoïques des Sudètes polonaises (Monts

- de Bardo). *Revue de Micropaléontologie*, **13**: 155–164.
- Haydukiewicz, J. i Muszer, J. 2002. Offshore to onshore transition in the Upper Viséan paleontological record from the Paprotnia section (Bardo Mts., West Sudetes). *Geologia Sudetica*, **34**: 17–34.
- Kryza, R., Muszer, J., August, C., Haydukiewicz, J. i Jurasik, M. 2008. Lower Carboniferous bentonites in the Bardo Structural Unit (central Sudetes): geological context, petrology and palaeotectonic setting. *Geologia Sudetica*, **40**: 19–31.
- Kryza, R., Muszer, J., Haydukiewicz, J., August, C.J., Jurasik, M. i Rodionov, N. 2010. A SIMS zircon age for a biostratigraphically dated Upper Viséan (Asbian) bentonite in the Central-European Variscides (Bardo Unit, Polish Sudetes). *International Journal of Earth Sciences*, [doi:10.1007/s00531-010-0529-y].
- Muszer, J. i Haydukiewicz, J. 2010. First Paleozoic *Zoophycos* trace fossils from the Sudetes (the Bardo Unit). *Geological Quarterly*, **54**, w druku.
- Paeckelmann, W. 1930. Die Fauna des deutschen Unterkarbon. Die Brachiopoden. Teil 1. *Abh. der Preuss. Geol. Landesanst.*, **122**: 143–326.
- Paeckelmann, W. 1931. Die Fauna des deutschen Unterkarbon. Die Brachiopoden. Teil 2. *Abh. der Preuss. Geol. Landesanst.*, **136**: 1–440.
- Schmidt, H. 1925. Die carbonischen Goniatiten Deutschland. *Jahrbuch. Preuss. Geol. Landesanst.*, **45**: 498–609.

### Nowe możliwości korelacji konodontowej żywetu górnego w facjach płytkomorskich

KATARZYNA NARKIEWICZ<sup>1</sup>, PIERRE BULTYNCK<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy;  
Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: knar@pgi.gov.pl  
<sup>2</sup>Royal Belgian Institute of Natural Sciences; Brussels, Belgia

Definicje poziomów górnego żywetu i ich podział na podpoziomy oparto na taksonach charakterystycznych dla facji głębszego szelfu takich jak *Schmidtognathus*, *Klapperina* i *Mesotaxis* (Ziegler i Sandberg, 1990; Klapper i Johnson, 1990; Clausen i in., 1993; Weddige i in., 2005). Jednakże w tym czasie na znacznych obszarach kontynentu Laurosji dominowały płytkowodne środowiska węglanowe, które stwarzały dogodne warunki dla rozwoju form z rodzaju *Icriodus*, *Polygnathus* (Weddige i Ziegler, 1976) i *Pandorinellina*. Ich przedstawiciele występują bardzo rzadko lub nie występują w ogóle w facjach głębszych i na odwrót co powodowało znaczne trudności w korelacji utworów z obu środowisk. W Ameryce Północnej płytkowodne utwory górnego żywetu zaczęto z powodzeniem korelować na podstawie fauny *subterminus* (Bunker i Klapper, 1984; Witzke i in., 1985) i fauny *insita* (Klapper i in., 1971). W Europie obecność obu faun została stwierdzona całkiem niedawno (Narkiewicz i Bultynck, 2007). Relacja wiekowa fauny *subterminus* i *insita* względem podziału standardowego nie została dokładnie sprecyzowana (Rogers, 1998; Uyeno i Wendte, 2005). Dolną granicę fauny *subterminus* zdefiniowano przez pierwsze stratygraficzne wystąpienie *Icriodus subterminus* Youngquist, natomiast górną przez pojawienie się *Pandorinellina insita* (Stauffer). Oba taksony mają jednak swoje ograniczenia jako formy indeksowe. Holotyp *I. subterminus* pochodzi z wymieszanych utworów środkowego żywetu i środkowego franu, przez co trudno ustalić czas pojawienia się tego gatunku. Natomiast występowanie *Pa. insita* jest związane z określoną facją, a ponadto istnieją rozbieżności co do dolnego zasięgu stratygraficznego (Uyeno i Wendte, 2005).

W celu ustalenia użyteczności fauny *subterminus* jako narzędzia biostratygraficznego przeanalizowano kolekcje konodontowe ze stanu Iowa (USA), Boulonnais (NE Francja), francusko-belgijskich Ardenów, Polski (Góry Świętokrzyskie, obszary krakowsko-częstochowski i radomsko-lubelski) oraz ze wschodniego Anti-Atlasu w Maroku (obszary Tafilalt i Ma'der). W sumie zbadano 167 zespołów konodontowych pochodzących z 31 profili. W ich obrębie stwierdzono elementy konodontowe należące do 15 rodzajów: *Ancyrodella*, *Belodella*, *Icriodus*, *Klapperina*, *Latericriodus*, *Mehlina*, *Mesotaxis*, *Ozarkodina*, *(Neo)panderodus*, *Palmatolepis*, *Pandorinellina*, *Polygnathus*, *Schmidtognathus*, *Skeletognathus* i *Tortodus*. W obrębie przedstawionych rodzajów zidentyfikowano 68 taksonów formalnych i ok. 20 w otwartej nomenklaturze. Przeanalizowano zasięgi stratygraficzne wszystkich zidentyfikowanych taksonów opierając się na udokumentowanym fotograficznie materiale publikowanym oraz na danych uzyskanych z prowadzonych badań. Doprowadziło to do skorygowania całkowitych zasięgów ośmiu gatunków: *I. subterminus*, *I. excavatus* Weddige, *I. expansus* Branson et Mehl, *I. lilliputensis* Bultynck, *K. disparalvea* Orr et Klapper, *O. semialternans* Wirth, *Pol. webbi* Stauffer i *Sch. wittekindti* Ziegler. Zrewidowano ponadto gatunek *I. subterminus* wyróżniając w jego obrębie dwa morfotypy  $\alpha$  i  $\beta$  oraz ograniczono jego zasięg stratygraficzny do interwału od najwyższej części poziomu *hermanni* do zony MN 4. Stwierdzono też, że razem z *I. subterminus* pojawiają się dwa nowe taksony *I. cedarensis* n. sp. oraz *I. tafilaltensis* n. sp. które jednak mają dłuższe zasięgi.

Analiza materiałów ze wszystkich badanych obszarów umożliwiła wprowadzenie poziomu *subterminus*, podzielonego na trzy podpoziomy: dolny, środkowy i górny. Podpoziomy te odpowiadają w przybliżeniu dolnej i górnej faunie *subterminus* oraz faunie *insita*. Dolną granicę poziomu *subterminus*, równoznaczną z podstawą dolnego podpoziomu *subterminus* wyznaczono na podstawie pojawienia się gatunku *I. subterminus*, natomiast górną granicę na podstawie pojawienia się najwcześniejszych przedstawicieli rodzaju *Ancyrodella*, takich jak *A. pristina* Khalymbadzha & Czernysheva (wczesna forma *A. rotundiloba* sensu Klapper, 1985) i *A. binodosa* Uyeno. Podstawa środkowego podpoziomu *subterminus* jest zdefiniowana przez wąski interwał pojawienia się *Mehlina gradata* Youngquist i/lub *P. angustidiscus* Youngquist, którym towarzyszy *I. subterminus*. Również podstawa górnego podpoziomu *subterminus* jest określona przez interwał, w którym odnotowano pierwsze wystąpienia *Pan. insita* i/lub *Sk. norrisi* Uyeno razem z *I. subterminus*.

#### Literatura:

- Bunker, B.J. i Klapper, G. 1984. Conodont zones and correlation of the Cedar Valley-State Quarry interval of eastern Iowa. *Geological Society of Iowa, Guidebook*, **41**: 15–18.
- Clausen, C.-D., Weddige, K. i Ziegler, W. 1993. Devonian of the Rhenish Massif. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*, **10**: 18–19.
- Klapper, G. 1985. Sequence in conodonts genus *Ancyrodella* in Lower *asymmetricus* Zone (earliest Frasnian, Upper Devonian) of the Montagne Noire, France. *Palaeontographica, Abt., A*, **188**: 19–34.
- 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-realm 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, K. i Bultynck, P. 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geological Quarterly*, **51**: 419–442.
- 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.
- Uyeno, T.T. i Wendte, J.C. 2005. Conodont biostratigraphy and physical stratigraphy in the two wells of the Beaverhill Lake Group, Upper Middle to Lower Upper Devonian, Central Alberta, Canada. *Bulletins of American Paleontology*, **369**: 151–171.
- Weddige, K. i Ziegler, W. 1976. The significance of *Icriodus*:*Polygnathus* ratios in limestones from the type Eifelian, Germany. *Geological Association of Canada Special Paper*, **15**: 187–199.
- Witzke, B.J., Bunker, B.J. i Klapper, G. 1985. Devonian and Pennsylvanian stratigraphy of the Quad Cities Region, Illinois-Iowa. W: Hammer, W. R., Anderson, R. C. i Schroeder, D.A. (red.), *SEPM Great Lakes Section, 15<sup>th</sup> Annual Field Conference Guidebook*: 37–41.
- Ziegler, W. i Sandberg, C.A. 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**: 1–115.

## Szczątki kostne delfinowatych ze środkowego miocenu zapadliska przedkarpackiego

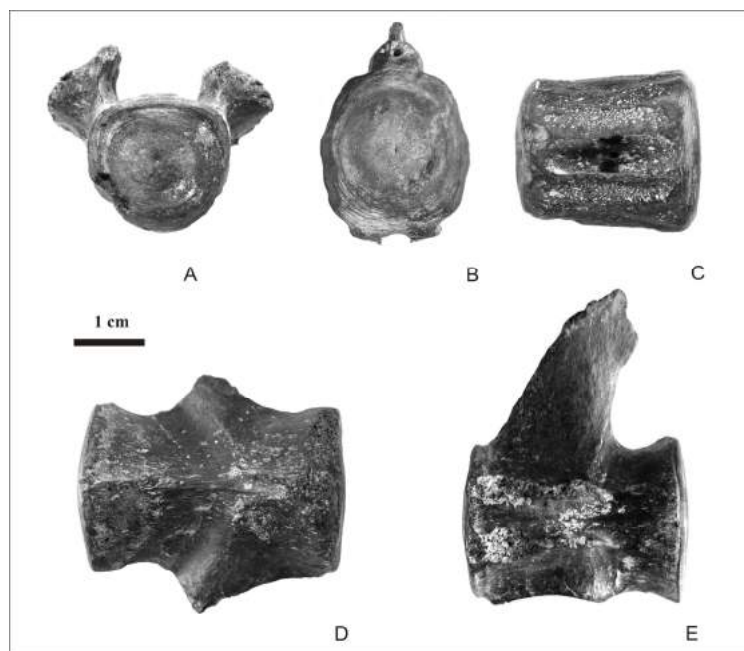
DARIUSZ NAST

Polska Akademia Nauk, Muzeum Ziemi;  
Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa; e-mail: d.nast@mz-pan.pl

Szcątki waleni należą w Polsce do nieczęstych znalezisk, a ich występowanie jest ograniczone do miocenu zapadliska przedkarpackiego. Znalezione w zachodniej części tego regionu (Górny Śląsk) fragmenty kostne zostały zilustrowane przez Roemera (1870). Bogatszy materiał, obejmujący niemal kompletne szkielety należące do waleni bezzębnych i waleni uzębionych pochodzi z wapieni pińczowskich w północnej części zapadliska przedkarpackiego. Kowalewski (1930) znalezione kręgi, puszkę bębenkową i kość periotyczną, oznaczył do rodzaju *Delphinus* sp. Gatunek wieloryba *Pinocetus polonicus* Czyżewska i Ryziewicz znany jest z dwóch prawie kompletnych szkieletów (Czyżewska i Ryziewicz, 1976; Wojtasik, 2006) oraz naturalnego odlewu endokranium młodocianego osobnika (Czyżewska, 1988). Szcątki należące do delfinidów z wapieni pińczowskich obejmowały pojedyncze zęby i kręgi, oraz fragment puszki bębenkowej (Czyżewska i Radwański, 1991). Zęby przypisane zostały do dwóch występujących współcześnie rodzajów: *Lagenorhynchus* Gray i *Phocoena* Cuvier należących do odrębnych rodzin: Delphinidae i Phocoenidae.

Dopełnieniem listy waleni uzębionych z terenu Polski są elementy kostne szkieletu osiowego znalezione w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego w Zaklikowie. Wydobywano tam dla potrzeb przemysłu ceramicznego szare iły zaliczane do nieformalnej jednostki litostratygraficznej iłów krakowieckich wchodzących w skład formacji z Machowa, której wiek określa się na późny baden – sarmat (Olszewska, 1999). Ponieważ taksonomia waleni opiera się przede wszystkim na kościach czaszki, zębach i elementach kostnych ucha środkowego, oznaczenie badanych szczątków nawet do rodziny nie było możliwe. Na podstawie danych literaturowych:





Ryc. 1. Kręgi Delphinoidea, gen. et. sp. indet. z Zaklikowa. A. Kręg piersiowy (widok od strony dogłowej). B. Kręg ogonowy (widok od strony dogłowej). C. Kręg ogonowy (widok od strony brzusznej). D. Kręg lędźwiowy (widok od strony brzusznej). E. Kręg lędźwiowy (widok od strony grzbietowej).

opisów i porównań morfologicznych (Czyżewska i Radwański, 1991; Bucholtz i Schur, 2004) szczątki kostne z Zaklikowa można zaliczyć do nadrodziny Delphinoidea.

Materiał kostny omawianego „delfinowatego” obejmuje: 2 kręgi piersiowe, 4 kręgi lędźwiowe, 5 kręgów ogonowych, 2 fragmenty żeber, 3 nieoznaczalne fragmenty wyrostków kręgowych. Kręgi piersiowe niekompletne: łuki kręgowe odłamane, jeden okaz z zachowanymi nasadami łuku kręgowego (ryc. 1A). Kręgi lędźwiowe niekompletne: łuki kręgowe złamane, ewentualnie nasady łuków zachowane; kanał kręgowy w

kierunku tylnym maleje; na brzusznej stronie kręgów otwarte ku tyłowi V-kształtne zagłębienie nacyniowe (ryc. 1D); wyrostki poprzeczne poza jednym przypadkiem odłamane; zachowany wyrostek poprzeczny jest długi, płaski i skierowany ku tyłowi, u nasady kręgu szeroki, w kierunku tylnym ulega zwężeniu (ryc. 1E). Kręgi ogonowe niekompletne: łuki kręgowe złamane, wyjątkowo występuje nasada łuku; ostatni kręg ogonowy badanego materiału kompletny (ryc. 1B); widoczne są tylko nasady łuków kręgowych; wyrostki poprzeczne nie zachowały się. Od strony brzusznej widoczne wyrostki nacyniowe (ryc. 1C). Trzy kręgi posiadają otwory na tętnice międzykręgowe.

#### Literatura:

- Bucholtz, E.A. i Schur, S.A. 2004. Vertebral osteology in Delphinidae (Cetacea). *Zoological Journal of the Linnean Society*, **140**: 383–401.
- Czyżewska, T. 1988. Natural endocranial casts of the whales *Pinocetus polonicus* Czyżewska & Ryziewicz, 1976, from the Pińczów Limestones (Middle Miocene; southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **38**: 45–49.
- Czyżewska, T. i Radwański, A. 1991. Middle Miocene (Badenian) delphinid and phocoenid remains from the Fore-Carpathian Depression in southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, **41**: 183–191.
- Czyżewska, T. i Ryziewicz, Z. 1976. *Pinocetus polonicus* gen. n., sp. n. (Cetacea) from the Miocene limestones of Pińczów, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **21**: 259–291.
- Kowalewski, K. 1930. Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdanie Polskiego Instytutu Geologicznego*, **6**: 1–211.
- Olszewska, B. 1999. Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego. Analiza basenu trzeciorzędowego Przedkarpacia*, **168**: 9–28.
- Roemer, F. 1870. *Geologie von Oberschlesien*. 587 s. Breslau.

Wojtasik, H. 2006. *Mioceński waleń* *Pinocetus polonicus* z *wapieni pińczowskich*. 53 s. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

## Skamieniałości tetrapodomorfów w osadach dewońskich Gór Świętokrzyskich

GRZEGORZ NIEDŹWIEDZKI<sup>1,2</sup>, PIOTR SZREK<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Biologii, Zakład Paleobiologii i Ewolucji;  
Banacha 2, 02-097 Warszawa; e-mail: gniedzwiadzki@biol.uw.edu.pl,

<sup>2</sup>Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii, Zakład Paleontologii Kręgowców;  
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

<sup>3</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy;  
Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: piotr.szrek@pgi.gov.pl

Badania kręgowców dewońskich w Górach Świętokrzyskich mają długą tradycję i sięgają drugiej połowy XIX wieku. Z regionu świętokrzyskiego znane są skamieniałości bezszczękowców, rekinów, akantodów, ryb pancernych oraz ryb kostnoszkieletowych. Ostatnio opisane zostały z marginalno-morskich osadów środkowego dewonu tropy zwierząt czworonożnych, prawdopodobnie najstarszych przedstawicieli Tetrapoda. Twórcy tych śladów wykazywali zdolność do kroczenia i/lub skakania po węglanowym muł. Interesujące jest, że formy te posiadały również w pełni uformowane palce. Najnowsze odkrycia pokazują, że to nie jedyne pozostałości po „czworonogach” w osadach dewońskich z regionu świętokrzyskiego. Zagadkowe materiały osteologiczne zebrane zostały w odsłonięciach osadów emskich/eifelskich z rejonu Daleszyc. W skład tej kolekcji wchodzi kości czaszki i innych kości, które można przypisać do czworonogokształtnych (Tetrapodomorpha). Szczątki kostne czworonogokształtnych znalezione zostały również w osadach późnego dewonu w kamieniołomach na terenie Kielc oraz w odsłonięciach w rejonie Łągowa. Dokładna pozycja taksonomiczna i stan ewolucyjny wymienionych znalezisk kostnych jest obecnie wyjaśniana.

## Biostratygrafia utworów paleogeńskich na podstawie cyst Dinoflagellata w rejonie Mielnika (wschodnia Polska)

DANUTA OLSZEWSKA-NEJBERT, MARCIN BARSKI

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Geologii Podstawowej;  
Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: don@uw.edu.pl

W kamieniołomie Mielnik (wschodnia Polska) w nadkładzie eksploatowanej kredy piszącej odsłania się ok. 8 m profil paleogenu wykształcony jako ility/ilowce, muły/mułowce, drobnoziarniste piaski/piaskowce w dolnej części profilu, wyżej zielone różno- i drobnoziarniste piaski kwarcowe z glaukonitem i warstwą konkrecji fosforanowych o miąższości ok. 30–60 cm. Nad warstwą fosforytową odsłania się ok. 5 m pakiet piasków kwarcowych z glaukonitem. Wiek tych utworów jak do tej pory był różnie interpretowany. Ze względu na podobieństwo litologiczne i położenie w profilu utwory te zaliczane były do oligocenu (np. Rühle i Zwierz, 1961) lub górnego eocenu (Uberna, 1981). Badania radiometryczne glaukonitów metodą K-Ar (Krzowski, 1997) także wskazują na eocen górny. Wstępne opracowanie cyst Dinoflagellata pokazało, że część utworów leżących pod warstwą konkrecji fosforanowych, reprezentuje górny paleocen – dolny eocen (Olszewska-Nejbert i Barski, 2007).

Analiza sedymentologiczna pokazuje, iż utwory paleogeńskie zdominowane przez facje silikoklastyczne, są ubogie w struktury sedymentacyjne. W dolnej części profilu zaznaczają się liczne powierzchnie nieciągłości, zaś utwory niektórych epizodów sedymentacji zachowały się tylko w obrębie nor, ściętych powierzchniami erozyjnymi. W epizodzie fosfogenicznym tworzyły się konkrecje fosforanowe, które nagromadziły się jako bruk rezydualny (Olszewska-Nejbert i Nejbert, 2005) w wyniku przemywania ich przez silniejsze prądy (?sztormy). W piaskach kwarcowych z glaukonitem, obecnych nad konkrecjami, zachowały się słabe ślady struktur bioturbacyjnych, co świadczy o spokojnej i bardzo powolnej sedymentacji tego pakietu. Górna granica utworów paleogeńskich jest erozyjna.

Bogate zespoły organicznych cyst Dinoflagellata rozpoznano w dolnej części profilu. W utworach leżących bezpośrednio nad kredą piszącą mastrychtu występują ważne stratygraficznie taksony (Powell, 1992; Williams i in., 2004): *Thalassiphora delicata*, oraz *Deflandrea oebisfeldensis*, dokumentujące górnopaleoceński i/lub dolnoeoceński wiek tych utworów. Utwory zawierające wymienione wyżej taksony są ścięte powierzchnią erozyjną, nad którą osadziły się utwory ilaste zawierające bogate spektra bardzo dobrze zachowanych, redeponowanych cyst Dinoflagellata wieku kredowego: *Chatangiella victoriensis*, *Cannosphaeropsis utinensis*, *Hystrichodinium pulchrum*, *Achomosphaera neptuni*, *Kleithriasphaeridium loffrense*, *Rhiptocorys veligera*, *Isabelidinium glabrum*, *Dinogymnium* sp., *Pterodinium cingulatum cingulatum*. Rozpoznano także taksony znane z kredy, sięgające wiekowo do paleocenu lub eocenu: *Cerodinium diebelii*, *Phelodinium magnificum*, *Oligosphaeridium pulcherrimum*, *Areoligera coronata*. W tych samych utworach występują również

taksony wczesnoeoceny: *Spiniferites ramosus* subsp. *granosus*, *Adnatosphaeridium robustum*, a także jeden takson notowany w eocenie i oligocenie *Cribroperidinium giuseppi*. W konkrecjach fosforanowych oznaczono: *Eatonicysta ursulae*, takson znany z wczesnego i dolnej części środkowego eocenu oraz *Areosphaeridium diktyoplokum*, notowany od wczesnego eocenu do najwcześniejszego oligocenu. W warstwie słabozwięzłego piaskowca z glaukonitem ok. 10 cm miąższości, występującego nad warstwą fosforytową oznaczono *Eatonicysta ursulae*, która pojawia się już w konkrecjach. Wyżej leżące piaski z glaukonitem są ubogie w materiał palinologiczny. Stwierdzono jednak obecność słabo zachowanych cyst Dinoflagellata z rodzaju *Operculodinium* sp, charakterystycznego dla całego paleogenu i neogenu, szczególnie często pojawiającego się w eocenie i oligocenie.

Powyższe dane pozwalają dokładniej sprecyzować wiek utworów paleogeńskich w Mielniku. Cysty Dinoflagellata dokumentują obecność utworów dolnoeoceny oraz pozwalają stwierdzić, iż konkrecje fosforanowe powstawały we wczesnym eocenie. Morskie utwory dolnoeoceny nie były do tej pory opisywane z obszaru wschodniej Polski. Powszechny pogląd, iż transgresja w eocenie, po wschodniej stronie na Nizinie Polskiej zaczęła się dopiero z końcem środkowego eocenu (np. Pożaryska, 1977; Piwocki, 2004; Słodkowska, 2009), należy zweryfikować i uzupełnić. Dane z Mielnika pokazują, iż przynajmniej na wschodzie dzisiejszej Polski, w rejonie Mielnika, transgresja musiała rozpocząć się już we wczesnym eocenie, rozprzestrzeniając się na większy obszar w środkowym i późnym eocenie. Rozwój wczesnoeoceny transgresji związany był zapewne z cieśniną Prypeci (założonej na obniżeniu podlaskim), poprzez którą obszar wschodniej Polski miał połączenie z Morzem Dnieprowsko-Donieckim.

#### Literatura:

- Krzowski, Z. 1997. Eocene in Mielnik on Bug River. *Geological Quarterly*, **41**: 61–67.
- Piwocki, M. 2004. Niż Polski i jego południowe obrzeżenie – Paleogen. W: Peryt, T. i Piwocki M. (red.), *Budowa Geologiczna Polski. Kenozoik, Paleogen, Neogen, 3a*: 22–70. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Olszewska-Nejbert, D. i Barski, M. 2007. Uwagi o wieku utworów paleogeńskich na podstawie cyst Dinoflagellata w Mielniku (wschodnia Polska): 99–100. *XX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów, Św. Katarzyna pod Łysicą, 10–13 września 2007*.
- Olszewska-Nejbert, D. i Nejbert, K. 2005. The phosphorite concretions from the Eocene glauconite sands of Mielnik area, Eastern Poland. *Prace Specjalne Polskiego Towarzystwa Mineralogicznego*, **26**: 219–222.
- Pożaryska, K. 1977. Upper Eocene foraminifera of east Poland and their palaeogeographical meaning. *Acta Palaeontologica Polonica*, **22**: 3–54.
- Powell, A.J. 1992. *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. 290 s. Chapman and Hall, London.
- Rühle, E. i Zwierz, S. 1961. Przekrój geologiczny doliny Bugu na Podlasiu w okolicy Mielnika. *Instytut Geologiczny, Biuletyn*, **10**: 213–240.
- Słodkowska, B. 2009. Palynology of the Paleogene and Neogene from the Warmia and Mazury areas (NE Poland). *Geologos*, **15**: 219–234.
- 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: Exxon, 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 dolnego mastrychtu w Mielniku (wschodnia Polska) – wstępne dane paleontologiczne i paleoekologiczne

DANUTA OLSZEWSKA-NEJBERT<sup>1</sup>, EWA ŚWIERCZEWSKA-GŁADYSZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Geologii Podstawowej;  
Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: don@uw.edu.pl

<sup>2</sup>Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych;  
Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: eswiercz@geo.uni.lodz.pl

Krzemionkowe gąbki należą do skamieniałości powszechnie występujących w epiplatformowych utworach górnokredowych (patrz przegląd literatury w Świerczewska-Gładysz, 2006). Pomimo znacznego ich rozprzestrzenienia w tym interwale czasowym, gąbki są bardzo rzadko opisywane z facji kredy piszącej, prawie wyłącznie z poziomów twardego dna (Reid, 1962).

W kamieniołomie w Mielniku (wschodnia Polska) odsłania się ok. 20 m profil utworów wykształconych w facji kredy piszącej. Dolna część tego profilu (12 m) to biała kreda pisząca należąca do górnej części dolnego kampanu (poziom *Belemnellocamax mamillatus*) i dolnej części górnego kampanu (poziom *Belemnitella mucronata*). Utwory te zwieńczone są powierzchnią nieciągłości o charakterze twardego dna, nad którym leżą utwory szarobiałej kredy piszącej (do 8 m miąższości) reprezentujące niższą część mastrychtu dolnego (poziom *Belemnella /P./ inflata* = poziom *B. /B./ lanceolata*) (Olszewska, 1990a). Spąg utworów dolnego mastrychtu charakteryzuje się podwyższoną zawartością glaukonitu, obecnością licznych sfosfatyzowanych fragmentów skamieniałości i klastów kredy piszącej o barwach beżowych i czarnych.

W dolnej części profilu, pod poziomem z krzemieniami, licznie występują dobrze zachowane wapienne gąbki z gatunku *Porosphaera globularis* (Philips). Gąbki krzemionkowe są obecne w całym profilu utworów kredowych Mielnika, ale ze względu na całkowite rozpuszczenie szkieletu i nieczytelną morfologię są one zwykle nieoznaczalne. Do wyjątków należą słabo zlimonityzowane lub skrzemionkowane okazy z utworów kampanu należące do gatunków z rzędu Lychniscosida – *Camerospongia fungiformis* (Goldfuss), *Rhizopoterion cribrosum* (Phillips), *Sporadoscinia micrommata* (Roemer), *Cyclostigma maeandrina* Schrammen oraz z rzędu Hexactinosida – *Aphrocallistes alveolites* (Roemer) i *Aphrocallistes cylindrodactylus* Schrammen. Jasno beżowe, sfosfatyzowane gąbki znajdowane są także w obrębie twardego dna, ale największa ich ilość związana jest z leżącym powyżej poziomem fosforytowym. W poziomie tym gąbki występują jako rozproszone sfosfatyzowane fragmenty lub też tkwią w obrębie sfosfatyzowanych klastów, przy czym ich udział w stosunku do wszystkich fosforytów jest nieznaczny. Gąbkom towarzyszą nieliczne sfosfatyzowane ośrodki brachiopodów i stożkowe wypełnienia rostrów belemnitów. Sfosfatyzowane klasty kredy piszącej oraz gąbki są obtoczone i intensywnie podrażone przez skałotocza. Sfosfatyzowane gąbki z Mielnika są mniej zróżnicowane taksonomicznie w porównaniu z innymi stanowiskami sfosfatyzowanych gąbek w utworach górnokredowych Polski (Świerczewska-Gładysz i Olszewska-

Nejbert, 2006; Olszewska-Nejbert i Świerczewska-Gładysz, 2009). Wśród stosunkowo licznych Lychniscosida, oprócz wyżej wymienionych gatunków, stwierdzono *Sporadoscinia capax* Hinde, *Lepidospongia rugosa* Schlüter, *Leiostracosia orthogoniopora* (Defretin-Lefranc), *Varioporospongia dariae* Świerczewska-Gładysz, *Cyclostigma lobata* Schrammen i *Coeloptychium agaricoides* Goldfuss. Rzadkie Hexactinosida są reprezentowane przez obydwa gatunki z rodzaju *Aphrocallistes* Gray oraz przez *Leptophragma micropora* Schrammen, *Leptophragma munchisoni* (Godfuss), *Wollemannia araneosa* Schrammen, *Polyopesia* sp., *Eurete* sp.

Współczesne Hexactinosida i Lychniscosida są organizmami zasiedlającymi dno morskie na głębokościach poniżej 100 m (Finks i Rigby, 2004). Zespoły otwornic z kredy piszącej z galukonitem, w których występują gąbki wskazują na bardziej płytkowodną genezę tych skał, prawdopodobnie rzędu ok. 50 m (Olszewska, 1990b). Świadczy to o tym, iż badane gąbki pierwotnie żyły na większych głębokościach. Po obumarciu zostały pogrzebane w osadzie i szybko sfosfatyzowane. Następnie w wyniku spłylenia się morza doszło do ich odgrzebania, redepozycji i wykorzystania twardych sfosfatyzowanych elementów przez organizmy drążące. Obniżenie poziomu morza na badanym terenie można wiązać z globalnym eustatycznym obniżeniem poziomu morza, jakie miało miejsce u schyłku kampanu (Haq i in., 1988). Niską frekwencję gąbek można tłumaczyć tym, iż (i) reprezentują one stosunkowo wąski interwał czasowy i pochodzą z utworów wyższej części górnego kampanu skąd zostały redeponowane do utworów najniższego mastrychtu, i/lub (ii) reprezentują zespół, który ze względu na postępujące spłylenie basenu ulegał zubożeniu ilościowemu. Podobne zjawisko zaobserwowała jedna ze współauterek (EŚG) w utworach najwyższego kampanu doliny środkowej Wisły.

Sposób zachowania gąbek w utworach Mielnika pozwala wnioskować, iż potencjał fosylizacji przedstawiciele Lychniscosida i Hexactinosida po ich obumarciu i pogrzebaniu w mule węglanowym był niewielki w czasie diagenety kredy piszącej. Dopiero zbieżność z procesami fosfatazacji, które miały miejsce przy spowolnieniu sedymentacji w warunkach suboksycznych, doprowadziła do fosylizacji gąbek poprzez fosfatazację. Późniejsze procesy erozji spowodowały odgrzebanie sfosfatyzowanych szczątków, w tym gąbek, które jako twarde elementy dna zostały zasiedlone przez skałotocza.

#### Literatura:

- Finks, R.M. i Rigby, J.K. 2004. Geographic and Stratigraphic distribution. W: Kaesler, R. (red.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part E (Revised), Porifera 3*. The Geological Society of America and University of Kansas: 275–296. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence.
- Haq, B.W., Hardenbol, J. i Vail P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. W: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. i Kendall, G.S.C. (red), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **42**: 71–108.
- Olszewska, D. 1990a. Belemnites from the Upper Cretaceous Chalk of Mielnik (eastern Poland). *Acta Geologica Polonica*, **40**: 111–128.
- Olszewska, D. 1990b. Zmiany zespołów otwornicowych w kredzie piszącej (kampan/mastricht) Mielnika nad Bugiem jako przejaw wahań głębokości zbiornika. *Przegląd Geologiczny*, **38**: 57–61.

- Olszewska-Nejbert, D. i Świerczewska-Gładysz, E. 2009. The phosphatized sponges from the Santonian (Upper Cretaceous) of the Wielkanoc Quarry southern Poland) as a tool in stratigraphical and environmental studies. *Acta Geologica Polonica*, **59**: 483–504.
- Reid, R.E.H. 1962a. Sponges and the Chalk Rock. *Geological Magazine*, **99**: 273–278.
- Świerczewska-Gładysz, E. 2006. Late Cretaceous siliceous sponges from the Middle Vistula River Valley (Central Poland) and their palaeoecological significance. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **76**: 227–296.
- Świerczewska-Gładysz E. i Olszewska-Nejbert D. 2006. Pochodzenie sfosfatyzowanych gąbek z warstwy dańskiego piaskowca glaukonitowego z Nasiłowa (dolina środkowej Wisły). *Przegląd Geologiczny*, **54**: 710–719.

## Cechszyńska rafa barierowa na Litwie

PAWEŁ RACZYŃSKI

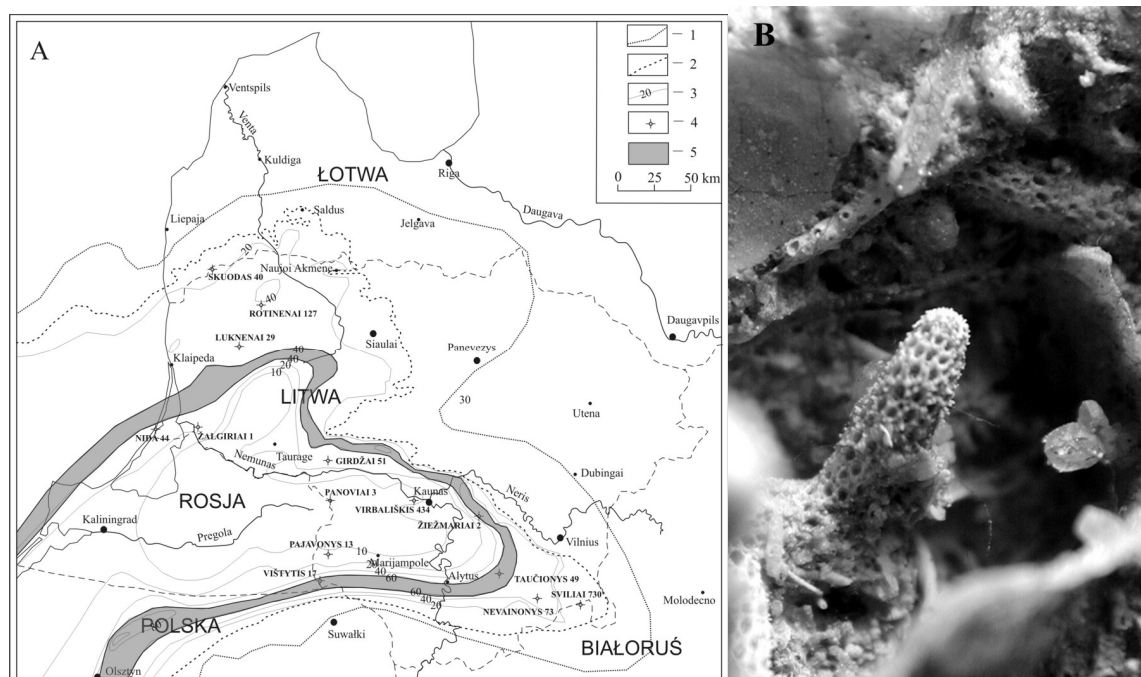
Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych;  
Maksa Borną 9, 50-204 Wrocław; e-mail: pawel.raczynski@ing.uni.wroc.pl

Cechszyńska rafa barierowa była jednym z największych systemów rafowych w dziejach Ziemi. Duża jej część jest bardzo dobrze zachowana, chociaż najczęściej pod przynajmniej kilkusetmetrowym przykryciem młodszych osadów. Główna jej część, ciągnąca się wzdłuż południowej krawędzi basenu cechszyńskiego od wschodnich wybrzeży Wielkiej Brytanii przez Morze Północne, Holandię, Niemcy, Polskę po Litwę mierzy ponad 2000 km długości przy szerokości od kilkuset metrów do kilku kilometrów (Peryt, 2010). Wschodnie rafy znajdują się na wschodnim wybrzeżu Anglii i w środkowych Niemczech. Miąższość utworów rafy (40 – ponad 100 m) kontrastowo odróżnia ją od sąsiadujących osadów przybrzeżnej platformy (10–25 m) i basenu centralnego (poniżej 1–5 m). Z tego względu wyznaczanie jej przebiegu jest stosunkowo proste przy użyciu metod geofizycznych. Jednocześnie dowodzi to ekologicznego charakteru rafy, wyraźnie zaznaczającej się w paleoreliefie

Najczęściej spotykanymi szczątkami organicznymi są mszywioly, stanowiące w basenie wapienia cechszyńskiego główną grupę organizmów rafotwórczych. Charakteryzują się niezbyt dużym zróżnicowaniem taksonomicznym (Ernst, 2001). Dominują wśród nich zoaria reprezentantów rzędów Fenestellida i Trepostomida. Oprócz nich często spotykane są skorupy ramienionogów zawiasowych (głównie *Horridonia*, rzadziej *Dielasma*), małży, slimaków, kolumnalia liliowców. W odróżnieniu od zbudowanych w głównej mierze z bioklastycznych grainstonów raf występujących wśród facji basenowych (Raczyński i Peryt, 2007), w większej części raf barierowych dominują packstony i boundstony. Bardzo często spotykane są szczątki zachowane kompletnie, a wiele szkieletów zachowanych jest w pozycjach przyżyciowych,

Na Litwie zachowany jest odcinek rafy o długości przeszło 300 km (ryc. 1A.). Jest on szczególnie interesujący, gdyż występuje w północno wschodnim zakończeniu południowego basenu cechszyńskiego, najodleglejszym od połączenia z oceanem światowym. Podłoże permu stanowią tu utwory platformy wschodnioeuropejskiej. Stabilność podłoża i stosunkowo niewielka głębokość

pożrebania (obecnie 200–800 m) skał permskich sprzyjała niewielkim zmianom diagenetycznym, dzięki czemu skamieniałości zachowane są w bardzo dobrym stanie. Niekiedy nagromadzenia szczątków występują w kawernach (ryc. 1B). Duże podobieństwo skamieniałości dolnego cechsztynu na Litwie i w bardziej na zachód położonych częściach zbiornika (por. Suveizdis, 1975) wytłumaczyć można stosunkowo szybkim tworzeniem się osadów wapienia cechsztyńskiego, a zwłaszcza raf (około 200 tys. lat wg Peryta, 2010). W tym krótkim przedziale czasu powstał jeden z najpotężniejszych w dziejach Ziemi system rafowy. Jego unikalność wynika także z prawie zamkniętego charakteru zbiornika, w którym się tworzył. Niewielkie, odległe i położone daleko na północy połączenie z oceanem świątym nie zapewniało dobrych warunków do migracji fauny.



Ryc. 1. A. Cechsztyńska rafa barierowa na Litwie na tle zasięgu i miąższości wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Za Kadunas (2001), zmienione. 1 – dzisiejszy zasięg osadów wapienia cechsztyńskiego (Ca1), 2 – pierwotny zasięg Ca1, 3 – izopachyty osadów Ca1, 4 – otwory wiertnicze, 5 – rafa. B. Zoaria mszywiolów z grupy Trepostomida i Fenestellida w kawernach utworów rafowych. Szerokość próbki 0,7 cm. Otwór Ziežmariai 2.

#### Literatura:

- Ernst, A. 2001. Bryozoa of the Upper Permian Zechstein Formation of Germany. *Senckenbergiana Lethaea*, **81**: 135–181.
- Kadunas, V. 2001. *Lietuvos permio halogenine formacija (litologija, geochemija, naudigosios iskasenos)*. 188 s. Geologijos Institutas, Vilnius.
- Peryt, T.M. 2010. Zechstein. W: Peryt, T.M. (red.), *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (w druku).
- Raczyński, P. i Peryt, T.M. 2007. Biofacies of the Upper Permian reef complex in the basinal facies of the Zechstein Limestone (Ca1), western Poland. *Journal of Stratigraphy*, **31**, Supp. 1: 119–120; Abstracts of the 16th International Congress on the Carboniferous and Permian.
- Suveizdis, P.I. (red.) 1975. *Permskaja sistema Pribaltiki (Fauna i stratigrafija)*. 305 s. Mintis, Wilno.



## Wczesnokambryjskie budowle archeocjatowe w Sudetach

PAWEŁ RACZYŃSKI<sup>1</sup>, DAWID BIAŁEK<sup>1</sup>, PRZEMYSŁAW SZTAJNER<sup>2</sup>, DOMINIK ZAWADZKI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych;

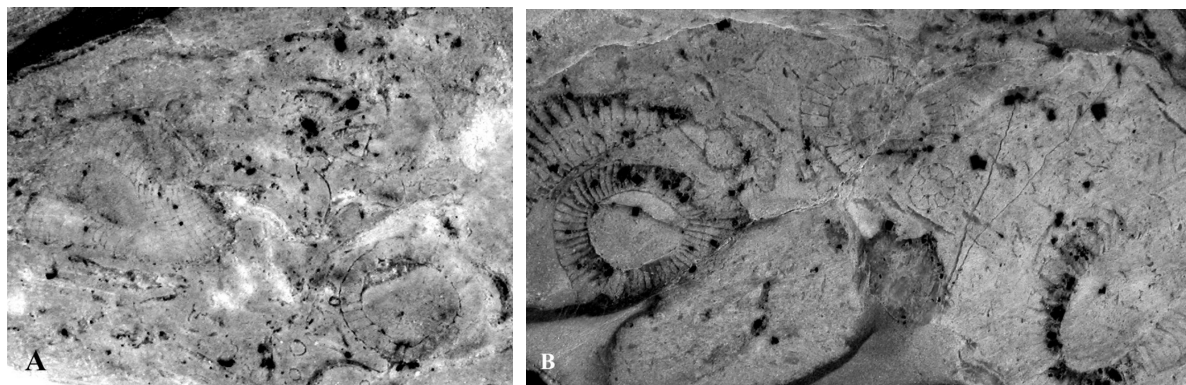
M. Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: pawel.raczynski@ing.uni.wroc.pl

<sup>2</sup>Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu; Felczaka 3a, 71-412 Szczecin.

Pomimo intensywnych poszukiwań przez długi okres czasu nie udawało się odnaleźć w Sudetach skamieniałości z całą pewnością zaliczanych do kambru (np. Schwarzbach, 1933; Gunia, 1967; Baranowski i Lorenc, 1978). Niekiedy dla skał tradycyjnie zaliczanych do kambru (wapienie wojcieszowskie) postulowano wiek o wiele młodszy (Skowronek i Steffahn, 2000). Sytuację zmieniło dopiero odkrycie dużych ilości szczątków archeocjatów (Białek i in., 2007). Wcześniejsze sudeckie znaleziska skamieniałości z tej grupy gąbek okazały się pomyłkami, bądź dotyczyły pojedynczych okazów. Występujące na tym terenie słabo zmetamorfizowane skały węglanowe o nieokreślonej pozycji stratygraficznej roją nadzieje na kolejne odkrycia.

Dotychczas potwierdzone dwa sudeckie wystąpienia archeocjatów związane są z płytkowodnymi facjami wapiennymi o odmiennych warunkach energetycznych. We wschodniej osłonie metamorficznej Karkonoszy, odnaleziono jeden okaz (Hladil i in., 2003) w wapieniach oolitowych. Prawdopodobnie pochodzi on z rozmywania małego pagórka rafowego. Pomimo intensywnych poszukiwań nie udało się dotychczas odnaleźć tej struktury.

Ze względu na liczne występowanie lepsze możliwości rekonstrukcji przedstawiają wystąpienie archeocjatów w wapieniach wojcieszowskich. Tworzą one bardzo bogate w osobniki nagromadzenia, składające się z kielichów zachowanych kompletnie lub z niewielkimi uszkodzeniami. Częste występowanie struktur geopetalnych (ryc. 1) sugeruje przewracanie niektórych osobników.



Ryc. 1. Nagromadzenia archeocjatów w wapieniach wojcieszowskich. A. Wapień z archeocjatami (m. in. przekrój poprzeczny i podłużny) i trylobitami. W kielichu archeocjata po prawej stronie u dołu – struktura geopetalna. Szerokość próbki 4 cm. B. W różnym stopniu zdeformowane tektonicznie kielichy archeocjatów. W kielichu po lewej stronie – struktura geopetalna. Szerokość próbki 5 cm.

Archeocjatom towarzyszą liczne szczątki trylobitów (zwykle silnie zdysartikulowane). Wszystkie skamieniałości występują w wapieniu, który pierwotnie (przed metamorfozą) był osadem mikrytowym, bez wyraźnych śladów przemywania. Poszczególne nagromadzenia archeocjatowe

tworzyły wyniesienia ponad powierzchnię dna nie wyższe niż kilkanaście – kilkadziesiąt cm. Niewielkie pagórki występowały poniżej sztormowej podstawy falowania, w oddaleniu od wysokoenergetycznych form wykształconych przy krawędzi platformy. Istnienie tego rodzaju struktur biogenicznych dobrze wpisuje się w model facjalny wapieni wojcieszowskich zaproponowany przez Lorenca (1983).

#### Literatura:

- Białek, D., Raczyński, P., Sztajner, P. i Zawadzki, D. 2007. Archeocyty wapieni wojcieszowskich. *Przegląd Geologiczny*, **55**: 1112–1116.
- Gunia, T. 1967. Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **37**: 417–428.
- Hladil, J., Patocka, F., Kachlik, V., Melichar, R. i Hubacik, M. 2003. Metamorphosed carbonates of Krkonoše mountains and Paleozoic evolution of Sudetic terranes (NE Bohemia, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, **54**: 281–297.
- Lorenc, S. 1983. Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. *Geologia Sudetica*, **18**: 61–119.
- Schwarzbach, M. 1933. Das Cambrium der Oberlausitz. *Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz*, **32**: 7–54.
- Skowronek, A. i Steffahn, J. 2000. The age of the Kauffung Limestone (W Sudetes, Poland) – a revision due to new discovery of microfossils. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte*, **2**: 65–82.

## **Występowanie muszlowców głowonogowych w górnym franie Jażwicy (Góry Świętokrzyskie)**

MICHAŁ RAKOCIŃSKI, EWELINA BORCUCH

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Stratygrafii i Paleontologii;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: mrakocin@us.edu.pl

Kamieniołom Jażwica na górze Łagwa znajduje się około 4 km na północny-wschód od Chęcina, w obrębie południowego skrzydła synkliny gałęzickiej (np. Rigby i in., 2001). Odslaniające się w nim osady górnego dewonu reprezentują fran oraz dolny famen. Najciekawszym pod względem faunistycznym jest kompleks H-2 (R *sensu* Racki, 1981), obejmujący zony *rhenana* oraz *linguiformis*. Fauna zdominowana jest przez ramienionogi, gąbki oraz koralowce (Rigby i in., 2001). Mniej liczne są ślimaki, małże, tentakulity, liliowce oraz szczątki ryb; ponadto występują także nieliczne głowonogi, reprezentowane przez goniatyty *Manticoceras?* oraz łodziki *Lysagoraceras* (Racki, 1981). Dotychczas stwierdzono w tym interwale jedynie wkładki muszlowców ramienionogowych (np. Rigby i in., 2001). Dlatego też sporym zaskoczeniem było znalezienie w 2009 roku przez jednego z autorów (MR) muszlowców głowonogowych. Występują one w luźnych kongrecjach węglanowych, znajdujących się w rumoszu skalnym u podnóża północno-wschodniej ściany czwartego poziomu eksploatacyjnego, w bezpośrednim sąsiedztwie osadów należących do kompleksu H-2 *sensu* Rigby i in. (2001). Jest on reprezentowany przez osady margliste oraz wapienie bulaste i detrytyczne. Prace mające na celu znalezienie tych osadów bezpośrednio w profilu niestety nie przyniosły rezultatów.

Analiza fauny konodontowej występującej w kongrecjach pozwoliła jednakże potwierdzić przypuszczenie, iż pochodzą one z wyższej części kompleksu H-2.

Najliczniejsze są konodonty z rodzaju *Palmatolepis*, wśród których diagnostyczny gatunek *Palmatolepis linguiformis*, w asocjacji z *Palmatolepis rhenana*, *Pa. subrecta* i *Pa. Winchelli*, wskazuje na zonę *linguiformis* w obrębie górnego franu (Ziegler i Sandberg, 1990). Znaczną część materiału konodontowego, bo ponad 11%, stanowi rodzaj *Pelekysgnathus*, którego wyraźny pik zaznacza się w zonie *linguiformis* w utworach basenów szelfowych południowej Polski (Matyja i Narkiewicz, 1992). Ponadto odnotowano obecność *Palmatolepis hassi* sensu stricto, *Pa. gigas extensa*, *Ancyrodella curvata* oraz *Polygnathus webbi*.

Głównymi są reprezentowane przez formy juvenilne, zachowane w postaci zsylikowanych ośródek frągmonów. Niestety, często szczegóły ich ornamentacji oraz linia łobowa nie są widoczne, co uniemożliwia ich dokładniejsze oznaczenie. Nieliczne okazy posiadają linię łobową, zaś pozostałe można oznaczyć poprzez analogie do innych wystąpień. Wstępnie w badanym materiale zidentyfikowano przedstawicieli *Archoceras varicosum*, *Manticoceras* cf. *drevermanni*, *Linguatornoceras* sp., *Aulatornoceras* sp. oraz ortokonowe łozikowate. Prawdziwa bioróżnorodność może być jednak większa. Poza głownogami oraz konodontami w analizowanych kongrecjach występują także spikule gąbek, ramienionogi, płytki plakodermów, łuski akantodów oraz zęby kostnoszkieletowych. Na podstawie wstępnych analiz badanych koncentracji stwierdzono, że reprezentują one pośmiertne nagromadzenia, powstałe najprawdopodobniej w wyniku działalności prądów przydennych (i/lub sztormów?), które mogły doprowadzić do akumulacji fauny muszlowej oraz towarzyszących jej innych szczątków organicznych w depresjach występujących na powierzchni dna (por. Kröger, 2007). Tego typu depresje stanowiły naturalne pułapki, w których mogły być akumulowane szczątki szczególnie niewielkich juvenilnych głownogów (maksymalne średnice <20 mm). Niewykluczone, że badana fauna amonitowa doznała masowej śmiertelności w skutek działalności sztormowej. Taki scenariusz może zostać poparty przez obecność w analizowanych kongrecjach intraklastów oraz konodontów z rodzaju *Pelekysgnathus* w obrębie relatywnie głębokowodnej biofacji polygnatidowo-palmatolepidowej, czyli takiej jaka zaznacza się w badanym osadzie, a która jest tłumaczona m.in. redepozycją materiału z szelfu (Matyja i Narkiewicz, 1992). Stosunkowo dobry stan zachowania badanej fauny głownogowej jest związany z szybko postępującą sylifikacją, która prawdopodobnie była spowodowana obfitym występowaniem gąbek krzemionkowych stanowiących główne źródło krzemionki (Rigby i in., 2001; patrz też Schubert i in., 1997).

Niniejsze badania zostały sfinansowane dzięki środkom projektu badawczego MNiSW: N N307 4272 34. MR dziękuje za wsparcie finansowe przyznane w ramach stypendium z projektu UPGOW, dotowanego przez Europejski Fundusz Społeczny.

## Literatura:

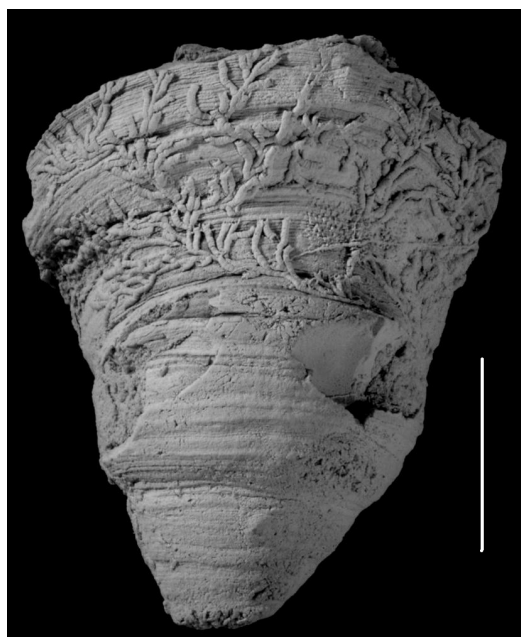
- Kröger, B. 2007. Concentrations of juvenile and small adult cephalopods in the Hirnantian cherts (Late Ordovician) of Porkuni, Estonia. *Acta Palaeontologica Polonica*, **52**: 591–608.
- Matyja, H. i Narkiewicz, M. 1992. Conodont Biofacies Succession near the Frasnian/Famennian Boundary: Some Polish Examples. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **154**: 125–147.
- Racki, G. 1981. Stratygrafia i tektonika utworów dewonu środkowego i górnego w kamieniołomach Jaźwica. W: Żakowa, H. (red.), *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce, 6–8 września 1981*: 171–179. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Rigby, J.K., Pisera, A., Wrzolek, T. i Racki, G. 2001. Upper Devonian sponges from the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Palaeontology*, **44**: 447–488.
- Schubert, J.K., Kidder, D.L. i Erwin, D.H. 1997. Silica-replaced fossils through the Phanerozoic. *Geology*, **25**: 1031–1034.
- Ziegler, W. i Sandberg, C.A. 1990. The Late Devonian standard conodont zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **121**: 1–115.

## Strategie życiowe organizmów epizoicznych na przykładzie fauny z Grzegorzowic (Ems górny, Góry Świętokrzyskie)

ŁUKASZ RAKOWICZ

Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii;  
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: lrakowicz@twarda.pan.pl

Warstwy grzegorzowickie, należące do emsu górnego (Malec i Turnau, 1997), to dolna część profilu Grzegorzowie-Skały, który jest zapisem dolno- i środkowodewońskiej transgresji. Profil ten już od XIX wieku był przedmiotem intensywnych badań nad paleontologią, litologią i stratygrafią. Wstępny opis koralowców Rugosa dokonała Rózkowska (1954), a Tabulata Stasińska (1954). Biernat (1954) opisała ramienionogi warstw grzegorzowickich. Mszywiolami natomiast zajmowała się



Ryc. 1. *Hederella* sp. na powierzchni koralowca *Cystiphylloides* sp.

Kiepura (1973). Profil pod względem litologicznym opisała Pajchłowa (1957), a stratygrafię uściślił Malec i Turnau (1997). Jednakże do tej pory nie zostały dokładnie opisane zagadnienia związane z organizmami epizoicznymi.

Epibionty emsu górnego są zróżnicowane faunistycznie. Do najliczniejszych należą „mszywioly” (przed wszystkim *Hederella* sp.) i koralowce Tabulata (m.in. *Aulopora* sp.). W mniejszych ilościach występują holdfasty liliowców, koralowce Rugosa, rurki spirorbisopodobnych mikrokonchidów. Organizmy „gospodarze”, na których stwierdzono epibionty, to w większości koralowce Rugosa (koralowce z rodziny Cystiphyllidae). Rzadko epibionty występują na

kolumnaliach liliowców, powierzchniach kolonii Tabulata i skorupkach ramienionogów.

Najbardziej charakterystyczną cechą epibiontów warstw grzegorzowickich jest ich występowanie prawie wyłącznie na powierzchniach koralowców Rugosa. W wyższej części profilu Grzegorzowie-Skały, w łupkach ilastych kompleksu XIV (wg Pajchlowej, 1957), epizoa występują przede wszystkim na muszlach ramienionogów (Zapalski, 2005) i kolumnaliach liliowców (Głuchowski, 2005). Na powierzchniach Rugosa epibionty występują rzadko. Przyczyną może być wielkość organizmu „gospodarza”. W warstwach grzegorzowickich Rugosa osiągają duże rozmiary, do 9–10 cm średnicy, gdy w kompleksie XIV (wg Pajchlowej, 1957) Rugosa są niewielkie, dochodzą do 2–3 cm średnicy. Charakterystyczne jest także występowanie epibiontów w starszych stadiach ontogenetycznych koralowców. Przymuszczać młodsze ontogenetycznie koralowce, ze względu na małą wielkość koralitów, nie były preferowane przez epizoa. Można zatem przypuszczać, że decydującym czynnikiem selekcji podłoża dla larw organizmów epizoicznych była wielkość organizmu „gospodarza” a nie ich ornamentacja (był to czynnik drugorzędny).

Najistotniejsze wydaje się stwierdzenie czy epizoa „przytwierdzały się” za życia „gospodarza” czy po jego śmierci. Na dużej ilości okazów można stwierdzić występowanie kolonii *Aulopora* sp. i *Hederella* sp. rosnących zgodnie z osią wzrostu koralita dochodząc do krawędzi kielicha (ryc. 1), jednak nie rozrastając się do jego wnętrza. Podobne zjawisko na ramienionogach zaobserwował Zapalski (2005), który stwierdził wzrost kolonii auloporidów wzdłuż powierzchni komisury.

#### Literatura:

- Biernat, G. 1954. Ramienionogi eiflu Grzegorzowic. *Acta Geologica Polonica*, **4**: 485–533.
- Głuchowski, E. 2005. Epibionts on upper Eifelian crinoid columnals from the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **50**: 315–328.
- Kiepusa, M. 1973. Devonian Bryozoans of the Holy Cross Mountains, Poland. Part II. Cyclostomata and Cystoporata. *Acta Palaeontologica Polonica*, **18**: 323–418.
- Malec, J. i Turnau, E. 1997. Middle Devonian Conodont, Ostracod and Miospore Stratigraphy of Grzegorzowice – Skały Section, Holy Cross Mountains, Poland. *Biuletyn Polskiej Akademii Nauk*, **45**: 67–86.
- Pajchlowa, M. 1957. Dewon w profilu Grzegorzowice – Skały. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **122**: 145–254.
- Rózkowska, M. 1954. Badania wstępne nad Tetracorallia z eiflu Grzegorzowic. *Acta Geologica Polonica*, **4**: 207–241.
- Stasińska, A. 1954. Koralowce Tabulata z dewonu Grzegorzowic. *Acta Geologica Polonica*, **4**: 277–290.
- Zapalski, M.K. 2005. Palaeoecology of Auloporida: an example from the Devonian of the Holy Cross Mts., Poland. *Geobios*, **38**: 677–683.

## Paleogeograficzne implikacje występowania mikroproblematyków w utworach górnego syluru

STANISŁAW SKOMPSKI

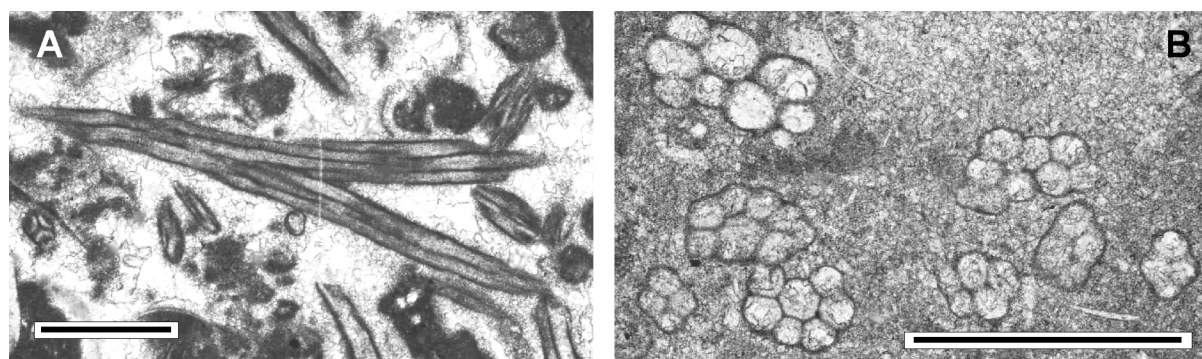
Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii;  
Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: skompski@uw.edu.pl

Charakterystyczną cechą utworów najwyższego syluru Podola (pridol, seria/formacja skalska) jest występowanie warstw stromatoroidowych, czasami kilkumetrowej miąższości, przeławicających się z utworami stref wokółpływowych. Istnieje wiele argumentów natury sedimentologicznej wskazujących, że nagromadzenia stromatoroidów są efektem redepozycji dobrzegowej w czasie wezbrań sztormowych (Skompski i in., 2008). Akumulacje stromatoroidowe stanowią wypełnienie kanałów pływowych lub też rozłożone są w formie cienkich warstw zalegających na rozległych obszarach równi pływowych. Jednym z najbardziej charakterystycznych składników tworzących ziarniste matriks wapieni stromatoroidowych są rurkowane mikroskamieniałości oznaczone jako *Tuxekanella simplex* Riding i Soja (1993). Kalcytowe rurki o średnicy 40–120  $\mu\text{m}$ , początkowo rozpoznane wyłącznie w szlifach, występują zawsze w wiązkach skupiających kilka rurek, skupionych koncentrycznie wokół rurki centralnej, lub też ułożonych w dwóch warstwach (ryc. 1B). Najprawdopodobniej rurki te mogą się rozgałęziać, aczkolwiek takie formy spotykane są stosunkowo rzadko (ryc. 1A). Najnowsze znaleziska tuxekanelli (formy trójwymiarowe) pochodzą z warstw, w których formy te tworzą masowe naskorupienia, lub stanowią podstawowy składnik ziarnisty (greinstony tuxekanellowe). W tych ostatnich towarzyszą im inne mikroproblematyki, przypominające małżoraczki. Warstwy tuxekanellowe sąsiadują czasami w profilach z osadami przepelnionymi uwęglonymi szczątkami wczesnych flor lądowych. Powszechne występowanie tuxekanelli w osadach wypełniających kanały pływowe może sugerować, że obrzeże tych kanałów i wybrane, płatowe miejsca równi pływowych było ich preferowanym biotopem (Skompski, 2010).

Pomimo perfekcyjnych i licznie zachowanych okazów nie udało się do tej pory ustalić pozycji taksonomicznej zagadkowych mikroform. Przekroje poprzeczne wskazują pewne podobieństwa do wegetatywnych form prymitywnych ramienic (Charophyta). Najstarsze wystąpienia tych roślin znane są dokładnie z warstw, w których występują tuxekanelle. Hipotezie tej przeczy jednak całkowity brak oogoniów w osadach, jak też brak poprzecznej segmentacji, która powinna być widoczna na okazach trójwymiarowych. Większe podobieństwo wykazują tuxekanelle do rurkowatych glonów zaliczanych do Codiaceae, np. do rodzaju *Gaspesiella* Mamet et Roux, aczkolwiek brak tutaj przykładów tak jednoznacznego występowania rurek plechy w wiązkach.

Niezależnie od zagadkowej pozycji taksonomicznej tuxekanelli znaczącym problemem wydaje się rozprzestrzenienie tej mikroskamieniałości. Jak dotychczas, została opisana jedynie z

dwóch obszarów występowania węglanowego syluru: z Podolia i z terranu Alexandra, stanowiącego ogromny fragment północnej części Kordyliarów Ameryki Płn. Wyspa Tuxekan u wybrzeży Alaski, która dała nazwę problematycznej mikroskamieniałości, jest częścią tego terranu. Nie ulega wątpliwości, że terran ten jest „obcym fragmentem” inkorporowanym w strukturę Kordyliarów, lecz zasadniczy spór dotyczy jego paleogeograficznego pochodzenia. W toczącej się od wielu lat dyskusji obok argumentów paleomagnetycznych, petrologicznych i geochemicznych przytaczane są argumenty natury paleobiogeograficznej. Największe znaczenie mają tu zespoły rzadko spotykanych gąbek Sphinctozoa, znalezione w obrębie terranu Alexandra, na północnym Uralu i w paśmie Sałair w południowo-zachodniej Syberii. Zdaniem Antoshkiny i Soji (2006) takie rozprzestrzenienie wskazuje na sylurskie położenie terranu gdzieś pomiędzy zachodnią Syberią, a południowym krańcem Baltiki i północną drogę migracji terranu. Z drugiej strony sygnalizowane ostatnio są powinowactwa zespołów ślimaków sylurskich terranu Alexandra i Czech. Dla odmiany ten argument wskazywałby na sylurską pozycję terranu po zachodniej stronie Baltiki i południową drogę jego migracji. Pogląd ten został bardzo poważnie wsparty modelem geotektonicznym Wrighta i Wyld (2006), uzasadniającym taką drogę migracji terranu. Masowe występowanie tuxekanelli doskonale wpisuje się w ten model. Nie przesądza o jego poprawności, niemniej stanowi istotną przesłankę w procesie odtwarzania sylurskiej pozycji paleogeograficznej wielkiego elementu skorupy ziemskiej.



Ryc. 1. *Tuxekanella simplex* Riding i Soja, 1993, obraz w płytkach cienkich. A. Przekroje podłużne, rurki rozgałęziające się; B. Przekroje poprzeczne, charakterystyczne ułożenia rurek: wokół rurki centralnej (lewa dolna część zdjęcia), ułożenie dwuwarstwowe (lewa górna część zdjęcia); skala 0,5 mm.

#### Literatura:

- Antoshkina, A.I. i Soja, C.M. 2006. Late Silurian reconstruction indicated by migration of reef biota between Alaska, Baltica (Urals), and Siberia (Salair). *GFF*, **128**: 75–78.
- Riding, R. i Soja, C.M. 1993. Silurian calcareous algae, cyanobacteria, and microproblematica from the Alexander Terrane, Alaska. *Journal of Paleontology*, **67**: 710–728.
- Skompski, S. 2010. Paleogeographical significance of the Late Silurian microproblematicum *Tuxekanella* Riding and Soja. *Journal of Paleontology*, **84**: 346–351.
- Skompski, S., Łuczyński, P., Drygant, D. i Kozłowski, W. 2008. High-energy sedimentary events in lagoonal successions of the Upper Silurian of Podolia, Ukraine. *Facies*, **54**: 277–296.
- Wright, J.E. i Wyld, S.J. 2006. Gondwanan, Iapetan, Cordilleran interactions: A geodynamic model for the Paleozoic tectonic evolution of the North American Cordillera. W: Haggart, J.W., Enkin, R.J. i Monger, J.W.H. (red.), *Paleogeography of the North American Cordillera: evidence for and against large-scale displacements. Geological Association of Canada, Special Paper*, **46**: 377–408.

## Biostratygrafia i paleoekologia otwornic w osadach jury środkowej i górnej w wierceniach Darżlubie i Grudziądz (synekliza perybałtycka) – wstępne wyniki badań

JOLANTA SMOLEŃ

Państwowy Instytut Geologiczny; Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: jolanta.smolen@pgi.gov.pl

Celem badań mikropaleontologicznych jest określenie wieku jurajskich serii osadowych stwierdzonych w otworach wiertniczych Darżlubie IG1 i Grudziądz IG1. Badane otwory wiertnicze są zlokalizowane w północo – zachodniej części syneklizy perybałtyckiej, przy czym otwór Darżlubie w samym północno zachodnim krańcu syneklizy na granicy z wyniesieniem Łeby, a otwór Grudziądz poniżej. Seria osadów jurajskich reprezentowana jest w badanych otworach wiertniczych przez osady batonu górnego, keloweju, oksfordu (otwór Darżlubie i Grudziądz) oraz kimerydu i tytonu (otwór Grudziądz). Wstępne wyniki badań wykonane dotychczas dotyczą serii osadowych keloweju górnego i oksfordu. Profile litologiczno – stratygraficzne badanych otworów wiertniczych ustalono na podstawie danych geofizyki otworowej i nielicznych fragmentów fauny amonitowej, oraz korelacji z sąsiednimi profilami z obszaru syneklizy perybałtyckiej (Areń, 1974; Dembowska, 1972). Osady jurajskie na badanym obszarze rozpoczynają się transgresyjnymi utworami batonu górnego, które zostały wydzielone głównie na podstawie badań geofizycznych. Nieliczna i źle zachowana mikrofauna nie dostarcza wystarczających danych do sprecyzowania wieku tej serii osadowej. Wyżej leżące osady margli i mułowców marglistych z domieszką rozproszonych w nich oolitów żelazistych, głównie limonitowych zawierają dość urozmaicone, pod względem taksonomicznym, zespoły otwornic. Asocjacje te są charakterystyczne dla utworów górnego keloweju, lepiej rozpoznanych w środkowej i wschodniej części syneklizy perybałtyckiej, w otworach wiertniczych Pasłek, Gołdap, Bartoszyce i innych (Bielecka i Styk, 1966; Smoleń, 2000). W obu badanych otworach stwierdzono obecność taksonów charakterystycznych dla poziomu otwornicowego *Lenticulina tumida* (Smoleń, 2000), takich jak: *Lenticulina tumida* (Mjatliuk), *Lenticulina lithuanica* (Brückmann), *Lenticulina catascopium* (Mitjanina), *Epistomina parastelligera* (Hofker), *Citharinella moelleri* (Uhlig), *Lenticulina papillaeocostata* Bielecka i Styk, *Palaeomiliolina michalski* (Wiśniowski) czy *Paleomiliolina difficilis* Wiśniowski. Powyższe zespoły są zubożałe pod względem ilości gatunków i liczebności osobników w stosunku do asocjacji znanych ze środkowej części syneklizy perybałtyckiej. Wykazują także cechy wysortowania i pokruszenia świadczące o płytkiej strefie basenu morskiego.

W obu wierceniach istnieje dobra dokumentacja otwornicowa dla serii osadów oksfordu dolnego. Jest to seria mułowców marglistych, miejscami piaszczystych z igłami gąbek i fragmentami innej makrofauny, głównie szkarłupni. Zespoły mikrofauny zawierają gatunki wskaźnikowe dla poziomu otwornicowego *Ophthalmidium saggitum* – *Epistomina volgensis* (Smoleń, 2000), takie jak: *Epistomina volgensis* Grigelis i *Ophthalmidium saggitum* (Bykowa). Oprócz nich występują, także gatunki znane z górnego keloweju jak: *Lenticulina tumida* (Mjatliuk), *Epistomina parastelligera*



(Hofker) czy *Lenticulina catascopium* (Mitjanina), oraz gatunki oksfordzkie występujące również w wyższym oksfordzie jak: *Epistomina uhligi* Mjatliuk, *Trocholina nodulosa* Seibold czy *Eoguttulina oolithica* (Terquem). Powyższe zespoły są znacznie zubożałe w ilość gatunków i osobników w stosunku do równowiekowych zespołów z obszaru północno wschodniej, i wschodniej części syneklizy perybałtyckiej, zawierających urozmaicone gatunkowo i liczne zespoły epistominowo-lenticulinowe. Osady oksfordu środkowego i górnego stwierdzone na podstawie danych geofizycznych i nieliczej fauny amonitowej zawierają ubogie pod względem ilości gatunków i osobników, źle zachowane zespoły otwornic, na podstawie których wydzielenie wyższych podpięter oksfordu jest praktycznie niemożliwe. Zawierają one gatunki mające szerokie rozprzestrzenie geograficzne, typowe dla facji węglanowych młodszego oksfordu na Niziu Polskim (Smoleń, 1998) takie jak: *Ophthalmidium strumosum* (Gümbel), *Spirillina tenuissima* Gümbel, *Spirillina polygyrata* Gümbel., *Textularia jurrassica* (Gümbel) oraz inne z rodzajów: *Eoguttulina*, *Lenticulina*, *Paalzowella* czy *Epistomina*. Zespoły otwornicowe z utworów wyższego oksfordu w wierceniach Darżlubie i Grudziądz są znacznie uboższe od tych jakie występują w środkowej, wschodniej i południowej części części syneklizy perybałtyckiej, i wskazują na niekorzystne warunki środowiska i płytkie strefy basenu morskiego.

#### Literatura:

- Areń, B. 1974. *Dokumentacja wiercenia Darżlubie*. Archiwum PIG PIB, Warszawa.
- Bielecka, W. i Styk, O. 1966. Mikrofauna malmu południowej części syneklizy perybałtyckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 350–366.
- Dembowska, J. 1972. *Dokumentacja wiercenia Grudziądz*. Archiwum PIG PIB, Warszawa.
- Smoleń, J. 1998. Mikrofauna Oksfordu w północno wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 378: 200–221.
- Smoleń, J. 2000. Biostratygrafia osadów z pogranicza jury środkowej i górnej syneklizy perybałtyckiej na podstawie otwornic. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 393: 53–79.

### Aragonitowe koralowce kalcytowych mórz

JAROSŁAW STOLARSKI, KATARZYNA JANISZEWSKA

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

Niezwykle inspirującym obszarem badań przyrodniczych ostatnich lat jest analiza wpływu jaki na procesy tworzenia szkieletu (biomineralizacji) wywierają geochemiczne parametry środowiska. Bezpośrednie pomiary składu kopalnych inkluzji wodnych w halicie, a także szereg pośrednich danych, sugerują, że jednym z ważnych parametrów geochemicznych, który zmieniał się w historii geologicznej Ziemi w szerokim zakresie (od ok. 1 do 5,2) był stosunek  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  w wodzie morskiej (Timofeeff i in., 2006; Stanley, 2008). W warunkach eksperymentalnych, stosunek  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  ma decydujący wpływ na wybór wytrącanej z roztworu odmiany polimorficznej węglanu wapnia: przy

$Mg^{2+}/Ca^{2+} < 2$  wytrącana jest niskomagnezowa odmiana kalcytu (morza których wody posiadały podobny stosunek jonów Mg i Ca określa się mianem „mórz kalcytowych”), natomiast przy wyższych wartościach  $Mg^{2+}/Ca^{2+} > 2$  tworzona jest wysokomagnezowa odmiana kalcytu oraz, szczególnie przy wartościach  $Mg^{2+}/Ca^{2+} > 4.5$ , aragonit („morza aragonitowe”).

Koralowce Scleractinia przez lata uchodziły za przykład organizmów, u których tworzenie szkieletu podlega silnemu wpływowi środowiska, dlatego można było oczekiwać, że zasadnicze zmiany  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  w środowisku będą miały wpływ na mineralogię ich szkieletu. Rzeczywiście, dwie kategorie obserwacji zdają się potwierdzać tę tezę: (i) Ries i in. (2006) pokazali, że koralowce rafotwórcze (*Acropora*, *Montipora* i *Porites*), w syntetycznej wodzie morskiej z  $Mg^{2+}/Ca^{2+} < 3.5$  tworzą szkielet o znacznej zawartości kalcytu (do blisko 40%); (ii) Stolarski i in. (2007) pokazali na podstawie cech strukturalnych oraz geochemicznych, że szkielet późnokredowych koralowców z rodzaju *Coelosmilia* był pierwotnie kalcytowy, w czasie gdy  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  mórz zbliżony był do jedności.

Te, wydawać by się mogło, mocne argumenty na rzecz bezpośredniego wpływu geochemii środowiska na charakter biomineralizacji koralowców, wymagają jednak weryfikacji ze względów metodologicznych oraz napływu nowych danych empirycznych. Po pierwsze, metodologia eksperymentu Ries i in. (2006) budzi zastrzeżenia: kalcyt był wykryty metodą dyfrakcji proszkowej (brak precyzyjnej kontroli miejsca analizy) oraz sugerowany pośrednio przez mapowania EDS (Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy) pierwiastków (Mg, Sr) w rejonach o niewystarczająco udokumentowanym położeniu w stosunku do świeżo tworzonoego szkieletu. Po drugie, z tych samych stanowisk, w których występują kalcytowe *Coelosmilia*, znane są również ośrodki koralowców, prawdopodobnie o pierwotnie aragonitowej mineralogii, zaś z kilku późnokredowych stanowisk na świecie (m.in. Gosau, Austria; Black Hills, South Dakota, USA), znane są formy o pierwotnym i wyłącznie aragonitowym szkielecie.

Nowe światło na powyższe problemy rzuca omówiony tu eksperyment, w którym cztery rodzaje koralowców rafotwórczych *Acropora*, *Porites*, *Pavona* i *Galaxea* hodowane były przez miesiąc w syntetycznej wodzie morskiej o  $Mg^{2+}/Ca^{2+} = 2$  („morze kalcytowe”; podwyższona zawartości jonów  $Ca^{2+}$  w stosunku do wartości dzisiejszej wody morskiej). Przed rozpoczęciem właściwego eksperymentu szkielet znaczony był izotopem strontu  $^{86}Sr$  (procedura Houllbreque i in., 2009), tak aby móc precyzyjnie wyznaczyć granicę między „starym” a potencjalnie nowo utworzonym szkieletem w warunkach „morza kalcytowego”. Mapowania NanoSIMS (Nano-Secondary Ion Mass Spectroscopy) wykazały, że wszystkie koralowce tworzyły szkielet na zewnątrz znakowanej strontem warstewki, średnio ok. 10–20  $\mu m$  miąższości (przyrost dzienny średnio ok. 300–600 nm). Świeżo utworzony szkielet był wyłącznie aragonitowy (mapowanie metodami spektroskopii ramanowskiej) i zawierał zwiększoną ilość siarki, związanej z siarczanowanymi wielocukrami (składniki te biorą aktywny udział w biomineralizacji). Obserwacje te sugerują, że konsekwentnie aragonitowy szkielet badanych koralowców tworzony był przy ścisłej fizjologicznej kontroli organizmu, nie zaś „pod dyktando” środowiska, w którym kinetycznie preferowaną odmianą polimorficzną  $CaCO_3$  był kalcyt. Dalsze badania

eksperymentalne prowadzone są w celu określenia granic fizjologicznej tolerancji na geochemiczne zmiany środowiska u różnych gatunków koralowców (np. form nie rafotwórczych) i weryfikacji hipotezy, że przynajmniej u niektórych z nich mineralogia szkieletu, w wyniku tych środowiskowych, geochemicznych impulsów, mogła się zmieniać.

Wyniki przedstawione w pracy są efektem pracy interdyscyplinarnego zespołu, w którym prócz autorów biorą udział: S. Reynaud, C. Ferrier-Pages i E. Beraud (Centre Scientifique de Monaco), I. Domart-Coulon, Y. Marrocchi i A. Meibom (Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris) a także M. Mazur (Wydział Chemii UW) i J. Szlachetko (Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego, Kielce). Finansowe wsparcie z projektu MNiSW N307-015733.

#### Literatura:

- Houlbrequé, F., Meibom, A., Cuif, J-P., Stolarski, J., Marrocchi, Y., Ferrier-Pagés, C., Domart-Coulon, I. i Dunbar, R.B. 2009. Strontium-86 labeling experiments show spatially heterogeneous skeletal formation in the scleractinian coral *Porites porites*. *Geophysical Research Letters*, **36**: L04604, [doi:10.1029/2008GL036782].
- Ries, J.B., Stanley, S.M. i Hardie, L.A. 2006. Scleractinian corals produce calcite, and grow more slowly, in artificial Cretaceous seawater. *Geology*, **34**: 525–528.
- Stanley, S. M. 2008. Effects of Global Seawater Chemistry on Biomineralization: Past, Present, and Future. *Chemical Reviews*, **108**: 4483–4498.
- Stolarski, J., Meibom, A., Przeniosło, R. i Mazur, M. 2007. A Cretaceous scleractinian coral with a calcitic skeleton. *Science*, **318**: 92–94.
- Timofeeff, M.N., Lowenstein, T.K., da Silva, M.A.M. i Harris, N.B. 2006. Secular variation in the major-ion chemistry of seawater: Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**: 1977–1994.

### Nietypowa fauna małżów oligoceńskich z formacji menilitowej z okolic Krosna

BARBARA STUDENCKA<sup>1</sup>, SIERGIEJ POPOW<sup>2</sup>, MAŁGORZATA BIENKOWSKA-WASILUK<sup>3</sup>,

RADOSŁAW WASILUK<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Polska Akademia Nauk, Muzeum Ziemi; Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa; e-mail: bstudencka@go2.pl

<sup>2</sup>Rosyjska Akademia Nauk, Instytut Paleontologiczny; Profsojuznaja 123, 117 647 Moskwa

<sup>3</sup>Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii; Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

<sup>4</sup>Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy; Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Znaleziska fauny mięczaków w osadach paleogenu Polskich Karpat fliszowych są niezbyt częste, a ich występowanie ograniczone jest do olistostrom lub olistolitów w obrębie jednostki skolskiej i śląskiej. Najstarszy (paleoceński) i zarazem najbogatszy zespół mięczaków został znaleziony w roku 1907 przez Bolesława Kropaczka w okolicach Babicy koło Rzeszowa (Studencka, 1986). Dotychczas z iłów babickich opisano ponad 330 gatunków ślimaków i małżów (Krach, 1963, 1969). Mniej liczny zespół mięczaków pochodzi z osadów górnego eocenu w Koniuszy, skąd Krach (1985) podał 134 gatunki. Natomiast znaleziska fauny mięczaków w oligoceńskiej formacji menilitowej są bardzo rzadkie: jedynie 11 gatunków zostało stwierdzonych w dolnooligocęńskich osadach ogniwa z Siedlisk (Jucha i Krach, 1962). Wszystkie dotychczas opisane zespoły, poczynając od zespołów paleoceńskich z Babicy koło Rzeszowa (jednostka skolska) oraz Bliznego koło

Brzozowa i Płosiny koło Domaradza (jednostka śląska), aż do wczesnooligocenów z Gogołowa i Kobyle III (jednostka śląska) reprezentują formy zasiedlające normalno-morskie środowiska (Jucha i Krach, 1962; Krach, 1963, 1969, 1985).

Podczas prac terenowych prowadzonych w roku 2008 na obszarze jednostki śląskiej w okolicach Krosna, w obrębie ogniwa margli z Dynowa, znaleziony został przez R. Wasiluka bardzo interesujący materiał małżowy. W Jabłonicy Polskiej, w osadach znajdujących się powyżej cienko warstwowanych, ciemnobrązowych rogowców (ogniwo rogowców z Kotowa), wśród płytowych, cienko ławicowych skrzemionkowanych margli, zawierających soczewki rogowców (ogniwo margli z Dynowa), widoczna jest gruba soczewka osadów o zaburzonemu warstwowaniu. Efektem intensywnej eksploatacji ogniwa margli z Dynowa w dwóch stanowiskach (Jabłonica Polska 1 i Jabłonica Polska 2) jest kilkadziesiąt okazów małżów. Ponieważ stan zachowania okazów jest daleki od doskonałego – większość to pojedyncze skorupki z częściowo zachowaną muszlą, fragmenty muszli, odciski skorupki bądź odlewy wewnętrzne skorupki – wiele okazów oznaczono w otwartej nomenklaturze. W badanym materiale wyróżniliśmy 14 gatunków, należących do 4 rodzin. Są to: *Loripes* sp., *Cerastoderma serogosicum* (Nossovsky), *Cerastoderma* sp. 1, *Cerastoderma* sp. 2, *Korobkoviella* cf. *ahalcichensis* Popov, *Congerina* cf. *kochi* Andrussov, *Lenticorbula mefferti* (Titova), *Lenticorbula sokolovi* (Karlov), *Lenticorbula subtriangula* (Moisescu), *Lenticorbula* sp., *Lenticorbula* sp. nov., *Lentidium ustjurtense* Merklin, *Lentidium* sp. i *Janschinella vinogradskii* (Merklin). Większość z nich to gatunki endemiczne, znane jedynie z solenowu (wczesnego oligocenu), regionalnego piętra Paratetydy Wschodniej i środkowego kiscelu Paratetydy Środkowej. Reprezentują one gatunki typowe dla płytkowodnych środowisk o obniżonym zasoleniu (9 ‰ – 16,5 ‰), dobrze natlenionych przy powierzchni, a euksynicznych w strefie przydennej (Voronina i Popov, 1985; Rusu, 2000). Dotychczas fauna brakiczna typowa dla solenowu znana była z oligocenu Karpat tylko ze stanowiska Pietra Neamț w Rumunii (Rusu, 2000).

Znalezisko w Jabłonicy Polskiej dokumentuje pierwszą izolację Paratetydy (rozległego morza istniejącego od wczesnego oligocenu po pliocen) od oceanu światowego we wczesnym oligocenie około 32 milionów lat temu. Wiek ogniwa margli z Dynowa na podstawie nannoplanktonu wapiennego, pochodzącego z kilku stanowisk w Polsce i w Czechach, szacowany jest na poziom NP23 (Krhovský, 1981).

#### Literatura:

- Jucha, S. i Krach, W. 1962. Nowe stanowiska fauny w serii menilitowej. *Acta Geologica Polonica*, **12**: 227–263.
- Krhovský, J. 1981. Mikrobiostratigrafické korelace vnějších jednotek flyšového pásma a vliv eustatických změn na jejich paleogeografický vývoj. *Zemni Plyn a Nafta*, **26**: 665–688.
- Krach, W. 1963. Mollusca of the Babica Clays (Paleocene) of the Middle Carpathians. Pt. I. Gastropoda. *Studia Geologica Polonica*, **14**: 9–152.
- Krach, W. 1969. Mollusca of the Babica Clays (Paleocene) of the Middle Carpathians. Pt. II. Pelecypoda. *Studia Geologica Polonica*, **29**: 7–80.

- Krach, W. 1985. Eoceńskie mieczaki z Koniuszy koło Przemyśla. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **55**: 139–190.
- Rusu A. 1999. Rupelian mollusk fauna of Solenovian type found in Eastern Carpathians (Romania). *Acta Paleontologica Romaniae*, **2**: 449–452.
- Studencka, B. 1986. Bolesław Kropaczek – odkrywca iłów babickich. *Prace Muzeum Ziemi*, **38**: 93–128.
- Voronina, A.A., i Popov, S.V. 1985. Main features of the evolution of the eastern Paratethys in the Oligocene and Lower Miocene. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis Rol. Eotvos nom. Secio geologica*, **25**: 87–95.

### Analiza sposobu życia notozauridów

ANDRZEJ BOCZAROWSKI<sup>1</sup>, DAWID SURMIK<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Biogeografii i Dydaktyki Geografii;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: a.boczarowski@chello.pl

<sup>2</sup>Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Studenckie Koło Naukowe Paleontologów „Paradoxides”;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Szczątki morskich kregowców triasowych na Śląsku jako pierwszy opisał von Meyer (1847–1855), a później Gürich (1884), Kunisch (1888), Schrammen (1899), czy Volz (1902) opisywali wystąpienia szczątków notozaurów, pistozaurów, pachypleurozaurów i plakodontów. Stan wiedzy na ich temat jest nadal słaby, głównie ze względu występowanie izolowanych szczątków szkieletowych (Surmik, 2009). W tej pracy analizę sposobu życia oparto o anatomię porównawczą i morfologię funkcjonalną prawie kompletnego szkieletu postkranialnego *Proneusticosaurus silesiacus* Volz z Zakrzowa koło Gogolina, z innymi taksonami oraz o dane dotyczące paleośrodowiska.

**Środowisko życia.** Rodzina Nothosauridae Baur obejmuje wyłącznie triasowe, fakultatywnie wodne organizmami, które mogły czasowo przebywać na brzegu. Ich szczątki znajdowano w osadach środowisk przybrzeżnych. Przypadki wskazujące na jajożyworodność (Cheng i in., 2004) sugerują, że gady te nie przebywały na brzegu w celach rozrodczych. W stanowisku Stare Gliny koło Olkusza, znaleziono liczne szczątki *Nothosaurus* w brekcjach kostnych osadów przybrzeżnych jaskiń (Tarło, 1959; Lis i Wójcik, 1960). Morfologia szkieletu notozauridów, jak i mikrostruktura tkanki kostnej z cechami mającymi znaczenie dla tworzenia balastu, wskazują na zasiedlanie przez te zwierzęta relatywnie płytkich akwenów.

**Rola ogona.** Notozauridy miały biczowaty, lekko spłaszczony ogon. Wyrostki kolczyste kregów ogonowych są niskie i podobnie jak u legwana morskiego tworzyły słaby kil. Taka budowa ogona w połączeniu z jego sporą długością oraz możliwością wykonywania szybkich, esowatych ruchów na boki powodowały, że był on wystarczającą siłą napędową.

**Rola kończyn.** Budowa obręczy kończyn jest bardzo charakterystyczna i wskazuje na wysoce posunięte modyfikacje do ziemno-wodnego trybu życia. W pasach kończyn, podobnie jak w całym szkielecie obserwuje się mniejszy udział skostnień – poszczególne elementy oddzielone są chrząstką. U notozauridów obojczyki są bardzo masywne i ściśle połączone z łopatkami. Międzyobojczyk ulega redukcji do niewielkiej, zazwyczaj trójkątnej płytki. Kość krucza jest duża. Kości ramieniowe

posiadają dobrze wykształcone powierzchnie przyczepu mięśni i ścięgien. Obręcz biodrowa wykazuje w swoich proporcjach ziemno-wodny charakter reprezentantów tej grupy. Kości łonowe i kulszowe są duże, w przeciwieństwie do kości biodrowej. Kości udowe charakteryzują się zazwyczaj redukcją krętarza. W szkielecie *Proneusticosaurus silesiacus* krętarz jest bardzo wydatny. U niektórych taksonów kość udowa wykazuje sygmoidalne skręcenie w osi. Taka budowa stawów w obydwu pasach wskazuje, że kończyny nie mogły być podporami podtrzymującymi zwierzę poza środowiskiem wodnym. Na lądzie funkcja kończyn ograniczała się do niezdarne przeciągania ciała, a także do wdrapywania się na brzeg, co wspomagały silne, haczykowate pazury. Stawy umożliwiały obracanie kończyn w bardzo szerokim polu, co wspomagało wykonywanie szybkich zwrotów w wodzie. W trakcie szybkiego pływania kończyny były przywiedzione do boków ciała, a funkcję lokomotoryczną przejmował ogon. Podczas wolnego pływania podobnie jak u iguan, żółwi i traszek kończyny były szeroko rozstawiane celem balansowania ciała.

**Gospodarka termiczna i metabolizm.** Powodem wychodzenia zmiennoocieplnych organizmów na brzeg akwenu może być konieczność nagrzewania ciała promieniami słonecznymi (Alberts i in., 2004). Współcześnie czynią tak legwany morskie *Amblyrhynchus cristatus* Bell z Wysp Galapagos. Po nagraniu ciała potrafią przebywać pod wodą około. Ich tętno spada pod wodą do  $\frac{1}{4}$  normalnego, co zaoszczędza tlen (Bennett i in., 1975). Kończyny i tułów tych jaszczurek stygną szybko, ale korpus długo. Duże ciało legwanów morskich (do 150 cm długości) gromadzi sporo ciepła. Ze względu na podobne środowisko i proporcje ciała notozauridy mogły żyć podobnie.

**Odżywianie się.** Notozauridy różniły się rodzajem spożywanego pokarmu. Legwany morskie zjadają głównie glony i czasem skorupiaki, natomiast budowa anatomiczna czaszki, a w szczególności zębów u notozauridów wskazuje, że były rybożerne. Zwierzę polujące głównie na ryby mogło skradać się od strony dna wypatrując zdobyczy powyżej. Po przypuszczeniu ataku podpływało do góry i przy pomocy wyspecjalizowanego do łapania ryb pyska pożerało zdobycz.

#### Literatura:

- Alberts, A.C., Carter, R.L., Hayes, W.K. i Martins, E.P. (red.) 2004. *Iguanas: biology and conservation*. 356 s. University of California Press, Berkeley and Los Angeles.
- Bennett, A.F., Dawson, W.R. i Bartholomew, G.A. 1975. Effects of activity and temperature on aerobic and anaerobic metabolism in the Galapagos marine iguana. *Journal of Comparative Physiology B: Biochemical, Systemic, and Environmental Physiology*, **100**: 317–329.
- Cheng, Y., Wu, X. i Ji, Q. 2004. Triassic marine reptiles gave birth to live young. *Nature*, **432**: 383–386.
- Gürich, G. 1884. Über einige Saurier des oberschlesischen Muschelkalkes. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, **36**: 125–144.
- Kunisch, H. 1888. Über eine Saurierplatte aus dem oberschlesischen Muschelkalk. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **40**: 671.
- Lis, J. i Wójcik, Z. 1960. Triasowa brekcja kostna i trias kopalny w kamieniołomie Stare Gliny pod Olkuszem. *Kwartalnik Geologiczny*, **4**: 55–75.
- Meyer, H. von 1847–1855. *Zur Fauna der Vorwelt. 2 Abt. Die Saurier des Muschelkalkes mit Rücksicht auf die Saurier aus Buntem Sandstein und Keuper*. 167 s. Verlag von H. Keller, Frankfurt am Main.
- Rieppel, O. 2000. *Sauropterygia I. Placodontia, Pachypleurosauria, Nothosauroida, Pistosauroida. Handbuch der Paläoherpetologie Teil 12A*. 134 s. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- Schrammen, A. 1899. Beitrag zur Kenntniss der Nothosauriden des unteren Muschelkalkes in Oberschlesien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **51**: 388–408.

- Surmik, D. 2009. Wstępna analiza tafonomiczna nagromadzeń szczątków gadów morskich środkowego triasu Śląska. *Międzynarodowa Konferencja Paleontologiczna. Kręgowce kopalne Polski – morfologia, systematyka, ewolucja, Wrocław – 2009*: 60–61.
- Volz, W. 1902. *Proneusticosaurus*, eine neue Sauropterygier-Gattung aus dem unteren Muschelkalk Oberschlesiens. *Palaeontographica*, **49**: 121–162.
- Tarlo, L.B. 1959. A new Middle Triassic reptile fauna from fissures in the Middle Devonian limestones of Poland. *Proceedings of the Geological Society of London*, **1538**: 63–64.

## **Dewońskie skamieniałości rafowe z osadów polodowcowych kopalni piasku „Maczki-Bór” w Sosnowcu**

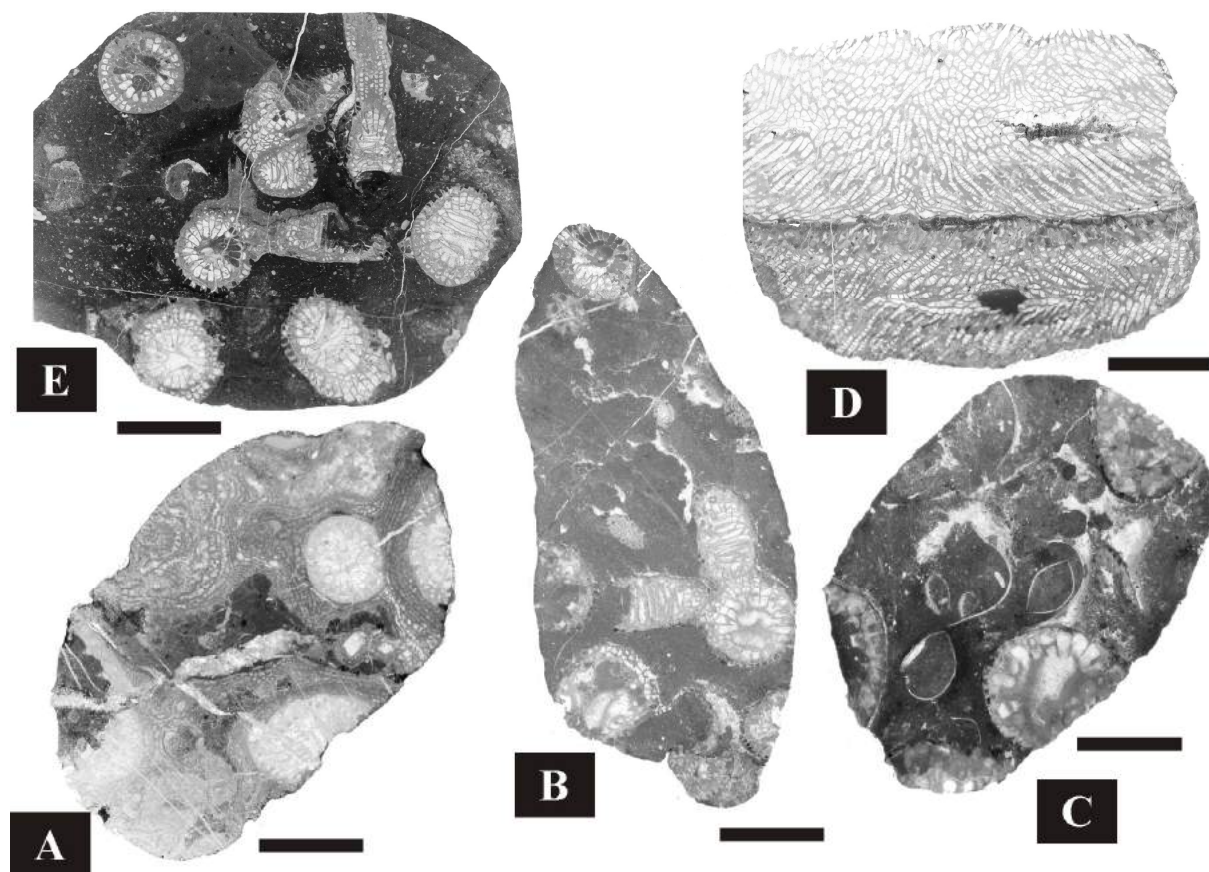
DAWID SURMIK, EWELINA BORCUCH

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Stratygrafii i Paleontologii;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: dsurmik@us.edu.pl

Występowanie dewońskich skamieniałości rafowych w otoczkach, w obrębie kopalni piasków i żwirów, jest dosyć powszechne w czwartorzędowych osadach południowej Polski. Znaleźiska takie na ogół nie mają większego znaczenia naukowego, stanowią natomiast lokalną ciekawostkę geologiczną.

Na terenie kopalni piasku CTL "Maczki-Bór" w Sosnowcu natrafiono na obfite występowanie otoczek zawierających dewońskie skamieniałości, takie jak stromatoporoidy i koralowce. Otoczki występowały dość chaotycznie w słabo wysortowanych osadach genezy glacialnej i fluwioglacjalnej na dużym obszarze południowo-wschodniej części wyrobiska. Z zebranego materiału wykonano płytki cienkie, w których zidentyfikowano taksony charakterystyczne dla środkowo- i późnodewońskich, relatywnie płytkowodnych środowisk rafowych. Rozpoznano koralowce Tabulata takie jak *Thamnopora*, *Favosites* i cf. *Alveolites*, oraz Rugosa reprezentowane głównie przez *Disphyllum*, podrzędnie *Hexagonaria* i cf. *Thamnophyllum*. Rozpoznano również stromatoporoidy masywne i gałązkowe z rodzajów *Actinostroma*, *Stromatopora*, *Stachyodes* oraz *Amphipora* cf. *ramosa*. W płytkach cienkich zidentyfikowano ponadto współwystępujące ramienionogi, mięczaki, szkarłupnie, otwornice oraz glony wapienne (ryc. 1A-E). Zbliżone zespoły skamieniałości pochodzą z wychodni dewońskiej platformy węglanowej w Górach Świętokrzyskich (Kaźmierczak, 1971; Nowiński, 1992; Rózkowska i Fedorowski, 1972; Wrzolek, 1992) a także z pomniejszych odsłoneń na terenie antyklinorium śląsko-krakowskiego (Racki i in., 1999; Rózkowska i Fedorowski, 1972).

Analiza mikrofacjalna płytek cienkich pozwoliła na skorelowanie facji ze standardowym modelem facjalnym Wilsona (1975). Na podstawie analizy zespołu taksonomicznego określono potencjalne miejsce pochodzenia redeponowanych skamieniałości na region siewiersko-olkuski. Analizując ogólny charakter osadów wskazano potencjalne mechanizmy redepozycji.



Ryc. 1. Przykładowe płytki cienkie wykonane z otoczków kopalni piasku Maczki-Bór. A. Korallowiec *Disphyllum* i stromatoporoidy masywne (GIUS MBR08-2), B. Korallowce *Disphyllum* w stadium pączkowania (GIUS MBR05-4), C. Korallowiec *Disphyllum* i ramienionogi (GIUS MBR05-1), D. Korallowiec *Favosites* (GIUS MBR06-2), E. Korallowce *Disphyllum* w stadium pączkowania (GIUS MBR03-2). Skala wynosi 1 cm.

#### Literatura:

- Kaźmierczak, J. 1971. Morphogenesis and systematics of the Devonian Stromatoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. *Paleontologia Polonica*, **26**: 1–150.
- Lewandowski, J. i Zieliński, T. 1990. Wiek i geneza osadów kopalnej doliny Białej Przemszy (Wyżyna Śląska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **364**: 97–126.
- Nowiński, A. 1992. Tabulate corals from the Givetian and Frasian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37** (2–4): 183–216.
- Racki, G., Bardziński, W. i Zieliński, T. 1999. *Z kamiennej księgi pradziejów Górnego Śląska – Przewodnik Geologiczny*: 167 s. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Rózkowska, M. i Fedorowski, J. 1972. Genus *Disphyllum* De Fromentel (Rugosa) in the Devonian of Poland and its distribution. *Acta Palaeontologica Polonica*, **17** (3): 265–332.
- Wilson, J. L. 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. XIV + 471 s. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Wrzolek, T. 1992. Rugose corals from the Devonian Kowala Formation of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37** (2–4): 217–254.
- Zieliński, T. i Lewandowski, J. 1990. Analiza sedimentologiczna osadów kopalnej doliny Białej Przemszy na Wyżynie Śląskiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **364**: 127–151.



## Historyczna kolekcja szczątków triasowych gadów morskich ze zbiorów Muzeum Geologii Złóż w Gliwicach

DAWID SURMIK<sup>1</sup>, IWONA MACHŁAJEWSKA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Studenckie Koło Naukowe Paleontologów „Paradoxides”;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: dsurmik@us.edu.pl

<sup>2</sup> Politechnika Śląska, Wydział Górnictwa i Geologii, Instytut Geologii Stosowanej;  
Akademicka 2, 44-100 Gliwice; e-mail: imwm@tlen.pl

Historia badań szczątków kręgowców z utworów triasowych Górnego Śląska sięga pierwszej połowy XIX wieku: pionierskie badania, prowadzone przez Meyera (1847–1855), Güricha (1884) i Schrammena (1899) doprowadziły do opisanie nowych taksonów ryb i gadów, pochodzących głównie z odsłoneń wapienia muszlowego. Intensywne prace kontynuowane były w pierwszej połowie XX wieku, a ich rezultaty przedstawione zostały m. in. w monografiach Schmidta (1928) i Assmanna (1944). W latach powojennych nastąpił zastój w badaniach nad kręgowcami kopalnymi triasu Polski, a współczesne publikacje (m.in. Chrząstek, 2008; Chrząstek i Niedźwiedzki, 1998; Bardziński i in., 2008) przedstawiają jedynie ogólny opis stanowisk zawierających szczątki kręgowców.

Prowadzone obecnie badania kręgowców bazują na dwóch nurtach: poszukiwaniach terenowych szczątków kostnych oraz weryfikacji okazów z kolekcji muzealnych. Jedną z najbogatszych przedwojennych kolekcji kości kręgowców triasowych jest kolekcja zgromadzona w Muzeum Geologii Złóż im Cz. Poborskiego w Gliwicach. Szczątki te były pierwotnie zdeponowane w przedwojennym Muzeum Śląskim w Katowicach oraz w Oberschlesische Museum für Geologie und Mineralogie w Gliwicach, i w dużym stopniu stanowiły dary paleontologów-amatorów. Jednym z najbardziej zaangażowanych kolekcjonerów skamieniałości triasowych był ksiądz Eduard Kleemann (1825–1889), wieloletni proboszcz parafii w Mysłowicach, który zgromadził ogromny zbiór okazów, przewyższający ilościowo w pewnym okresie zbiory Muzeum Mineralogicznego Uniwersytetu Wrocławskiego (Syniawa, 2006). Kleemann zapisał swoją kolekcję magistratowi Mysłowic, w budynku którego była prezentowana. Zbiory Kleemanna przejęło później Muzeum Śląskie. W czasie zawieruchy wojennej trafiły one prawdopodobnie do Bytomia, a stamtąd, znacznie przerzedzone, do Gliwic.

Bogatą kolekcję kości kręgowców triasowych stworzył również w latach dwudziestych i trzydziestych XX wieku Max Grundey. Była ona zgromadzona w założonym przez niego Museum für Geologie und Mineralogie w Gliwicach. Znaczną część okazów Grundey wywiózł do Berlina w 1944 r., gdzie prawdopodobnie dziś można by ich szukać. Pozostałe okazy z kolekcji muzealnej Grundeya posiada Muzeum Geologii Złóż.

Zbiory kości kręgowców triasowych z Górnego Śląska, zgromadzone na Politechnice Śląskiej, obejmują około 150 okazów. Część z nich zaopatrzona jest w metryczki, informujące o taksonie, lokalizacji, wieku i kolekcjonerze. Wiele okazów takich informacji nie posiada, a o ich pochodzeniu może świadczyć charakter litologiczny skały oraz inne skamieniałości towarzyszące. Niektóre okazy

opisano tuzem bezpośrednio na skale. Szczątki pochodzą głównie ze Śląska Opolskiego (Krapkowice, Gogolin, Zakrzów) oraz z okolic Chorzowa i Bytomia. Najstarszy fragment kości został znaleziony w 1893 r.

Kolekcja zawiera szczątki gadów należące głównie do przedstawicieli nadrzędu Sauropterygia. Najliczniejszym taksonem jest rodzaj *Nothosaurus*, reprezentowany głównie przez izolowane szczątki kostne. W materiale paleontologicznym występują kości kończyn (ramienne, udowe), kości obręczy barkowej (kości krucze) i miednicznej (kości łonowe) oraz szczątki czaszek, stanowiące najbardziej wartościowe okazy w kolekcji. Izolowane guzikowate zęby podniebienne oraz fragment kości zębowej z rodzaju *Placodus* wskazują na obecność plakodontów. Rodzaj *Tanystropheus*, należący do prymitywnych archozauromorfów Prolacertifomes jest reprezentowany przez charakterystyczne, wydłużone kręgi szyjne.

Ze względu na znaczną liczbę okazów i ich wysoki potencjał naukowy kolekcja kręgowców ze zbiorów Muzeum Geologii Złóż w Gliwicach zasługuje na poważne opracowanie taksonomiczne.

#### Literatura:

- Assmann, P. 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 2: Der Muschelkalk. *Abhandlungen des Reichsamts für Bodenforschung. Neue Folge*, **208**: 1–124.
- Bardziński, W., Surmik, D. i Lewandowski, M. 2008. Stanowisko kręgowców środkowego triasu koło Żygliny na Górnym Śląsku. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 532–536.
- Chrząstek, A. 2008. Vertebrate remains from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North-Sudetic Basin, SW Poland). *Geological Quarterly*, **52**: 225–238.
- Chrząstek, A. i Niedźwiedzki, R. 1998. Kręgowce retu i dolnego wapienia muszlowego na Śląsku. *Prace geologiczno-mineralogiczne*, **LXIV**: 69–81.
- Gürich, G. 1884. Über einige Saurier des oberschlesischen Muschelkalkes. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **36**: 125–144.
- Machłajewska, I. i Krzeszowska, E. 2007. Kolekcja paleontologiczna Maxa Grundey'a w zbiorach Muzeum Geologii Złóż im. Czesława Poborskiego w Gliwicach. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej*, **280**: 137–143.
- Meyer, H., von. 1847–1855. *Zur Fauna der Vorwelt. 2 Abt. Die Saurier des Muschelkalkes mit Rücksicht auf die Saurier aus Buntem Sandstein und Keuper*. 167 s. Verlag von H. Keller, Frankfurt a. Main.
- Schmidt, M. 1928. *Die Lebewelt Unserer Trias*. 461 s. Hohenloh'sche Buchhandlung F. Rau, Öhringen.
- Schrammen, A. 1899. Beitrag zur Kenntniss der Nothosauriden des unteren Muschelkalkes in Oberschlesien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **51**: 388–408.
- Surmik, D. 2009. Wstępna analiza tafonomiczna nagromadzeń szczątków gadów morskich środkowego triasu Śląska. *Międzynarodowa Konferencja Paleontologiczna. Kręgowce kopalne Polski – morfologia, systematyka, ewolucja, Wrocław 2009*: 60–61.
- Syniawa, M. 2006. *Biograficzny słownik przyrodników śląskich. Tom 1*. 460 s. Centrum Dziedzictwa Przyrody Górnego Śląska, Katowice.

## Późnodedwońskie kręgowce Gór Świętokrzyskich – aktorzy pierwszego i drugiego planu w zapisie kopalnym

PIOTR SZREK<sup>1</sup>, AGNIESZKA JASZCZUK<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy;  
Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: piotr.szrek@pgi.gov.pl

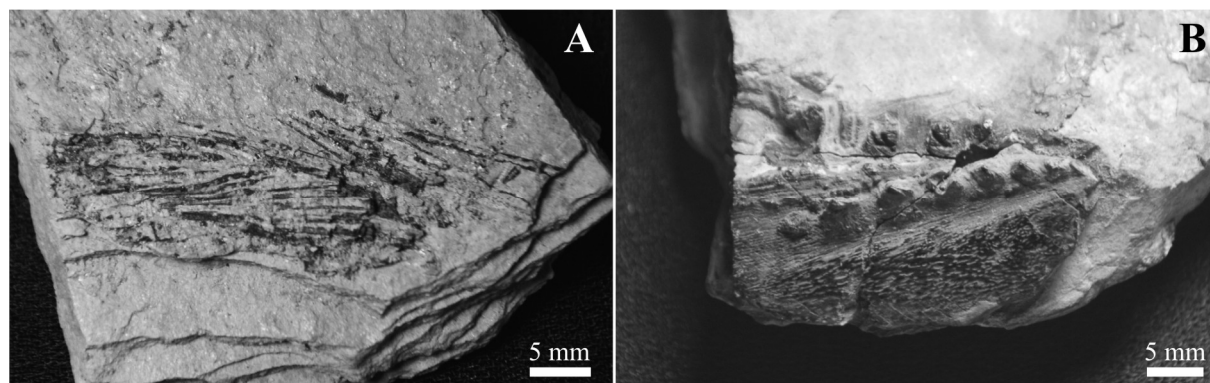
<sup>2</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Geologii Podstawowej, Zakład Paleontologii;  
Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: agnieszka.jaszczuk13@gmail.com

Pierwsze opisane skamieniałości kręgowców dewońskich w Górach Świętokrzyskich należały do przedstawicieli gromady pancernych (Gorizdro-Kulczycka, 1934; Kulczycki, 1957). Poza nimi opracowano wstępnie jeszcze ryby dwudyszne (Gorizdro-Kulczycka, 1950). Najnowsze prowadzone badania nad kręgowcami górnodedwońskimi dotyczą chrzęstnoszkieletowych (np. Ginter, 2002) i pancernych (np. Szrek, 2004).

Po rozpoznaniu ryb kostnoszkieletowych z grupy Coelacanthida w famenie Pasma Kadzielniańskiego (Szrek, 2007), okazało się, że wiele takich skamieniałości występujących w łupkach, było oznaczanych często jako detrytus roślinny i/lub ignorowanych. Szczątki te dostarczyły nowych informacji, które uzupełniają zdominowany w literaturze przez rekiny i ryby pancerne, obraz dewońskiej różnorodności morskich kręgowców. Prowadząc w latach 2008–2010 prace terenowe w odsłonięciach Pasma Kadzielniańskiego (głównie w nieczynnym kamieniołomie Wietrznia w Kielcach) oraz w Płuckach koło Łagowa zebrano liczny (ok. 300 okazów) materiał. Jego analiza wciąż trwa i w przyszłości stanie się przedmiotem szczegółowego opracowania paleontologicznego.

W fameńskiej części profilu Pasma Kadzielniańskiego dotychczas stwierdzono obecność licznych skamieniałości reprezentujących Coelacanthida (ponad połowa kolekcji). Stanowią one w większości elementy czaszki, łuski i promienie płetwowe (ryc. 1A), posiadające cechy diagnostyczne i łatwe w oznaczaniu. Duża zmienność morfologii i rozmiarów tych szczątków odzwierciedla różnorodność taksonomiczną i wskazuje na obecność co najmniej dwóch gatunków więcej niż podaje Szrek (2007). Stwierdzono, że szczątki te pod względem liczby tak oznaczonych okazów zdecydowanie dominują nad pozostałymi grupami, wśród których rozpoznano przedstawicieli dwudysznych (46 okazów), mięśniopłetwych (40 okazów) oraz bardzo nielicznych (5 okazów) reprezentujących plakodermy. Ponadto, zidentyfikowano kilka skamieniałości zwierząt z grupy tzw. tetrapodomorfów (*sensu* Ahlberg, 1995) – form blisko spokrewnionych z pierwszymi czworonogami. Na przykład, fragment szczęki znaleziony na Wietrzni wskazuje na przedstawiciela panderichthyidów (ryc. 1B). Elementy czaszki i pasa barkowego z pogranicza franu i famenu Płucek wykazują zaawansowaną budowę, sugerującą przynależność tej formy do grupy tetrapodomorfów lub wręcz tetrapodów. Ponadto, ich wielkość wskazuje na duże, ok. 2–3 metrowe rozmiary zwierzęcia. Wprowadza to zatem do zdominowanego przez plakodermy (14 rodzajów) ekosystemu nowego, dużego drapieżnika.

Z przeprowadzonej dotychczas analizy wynika zatem, że obok zróżnicowanego taksonomicznie i liczebnie zespołu chrzęstnoszkieletowych i plakodermów, ryby kostnoszkieletowe, a zwłaszcza Coelacanthida, zajmowały istotne miejsce w ekosystemie morza późnoweńskiego Gór Świętokrzyskich. Wskazuje na to ilość i niekiedy dominacja ich skamieniałości zwłaszcza w fameńskim odcinku profilu. Ich słaba znajomość lub nieobecność w literaturze wynika ze złego stanu zachowania okazów, przez co nie były one tak często odnotowywane i na pierwszy plan wybijały się lepiej zbadane, liczne skamieniałości chrzęstnoszkieletowych i pancernych. Prowadzone aktualnie badania mają na celu dokładną analizę taksonomiczną ukierunkowaną na kostnoszkieletowe, zwłaszcza w kontekście obecności w materiale kostnych szczątków czworonogów.



Ryc. 1. A. Promienie płetwowe przedstawiciela Coelacanthida, famen, Kadzielnia w Kielcach; B. Przednia część dolnej szczęki panderichtida (Elpistostegalia), famen, Wietrzna.

#### Literatura:

- Ahlberg, P.E. 1995. *Elginerpeton pancheni* and the earliest tetrapod clade. *Nature*, **373**: 420–425.
- Ginter, M. 2002. Chondrichthyan fauna of the Frasnian-Famennian boundary beds in Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**: 329–338.
- Gorizdro-Kulczycka, Z. 1934. Ptyctodontidae górnoweńskie z Gór Świętokrzyskich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **3**: 1–17.
- Gorizdro-Kulczycka, Z. 1950. Dwudyszne ryby dewońskie Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, **1**: 53–82.
- Kulczycki, J. 1957. Upper Devonian fishes from the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **2**: 285–380.
- 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.
- Szrek, P. 2007. Coelacanth (Actinistia, Sarcopterygii) from the Famennian (Upper Devonian) of Kadzielnia Chain, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Geologica Polonica*, **57**: 403–413.

## Znaleziska szczątków rekinów z Lipia Śląskiego

MARLENA ŚWIŁO

Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Instytut Nauk Geologicznych;  
Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: marlena.swilo@gmail.com

Na obszarze Polski szczątki rekinów triasowych znane są od połowy XIX wieku. Pierwsi wspominają o nich Meyer (1851) i Eck (1865). Pomimo jednak ponad 150 lat badań jest to grupa wciąż mało poznana. Znaleziska koncentrują się w południowej Polsce (Niedźwiedzki, 2008). Niezwykle rzadkie są w Tatrach (Duffin i Gaździcki, 1977; Zawadzka, 1972), zdecydowanie liczniejsze zaś w triasie germańskim: znajdowane są w Górach Świętokrzyskich, na Górnym Śląsku i w niecce północnosudeckiej. Najbardziej zróżnicowane i najciekawsze pochodzą ze Śląska i dotychczas znane były wyłącznie z osadów morskich.

Od kilku lat stanowisko Lipie Śląskie k. Lublińca jest źródłem wielu niezwykłych odkryć, dostarczających paleontologom cennych informacji o późnotriasowym świecie. Obok najbardziej spektakularnych znalezisk pierwszego polskiego dinozaura czy największego dicynodonta (Dzik i in., 2008; Niedźwiedzki i Sulej, 2008), są również te mniej widowiskowe, jednak tak samo ważne. Wśród najmniej poznanych znajdują się słodkowodne rekiny, znane dotychczas z tego stanowiska jedynie z ich zachowanych kołców płetwowych.

Podczas wystąpienia, zaprezentowane zostaną wyniki prac poszukiwawczych, które doprowadziły do znalezienia fragmentów oraz kompletnych okazów zębów, i łusek rekinów. Stan zachowania części z nich umożliwił nie tylko ich identyfikację, ale dostarczył także cennych informacji o ich biologii, a także środowisku w którym żyły.

### Literatura:

- Duffin, C. i Gaździcki, A. 1977. Rhaetian fish remains from the Tatra Mountains. *Acta Geologica Polonica*, **27**: 334–348. Dzik, J., Sulej, T. i Niedźwiedzki, G. 2008. A dicynodont–theropod association in the latest Triassic of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **53**: 733–738.
- Eck, H. 1865. *Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien und ihre Versteinerungen*. 148 s. Friedländer u. Sohn, Berlin. Meyer, H. 1851. Fische, Crustaceen, Echinodermen und andere Versteinerungen aus dem Muschelkalk Oberschlesien., *Paleontographica*, **1**: 161–279. Niedźwiedzki, G. i Sulej, T. 2008. Lipie Śląskie koło Lisowic – okno na późnotriasowy ekosystem lądowy. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 821–822.
- Niedźwiedzki, R., 2008. Triassic selachians in Poland, a review. *Ichthyolith Issues*, **11**: 38–41
- Zawadzka, K., 1972. Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choč nappe, the Tatra Mts.). *Acta Geologica Polonica*, **22**: 467–472.

## Późnotriasowe kutykule z Lipia Śląskiego k. Lublińca

ZUZANNA WAWRZYŃIAK

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Studenckie Koło Naukowe Paleontologów „Paradoxides”;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: zuzaw@op.pl

Na terenie cegielni w Lipiu Śląskim koło Lublińca w województwie śląskim odsłania się kompleks wapnistych osadów ilastych przewarstwionych mułowcami i piaskowcami o miąższości ok. 12 m (Haisig i in., 1983). Górnotriasowe utwory obfitują w szczątki fauny kręgowcowej, skorupiaków i owadów, oraz szczątki roślinne (Niedźwiedzki i Sulej, 2008).

Maceracja z użyciem 65% HNO<sub>3</sub> oraz 40% HF pozwoliła na wyizolowanie fragmentów szczątków roślinnych wielkości od ok. 0,1 mm do 5 mm. Kutykule zostały wyseparowane z osadu (*cuticulae dispersae*) oraz wypreparowane z dostępnych fragmentów pędów należących do Cheirolepidiaceae (Coniferophyta), a także z nieoznaczonych do tej pory łusek nasiennych. Dobry stan zachowania pozwala na rozpoznanie szczegółów budowy komórek epidermy oraz aparatów szparkowych. Kutykule wykazują zróżnicowanie morfologiczne, na podstawie którego podzielono je na kilka typów. Część szczątków roślinnych, zarówno w postaci pędów jak i *cuticulae dispersae* należy do wymarłej rodziny szpilkowych (Coniferales) Cheirolepidiaceae. W wyniku analizy mikroskopowej *cuticulae dispersae* rozpoznano bardzo charakterystyczne kutykule paproci nasiennej *Lepidopteris ottonis* (Goepfert) Schimper, stwierdzone w tych osadach również przez Staneczko (2007). Gatunek ten jest przewodnią skamieniałością roślinną dla najwyższego triasu (Ociepa i in., 2008). W materiale została stwierdzona również obecność skamieniałości roślin miłorzębowych. Analiza struktury kutykul, która jest obecnie przeprowadzana, może dostarczyć informacji na temat paleośrodowiska i paleoklimatu późnego triasu Polski.

### Literatura:

- Haisig, J., Kotlicki, S., Wilanowski, S. i Żurek, W. 1983. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, Arkusz Lubliniec*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Niedźwiedzki, G. i Sulej, T. 2008. Lipie Śląskie koło Lisowic – okno na późno triasowy ekosystem lądowy. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 821–822.
- Ociepa, A.-M., Staneczko, K., Feldman-Olszewska, A. i Barbacka, M. 2008. Nowe stanowiska *Lepidopteris ottonis* (Goepfert) Schimper w Polsce. W: Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza, Jurassica VII, Abstrakty. *Geologia*, **34**: 199–200.
- Staneczko, K. 2007. Nowe dane paleobotaniczne na temat górnego triasu z Lipia Śląskiego koło Lublińca (południowa Polska). W: *Geo-Symposium Młodych Badaczy Silesia 2007*: 157–170. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach.

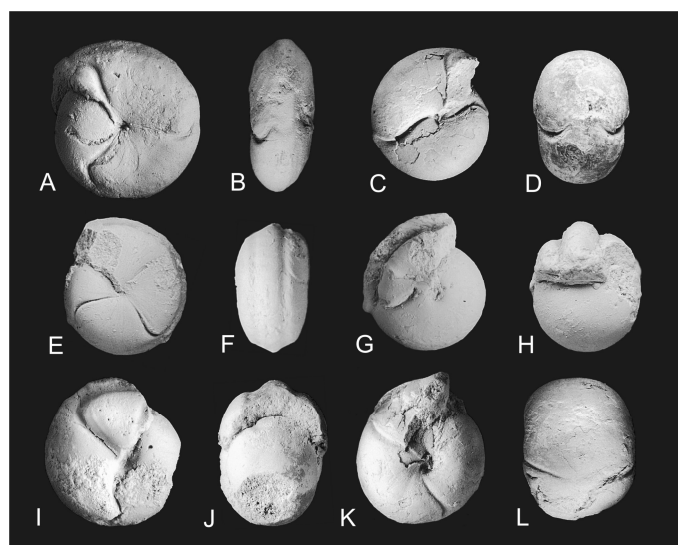
## Przedstawiciele Balviinae Korn (Ammonoidea) z najwyższego famenu Gór Świętokrzyskich

TATIANA WORONCOWA-MARCINOWSKA

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy;  
Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: tatiana.woroncowa-marcinowska@pgi.gov.pl

Podrodzina Balviinae Korn zawiera trzy rodzaje (Korn i Klug, 2002): *Effenbergia* Korn, *Kenseyoceras* Selwood i *Balvia* Lange, oraz minimum osiem gatunków nie przekraczających 20 mm średnicy, znanych głównie z poziomu *Wocklumeria* z obszarów Niemiec, Anglii, Maroka, Algierii, Chin, Rosji (Ural) oraz z Sudetów (Schindewolf, 1937; Lewowicki, 1959; Dzik, 2006). W Polsce, poza Sudetami, występowanie poziomu *Wocklumeria* stwierdzono w Górach Świętokrzyskich (Czarnocki, 1948), ale jak dotąd nie było żadnej wzmianki o obecności ich w tym rejonie. Dopiero w 2006 r. prof. J. Dzik opisał z profilu Ostrówka (synklina gałęzicka) dwa gatunki: *Balvia prima* Dzik i *B. minutula* Korn.

Na podstawie badań kolekcji Muzeum Geologicznego PIG po raz pierwszy poza *Effenbergia minutula* (Korn) z obszaru Gór Świętokrzyskich (profile Kowala, Ostrówka i Besówka) zilustrowano i opisano cztery gatunki Balviinae Korn: *Effenbergia lens* (Korn), *Kenseyoceras nucleus* (Schmidt), *K. bififormis* (Schindewolf) i *Balvia globularis* (Schmidt). Badane okazy prawdopodobnie odpowiadają



Ryc. 1. Przedstawiciele Balviinae: A,B. *Effenbergia lens* Korn, MUZ PIG 284.II.385b,  $\times 4$ ; C,D. *Effenbergia minutula* Korn, MUZ PIG 284.II.334,  $\times 3.5$ . E,F. *Kenseyoceras nucleus* (Schmidt), MUZ PIG 284.II.727b,  $\times 3.5$ ; G,H. *Kenseyoceras bififorme* (Schindewolf), MUZ PIG 284.II.728b,  $\times 2.8$ ; I,J. *Balvia globularis* (Schmidt), MUZ PIG 284.II.727c,  $\times 2.7$ ; A–J. Kowala; K,L. *Mimimitoceras fuerstenbergi* KORN, Ostrówka, MUZ PIG 284.II.333a,  $\times 3$ .

standardowym poziomom *Effenbergia lens* – *Parawocklumeria paradoxa* (*E. lens* and *E. minutula*) i poziomowi *Epiwocklumeria applanata* (*K. nucleus*, *K. biforme*, *E. minutula* i *B. globularis*) Beckera i Housa (2000)

Według autorskich etykiet (kolekcja MUZ PIG 284.II.), w 1936 roku J. Czarnocki wyróżnił cztery nowe gatunki: *Prionoceras discoideum* sp. n. (okaz 284.II.385), *Pr. gałęzicensis* sp. n. (okaz 284.II.334), *Pr. globosoideum* sp. n. (okaz 284.II. 333, 728) i *Pr. nasutum* (okaz 284.II.727). Nowe gatunki nie zostały opisane i są gatunkami *nomen nudum* wymienionymi w Katalogu Skamieniałości (Pajchłowa, 1972) oraz w Katalogu

zbiorów Geologicznych (Zwierz, 1974). Gatunki podobne do *Pr. discoideum* sp. n. i *Pr. gałęzicensis* sp. n. opisał Korn (1992) jako *Balvia lens* Korn (= *Effenbergia lens*) i *Balvia minutula* Korn (= *E.*

*minutula*); gatunki podobne do *Pr. globosoidem* sp. n. zostały opisane przez Schindewolf (1937) jako *Prionoceras biforme* (= *Kenseyoceras biforme*), zaś formy podobne do *Pr. nasutum* sp. n. znane i opublikowane były wcześniej przez Schmidta (1924) jako *Glatziella nucleus* (= *Kenseyoceras nucleus*). Wśród okazów oznaczonych przez J. Czarnockiego w profilu Kowala jako *Pr. nasutum* (284.II.727) można wyróżnić dwa gatunki: *Kenseyoceras nucleus* (Schmidt) i *Kenseyoceras biforme* (Schindewolf), a wśród okazów oznaczonych jako *Pr. globosoideum* (284.II. 728, 333) – *Kenseyoceras biforme* (Schindewolf) oraz *Mimimitoceras fuerstenbergi* Korn. Okazy J. Czarnockiego *Pr. discoideum* sp. n. (284.II.385) zostały oznaczone jako *Effenbergia lens* (Korn, 1992), a *Pr. gałęzicensis* sp. n. (284.II.334) z profilu Besówka – jako *Effenbergia minutula* (Korn). Badany materiał liczy 20 dobrze zachowanych i wypreparowanych okazów (ryc.1).

Według oryginalnych etykiet kolekcji, okazy pochodzą z warstw „gonioklymeniowych” i „woklumeriowych” górnego famenu północnej części kamieniołomu Kowala i „gonioklymeniowych” z profilu Besówka. Poza *B. prima* (Dzik), wyżej wymienione gatunki Balviinae znane są wyłącznie z poziomu *Wocklumeria*. Natomiast, w wykazie szczegółowym kolekcji dla okazów 284.II.385 (Kowala) i 284.II.334 (Besówka) w rubryce „wiek” podane zostały „warstwy gonioklymeniowe”, co wprowadza zamieszanie w przypisaniu badanych gatunków określonemu poziomowi stratygraficznemu. Analiza gatunków *Kalloclymenia pessoides* Buch, *Liroclymenia* sp., *Kosmoclymenia undulata* (Münster) i innych klmenii, wymienionych w wykazie szczegółowym z tych samych odsłoneń „warstw gonioklymeniowych” wskazuje, że są one charakterystyczne dla poziomu *Wocklumeria*, a nie *Gonioclymenia*. Wśród nich są gatunki charakterystyczne dla poziomu *Wocklumeria* zarówno w Górach Świętokrzyskich (Czarnocki, 1989), jak i w Sudetach (Dzik, 2006). O błędnym określeniu w notatkach roboczych Jana Czarnockiego pozycji fauny z poziomu woklumeriowego jako „gonioklymeniowego” wspomniano także w jego pośmiertnej pracy (Czarnocki, 1989). Ponadto, wśród pięć okazów z pozycji 284.II.728, oprócz wyżej wymienionych przedstawicieli Balviinae (dwa okazy), pozostałe oznaczone zostały jako *Epiwocklumeria applanata* Wedekind. Według Czarnockiego (1989) *E. applanata* jest jednym z najbardziej charakterystycznych gatunków „dla górnego podpoziomu poziomu woklumeriowego”, według Beckera i Housa (2000) odpowiada poziomowi *E. applanata*.

#### Literatura:

- Becker, R.T. i House, M.R. 2000. Devonian ammonoid zones and their correlation with established series and stage boundaries. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **220**: 113–151.
- Czarnocki, J. 1948. Przewodnik XX zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **17**: 277–279.
- Czarnocki, J. 1989. Klymenie Gór Świętokrzyskich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **127**: 1–92.
- Dzik, J. 2006. The Famennian “Golden Age” of conodonts and ammonoids in the Polish part of the Variscan Sea. *Palaeontologia Polonica*, **63**: 1–359.
- Korn, D. 1992. Heterochrony in the evolution of Late Devonian Ammonoids. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**: 21–36.
- Korn, D. i Klug C. 2002. Ammoniae Devonicae. W: Riegraf, W. (red.), *Fossilium Catalogus I: Animalia*, **138**: 1–374. Backhuys Publishers, Leiden.



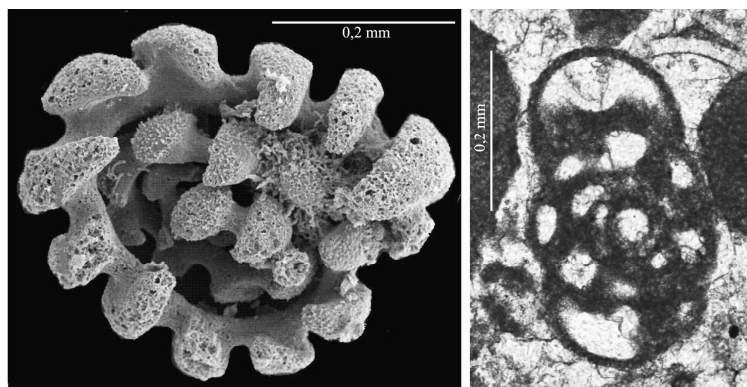
- Lewowicki, S. 1959. Fauna wapieni klimeńskich z Dzikowca Kłodzkiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **146**: 73–113.
- Schindewolf, O.H. 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge*, **178**: 1–132.
- Schmidt, H. 1924. Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon – Karbon grenze im Sauerland. *Jahrbuch für Preußischen Geologischen Landesanstalt*, **44**: 98–171.

## Otwornice i glony wapienne z famenu Gór Świętokrzyskich

KRYSTIAN WÓJCIK

Uniwersytet Warszawski, Instytut Geologii Podstawowej;  
Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: krystian.karol.wojcik@student.uw.edu.pl

Kamieniołom Jaźwica i brachyantyklina Zbrzy są jak dotąd jedynymi stanowiskami świętokrzyskiego famenu, w których stwierdzono obecność wielokomorowych otwornic i glonów wapiennych. W profilu Jaźwicy mikroskamieniałości te zostały rozpoznane w kilku cienkich przeławieniach bardzo drobnoziarnistych wapieni marglistych w sukcesji cienkoławicowych wapieni pelitowych i łupków w południowej części kamieniołomu. Zarówno glony, jak i otwornice stanowią mniej niż 2% bioklastów w greinstonach/pakstonach intraklastowo-organodetrytycznych, towarzysząc szczątkom szkarłupni i ramienionogów. Spośród otwornic z grupy fuzulinin rozpoznano: *Eoquasiendothyra bella*, *E. baidjansaica globosa*, *Eoendothyra communis communis*, *E. cf. regularis*, *Septatourayella rauserae potensa*, *S. cf. lebedevae* i *Septaglomospiranella compressa*, natomiast rzadkie glony są reprezentowane przez rodzaje *Issinella* i *Paleoberesella*. Wymienione otwornice i glony w profilu Jaźwicy występują w interwale stratygraficznym nie szerszym, niż od górnej strefy *marginifera* do dolnej strefy *trachytera*.



Ryc. 1. Otwornica *Eoendothyra communis communis* forma typica; A. Glaukonitowa ośródkka; B. Przekrój poprzeczny w płycie cienkiej.

Znacznie bogatszy zespół skamieniałości został zidentyfikowany w profilu zbrzańskim (Kucia, 1987; Wójcik, 2009). Także tutaj występowanie otwornic i glonów wapiennych ogranicza się wyłącznie do interkalacji ziarnistych – wapieni ziarnistych i brekcji/zlepieńców wapiennych, które ustępując facjom marglistym, reprezentują jedynie 5% miąższości profilu. Otwornice

stanowią maksymalnie 5% bioklastów w greinstonach/pakstonach intraklastowo-krynowidowych, towarzysząc szczątkom szkarłupni i glonów. Wśród fuzulinin rozpoznano: *Eoquasiendothyra bella*, *E. baidjansaica globosa*, *Eoendothyra communis communis* (ryc. 1), *E. regularis*, *Quasiendothyra* sp.,

*Septatourayella rauserae potensa*, *Septaglomospiranella compressa* i *S. cf. dainae*. Glony wapienne, znacznie liczniejsze niż w stanowisku w Jaźwicy, rozpoznano z kolei nie tylko jako składnik biodetrytyczny w wymienionych mikrofacjach (głównie *Issinella* sp., znacznie rzadziej *Paleoberesella* sp., *Girvanella* sp. i *Baculella* sp.), ale występują też jako budulec czystych wakstonów glonowych, stanowiących klasty brekcji/zlepieńców wapiennych. Interwał stratygraficzny, w którym fuzulininy i glony wapienne występują w famenie zbrzańskim, zamyka się w przedziale od nie rozdzielonych górnej i najwyższej zony *marginifera* do nie rozdzielonych środkowej i górnej zony *expansa*.

Profile famenu Jaźwicy i Zbrzy, wykształcone niemal wyłącznie w facjach marglisto-ilastych, są odzwierciedleniem spokojnej sedymentacji głębokomorskiej w warunkach dennego zubożenia w tlen. Dlatego otwornice i glony wapienne, charakterystyczne dla górnej strefy fotycznej i głębokości na poziomie podstawy falowania, zostały znalezione wyłącznie jako materiał redeponowany w interkalacjach ziarnistych interpretowanych jako turbidyty wapienne (Wójcik, 2009). Bardziej proksymalny charakter turbidytów, większa liczebność i lepszy stan zachowania otwornic i glonów w profilu zbrzańskim wskazują na kierunek redepozycji z południa na północ. Nieznana dotąd platforma węglanowa – matecznik otwornic i glonów, była ulokowana najprawdopodobniej na obszarze bloku Jędrzejowa (dzisiejsza Niecka Nidy). Blok ten jest również uważany za miejsce lokacji młodszej, wizeńskiej węglanowej platformy Nidy (Bełka i in., 1996).

Zróżnicowanie i liczebność zespołów otwornicowych oraz precyzyjna stratygrafia konodontowa umożliwiły odniesienie lokalnych zasięgów otwornic do trzech europejskich zonacji otwornicowych (Wójcik, 2009). Kolejne ważne stratygraficznie gatunki otwornic wapiennych pojawiały się najwcześniej we Wschodniej Europie, potem w Górach Świętokrzyskich i na Morawach (w podobnych interwałach stratygraficznych), natomiast najpóźniej w synklinoriach Namuru i Dinantu. W tym kontekście właściwym jest stosowanie w Polsce morawskiej zonacji otwornicowej zdefiniowanej przez Kalvodę (1990, 2002). Zgodnie z tak przyjętą koncepcją, pierwsze pojawienia się taksonów indeksowych, pozwalają rozróżnić w profilu zbrzańskim dolną i górną zony *Quasiendothyra communis-Q. regularis* oraz dolną zony *Quasiendothyra kobeitusana-Q. konensis*. Utwory poniżej pierwszego wystąpienia *Eoquasiendothyra bella* lub *Eoendothyra communis communis* należy włączyć do interzony *Quasiendothyra communis-Eonodosaria evlanensis*. Występowanie *Eoquasiendothyra bella* i *Eoendothyra communis communis* w profilu Jaźwicy pozwala wyróżnić tam dolną zony *Quasiendothyra communis-Q. regularis*.

#### Literatura:

- Bełka, Z., Skompski, S. i Soboń-Podgórska, J. 1996. Reconstruction of a lost carbonate platform on the shelf of Fennosarmatia: evidence from Viséan polymictic debrites, Holy Cross Mountains, Poland. W: Strogon, P., Somerville, I.D. & Jones, G.L.L. (red.), Recent Advances in Lower Carboniferous Geology. *Geological Society Special Publication*, **107**: 315–329.
- Kalvoda, J. 1990. Foraminiferal zonation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous in Moravia (Czechoslovakia). *Acta Musei Moraviae, Scientiae naturales*, **75**: 71–93.

- Kalvoda, J. 2002. Late Devonian-Early Carboniferous Foraminiferal Fauna: Zonations, Evolutionary Events, Paleobiogeography and Tectonic Implications. *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geologia*, **39**: 1–212.
- Kucia, W. 1987. *Żyweł i dewon górny antykliny Zbrzy*. 47 s. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec.
- Wójcik, K. 2009. *Dewon antykliny Zbrzy*. 147 s. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

## Koralowce czteropromienne dewonu świętokrzyskiego – historia biocenz

TOMASZ WRZOŁEK

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: wrzolek@us.edu.pl

Rugosa dewonu świętokrzyskiego stanowią ważny, a lokalnie dominujący element w wielu biocenozach dewonu świętokrzyskiego. Takie występowanie (można je określić jako gniazdowe) jest skutkiem interakcji czynników ekologicznych i tafonomicznych.

- W emsie i w eiflu Rugosa znane są z północnej części Gór. Są to zróżnicowane zespoły taksonów osobniczych i raczej kosmopolitycznych, związane z osadami ilastymi formacji grzegorzowickiej (np. ogniwo z Bukowej Góry, ems) i z formacji skalskiej (kompleks 14 ze Skał, wyższy eifel; Rózkowska w: Pajchłowa, 1957: tabela występowania fauny); żyły w warunkach otwartego i głębszego szelfu.

- Żyweł północnej części Gór reprezentują zespoły formacji pokrzywiańskiej (kompleks 27) i ogniwa z Laskowej (oba żyweckie), zawierającymi elementy wchodzące w skład struktur biogenicznych, zapewne nie wzrastających ponad normalną podstawę falowania morza świętokrzyskiego, nadal o charakterze zbiornika otwartego.

- Pod koniec żywełu i we wczesnym franie Rugosa znajdujemy w południowej części Gór; dominują zubożałe taksonomicznie, choć niekiedy ważne skałotwórczo zespoły mieszkańców laguny, głównie z rodzajów *Disphyllum* i *Thamnophyllum*; towarzyszą im horyzonty z *Hexagonaria* (np. Jaźwica, Sosnowka); rzadziej trafiają się silniej zróżnicowane i kosmopolityczne zespoły, sugerujące epizody bardziej otwartego morza (ogniwo z Jaźwicy na Sowich Górkach, wapienie koralowcowe Marzysza czy Posłowic; Wrzolek, 1993). Na ten interwał przypada globalny spadek zróżnicowania Rugosa na skutek wygasania licznych rodzajów typowych dla wczesnego i środkowego dewonu.

- Pod koniec franu poziom morza w Górach podnosi się i zróżnicowanie zespołów Rugosa wzrasta; przeważają osobnicze Endophyllidae i masywne Phillipsastreidae. Stanowiska z Rugosa znane są z południowej części Gór, gdzie reprezentują środowiska od lagunowych (np. Panek; Wrzolek, 2007) do przedrafowych (np. kamieniołom Kowala G); rzadziej można natrafić na struktury biogeniczne (Karczówka).

• Dalsza transgresja morza w famenie (a także kryzys biotyczny na granicy F/F) doprowadzają do wygaśnięcia płytkowodnych taksonów Rugosa znanych z niższych horyzontów; Rugosa famenu świętokrzyskiego (Rózkowska, 1969: tabela 1) znane np. z Kadzielni, tworzą zróżnicowany zespół małych osobników (Rózkowska, 1980), przypominający zespół Rugosa z eiflu formacji Skalskiej. Chociaż inne składniki bentoniczne są tu rzadkie – np. trylobity, ramienionogi zawiasowe i bezzawiasowe, niekiedy częstsze są Heterocorallia. Liczne występowanie Rugosa w famenie Kadzielni jest wynikiem spowolnienia sedimentacji w tym obszarze.

#### Literatura:

- Pajchłowa, M. 1957. Dewon w profilu Grzegorzowice-Skały. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **122**: 145–254.
- Rózkowska, M. 1969. Famennian tetracoralloid and heterocoralloid fauna from the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, **14**: 5–187.
- Rózkowska, M. 1980. On Upper Devonian habitats of rugose corals. *Acta Palaeontologica Polonica*, **25**: 597–611.
- Wrzolek, T. 1993. Rugose corals from the Devonian Kowala Formation of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**: 217–254.
- Wrzolek, T. 2007. A revision of the Devonian rugosan phillipsastreid genus *Smithicyathus*. *Acta Palaeontologica Polonica*, **52**: 609–632.

### **Strategia obrony u *Strenuella polonica* Czarnocki (Ellipsocephalidae, Trilobita) z kambru Gór Świętokrzyskich**

ANNA ŻYLIŃSKA<sup>1</sup>, ADRIAN KIN<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Geologii Podstawowej; Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: anna.zylinska@uw.edu.pl

<sup>2</sup>Stowarzyszenie Przyjaciół Nauk o Ziemi „Phacops”; Targowa 29, 90-043 Łódź.

Zwijanie się trylobitów jest jedną z form obrony tych organizmów przed drapieżnikami bądź niekorzystnymi zmianami środowiska życia. Cecha ta jest szczególnie dobrze rozpoznana począwszy od ordowiku. Powszechnym wówczas sposobem zwinięcia był typ sferoidalny, charakteryzujący się precyzyjnym dociśnięciem przedniej krawędzi cefalonu do tylnej krawędzi pygidium, skutkując tym samym całkowitym ukryciem miękkich elementów ciała trylobita w ciasno zamkniętej kapsule. U trylobitów kambryjskich zwijanie się jest znacznie słabiej rozpoznane i mniej powszechne w zapisie kopalnym. Dominującym sposobem zwinięcia był typ spiralny, w którym cefalon przykrywał pygidium oraz kilka tylnych segmentów tułowia.

*Strenuella polonica* Czarnocki to jeden z bardziej charakterystycznych trylobitów poziomu *Holmia* – *Schmidtellus* oddziału 2 kambru Gór Świętokrzyskich. Ten przedstawiciel rodziny Ellipsocephalidae Matthew wymieniany jest w literaturze geologicznej od ponad 80 lat (Czarnocki, 1927), a jego zdolność do zwijania się jest powszechnie znana (Samsonowicz, 1959; Bergström, 1973). Zestawienie ponad 200 okazów różnych elementów pancerza z pięciu kolekcji pochodzących z

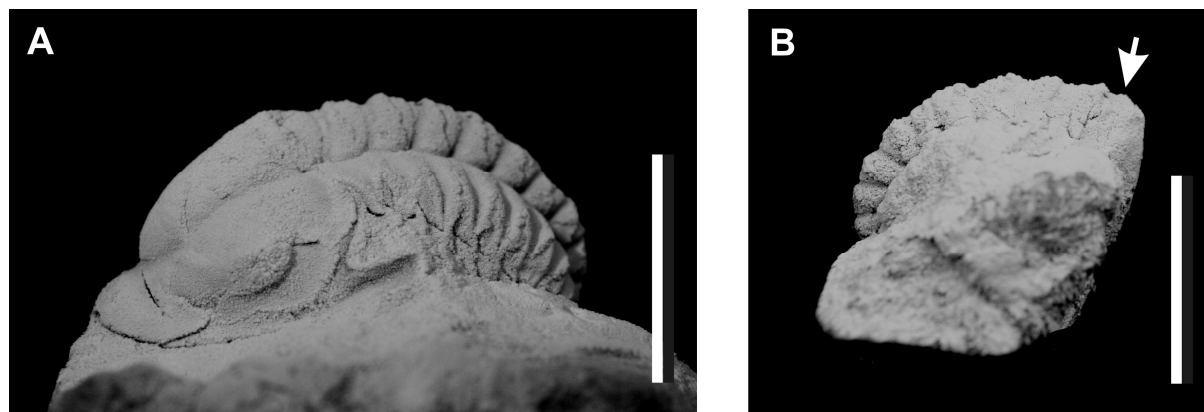
utworów formacji piaskowców z Ociesek w rejonie wsi Ocieski, daje po raz pierwszy możliwość kompletnej rekonstrukcji tego trylobita oraz pozwala przedyskutować jego morfologię funkcjonalną.

Dorosłe osobniki *Strenuella polonica* osiągały stosunkowo niewielkie rozmiary (ok. 30 mm długości pancerza i 20 mm szerokości cefalonu u jego podstawy). Na cefalonie wyróżniała się wypukłością glabella z trzema wyraźnymi bruzdami glabellarnymi i niewielkim kolcem potylicznym skierowanym ku tyłowi. Niewielkie pole przedglabellarne i wałeczki oczne połączone z płacami ocznymi na kranidium *S. polonica* są cechami wskaźnikowymi dla podrodziny Strenuellinae Hupé, filogenetycznie prymitywnymi wśród przedstawicieli rodziny Ellipsocephalidae (Geyer, 1990). Policzki ruchome posiadały kolce skierowane ku tyłowi zwierzęcia. Tułów składał się z 13 segmentów, z których segment 4. był najszerszy. Pleury zakończone były niewielkimi kolcami skierowanymi ku tyłowi. Segmenty osiowe tułowia zaopatrzone były w niewielkie kolce. Pojedynczy kolec był usytuowany w tylnej części segmentu osiowego i haczykowato zagięty ku tyłowi, przy czym największą długość osiągały kolce od 4. do 8. segmentu. Dokładny zarys kolców widoczny jest jedynie na odciskach ośródek zewnętrznych tułowia; zapewne jako elementy delikatne łatwo ulegały ukruszeniu. Pygidium *S. polonica* jest niewielkie, typowe dla przedstawicieli rodziny Ellipsocephalidae.

Z badanych okazów, 45 wykazuje różny stopień zwinięcia. Całkowicie zwiniętych osobników rozpoznano 16 i większość z nich jest znacznie spłaszczona, co prawdopodobnie jest wynikiem silniejszej kompaktacji mułowcowych ogniwi formacji z Ociesek, odsłaniających się w łomie na Górze Sterczynie, skąd pochodzą badane okazy. Zwijanie przebiegało prawdopodobnie dwójako: 1) przez wygięcie tułowia na wysokości 4., 5. lub 6. segmentu – taki sposób prowadził do powstania formy częściowo zwiniętej, gdyż cefalon nie jest wydatnie odgięty od płaszczyzny osiowej trylobita (ryc. 1A), oraz 2) przez jednoczesne zagięcie cefalonu oraz tułowia na wysokości 4., 5 lub 6. segmentu – taki sposób prowadzi do powstania formy całkowicie zwiniętej (ryc. 1B). Być może w drugim przypadku najpierw cefalon odginał się od płaszczyzny osiowej trylobita, a następnie zwinięciu ulegał tułów, co znajduje potwierdzenie w okazach z zagiętym cefalonem i (wciąż?) wyprostowanym tułowiem.

W stanie zwiniętym *S. polonica* stanowiła zapewne trudny do schwywania kąsek dla potencjalnych drapieżników. Zagięcie tułowia na wysokości 4., 5. lub 6. segmentu (obydwa sposoby zwinięcia) prowadziło do ‘nastroszenia’ jego kolców osiowych; właśnie w tej pozycji kolce zyskiwały największy potencjał obronny. Boczne części ciała trylobita chronione były przez kolce pleuralne skierowane ku tyłowi. Przy zwinięciu cefalon lekko (1. sposób) lub wydatnie (2. sposób) odginał się od płaszczyzny osiowej trylobita, przez co kolce policzkowe potencjalnie również stanowiły przeszkodę dla drapieżników.

Przyczyna zwijania się *S. polonica* w piaskowcach formacji z Ociesek pozostaje sprawą otwartą, m. in. ze względu na brak przypisania badanych okazów do konkretnego miejsca w profilu i spowodowanym tym brak kontekstu sedymentologicznego i biotycznego.



Ryc. 1. *Strenuella polonica* Czarnocki, kambr, poziom *Holmia–Schmidtellus*, Góra Sterczyna, Góry Świętokrzyskie. A. Okaz z kolekcji A. Kina (nr 100/AB 32-16), częściowo zwinięty, 1. sposób zwinięcia; B. Okaz z kolekcji M. Stachacza (nr UJ 214P/T16), częściowo zwinięty, 2. sposób zwinięcia. Strzałka wskazuje miejsce zagięcia cefalonu. Okazy pokryte chlorkiem amonu. Zdjęcia zestawione w CombineZ. Skala wynosi 10 mm.

#### Literatura:

- Bergström, J. 1973. Organization, life, and systematics of trilobites. *Fossils and Strata*, **2**: 1–69.
- Czarnocki, J. 1927. Kambr i jego fauna w środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, **4**: 189–207.
- Geyer, G. 1990. Die marokkanischen Ellipsocephalidae (Trilobita: Redlichiida). *Beringeria*, **3**: 3–363.
- Samsonowicz, J. 1959. On *Strenuella* and *Germaropyge* from the Lower Cambrian in the Klimontów Anticlinorium. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences chimiques, géologiques et géographiques*, **7**: 525–529.

## Owady w triasowych biocenozach terenu Polski

DAGMARA ŻYŁA

Uniwersytet Śląski, Katedra Zoologii; Bankowa 9, 40-007 Katowice; e-mail: zyladagmara@wp.pl

Jednym z najsłynniejszych polskich triasowych stanowisk jest Krasiejów koło Opola. Znane jest ze znalezisk późno triasowych płazów oraz gadów. Odnalezione zostały tam liczne skamieniałości płazów z grupy labiryntodontów, należące do rodzajów *Metoposaurus* i *Cyclotosaurus*. Najsłynniejszym opisanym gadem z tego miejsca jest dinozauromorf *Silesaurus opolensis*. Oprócz tego znajdowane są również szczątki ryb, bezkręgowców oraz roślin, jednak w nieporównywalnie mniejszych ilościach (Dzik i Sulej, 2007). W Krasiejowie zostały znalezione skamieniałości owadów, należących do chrząszczy (Coleoptera). Są to odciski pokryw, z wyraźną ornamentacją w postaci rzędów punktowań. Zostały one zaklasyfikowane do rodziny Cupedidae i prawdopodobnie należą do nowego gatunku (Dzik i Sulej, 2007).

Stosunkowo niedawno zostało odkryte kolejne triasowe stanowisko kopalnych kręgowców w Polsce. Znajduje się ono w Lisowicach koło Lublińca. Podobnie jak Krasiejów, również datowane jest ono na późny trias. Znalezione tam szczątki dużego, drapieżnego dinozaura oraz przedstawiciela

dicynodontów. Oprócz tego występują tam również skamieniałości pterozaurów, płazów, ryb a także bezkręgowców oraz roślin (Dzik i in., 2008).

Licznie występują ślady żerowania, w tym ślady drążeń spowodowanych działalnością być może wodnych larw owadów oraz ślady poruszania się (Dzik i in., 2008). Niedawno odnaleziono niewątpliwe pokrywy chrząszczy (Coleoptera) z wyraźną ornamentacją. Nie zostały one na razie zaklasyfikowane do żadnej rodziny.

Obiecujące pod względem występowania skamieniałości owadów wydaje się być stanowisko znajdujące się w Pałęgach w Górach Świętokrzyskich, datowane na środkowy trias. Do tej pory znalezione zostały szczątki niewątpliwego karaczana (Blattodea) i planowane są dalsze badania.

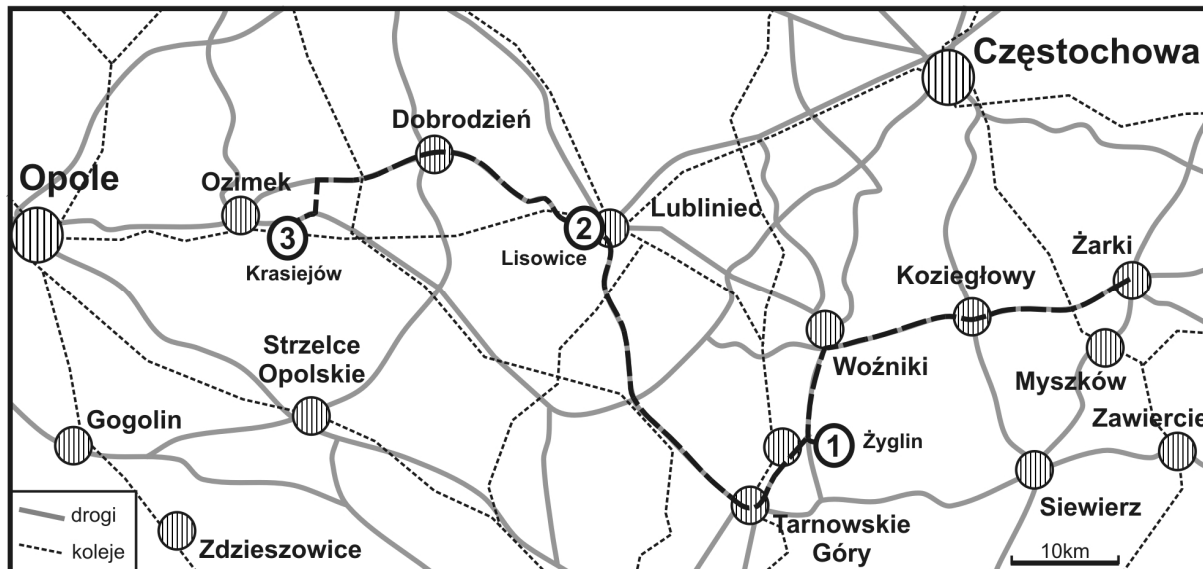
#### Literatura:

- Dzik, J. i Sulej, T. 2007. A review of the early Late Triassic Krasiejów biota from Silesia, Poland. *Palaeontologia Polonica*, **64**: 3-27.
- Dzik, J., Niedźwiedzki, G. i Sulej, T. 2008. Zaskakujące uwieńczenie ery gadów ssakokształtnych. *Ewolucja*, **3**: 2-21.

## Wycieczki terenowe

### Wycieczka I.

#### Śląskie stanowiska paleontologiczne ze szczątkami kręgowców triasowych



#### Występowanie kręgowców środkowotriasowych koło Żyglina (punkt 1)

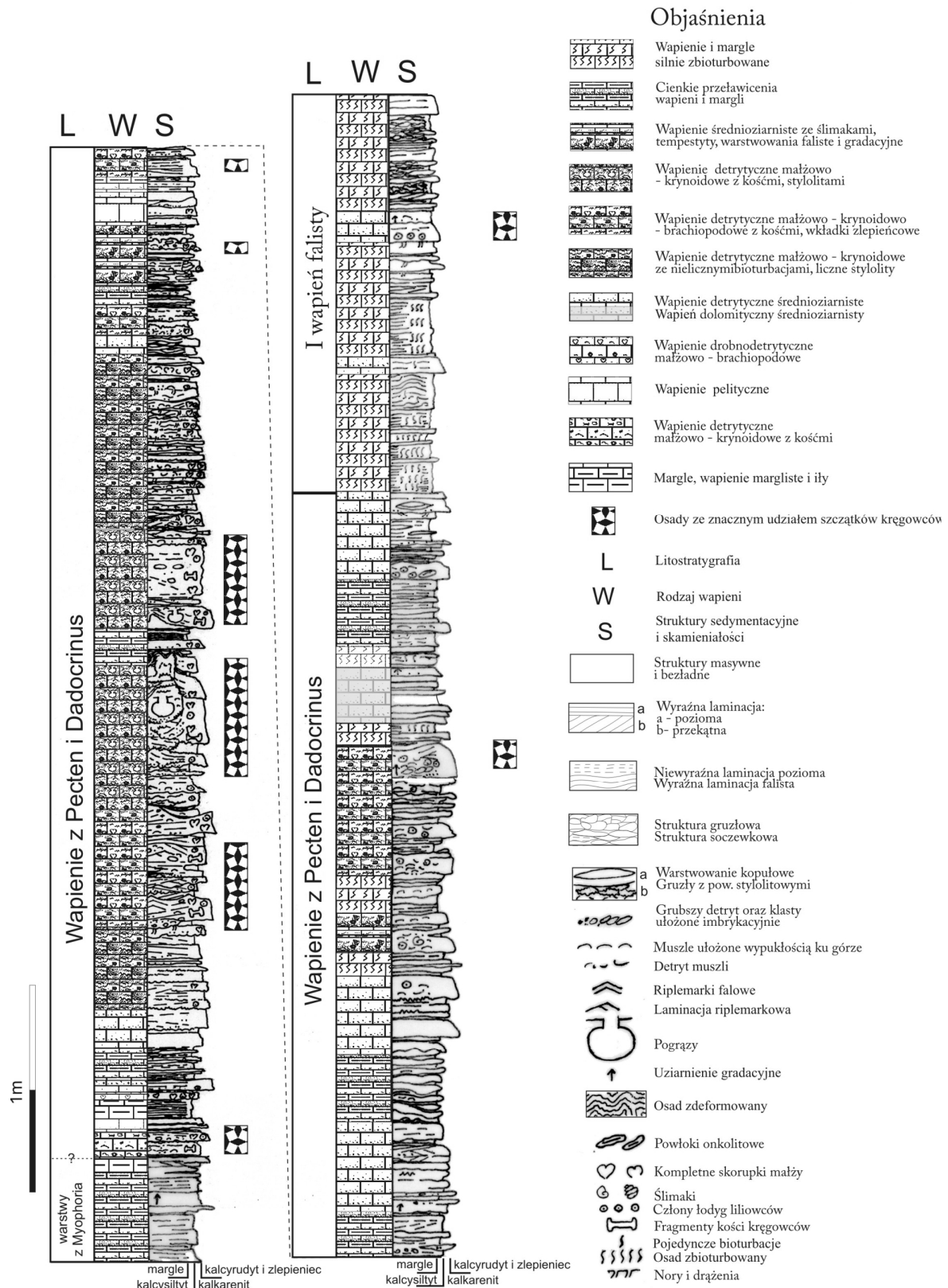
WALDEMAR BARDZIŃSKI, DAWID SURMIK

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi;

Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; waldemar.bardzinski@us.edu.pl; dsurmik@us.edu.pl

Osady bogate w skamieniałości z wczesnego anizyku (środkowy trias) odsłaniają się w obrębie wschodni wapienia muszlowego (środkowy trias) na monoklinie śląsko-krakowskiej, około 1 km na wschód od Żyglina, w powiecie tarnogórskim. Tutaj, w NW części Wyżyny Śląskiej, w paru czynnych łomach, spod zwietrzliny i lokalnie cienkiej pokrywy osadów czwartorzędowych, odsłaniają się węglanowe osady dolnych warstw gogolińskich. Warstwy te, stanowią najniższą część dolnego wapienia muszlowego. Według tradycyjnego, powszechnie używanego podziału litostratygraficznego triasu, Assmann (1944), dolne warstwy gogolińskie dzielą się na nieformalne jednostki litostratygraficzne: poziom wapieni z *Pecten* i *Dadocrinus* (od występujących w nich *Entolium* (dawniej *Pecten*) *discites* i *Dadocrinus kunischi*), poziom I wapienia falistego i poziom wapienia komórkowego. W Żyglinie dolomityczny poziom wapienia komórkowego został niemal całkowicie zerodowany a o jego dawnym istnieniu świadczą fragmenty żółtopomarańczowych wapieni dolomitycznych znajdujące w zwietrzelinie. Charakterystyka eksploatowanych tu węglanowo-ilastych, płytkowodnych osadów morskich przedstawiona jest na ryc. 1.





Ryc. 1. Zbiorczy profil osadów środkowotriasowych z okolic Żyglina.

Najniższa odsłonięta część profilu, zaliczona przez Hagdorna i Szulca (2007) do warstw z *Myophoria* (nazwa od znajdujących w nich małży *Myophoria*) wykształcona jest w postaci cienkich ławic wapieni pelitowych i drobnoziarnistych przeławiconych łałami marglistymi. Z innych, sporadycznych skamieniałości znajdowano dotąd także jedynie drobne, cienkoskorupowe mięczaki. Powyżej w profilu, pośród miejscami bardzo licznych fragmentów skorupki (rzadziej całych muszli) mięczaków, lokalnie – masowego nagromadzenia członów łodyg (kolumnaliów) i innych elementów szkieletów liliowców, trafiają się szczątki szkieletów kręgowców kopalnych (Kowal, 1998; Bardziński i in., 2008). Stosunkowo często szczątki kręgowców obserwuje się na nadtrawionych, zwietrzałych przekrojach poprzecznych i powierzchniach ławic urozmaiconych, miejscami nieco zlepieńcowatych, żółto-szaroczerwonawych lub żółto-szarozielonkawych, drobno- i różnoziarnistych wapieni biodetrytycznych. Są to przeważnie cienko i średnioławicowe wackestony i packstony małżowo-krynoidowe, rzadziej małżowo-krynoidowo-brachiopodowe z bogatym inwentarzem struktur sedimentacyjnych. Warstwowanie osadów podkreślone jest cienkimi przeławiczeniami marglistymi i ilastymi, w przewodzie czerwono-zielonymi w dolnej części profilu a seledynowymi i żółto-zielonymi w górnej. Podkreślone jest ono także warstwami, bardziej podatnego na wietrzenie, silnie zbioturbowanego, nieco marglistego wapienia pelitowego.

Stosunkowo, najłatwiej dostrzec nawet drobne łuski ryb, zęby, fragmenty pokrycia ciała i większe elementy kostne na stropowych, wyrównanych przez synsedymacyjną erozję, powierzchniach drobnego osadu. I w takich przypadkach dość łatwo można takie skamieniałości wydobyć ze skały. Jeśli natomiast przekrój skamieniałości widoczny jest na przekroju poprzecznym ławicy, to obserwacja, opis, określenie orientacji i wydobycie tej skamieniałości jest bardzo trudne. Trudne jest także chociażby częściowe podpreparowanie znalezionej fragmentu, gdyż spoiwo skały jest odporniejsze mechanicznie niż rozsypliwa, krucha skamieniałość. Obserwacje mikroskopowe dowodzą, że jest to spoiwo neomorficzne o charakterze mikrosparytu. W profilu kamieniólomów w Żyglinie stwierdzono liczniejsze koncentracje szczątków kostnych w dwóch typach litologicznych wapieni (ryc. 1), pomimo iż izolowane elementy szkieletowe sporadycznie występują w całym dostępnym tu profilu. Pierwszą z tych koncentracji obserwuje się w wzmiankowanych wyżej biodetrytycznych wapieniach małżowo-krynoidowych i małżowo-krynoidowo-brachiopodowych o łącznej miąższości do 2 metrów. Poza rozproszonymi szczątkami kostnymi, w osadach tych dość pospolite są biało-żółto-jasnoszare, kruche koprolity o fasolowatym kształcie (długości do 2 cm i około 0,5 cm średnicy) będące śladami działalności życiowej, najprawdopodobniej kręgowców kopalnych (Chrzastek i Niedźwiedzki, 1998).

Według większości poszukujących w Żyglinie szczątków kręgowców, w tym D. Surmika, największa koncentracja tych skamieniałości występuje w warstwie o zróżnicowanej budowie, miąższości do 25 cm występującej pośrodku poziomu I wapienia falistego (ryc. 1). Ławica tego wapienia krynoidowego, miejscami niemal enkrynitu, jest silnie spojona kalcytem z podścielającą ją cienką ławicą szarego wapienia pelitycznego, stanowiącą tzw. „podeszwę” (ang. „underbed”). Według

obserwacji terenowych i opinii innych osób o miejscach dotychczasowych znalezisk elementów szkieletowych kręgowców, trudno potwierdzić, że w tej krynoidowej ławicy istnieje tak duża koncentracja skamieniałości kostnych. Ławica ta jest doskonale widoczna na całym obszarze wyrobisk i w wielu miejscach łatwo dostępna. Rzadko zdarzają się znaleziska nadające się do wyciągania wniosków o rozmieszczeniu i orientacji wydłużonych fragmentów kości kręgowców. Dla pomierzenia parametrów orientacji ważna jest znajomość położenia kości w górotworze. Sporadycznie, pośrednio (na podstawie cech sedimentologicznych i tektonicznych), mniej dokładnie, orientacja wydłużonych kości znalezionych w luźnych blokach skalnych może być określona, gdy jest możliwe określenie położenia konkretnego bloku w górotworze. Znajomość wymienionych parametrów znajdujących kości umożliwia dokonanie analizy tafonomicznej kręgowców kopalnych w wybranych warstwach kościonośnych, jednak dotąd odnotowano zaledwie kilka fragmentów ławic z występowaniem 2–4 kości na powierzchni 50×50 cm. Częstszymi kierunkami ich orientacji były azymuty 130°–165°, 80°–110° i 20°–40°. Kości długie, zwłaszcza kości kończyn, są z grubsza zorientowane dłuższą osią zgodnie z kierunkiem transportującego je prądu wodnego. Podczas silnego falowania<sup>3</sup> w strefach głębokości, do których dociera jego wpływ, częste są tu warunki nakładania się prądów falowych na postępujący prąd wodny i powstaje pulsujący prąd kombinowany. Na skutek oddziaływania prądu falowego lub kombinowanego ułożenie kości długich może mieć orientację bimodalną i taka była w pojedynczych przypadkach obserwowana na powierzchniach ławic. Pewniejsze określenie prostopadłego do kierunku oscylacji, ułożenia wydłużonych, walcowatych fragmentów kości w następstwie działania przydennego prądu oscylacyjnego (wynikającego z falowania) wymaga potwierdzeń. Kości różnokształtne są nie wykazują orientacji i są rozmieszczone dość chaotycznie w ławicach. Najlepiej zachowane i najczęściej znajduwane kości płaskie to kości krucze, łonowe i kulszowe, ze względu na ich względnie duże rozmiary u Sauropterygia.

Wstępne wyniki analizy tafonomicznej wskazują, że dystrybucja szczątków kręgowców wynika głównie z abiotycznych czynników i jest związana z warunkami hydrodynamicznymi podczas sztormów oraz prądów związanych falowaniem podczas przeciętnej pogody. Większość makroszczątków kostnych wykazuje pośmiertną abrazję, związaną z różnej intensywności obróbką mechaniczną podczas falowania i/lub transportu, niekiedy być może podwodnej saltacji. Abrazja kości zachodziła efektywniej gdy fragmenty szkieletu, skutkiem falowania zderzały się z twardymi okruchami osadu, skorupki bądź tarły o ziarniste dno morskie. Kości różnokształtne nie wykazują orientacji i są rozmieszczone dość chaotycznie w ławicach. Najlepiej zachowane i najczęściej znajduwane kości płaskie to kości krucze, łonowe i kulszowe, ze względu na ich względnie duże rozmiary u Sauropterygia.

Konkretna partia warstwy lub zespół ławic będący złożem kościonośnym (*bone bed*) stanowi zespół skamieniałości uśredniony czasowo (*time-averaging*) w danym środowisku. Szczątki kostne mogły być wielokrotnie wrywane z miejsca ich pierwotnego pogrzebania (*primary burial*) i wtórnie grzebane, co wskazuje na istnienie strefy aktywnej tafonomicznie w podłożu. Procesy takie implikują

dysartykułowany stan zachowania szczątków kostnych, występujących głównie w postaci izolowanych kości, lub ich fragmentów. Ostateczne pogrzebanie szczątków miało miejsce wówczas, gdy zostały one usunięte ze strefy aktywnego transportu lub miejsc podlegających okresowym procesom erozji.

W trakcie badań terenowych stwierdzono następujące taksony gadów: *Nothosaurus giganteus* i *Nothosaurus mirabilis* (oba taksony reprezentowane przez kilkadziesiąt kości), *Placodus* (izolowane zęby i płytki osteodermalne), *Tanystropheus* (kilka kręgów), oraz fragmenty szczęk przypominające szczęki ichtiozaurów i bliżej nie zidentyfikowane Sauropterygia (patrz Rieppel i Hagdorn, 1997; Rieppel, 1999, 2000). Ławica wapienia krynoidowego zawiera ponadto bardzo liczne szczątki ryb promieniopłetwych z rodzaju *Colobodus* i *Gyrolepis*, oraz rekinów: *Acrodus*, *Polyacrodus*, reprezentowane głównie przez łuski, rzadziej zęby, czy większe fragmenty szczęk.

Ilościowa przewaga ichtiolitów we wspomnianym typie litologicznym wynika z ich małej gęstości, płaskich kształtów a przez to łatwiejszego i dłuższego utrzymywania się tych szczątków w suspensji, w toni wodnej. Szczątki notozaurów są reprezentowane głównie przez kości długie (ramienne, udowe i żebra), często trafiają się kręgi, rzadziej zęby i żebra brzuszne, nieliczne są elementy obręczy barkowej i miednicznej. Czasem znajdują się szczęki, oraz elementy czaszkowe. *Tanystropheus* jest reprezentowany jak na razie przez charakterystycznie wydłużone kręgi szyjne. Plakodonty znane są głównie z zębów i izolowanych płytek kostnych karapaksu (osteodermów).

#### Literatura:

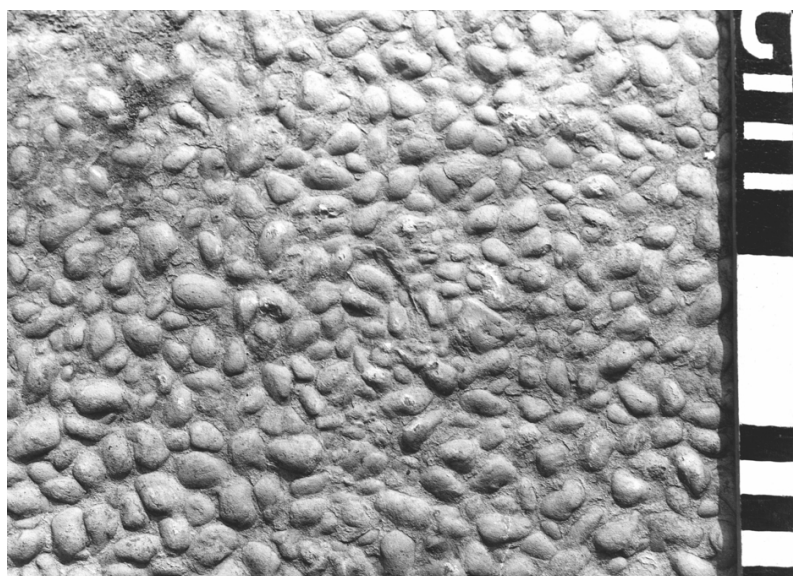
- Assmann, P. 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 2: Der Muschelkalk. *Abhandlungen des Reichsamts für Bodenforschung. Neue Folge*, **208**: 1–124.
- Bardziński, W., Surmik, D. i Lewandowski, M. 2008. Stanowisko kręgowców środkowego triasu koło Żygłina na Górnym Śląsku. *Przegląd Geologiczny*, **56**: 532–536.
- Behrensmeyer, A.K. 2007. Bonebeds through geologic time. 65–102. W: Rogers, R., Eberth D. i Fiorillo T., (red.). *Bonebeds: Genesis, Analysis, and Paleobiological Significance*. 512 s. University of Chicago Press, Chicago.
- Chrzastek, A. i Niedźwiedzki, R. 1998. Kręgowce retu i dolnego wapienia muszlowego na Śląsku. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, **54**: 69–81.
- Hagdorn, H. i Szulc, J. 2007. STOP III. 2. Żyglin – small active quarry. W: Szulc J. i Becker A. (red.). *Pan-European Correlation of the Epicontinental Triassic. 4<sup>th</sup> Meeting, International Workshop on the Triassic of Southern Poland. September 3–8, 2007. Field trip Guide*: 61 s.
- Kowal, M. 1998. *Charakterystyka warstw gogolińskich okolic Żygłina*. 89 s. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań.
- Rieppel, O. 1999. Phylogeny and paleobiogeography of Triassic Sauropterygia: problems solved and unresolved. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **153**: 1–15.
- Rieppel, O. 2000. Sauropterygia I. Placodontia, Pachypleurosauria, Nothosauroida, Pistosauroida. W: Wellnhofer P. (red.) *Handbuch der Paläoherpertologie Teil 12A*. 134 s. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- Rieppel, O. i Hagdorn, H. 1997. Paleobiogeography of Middle Triassic Sauropterygia in Central and Western Europe. 121–144. W: Callaway J. M. i Nicholls E. L. (red.). *Ancient Marine Reptiles*. 501 s. Academic Press, San Diego.
- Surmik, D. 2009. Wstępna analiza tafonomiczna nagromadzeń szczątków gadów morskich środkowego triasu Śląska. *Międzynarodowa Konferencja Paleontologiczna. Kręgowce kopalne Polski – morfologia, systematyka, ewolucja. Wrocław 2009*.

## Środkowotriasowe bruki muszlowe i muszłowce z okolic Żygłina (punkt 1)

WALDEMAR BARDZIŃSKI

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi;  
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; waldemar.bardzinski@us.edu.pl

W profilu dolnych warstw gogolińskich dolnego wapienia muszlowego z Żygłina (Bardziński i Surmik, 2010), na niektórych stropowych powierzchniach ławic kalcisyltytu widoczne są zalegające połogo, wypukłością ku górze, partie osadu będącego pierwotnie wypełnieniem wewnętrznym skorupki lub rzadziej muszli małży (a niekiedy także brachiopodów). W wielu przypadkach zarysy skorupki ułożonych wypukłością ku górze stykają się z sobą. Z chwilą powstania bruku muszlowego



Ryc. 2. Powierzchnia bruku muszlowego ze skorupki *Pleuromya*, *Unionites*, *Myophoria*, *Neoschizodus*, *Modiolus*, *Palaeonucula*, *Hoernesia* i *Gervillia*. Fragmentami zachowane są zrekrytalizowane skorupki, przeważnie jednak w uległy rozpuszczeniu. Brzeżne partie skorupki tkwią w kalcysilicie.

(przeważnie podczas ucichania sztormu), jedynie kilka procent powierzchni podścielającego go mułu wapiennego nie było przykryte skorupkami (ryc. 2). Na konkretnych powierzchniach ławic, zarysy wydłużonych muszelek w planie wykazują orientację wynikającą z kształtów skorupki i ukierunkowania oddziałujących na nie warunków hydrodynamicznych. Gro bruków muszlowych znalezionych dotąd w Żyglinie podścielona jest kalcisylitem z domieszką drobnych bioklastów i

niewielkiej ilości (od paru do kilkunastu procent objętości skały) cienkich skorupki (głównie małży) lub ich dużych fragmentów. Najprawdopodobniej, powstawanie bruków muszlowych w śląskiej części Triasowego Morza Środkowoeuropejskiego można wiązać z oddziaływaniem sztormów na skolonizowane przez małże osady dna, na głębokościach zbiornika poniżej podstawy normalnego falowania. W następstwie rozmywania górnych partii luźnego osadu węglanowo-ilastego przez słabe, wodne prądy oscylacyjne i kombinowane (z kombinacji oscylacyjnego i postępującego ruchu wody), na obniżającej się na skutek erozji, powierzchni dna następowała koncentracja delikatnych skorupki ułożonych wypukłością ku górze, w postaci najczęściej pojedynczej warstwy. Wtedy też skorupki, w zależności od swego kształtu były orientowane zgodnie z działaniem prądu. Obocznie przylegały do siebie, rzadziej nakładały się lub zachodziły na siebie nieco imbrykacyjnie. Niemal nie uszkodzone skorupki bruku, eksponowane na dnie mogły być abradowane przez następne sztormy do ich

całkowitego roztrącia włącznie. Aragonit i kalcyt stanowiące istotny udział w budowie muszli są rozpuszczane w następstwie procesu diagenety. Jeśli bruk w skutek ucichania sztormu w którym powstał i długiej przerwy (nawet wielu tysięcy lat) przed następnym sztormem, został pokryty węglanowo-ilastą warstwą osady, to stanowiące go skorupki były izolowane od środowiska wody morskiej. Taka pokrywa osadowa ograniczała rozpuszczanie skorupki i izolowała je od destrukcyjnego wpływu bioerozji. Jednak podczas diagenety luźnego osadu i tak ulegały one często rozpuszczeniu. Procesom diagenetycznym, zwłaszcza rozpuszczaniu aragonitu, rozpuszczaniu i krystalizacji kalcytu, neomorfizmowi ulegały także muszle nie wypłukane przez wodę z mułu węglanowego. W przestrzeniach zajmowanych pierwotnie przez skorupki wykrył kalcyt lub po części stały się one pustkami. Te drobne pustki są elementami porowatości skały o charakterze *moldic porosity*. Bruki muszlowe, pierwotnie ułożone z wapiennych skorupki, są po części są obecnie ich odciskami, fragmentami osródek, kalcytowymi wypełnieniami pustek po muszlach a niekiedy fragmentami pierwotnych muszli.

Skupienia gęsto upakowanych skorupki małży, często wraz z koncentracjami pustek po nich, głównie z rodzaju *Plagiostoma* występują w nieco grubszym osadzie, tj. w gruboziarnistym kalcsyltycie - różnoziarnistym kalkarenicie. W dolnych warstwach gogolińskich w Żyglinie skupienia takie, stanowiące niewielkie, wydłużone soczewy są rzadkie. Pojedyncze, większe tego typu nagromadzenia o charakterze ławic „muszlowców”, w poziomie zlepieńcowym górnych warstw gogolińskich w Wojkowicach Komornych, mają miąższość do 20 cm i rozciągają się obocznie na ponad 20 m. Lokalnie udział ziarnistego osadu przekracza 90% objętości skały, przy kilkuprocentowej porowatości a resztę stanowią skorupki i ich duże fragmenty. W innych miejscach objętość skorupki przekracza 35%, objętość pustek po muszlach sięga 20% a resztę stanowi ziarnisty osad wraz z występującą w nim drobną porowatością. Przy tym, ziarnisty osad wyraźniej skoncentrowany jest w przyspągowej oraz stropowej partii ławicy a w środkowej dominują skorupki i pustki po nich. Najczęściej skorupki są koncentryczne, wielokrotnie włożone jedna w drugą i są to najbardziej zagęszczone skupienia. Często jest ich ułożenie imbrykacyjnie, zwłaszcza wypukłością ku górze. Obocznie sposoby ułożenia skorupki są zmienne, ale wyraźniej mniej liczne są niekoncentryczne, nierównoległe a całkowicie przypadkowe. Także w tych koncentracjach muszli procesy diagenetyczne spowodowały podobne zmiany, jak w przypadku powyżej opisanych bruków muszlowych.

Rodzi się pytanie; czy w przypadku, gdy skorupki bruku muszlowego nie istnieją, a pozostała powierzchnia erozyjna, odzwierciedlająca relief pierwotnego bruku może ona być nazwana brukiem?

W przypadku muszlowców nasuwają się pytania: jaką objętość skały winny stanowić muszle, by nazwać ją muszlowcem?, czy powyżej 50%?, czy może być muszlowiec z pustek po skorupkach?

#### Literatura:

Bardziński W. i Surmik D. 2010. Występowanie kręgowców środkowotriasowych w Żyglinie. (w tym wydaniu)

## Lisowice – cegielnia Lipie Śląskie (punkt 2)

GRZEGORZ NIEDŹWIEDZKI<sup>1</sup>, TOMASZ SULEJ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Biologii;  
Banacha 2, 02-097 Warszawa; e-mail: gniedzwiadzki@biol.uw.edu.pl,

<sup>2</sup>Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii; Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: sulej@twarda.pan.pl

Do niedawna wydawało się, że w Polsce nie ma w osadach kopalnych kości wielkich, lądowych, mezozoicznych gadów. Odkrycia ostatnich lat gruntownie zmieniają ten pogląd, gdyż kolejne odkrycia ze Śląska i Gór Świętokrzyskich stają się zapleczem badań triasowych faun wielkich płazów, olbrzymich gadów ssakokształtnych i wczesnych dinozaurów.

Bardzo istotne naukowe znaczenie ma wciąż opracowywana, odkryta przed pięcioma laty, późnotriasowa fauna z Lisowic (z cegielni w Lipiu Śląskim) koło Lublińca (Dzik i in., 2008a, b). W stanowisku tym odkryte zostały m.in. jedne z największych w świecie szczątki gadów



Ryc. 3. Północna ściana wyrobiska cegielni w Lipiu Śląskim z kościońskim szarym ilowcem w dole

ssakokształtnych – dicynodontów. Prawdziwie zaskakujące było jednak dopiero odkrycie w tym stanowisku kości dużego dinozaura drapieżnego, popularnie określanego mianem „Smoka z Lisowic” (patrz *National Geographic Polska*, sierpień 2008).

Lisowice to duża śląska wieś zlokalizowana blisko granicy gmin Pawonków i miasta Lublińca, zatem na pograniczu przyrodniczych regionów Niziny Śląskiej i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Cegielnię Lipie Śląskie wybudował w 1928 roku Szpital Psychiatryczny w Lublińcu. Przetrwała jedynie do 1942 roku, kiedy pożar zniszczył budynek pieca wypalowego i dopiero w 1957 roku zakład został odbudowany (ryc. 3). Od roku 1992 jest dzierżawiony przez zyczliwego badaczom Janusza Ataniela, a jej właścicielem jest Przemysław Knaś.

Trudno dokładnie określić, kto pierwszy znalazł skamieniałości w wyrobisku cegielni w Lipiu Śląskim.

Geolodzy z Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego Ryszard Fuglewicz i Piotr Śniezek, w próbkach skalnych zidentyfikowali żeńskie zarodniki (czyli makrospory) bagiennych roślin widłakowych pokrewnych dzisiejszemu poryblinowi (Fuglewicz i Śniezek, 1980). Kilka lat później, w polodowcowych piaskach leżących nad złożem, znalezione zostały ciosy mamuta. Jeden z nich trafił do miejscowej szkoły, a obecnie prezentowany jest na wystawie w Muzeum Paleontologicznym w Lisowicach. To odkrycie zainspirowało do poszukiwań Marka Błyszczka, pracownika cegielni i



organizatora Muzeum Paleontologicznego w Lisowicach, który odkrył w stanowisku liczne kości gadów i płazów. Obecnie te okazy są preparowane i opracowywane w Warszawie. W roku 2005 i 2006 w wyrobisku cegielni w trakcie poszukiwań pirytu i gagatu na kości gadów natknęli się również Robert Borzęcki, Piotr Menducki i Stanisław Krupa. Dzięki nim informacja o występowaniu kości w triasowych łożach dotarła do badaczy z Polskiej Akademii Nauk, a skutkiem tych doniesień są organizowane od 2006 roku wykopaliska paleontologiczne.

Złoże łożyców i mułowców w Lipiu Śląskim odsłania się na powierzchni ziemi u podnóża krawędzi płaskowyżu zbudowanego z odpornych na wietrzenie wapieni. Ta formacja skalna określana jest w schematach litostratygraficznych jako tzw. wapień woźnickie. Wiek tych osadów nie został do tej pory jasno określony, a w literaturze geologicznej jako prawdopodobny pojawia się najczęściej noryk (Szulc i in., 2006).



Ryc. 4. Nagromadzenie kości kończyny gada ssakokształtne w miejscu odkrycia, kości obleczone są wapienną konkrecją.

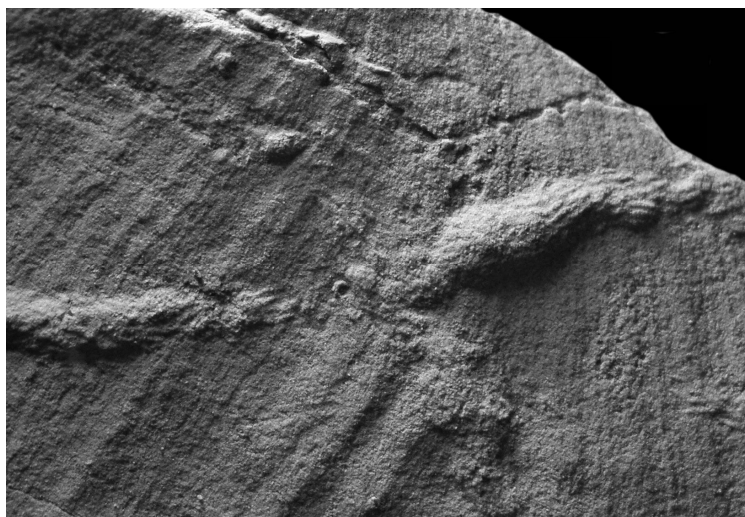
W Lipiu Śląskim w skamieniałości obfituje ciemnoszary i szary wapnisty mułowiec, który osadził się prawdopodobnie w starorzeczu lub okresowym jeziorze. W osadach tych udało się znaleźć liczne skamieniałości bytujących tam zwierząt, m.in. dwa gatunki małżów słodkowodnych (Aleksandra Skawina, inf. ustna), trzy gatunki konchostraków, dwa gatunki małżoraczków oraz liczne szczątki ryb

ganoidowych, ryb dwudysznych, rekinów oraz szczątki niewielkich wodnych płazów – plagiozaurów i wielkich cyklotozaurów. Znajdźiska te wskazują na złożony zespół faunistyczny zamieszkujący ten zbiornik. Do osadów starorzecza/jeziora dostarczane były również liczne szczątki roślin, po których pozostały zwęglone pnie i gałęzie, oraz liczne liście i łuski. W wyższych partiach profilu odsłoniętego w cegielni w Lipiu Śląskim występują drobnoziarniste piaskowce powstałe z osadu złożonego przez rzeki, jak tego dowodzi przekątne warstwowanie – skutek narastania zboczy rzecznych łąch. Część z nich wykształconych w formie heterolitów piaskowcowo-mułowcowych stanowi prawdopodobnie zapis zalewów okresowych.



W Lipiu Śląskim wydobywa się surowiec do wyrobu cegieł o zmiennej zawartości minerałów ilastych, drobnych ziaren piasku kwarcowego i węgla wapnia. Najlepszym surowcem dla cegielni są szare czy zielonkawe, a miejscami brunatne skały z dużą zawartością minerałów ilastych (iłowcowo-mułowcowe), które zajmują środkową część profilu. W wyrobisku da się zbadać 9–12 metrowy profil skalny. Najniżej leżą szaro-zielonkawe, oliwkowe i brunatne skały mułowcowe i piaskowcowe pochodzenia rzecznoego z osadami korytowymi o warstwowaniu przekątnym i osadami bruku korytowego. Być może są to osady niewielkich warkoczowych rzek roztokowych. Miejscami są na nich wykształcone szare drobnoziarniste osady ilasto-mułowcowe, powstałe zapewne w zakolu rzeki, z licznymi szczątkami roślin.

Obocznie, szare osady mogą przybierać czerwone i brunatne barwy i tracą warstwowanie, co wskazuje formowanie się gleby na rzecznych łachach. W szarych osadach występują również klasty czerwonych mułowców i iłowców, prawdopodobnie pochodzące z erozji starszych triasowych skał. W brunatnych osadach częste są ślady po korzeniach roślin i poziomy kopalnej gleby, najlepiej widoczne na północnej ścianie wyrobiska. Ślady po korzeniach są najczęściej w formie zielonkawych odbarwień lub przyjmują formę sieci drobnych, zabliznionych, ale odbarwionych nitek. Występują również uwęglone korzenie roślin.



Ryc. 6. *Scoyenia* isp. – ślady prawdopodobnie pozostawione przez larwy owadów.



Ryc. 5. Kość ramieniowa (humerus) i udowa (femur; obie w dwu położeniach) gigantycznego dicynodonta

Skały podobne do eksploatowanych w Lipiu Śląskim przewiercone zostały w otworze badawczym Lesieniec IG 1, gdzie natrafiono na nie na głębokości 18,5–42,0 m. Około 150 m głębiej znajdują się czerwone mułowce osadzone w rzekach lub okresowych wysychających rozlewiskach odpowiadające prawdopodobnie utworom skalnym znanym z odległego o około 25 km na zachód Krasiejowa. Z samego następstwa warstw skalnych wynika

więc, że znaleziska paleontologiczne w Lipiu są znacznie młodsze w obrębie górnego triasu od złoza kostnego Krasiejowa.

Nie jest łatwo sprecyzować datowanie warstw z Lipia Śląskiego. Nie udaje się osiągnąć zadowalającej precyzji określenia wieku przy pomocy metod palinologicznych – standardowej metody w odniesieniu do skał powstałych w warunkach kontynentalnych. W skałach z Lipia Śląskiego pyłek i zarodniki są bardzo częste. Skład ich zespołu odpowiada temu, który w kajprze niemieckim charakteryzuje skały zarówno górnego noryku jak i dolnego retyku (Orłowska-Zwolińska, 1983). Znalezione w Lipiu Śląskim makrospory sugerują retyk, bo przypominają formy tego piętra z Danii

i Szwecji. Zespół megaspor występujący w Lipiu Śląskim wskazuje, iż może to być odpowiednik trzeciej zony megasporowej kajpru germańskiego z formacji Löwenstein, która należy do noryku i najniższego retyku. W osadach w Lipiu Śląskim dość licznie występuje forma *Horstisporites bertelseni* Fuglewicz, 1977, znana dotychczas z dolnego retyku w Danii.

W osadach mułowcowych i piaszczowcowo-mułowcowych występują ślady aktywności życiowej bezkręgowców prowadzące do rozpoznawalnej deformacji osadu. Ślady aktywności życiowej występują we wszystkich częściach dostępnego do obserwacji profilu. Najwięcej udało się ich rozpoznać w osadach jego wyższej części. W sumie zebranych i udokumentowanych



Ryc. 8. Płyty zębów ryby dwudysznej cf. *Ceratodus* sp.



Ryc. 7. Nora wydrążona w piasku przez niezidentyfikowanego stawonoga – prawdopodobnie chrząszcza

fotograficznie zostało kilkaset okazów tego typu skamieniałości. Udało się rozpoznać ślady rycia zwierząt robakokształtnych i małżów, wędrówki stawonogów oraz nory najprawdopodobniej wykonane przez chrząszcze lub pierścienice glebowe (ryc. 6, 7).

W Lipiu Śląskim znalezione zostały również dwa poziomy z występowaniem skamieniałości konchostraków. Prawdopodobnie są to trzy gatunki, wszystkie o drobnych rozmiarach (1,5–3,0 mm), które są znacznie mniejsze niż górnortriasowe formy typowe dla



karniku czy noryku (Kozur i Weems, 2005). Powierzchnia skały w Lipiu Śląskim pokryta jest często białymi skorupkami małżoraczków. Występują tu wyłącznie małżoraczki słodkowodne, a wstępne ich rozpoznanie wskazuje na dwa ich gatunki. Najpospolitszymi dużymi skamieniałościami triasu Lisowic są muszle małżów. Wnętrza ich złączonych skorupek wypełnia często kongrecja wapienna powstała przed, albo w trakcie, kompaktacji osadu, oddaje więc przynajmniej w przybliżeniu pierwotny kształt muszli. Zachowuje się niekiedy organiczna substancja więzadła. Są to prawdopodobnie największe małże słodkowodne znane dotąd z europejskiego triasu kontynentalnego (Aleksandra Skawina, inf. ust.).

Fauna kręgowców z Lisowic należy do jednej z najbogatszych poznanych z osadów górnego triasu w Polsce. Występują tu szczątki m.in. ryb kostnoszkieletowych i rekinów. Do najciekawszych należą kolce płetwowe słodkowodnych rekinów oraz płyty zębowe, i kości czaszki ryb dwudysznych. Płyty zębowe ryb dwudysznych (ryc. 8) są bardzo pospolite w osadach triasowych, znane są m.in. z dolnotriasowej brekcji kostnej z Czatkowic koło Krakowa i z górnortriasowych jeziornych osadów



Ryc. 9. Trop (naturalny odcisk) dinozaura drapieżnego utrwalony na powierzchni ławicy piaskowca.

Krasiejowa. Materiał kopalny z Lipia Śląskiego wyróżnia się doskonałym stanem zachowania. W komplecie przetrwały nie tylko masywne robocze części płyt, ale i ich delikatne kostne nasady. Stowarzyszone z płytami zębowymi są też kości czaszki.

Szczałki kostne płazów znalezione w Lisowicach reprezentują bardzo ciekawe formy, takie jak plagiozaury dotychczas nieznanne z triasu Polski oraz wielkie cyklotozaury – typowe wielkie wodne drapieżniki znane z osadów kajpru basenu germańskiego. Dotychczasowe znaleziska cyklotozaurów to kości czaszki i kończyn, oraz kręgi. Cyklotozaur z Lisowic był podobnych rozmiarów lub nawet większy od skądinąd ogromnego *Cyclotosaurus intermedius* z Krasiejowa.

Większość znalezionych w Lisowicach skamieniałych kości to szczątki kostne gadów. Nierzadkimi znaleziskami w tej lokalizacji są niezwykle wydłużone i puste w środku kości skrzydeł i kończyn pierwotnych pterozaurów. Wśród znalezisk drobnych kości doszukać można się również szczątków innych triasowych gadów naczelnych oraz małych rozmiarów dinozaurów drapieżnych z

grupy Coelophysoidae. Jednak podziw i zdumienie budzą znaleziska wielkich gadów, kości dicynodontów i wczesnych dinozaurów. Największe z nich mają ponad 70 cm długości (np. kości udowe dicynodonta) i należały za życia do zwierząt o rozmiarach dużego nosorożca (ryc. 4, 5). W Muzeum Paleontologicznym w Lisowicach na wystawie można na własne oczy ocenić jakich rozmiarów były triasowe gady oglądając oryginalne kości w gablotach oraz rekonstrukcje zwierząt w skali 1:1 umieszczone na ścianach sal ekspozycyjnych.

Kości to nie jedyne pozostałości po wielkich gadach z Lisowic. W osadach mułowcowych i piaskowcowych znalezione zostały liczne tropy dinozaurów (ryc. 9) i innych gadów, w tym wielkie tropy gadów ssakokształtnych.

#### Literatura:

- Dzik, J., Sulej, T. i Niedźwiedzki, G. 2008a. A dicynodont-theropod association in the latest Triassic of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **53**: 733–738.
- Dzik, J., Niedźwiedzki, G. i Sulej, T. 2008b. Zaskakujące uwieńczenie ery gadów ssakokształtnych. *Ewolucja*, **3**: 2–21.
- Fuglewicz, R. i Śniezek, P. 1980. Upper Triassic megaspores from Lipie Śląskie near Lubliniec. *Przegląd Geologiczny*, **28**: 459–461.
- Kozur, H.W. i Weems, R.E. 2005. Conchostracan evidence for a late Rhaetian to early Hettangian age for the CAMP volcanic event in the Newark Supergroup, and a Sevatian (late Norian) age for the immediately underlying beds. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B* **27**: 21–51.
- Orłowska-Zwolińska, T. 1983. Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, **104**: 1–88.
- Szulc, J., Gradziński, M., Lewandowska, A. i Heunisch, C. 2006. The Upper Triassic crenogenic limestones in Upper Silesia (southern Poland) and their paleoenvironmental context. W: Alonso-Zarza, A.M. i Tanner, L.H. (red.), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates. Geological Society of America, Special Paper*, **416**: 133–151.

### Stanowisko dokumentacyjne „Trias” w Krasiejowie (punkt 3)

ADAM BODZIOCH, DOROTA KONIETZKO-MEIER I ELENA JAGT-YAZYKOVA

Uniwersytet Opolski, Katedra Biosystematyki; Oleska 22, 45-052 Opole; e-mail: abodzioch@uni.opole.pl

**Lokalizacja:** 50°40'N; 18°15'E. SE kraniec wsi Krasiejów, nieczynna kopalnia odkrywkowa ilów (ryc. 10).

**Pozycja stratygraficzna:** Kajper górny.

**Wiek:** Późny trias; przesłanki paleontologiczne wskazują na późny karnik (np. Dzik i Sulej, 2007), natomiast sedymentologiczne – na wczesny noryk (Szulc, 2007; Gruszka i Zieliński, 2008).

**Przedmiot ochrony prawnej:** Nagromadzenie szczątków późnotriasowych kręgowców lądowych.

Występowanie szczątków kręgowców triasowych w kajprze Górnego Śląsku jest znane co najmniej od lat trzydziestych ubiegłego stulecia (np. Gross, 1934), jednak nie wzbudziło ono większego zainteresowania, podobnie jak ich ponowne odkrycie przez Krzysztofa Spałka (wówczas licealistę, obecnie doktora biologii w Uniwersytecie Opolskim) pod koniec lat osiemdziesiątych.



Ryc. 10. Lokalizacja stanowiska dokumentacyjnego „Trias” w Krasiejowie (mapa drogowa z [www.ozimek.pl](http://www.ozimek.pl)).

Badania na dużą skalę zostały rozpoczęte w połowie lat dziewięćdziesiątych przez zespół z Instytutu Paleobiologii PAN pod kierownictwem prof. J. Dzika. Od roku 2000 w badaniach uczestniczy także Uniwersytet Opolski, który powołał w tym celu najpierw pracownię, a obecnie Zakład Paleobiologii w Katedrze Biosystematyki. Stwierdzone tutaj wyjątkowo bogate nagromadzenia szczątków kręgowców stały się

podstawą do ustanowienia ochrony prawnej najbardziej wartościowej pod względem paleontologicznym części nieczynnej kopalni w formie stanowiska dokumentacyjnego, na którym corocznie organizowane są studenckie obozy wykopaliskowe.

Odsłonięty profil obejmuje ok. 18 m drobnoziarnistych osadów lądowych o zmiennej barwie (od niebieskiej i szarej po czerwona) z poziomami gleb kopalnych i rozproszonymi konglomeratami węglanowymi, które miejscami tworzą soczewkowate nagromadzenia. Poniżej występują rozpoznane wierceniami podobne, ilasto-mułowcowe utwory, zawierające soczewki gipsu. W obrębie odsłoniętej części profilu występują dwa poziomy nagromadzeń kostnych, które różnią się istotnie swoją zawartością. W poziomie dolnym dominują szczątki fauny wodnej (płazy tarczogłowe z rodzaju *Metoposaurus* i *Cyclotosaurus*, ryby i bezkręgowce reprezentowane głównie przez małże, małzorczyki i liścionogi), którym towarzyszą gady wodne (*Paleorhinus*) i ziemne (*Stagonolepis*). W poziomie górnym dominują gady ziemne (*Stagonolepis*, *Silesaurus*, *Polonosuchus*). Z innych zwierząt na uwagę zasługują cykloidy, owady i drobne kręgowce o nieustalonej dotychczas przynależności systematycznej, a z innych organizmów – glony, rośliny szpilkowe i nieoznaczalne skrzypy.

Zarówno wiek, jak i środowisko sedymentacji oraz mechanizm powstania nagromadzeń pozostają sprawą otwartą. Są one też wzajemnie ze sobą powiązane, ponieważ w interpretacjach wieku przywoływane są dane lub nawet interpretacje sedymentologiczne, a przy interpretacji środowiska sedymentacji – dane paleontologiczne, w tym wiek określony na ich podstawie.

Ogólne interpretacje środowiska depozycji utworów występujących w okolicach Krasiejowa są zgodne tylko co do zmiany warunków z ewaporacyjnych (*playa* lub *sabkha*), reprezentowanych przez osady zawierające soczewki gipsu, na fluwialne, reprezentowane przez odsłoniętą część profilu. Szulc (2005, 2007) interpretuje tę część profilu jako równinę aluwialną z osadami spływów mułowych generowanych bądź to przez trzęsienia ziemi bądź intensywne opady atmosferyczne, Gruszka i Zieliński (2008) – jako utwory aluwialne, w dolnej części osadzone przez system rzek anastomozujących, a w górnej – meandrujących, rozdzielone osadami jeziornymi, natomiast Dzik i

Sulej (2007) – jako osady jeziorne w części dolnej i rzeczne w części górnej. Największe kontrowersje dotyczą dolnego poziomu kościonośnego, którego interpretacja ma istotne znaczenie także dla ustalenia wieku tych osadów, ponieważ postulowane warunki jeziorne są jednym z argumentów w dyskusji (Dzik i Sulej, 2007). Szczegółowe obserwacje makroskopowe tego poziomu godzą poniekąd wszystkie koncepcje, ponieważ wskazują na spływ mułowy obejmujący powierzchniowy, nie skonsolidowany osad równiny aluwialnej przemieszczający się skanalizowaną strefą – najprawdopodobniej doliną rzeki anastomozującej, tworząc po depozycji krótkotrwałe rozlewisko (ryc. 11). Wniosek taki wynika z pionowego rozmieszczenia struktur sedymentacyjnych (powierzchnie erozyjne, warstwowania, ryzoidy, skamieniałości śladowe), gruboziarnistych składników osadu (redeponowane kongrecje węglanowe pochodzenia glebowego oraz szczątki płazów i gadów), a także zachowanych *in situ* bezkręgowców i ryb.

Wykaz skamieniałości stwierdzonych na stanowisku dokumentacyjnym „Trias” w Krasiejowie:

1. Kregowce:
  - a. Ryby (Dzik i Sulej, 2007):
    - *Ganoidea* indet.
    - *Ceratodus silesiacus*
    - *Pycnodonta* (?)
    - *Colobodonta* (?)
  - b. Płazy:
    - *Metoposaurus diagnosticus krasiejowensis* Sulej, 2002
    - *Cyclotosaurus intermedius* Sulej i Majer, 2005
  - c. Gady:
    - *Silesaurus opolensis* Dzik, 2003
    - *Stagonolepis olenkae* Sulej, 2010
    - *Polonosuchus silesiacus* Brusatte i in., 2009
    - *Paleorhinus* cf. *arenaceus*
    - *Sphaenodonta* indet.
    - *Pterosauria* (?) indet.
2. Bezkręgowce:
  - a. Małże (Dzik i Sulej, 2007):
    - *Unioidea* indet.
  - b. Ślimaki (Dzik i Sulej, 2007):
    - *Gastropoda* indet.
  - c. Małżoraczki (Olempska, 2004):
    - *Darvinula* sp.
    - *Suchonella* sp.
  - d. Liścionogi (Olempska, 2004):
    - *Laxitextella laxitexta*
  - e. Cykloidy:
    - *Opolanka gracillima* Dzik, 2008
  - f. Owady (Dzik i Sulej, 2007):
    - *Coeloptera* indet.
3. Glony (Zatoń i in., 2005):
  - *Stellatochara germanica*
  - *Stomochara starozhilovae*
  - *Stenochara kisielevskiyi*
  - *Porochara triassica*
4. Rośliny naczyniowe (Dzik i Sulej, 2007):
  - *Equisetales* indet.
  - „*Pachylepis*” *quinquies*
  - *Pseudohirmerella* sp.
  - „*Desmiophyllum*” sp.
  - *Glyptolepis keuperiana*
  - *Pterophyllum* sp.



Ryc. 11. Szczegółowy profil litologiczny dolnego poziomu kostnego

Stanowisko dokumentacyjne w Krasiejowie jest też przykładem komercjalizacji nauki oraz rozlicznych związanych z tym problemów – zarówno naukowych, jak i gospodarczych. Jednym z najważniejszych jest unikatowa forma ekspozycji warstwy kostnej, której fragment został obudowany pawilonem. Powoduje ona przynajmniej dwa zagrożenia: (1) przesuszenie odsłoniętych kości i (2) podsiąkanie kapilarne wody, ponieważ pomimo drenażu założonego wokół budynku, powierzchnia wystawowa pozostaje w układzie otwartym, łączącym się ze zwierciadłem wód gruntowych. Sytuacja ta może być przyczyną uszkodzeń kości, wobec czego cała ekspozycja wymaga ciągłego monitoringu oraz cyklicznych prac konserwatorskich.

#### Literatura:

- Brusatte, S.L., Butler, R.J., Sulej, T. i Niedźwiedzki, G. 2009. The taxonomy and anatomy of raiuisuchian archosaurs from the Late Triassic of Germany and Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **54**: 221–230.
- Dzik, J. 2003. A beaked herbivorous archosaur with dinosaur affinities from the early Late Triassic of Poland. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **23**: 556–574.
- Dzik, J. 2008. Gill Structure and Relationships of the Triassic Cycloid Crustaceans. *Journal of Morphology*, **269**: 1501–1519.
- Dzik, J. i Sulej, T. 2007. A rewie of the early late Triassic Krasiejów biota from Silesia, Poland. *Palaeontologia Polonica*, **64**: 1–27.
- Gross, W. 1934. Die Typen des mikroskopischen Knochenbaues bei fossilen Stegocephalen und Reptilien. *Zeitschrift für Anatomie und Entwicklungsgeschichte*, **103**: 731–764.
- Gruszka, B. i Zieliński, T. 2008. Evidence for a very low-energy fluvial system: a case study from the dinosaur-bearing Upper Triassic rocks of Southern Poland. *Geological Quarterly*, **52**: 239–252.
- Sulej, T. 2002. Species discrimination in the Late Triassic labyrinthodont *Metoposaurus*. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47**: 535–546.
- Sulej, T. 2010. The skull of an early Late Triassic aetosaur and the evolution of the stagonolepidid archosaurian reptiles. *Zoological Journal of the Linnean Society*, **158**: 860–881.
- Sulej, T. i Majer, D. 2005. The temnospondyl amphibian *Cyclotosaurus* from the Late Triassic of Poland. *Palaeontology*, **48**: 157–170.
- Olempska, E. 2004. Late Triassic spinicaudatan crustaceans from southwestern Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **49**: 429–442.
- Szulc, J. 2005. Sedimentary environments of the vertebrate-bearing Norian deposits from Krasiejów, Upper Silesia (Poland). *Hallesches Jahrbuch für geowissenschaften Reihe B*, **19**: 161–170.
- Szulc, J. 2007. Stop I.4. Krasiejów – inactive clay pit and tetrapod exposition. 53–55. W: Szulc, J. i Becker, A. (red.), *International Workshop on the Triassic of Southern Poland. Fieldtrip guide*. 87 s.
- Zatoń, M., Piechota, A. i Sienkiewicz, E. 2005. Late Triassic charophytes around the bone-bearing bed at Krasiejów (SW Poland) – palaeoecological and environmental remarks. *Acta Geologica Polonica*, **55**: 283–293.



## Wycieczka II. Paleozoik Zagłębia Dąbrowskiego.



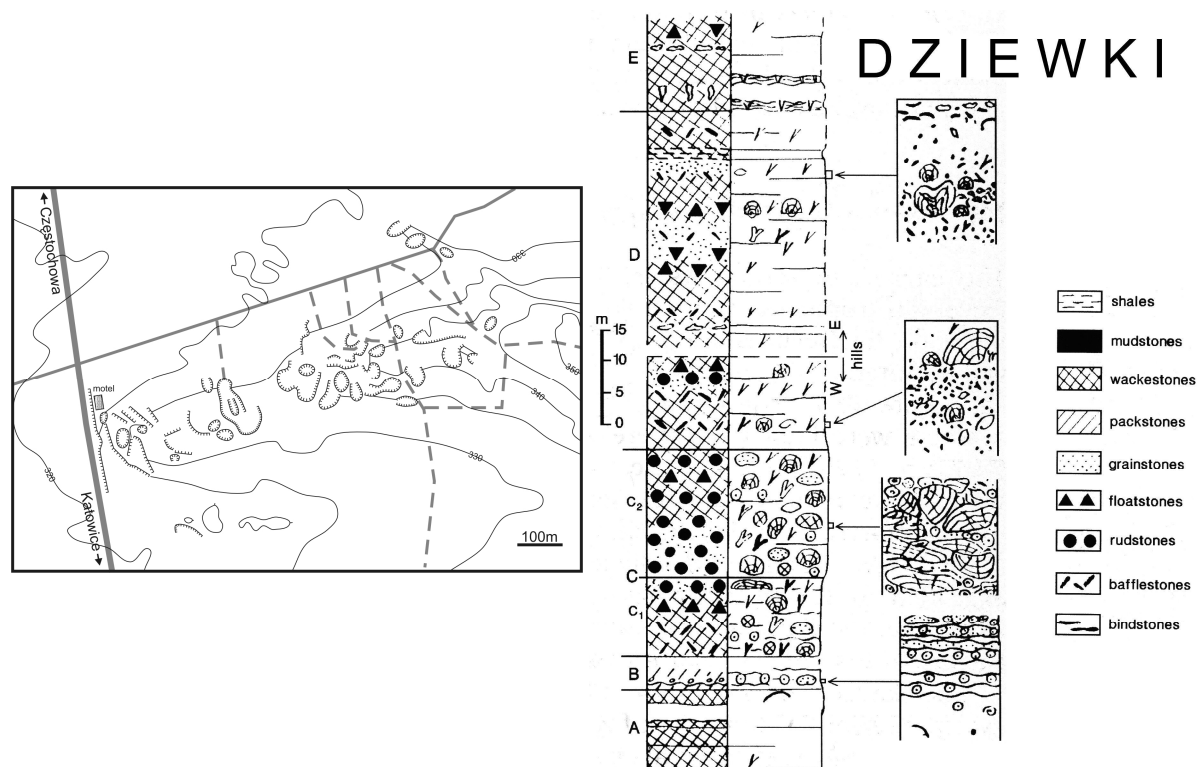
### Odsłonięcie wapieni dewonu w Dziewkach koło Siewierza (punkt 1)

TOMASZ WRZOŁEK

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi; Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: wrzolek@us.edu.pl

Dewońskie wapienie z Dziewek, odsłaniają się na wzgórzu około 5 km na północ od Siewierza, w licznych niewielkich łomikach. Zawierają one bogaty zespół fauny bentonicznej żywetu, opisywanej przez wielu badaczy, a bodaj po raz pierwszy przez Ferdynanda Römera (1866). Osady dewonu są tu częścią północnego skrzydła antykliny Siewierza – dewońskie dolomity skrzydła południowego widoczne są około 2 km na południe od Dziewek w kamieniołomie Siewierz. Na dewonie leżą niezgodnie węglany wapienia muszlowego, przykrywające nierówną powierzchnię utworów paleozoicznych.

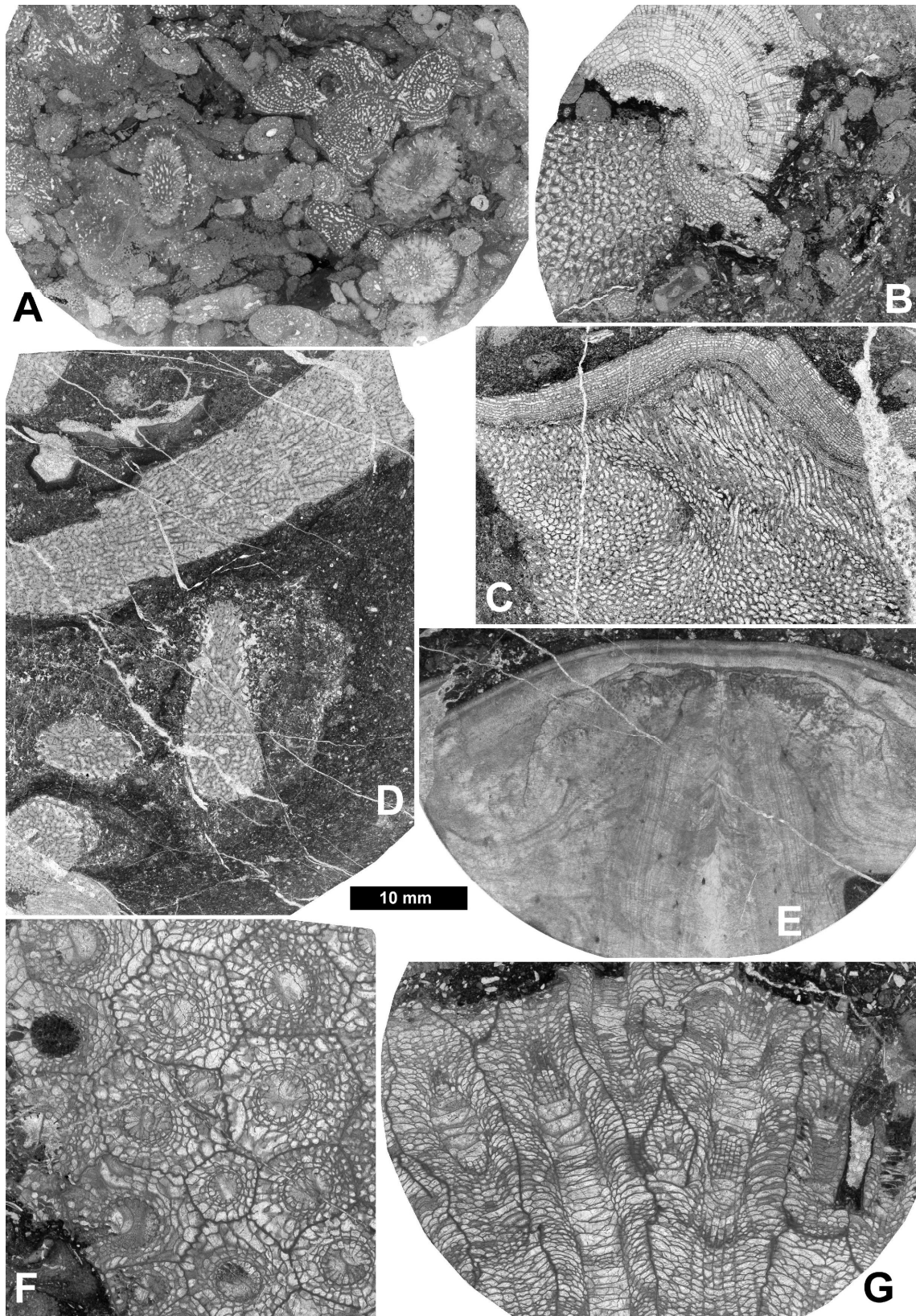
W profilu wzgórza odsłania się pięć kompleksów litologiczno-faunistycznych (A–E).



Ryc. 1. Lokalizacja oraz zbiorczy profil odsłoneń w Dziewkach (Racki 1993a: fig. 10)

Wiercenie WB-12, prowadzone około 0,5 km na NW od odsłoneń (Racki i in., 1993) poszerza wiedzę o odsłoneń Dziewki. W około 250 m rdzenia stwierdzono kilka kompleksów „rafowych” z dużymi szkieletami strtomatoiporoidów i koralowców, poprzedzielane pakietami bardziej drobnoziarnistymi z fauną rozproszoną, powstałe w środowisku lagunowym. Wśród skamieniałości z Dziewek opisano:

- 1) stromatoporoidy: Słupik (w Racki i in., 1993: tabela 1) stwierdził obecność 19 gatunków gałązkowych i masywnych, na ogół podobnych do form opisanych z Jurkowic-Bud, maksimum zróżnicowania zespołu przypada na odpowiedniki kompleksu D z odsłoneń;
- 2) Tabulata: Nowiński (1993) wymienia z Dziewek 8 gatunków, określonych przez niego jako fauna z *Thamnopora / Caliapora battersbyi*; z kolei Wrzołek (w Racki i in., 1993: tabela 2) przedstawia dystrybucję Tabulata w wierceniu WB-12;
- 3) Rugosa: Wrzołek (1993) opisuje z Dziewek z dolnych kompleksów (B–C) gałązkowe *Sociophyllum severiacum* sp.n. a także osobnicze *Cystiphyllodes*; w kompleksie D najczęstsza jest masywna *Pseudohexagonaria (?) laxa* (Gürich, 1896) oraz osobnicze *Temnophyllum latum* Walther, 1929 i *Neospongophylloides grandivesiculosus* (Soshkina, 1952); podobne Rugosa występują w profilu WB-12 (Wrzołek w Racki i in., 1993: tabela 2);
- 4) Wapienne mikroskamieniałości: Racki i Soboń-Podgórska (1993) stwierdzają obfitość mikroproblematyków w ciemnych osadach kompleksów A–C, gdzie zapewne miały one



Ryc. 2. Wybrane skamieniałości z wiercenia WB-12; dewon, żywet: A. nagromadzenie gałązkowych stromatoroidów i tabulatów, gł. 92,65 m, kompleks IX; B. *Heliolites porosus* obrastający *Caliopora battersbyi*; gł. 164,70 m, kompleks VIII; C. stromatoroid masywny obrastający tabulata *Alveolites* sp., gł. 166,50 m, kompleks VIII; D. grubogałązkowe stromatoroidy *Stachyodes* sp.; gł. 242,60 m, kompleks IV; E. *Stringocephalus*, przekrój przez fragment skorupy, gł. 291,15 m, kompleks II; F, G. masywny tetrakoral *Pseudohexagonaria* (?) *laxa* (Gürich), gł. 141,70 m, kompleks VIII; skala liniowa wspólna dla wszystkich zdjęć.

korzystne warunki fosylizacji; towarzyszą im *Labyrinthoconus*, *Proninella* i *Spirotubus*, z moravamminidów *Evlania* a także liczne glony, głównie rurkowata *Devonoscale*;

- 5) Gąbki: Hurcewicz (1993) stwierdza bogaty zespół wapiennych oktaktinellidów; zespół typowy dla szelfów południowej Eurameryki, w Polsce podobny występuje w wapieniu kadzielniańskim;
- 6) Ramienionogi: Racki (1993b: fig. 33) cytuje bogaty zespół z kompleksów C i D, między innymi z *Crurispina* (?) *jurkowicensis*, *Stringocephalus 'burtini'* i *Rhynchospirifer hians*;
- 7) Liliowce: Głuchowski (1993) oznacza 17 „gatunków” z kompleksów B i C, tworzących zespół *Kasachstanocrinus* / *Marettocrinus*, zbliżony do zespołów z Jurkowic-Bud, Ołowianki i Sowich Gór C.

Przedstawiony zespół skamieniałości, a także analiza warunków sedymentacji i kontekstu geologicznego wapieni z Dziewek (Racki w Racki i in., 1993: 114–117), wskazują na obecność w żywocie na tym obszarze rozległej platformy stromatoporoidowo-koralowcowej, o ograniczonym dostępie do otwartego oceanu. Epizody pogłębienia zbiornika nie doprowadzały do migracji fauny otwartego morza, lecz wiązały się z powstawaniem pogłębień śródpłyciznowych, zasiedlanych przez pionierskie zespoły liliowców, ramienionogów i gąbek. Epizody rafowe charakteryzowały się dominacją stromatoporoidów masywnych, redeponowanych, czy przewracanych w bliskim sąsiedztwie pierwotnego siedliska. W epizodach lagunowych powstawały pakiety mikrytowe ze słabym zróżnicowaniem organizmów: lokalnie masowo występowały stromatoporoidy gałązkowe; niektóre wapienie tworzyły się przy udziale mat glonowych. Transgresja otwartego morza na tym obszarze nastąpiła w początku franu (Narkiewicz, 1988; Racki, 1993a) i doprowadziła do zatopienia laguny stromatoporowo-koralowcowej.

#### Literatura:

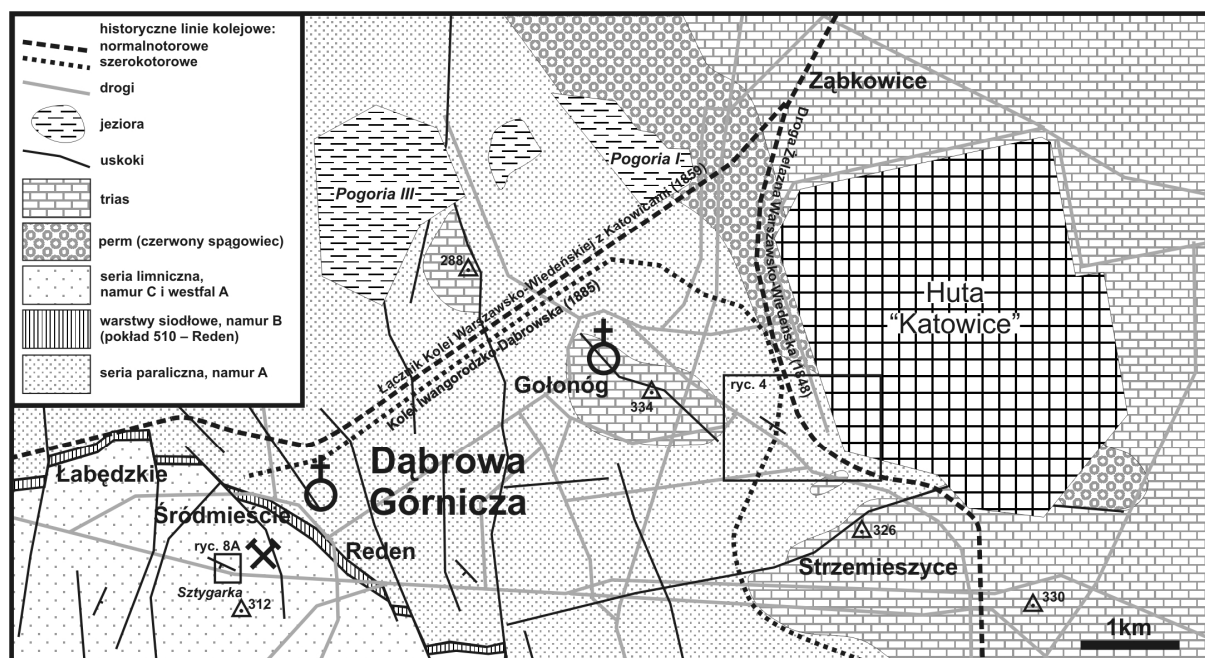
- Głuchowski, E. 1993. Crinoid assemblages in the Polish Givetian and Frasnian. *Acta Palaeontologica Polonica*, **38**: 35–92.
- Narkiewicz, M. 1988. Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, **14**: 619–635.
- Nowiński, A. 1993. Tabulate corals from the Givetian and Frasnian of the Holy Cross Mountains and Silesian Upland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**: 183–216.
- Racki, G. 1993a. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**: 87–182.
- Racki, G. 1993b. Brachiopod assemblages in the Devonian Kowala Formation of the Holy Cross Mountains. Racki, G. i Soboń-Podgórska, J. 1993. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**: 255–289.
- Racki, G. i Soboń-Podgórska, J. 1993. Givetian and Frasnian calcareous microbios of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**: 297–357.
- Racki, G., Wrzolek, T., Słupik, A. i Nowak, B. 1993. Nowe dane o dewonie antykliny Siewierza na podstawie wiercenia WB-12. *Geologia*, **12/13**: 110–125.
- Römer, F. 1866. Über die Auffindung devonischer Kalksteinschichten bei Siewierz im Königreiche Polen. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, **18**: 433–438.
- Wrzolek, T. 1993. Rugose corals from the Devonian Kowala Formation of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**: 217–254.

## Piaskowce z Gołonoga (punkt 2)

WOJCIECH KRAWCZYŃSKI

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi; Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: wojtekk@us.edu.pl

Górnokarbońska seria paraliczna Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego odsłania się na powierzchni w partiach brzeżnych zagłębia przede wszystkim w części ostrawskiej oraz w części północno-wschodniej. Osady tej serii tworzą również jądra kopuł budujących siodło główne. Wschodnie serii paralicznej obserwowane są również w okolicach Krzeszowic oraz okolicach Rybnika. Niewątpliwie najwięcej odsłoneń osadów namuru A występuje na obszarze Zagłębia Dąbrowskiego, jednak wskutek postępującej urbanizacji liczba tych odsłoneń z roku na rok maleje (Doktorowicz-Hrebicki, 1959).

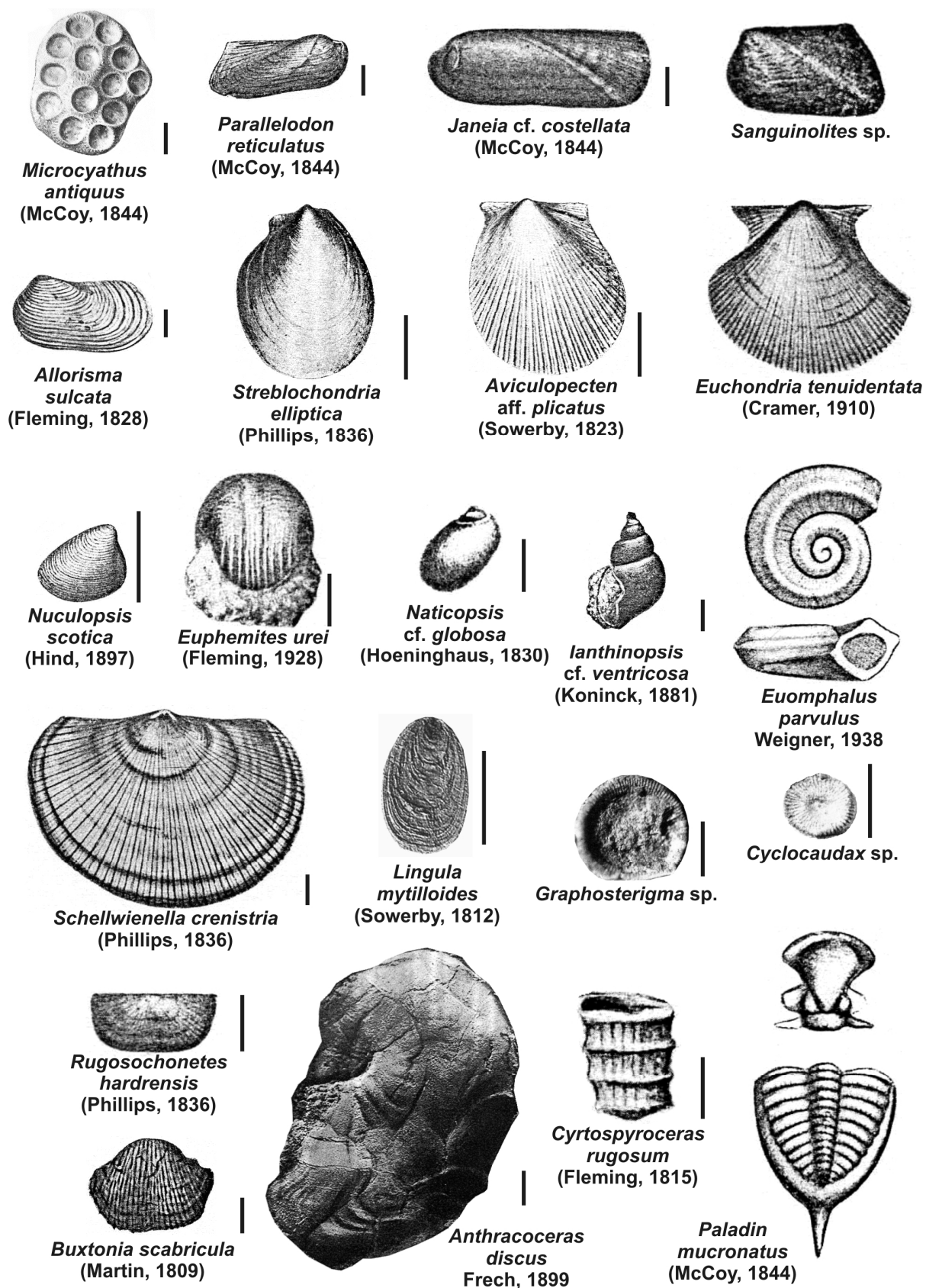


Ryc. 3. Mapa geologiczna Dąbrowy Górniczej (bez utworów czwartorzędu) z zaznaczonym fragmentem powiększonym na ryc. 4. oraz lokalizacją Kopalni Ćwiczebnej i „SztYGarki” (wg Doktorowicza-Hrebickiego, 1954).

Najstarszym kompleksem serii paralicznej w NE części GZW są warstwy malinowickie, odsłaniające się między wsiami Malinowice i Strzyżowice (położonymi 7 km na N od Będzina) oraz w Dąbrowie Górniczej między Gołonogiem a Strzemieszycami (ryc. 3). Najbardziej znanym miejscem występowania tych warstw są odsłoneńca tzw. „piaskowców z Gołonoga” w przekopach kolejowych między dzielnicami Laski i Tworzeń. Występujące tutaj żółtawo-szare i szare piaskowce wśród mułowców (zawierające czasami węglany) zapadają pod kątem 2–10° na SW (Alexandrowicz i Alexandrowicz, 1960).







Ryc. 5. Najczęściej spotykane i najbardziej charakterystyczne skamieniałości występujące w dolnej części namuru A w piaskowcach z Gołonoga (wg Cramera, 1910; Weignera, 1938; Czarnieckiego, 1959; Pajchlowej, 2001; Salamona, 1997). Skala pionowa = 5 mm.

Pierwsze odsłonięcia skał warstw malinowickich, zawierających bogaty poziom faunistyczny, pojawiły się w 1848 roku w czasie budowy pierwszej historycznie linii kolejowej normalnotorowej w zaborze rosyjskim – Drogi Żelaznej Warszawsko-Wiedeńskiej. Profil ten badał już Zejszner, jednak zebrane przez niego skamieniałości nie zostały opracowane (Czarnecki, 1959). Pierwsze wzmianki w literaturze, opisujące przekop kolejowy przez niewielkie wzgórze w okolicach Tworznia (obecnie dzielnica Dąbrowy Górniczej; ryc. 4) oraz występującą w nim faunę morską, pojawiły się w pracy Roemera (1866). Roemer opisał z tego stanowiska jedynie 6 taksonów (dwa ramienionogi, bellerofona, łodzika, trylobita i ślimaka). Obecnie wschodnie warstw malinowickich we wschodnim przekopie są niewidoczne. Kolejne odsłonięcia pojawiły się w czasie prac nad linią szerokotorową kolei Iwangorodzko-Dąbrowskiej. Nowy, zachodni przekop kolejowy, wykonany w 1885 roku (patrz ryc. 4), opisał Michalski (1888) oraz na przełomie XIX i XX wieku Ebert (1895) i Czarnocki (1909).

Skamieniałości z piaskowców z Gołonoga ilustrowane były w kilku atlasach i opracowaniach Roemera (1870, 1876). Jednak pierwsze szersze opracowanie paleontologiczne fauny z piaskowców z Gołonoga przedstawił Cramer (1910). Oznaczył on 25 taksonów: jednego koralowca, mszywiola, trzy ramienionogi, sześć małży (w tym trzy nowe: *Aviculopecten sulcatus*, *A. golonogensis* i *Crenipecten tenuidentatus* [= *Euchondria tenuidentata*; patrz ryc. 5), siedem ślimaków i bellerofonów (w tym nowy *Macrocheilus carinatus*), trzy łodziki, jednego trylobita, ząb rekina oraz nieoznaczalne liliowce i goniatyty. Profil przekopu kolejowego badał również Petrascheck (1919), podając jedynie listę znalezionej tam fauny.

Najpełniejsze opracowanie paleontologiczne fauny piaskowców z Gołonoga wykonał Weigner (1938). Oznaczył on 70 taksonów, wśród nich najwięcej (28 taksonów) małży (w tym dwa nowe: *Aviculopecten longipterus* i *Sanguinolites truncatus*), 15 taksonów ślimaków i bellerofonów (w tym dwa nowe: *Euomphalus* (*Schizostoma*?) *parvulus* i *Coleolus polonicus* [obecnie rodzaj *Coleolus* zaliczany jest do *Coniconchia*]), 9 ramienionogów, 7 łodzików (w tym nowy *Nautilus* (*Stroboceras*) *varsoviensis*), po dwa taksony goniatytołów, liliowców, trylobitów oraz ryb (kolce płetwowe rekinów) oraz po jednym taksonie mszywiola, koralowca i łódkonoga.

Opisane skamieniałości występują w dwóch zespołach:

- starszy, związany z żółto-szarymi piaskowcami i łupkami piaszczystymi, zawiera przeważnie ramienionogi, małże i trylobity, zachowane pod postacią odcisków i osródek wewnętrznych;
- młodszy, występujący w szarych piaskowcach w wyższej części profilu, zawiera przeważnie ślimaki i głowonogi, często z zachowanymi skorupkami (Weigner, 1938).

Spośród licznej taksonomicznie fauny jedynie trylobity przykuwały uwagę badaczy zarówno w okresie międzywojennym (Schwarzbach, 1935) oraz w latach 50-tych XX wieku (Příbyl, 1951). Na początku lat 70-tych XX w. Bojkowski (1972) przedstawił listę zrewidowanych taksonów, występujących w piaskowcu z Gołonoga (50 taksonów), zawierającą również wykaz fauny 14 starszych poziomów stwierdzonych na podstawie wiercenia „Gołonóg” wykonanego w pobliżu (ryc.4; Bojkowski, 1959; Bojkowski i in., 1968). Ostatnie badania paleontologiczne w zachodnim przekopie



kolejowym przeprowadził Salamon (1997) identyfikując po raz pierwszy liliowce i małżoraczki. Najbardziej charakterystyczne skamieniałości, występujące w piaskowcu z Gołonoga, pokazuje ryc. 5.

Roemer jak i inni badacze przedwojenni (Ebert, 1895; Czarnocki, 1909; Cramer, 1910; Jarosz, 1926) określali wiek piaskowców na dolny karbon lub granicę między dolnym a górnym karbonem. Jedynie Petrascheck (1919) sugerował górnokarboński wiek piaskowców. Dopiero szczegółowe badania wychodni serii paralicznej w Zagłębiu Dąbrowskim, przeprowadzone przez Doktorowicza-Hrebnickiego (1935, 1963), ustaliły pozycję stratygraficzną piaskowców z Gołonoga w górnej części warstw malinowickich około 80–100 m poniżej spągu warstw sarneckich (ryc. 4). Obserwacje okolicznych wychodni i rdzeni wiertniczych równoważnych stratygraficznie utworów wykazały lokalny charakter nagromadzenia fauny w piaskowcach z Gołonoga (patrz Bojkowski, 1972; Kotas, 1972). Znalezienie goniatyta *Anthracoceras discus* Frech udowodniło namurski wiek tych utworów, z początku traktując ten zespół faunistyczny jako ekwiwalent poziomu morskiego Franciszka (warstwy gruszowskie) z SW części GZW (Czarnecki, 1959). Jednak dokładniejsze badania stwierdziły, że najprawdopodobniej piaskowce z Gołonoga odpowiadają morskiemu poziomowi Štur, występującego w niższej części namuru A w rejonie ostrawskim (Kotas, 1972; Kotas i Malczyk, 1972; Kotas, 1995).

#### Literatura:

- Alexandrowicz, S. i Alexandrowicz, Z. 1960. Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **152**: 95–161.
- Bojkowski, K. 1959. Pozycja stratygraficzna utworów nawierconych w wierceniu strukturalnym „Gołonóg”. *Kwartalnik Geologiczny*, **3**: 847–856.
- Bojkowski, K. 1972. Charakterystyka faunistyczna karbonu górnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, **61**: 89–130.
- Bojkowski, K., Jachowicz, A. i Żołądani, Z. 1968. Wyniki wiercenia Gołonóg. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **212**.
- Czarnecki, S. 1959. *Anthracoceras discus* Frech z piaskowców w Gołonogu i pozycja stratygraficzna tych warstw. *Acta Geologica Polonica*, **9**: 433–441.
- Czarnocki, S. 1909. Budowa geologiczna utworów węglowych w zagłębiu Dąbrowskim. *Przegląd Górniczo-Hutniczy*, **6**: 155–159.
- Cramer, R. 1910. Die Fauna von Golonog. Ein Beitrag zur Feststellung des Alters der Grauwackensandsteinschichten von Golonog und der entsprechenden Ablagerungen in Oberschlesien. *Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt*, **31**: 129–167.
- Doktorowicz-Hrebnicki, S. 1935. *Szczegółowa mapa geologiczna Polskiego Zagłębia Węglowego 1:25000*. Arkusz Grodziec. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki, S. 1947. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:25000*. Arkusz Dąbrowa Górnicza. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki, S. 1954. *Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:50000*. Arkusz Bytom. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki, S. 1959. *Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100000*. Wydanie A – mapa stratygraficzna. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki, S. 1963. Z problemów karbonu górnośląskiego (Zależność między ruchami dna basenu sedimentacyjnego karbonu górnego a późniejszą jego tektoniką). *Prace Instytutu Geologicznego*, **30** (4):
- Ebert, T. 1895. Die Stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen in Oberschlesischen Steinkohlengebiete. *Abhandlungen der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge*, **19**: 1–146.
- Jarosz, J. 1926. Obecny stan badań nad stratygrafią dewonu i dolnego karbonu w okręgu krakowskim. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **3**: 115–185.
- Kotas, A. 1972. Osady morskie karbonu górnego i ich przejście w utwory produktywne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, **61**: 279–307.

- Kotas, A. 1995. Moravian-Silesian-Cracovian Region. Upper Silesian Coal Basin. 124-134. W: Zdanowski, A. i Zakowa, H. (red.), *The Carboniferous System in Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **148**: 215 s.
- Kotas, A. i Malczyk, W. 1972. Seria paraliczna piętra namuru dolnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, **61**: 329–398.
- Michalski, A. 1888. Zarys geologiczny południowo-wschodniej części guberni piotrkowskiej. *Pamiętnik Fizjograficzny*, **8**.
- Pajchłowa, M. (red.) 2001. *Budowa geologiczna Polski. T. III. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Część 1c – z. 1. Młodszy paleozoik. Karbon. Fauna*. 528 s. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Petrascheck, W. 1919. Geologische Studien am Ostrande des polnischen und des Krakauer Steinkohlenrevieres. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **68**: 1–28.
- Příbyl, A. 1951. O moravsko slezských karbonských trylobitech. *Rozprawy Československé Akademie Věd*, **9**: 1–24.
- Roemer, F. 1866. Neuere Beobachtungen über das Vorkommen mariner Conchylien in dem oberschlesisch-polnischen Steinkohlengebirge. *Zeitschrift der Deutsche Geologischen Gessellschaft*, **18**: 663–666.
- Roemer, F. 1870. *Geologie von Oberschlesien*. 587 s. Tekst i atlas. Druck von Robert Nischkowsky, Breslau.
- Roemer, F. 1876. *Lethaea geognostica oder Beschreibung und Abbildung der für die Gebirgs-Formationen bezeichnendsten Versteinerungen. I Theil. Lethaea palaeozoica. Atlas*. E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch), Stuttgart.
- Salamon, M. 1997. *Górnokarbońska fauna piaskowców z Gołonoga w NE części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. 50 s. Niepublikowana praca magisterska. Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec.
- Schwarzbach, M. 1935. Trilobiten als Leitversteinerungen im Oberkarbon Oberschlesiens. *Jahresberichte der Geologischen Vereinigung Oberschlesiens*, **92**: 92–96.
- Weigner, S. 1938. Fauna piaskowców z Gołonoga. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **9** (2): 3–65.

### **Kopalnia Ćwiczebna Muzeum Miejskiego „SztYGarka” reliktem górnictwa węgla kamiennego w Dąbrowie Górniczej (punkt 3)**

ANDRZEJ J. WÓJCIK<sup>1</sup> I SEBASTIAN KOSAKOWSKI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Polska Akademia Nauk, Instytut Historii Nauki; Nowy Świat 32, 00-330 Warszawa

<sup>2</sup>Muzeum Miejskie „SztYGarka”;

Legionów Polskich 69, 41-300 Dąbrowa Górnicza; e-mail: s\_kosakowski@interia.pl

Zamknięte kopalnie, jak i inne zakłady, nie stanowią dla wielu z nas wartości sentymentalnej. Są szare i zaniedbane, często otoczone splątanymi nitkami rurociągów. Tak je postrzegaliśmy przez lata i tak widzimy je nadal. Niejednokrotnie wystarczy drobna zmiana, czasem większa inwestycja, aby wydobyć ich dawny urok. Również i Dąbrowa Górnicza posiada na swym terenie zabytki przemysłowe, które są ciekawe, niepowtarzalne, charakterystyczne dla krajobrazu. Jednym z nich jest Kopalnia Ćwiczebna, obecnie wchodząca w skład Muzeum Miejskiego „SztYGarka”.

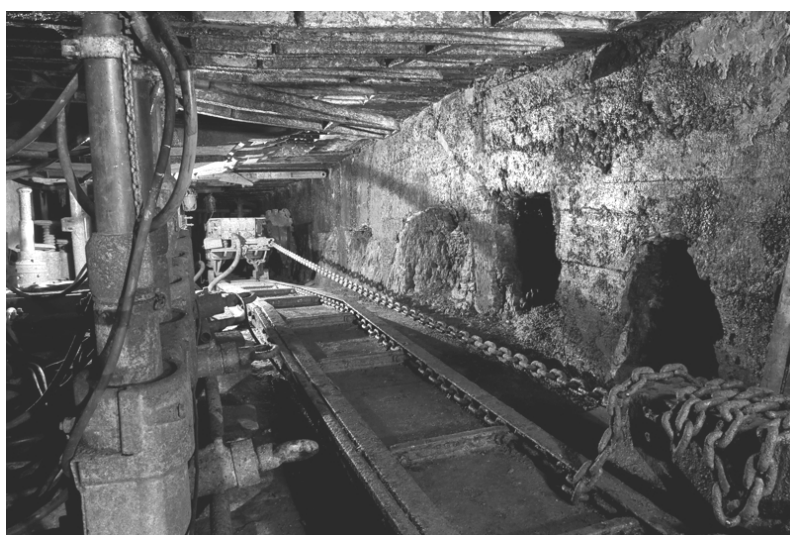
Budowa Kopalni Ćwiczebnej, w ramach Państwowej Szkoły Górniczo-Hutniczej (PSGH), została rozpoczęta w kwietniu 1927 r., a pierwszy etap budowy zakończono w 1929 r. (ryc. 6A). Początkowo budowa była prowadzona metodą odkrywkową, a następnie wykonano chodniki w obudowie murowej i betonowej. W kopalni umieszczono szereg urządzeń górniczych, dokonywano także drażenia innych wyrobisk, których sumaryczna długość wynosiła około 250 metrów.

Po II wojnie światowej obiekt był zamknięty i dopiero w latach 50. XX w. podjęto wysiłki zmierzające do ponownego uruchomienia Kopalni Ćwiczebnej. W okresie 1958–1961, pod nadzorem Kopalni Węgla Kamiennego „Generał Zawadzki (dawniej i po 1990 r. – „Paryż”) przeprowadzono szereg prac zabezpieczających dotychczas wybudowane wyrobiska górnicze. Wykonano upadowe i w 1960 r. udostępniono pokład 401 (ryc. 7). Kopalnia Ćwiczebna służyła jako pole szkoleniowe Zasadniczej Szkoły Górniczej. Wszystkie prace górnicze wykonywali uczniowie pod nadzorem pracowników KWK „Paryż”, a węgiel uzyskiwany podczas drażenia wyrobisk był wykorzystywany



Ryc. 6. Wejście do sztolni Kopalni Ćwiczebnej w Dąbrowie Górniczej: A. Stan z 1927 r. (fot. ze zbiorów A.J.Wójcika), B. Stan obecny (fot. S.Liwoch – ze zbiorów Muzeum Miejskiego „Szttygarka”).

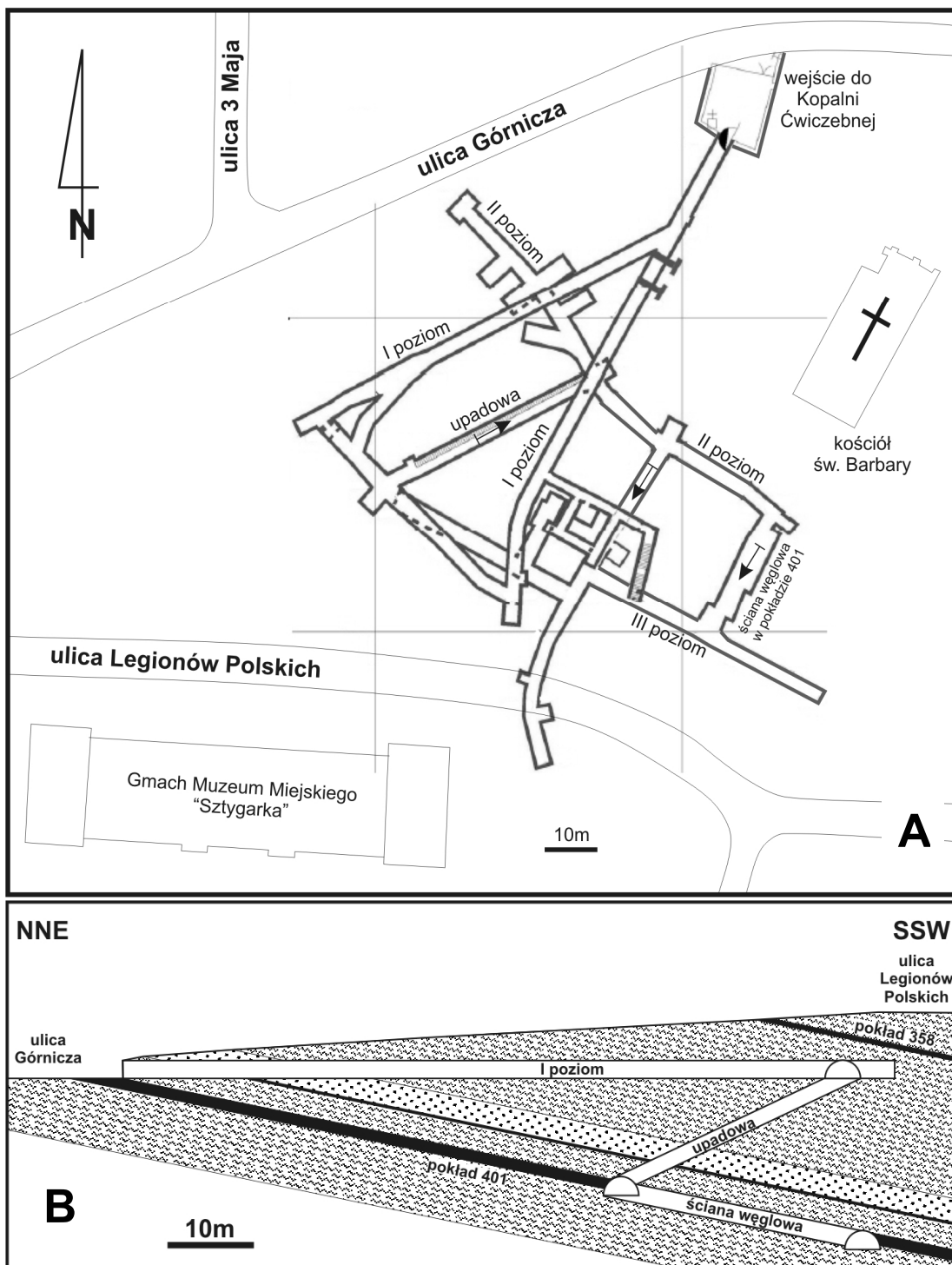
do ogrzewania budynków szkolnych. Praktyki górnicze organizowane były do roku 1994. W późniejszym okresie, wskutek unieruchomienia urządzeń, Kopalnia częściowo była zalana wodą.



Ryc. 7. Ściana węglowa Kopalni Ćwiczebnej, założona w pokładzie 401 (fot. M. Wójcik, ze zbiorów Muzeum Miejskiego „Szttygarka”).

Kopalnia Ćwiczebna zlokalizowana jest w południowej części centrum Dąbrowy Górniczej obok kościoła św. Barbary przy ul. Górniczej (ryc. 3, 8A). Udostępnia dwa pokłady węgla kamiennego (401 i 402). Eksploatowany w Kopalni pokład 401 ma miąższość około 80 cm i zapada pod kątem 10° na SSW (ryc. 8B). Występuje on w obrębie mułowców i ilowców miejscami z wkładkami pias-

kowców, należących do warstw załęskich (westfal A; seria mułowcowa facji limnicznej; patrz ryc. 4). Pokład 401, z uwagi na niezbyt dużą miąższość, nie był przedmiotem intensywnej eksploatacji



Ryc. 8. A. Plan wyrobisk górniczych Kopalni Ćwiczebnej w Dąbrowie Górniczej; B. Przekrój geologiczny między ulicami: Górniczą i Legionów Polskich z zaznaczeniem wyrobisk górniczych. Objaśnienia szrafur na ryc. 4.

w Dąbrowie Górniczej. Przede wszystkim eksploatowano, leżący około 200 metrów poniżej, pokład 510 (Reden), którego miąższość w tej części GZW dochodziła do 16 metrów. Wydobycie węgla z tego pokładu prowadzono na początku odkrywkowo, a następnie głębinowo na terenie obecnego centrum miasta (dzielnice: Reden, Łabędzka). Przedmiotem eksploatacji był również pokład 405 i 409 (należące do warstw rudzkich – namur C; patrz ryc. 4).

Obecny układ wyrobisk górniczych Kopalni Ćwicznej odbiega od pierwotnego. Na przestrzeni lat, w miarę rozwoju przemysłu górniczego, zmieniły się plany wykorzystania kopalni. W latach 60. XX w. narodził się pomysł poszerzenia układu wyrobisk, łącznie z wybudowaniem osobnego szybu. Zamierzeń tych jednak nie udało się zrealizować. W chwili obecnej, po likwidacji licznych zakładów górniczych (w tym ostatniej kopalni węgla kamiennego na terenie Dąbrowy Górniczej – kopalni „Paryż”), tylko Kopalnia Ćwiczna pozostaje prawdziwym dokumentem świadczącym o rozwoju górnictwa w Zagłębiu Dąbrowskim. Jest to także ostatni kompletny zestaw wyrobisk podziemnych, które zostały niszczonej, destrukcyjnej działalności różnego rodzaju organów, likwidujących kopalnie zgodnie z obowiązującymi przepisami.

Kopalnia Ćwiczna od dnia 2 stycznia 2010 r. została udostępniona dla zwiedzających, jako część Muzeum Miejskiego „Szttygarka” (ryc. 6B). W sumie długość trasy wynosi około 650 m, przy różnicy poziomów 16 m. W wyrobiskach górniczych są prezentowane różnego rodzaju maszyny górnicze. W dalszych planach przebudowy Kopalni Ćwicznej ujęto także budowę szybu, który spełniałby funkcje transportowe oraz dodatkowo wentylacyjne. W planach Muzeum Miejskiego „Szttygarka” jest także przystosowanie Kopalni Ćwicznej do ruchu turystycznego, aby następowała jak najmniejsza ingerencja w naturalną substancję obiektu. Zachowanie naturalnych warunków panujących w wyrobiskach górniczych jest atrakcją samą w sobie. Dlatego też zabiegi przystosowujące podziemną trasę turystyczną do wymogów bezpieczeństwa zostały ograniczone do niezbędnego minimum. Nie eliminowano zupełnie takich zjawisk naturalnych jak m.in. wycieki wody. Dalsze plany związane z rozbudową Kopalni Ćwicznej dotyczą także rejonu wejścia z powierzchni terenu do wyrobisk. Pomieszczenia, które istnieją tutaj obecnie wymagają gruntownego remontu i rozbudowy. Planowane jest wykonanie, między innymi: szatni dla zwiedzających, zaplecza sanitarnego, a także sali audiowizualnej, która będzie wykorzystywana do lekcji i wykładów oraz ewentualne zaplecza gastronomicznego.

## Analiza tafonomiczna amonitów z oksfordu okolic Krakowa

AGATA JURKOWSKA, BOGUSŁAW KOŁODZIEJ

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
e-mail: agata.jurkowska@uj.edu.pl

Analiza tafonomiczna amonitów z dolnego i środkowego oksfordu z trzech stanowisk w rejonie Krakowa (Młynka, Podłęże, Zalas) pozwoliła na wyróżnienie pięciu tafofacji: (I) margle glaukonitowe, (II) płytowe i uławiczone wapienie peloidalne, (III) wapienie gąbkowo-mikrobiałne, (IV) nodularne wapienie gąbkowo-mikrobiałne, (V) szare margle. W tafofacji I (Podłęże) amonity występują w postaci osródek wewnętrznych z neomorficzną, kalcytową skorupą z relikdami jej pierwotnej struktury. Możliwe jednak, że przegrody były preferencyjnie rozpuszczane, a puste przestrzenie wypełniane przez sparytowy kalcyt. W tafofacjach III–V amonity zachowane są w postaci osródek wewnętrznych o skorupach zachowanych jako kalcytowy cement wypełniający pustki po rozpuszczonej muszli. W tafofacji II (Młynka) dominującym sposobem zachowania jest osródek zewnętrzny, jednak relikty skorupy są stosunkowo częste. Pozostałe cechy wykazujące zmienność w poszczególnych tafofacjach to stopień kompaktacji (najwyższy w tafofacji II) i inne deformacje, charakter osadu wypełniającego komory fragmentu, mikrodrażenia, inkrustacje, obecność lub brak rurki syfonalnej. Aptychy oraz okazy z zachowaną komorą mieszkalną we wszystkich tafofacjach są bardzo rzadkie.

Procesy syngedymantacyjne (np. fosfatacja) oraz wczesna i późna diagenetyka amonitów uwarunkowana była warunkami środowiska sedymentacji i/lub litologią osadów. Różnice w osadzie wypełniającym komory u amonitów z tafofacji II wskazują, że rozpuszczanie ścian wewnętrznych zwojów miało często miejsce już po całkowitym wypełnieniu osadem, natomiast przegrody mogły być rozpuszczane wcześniej. Obecność licznych amonitów w tafofacji V jest związana z kondensacją stratygraficzną i sedymentacyjną występującą na badanym obszarze w osadach dolnego oksfordu (Matyja i Tarkowski, 1981). Natomiast w szarych marglach występujących jako przeławiczenia w osadach tafofacji II amonity występują sporadycznie. Może to wskazywać na wzrost dostawy materiału ilastego lub syngedymantacyjne rozpuszczanie aragonitowych muszli przed ich wypełnieniem osadem (Wright i in., 2003). Puste komory (sporadycznie) oraz sparytowe wypełnienia komór można tłumaczyć epizodami szybkiego pogrzebania (wapienie detrytyczne w obrębie tafofacji II i III) lub szybką lityfikacją wapieni gąbkowo-mikrobiałnych (III–IV).

Rurki syfonalne (zarówno pokruszone i przemieszczone, jak i występujące w pierwotnej pozycji) są zachowane jedynie u amonitów z tafofacji I i II, prawie wyłącznie w przedstawicieli rodziny Opelellidae. Fosfatacja lejków przebiegała przy widocznym udziale organizmów mikrobiałnych. Proces ten był zapewne faworyzowany przez izolowane, słabo natlenione środowisko (lub mikrośrodowisko – muszla amonita), o obniżonym pH, sprzyjającym wytrącaniu się fosforanu wapnia (Briggs i in., 1993). Takie warunki w przypadku tafofacji I można wiązać z obecnością mikrobiałnych naskorupień. Lejki (pierwotnie przypuszczalnie spirytywane) stwierdzono jedynie w dwóch okazach reprezentujących rodzinę

## Perisphinctidae (tafocja II).

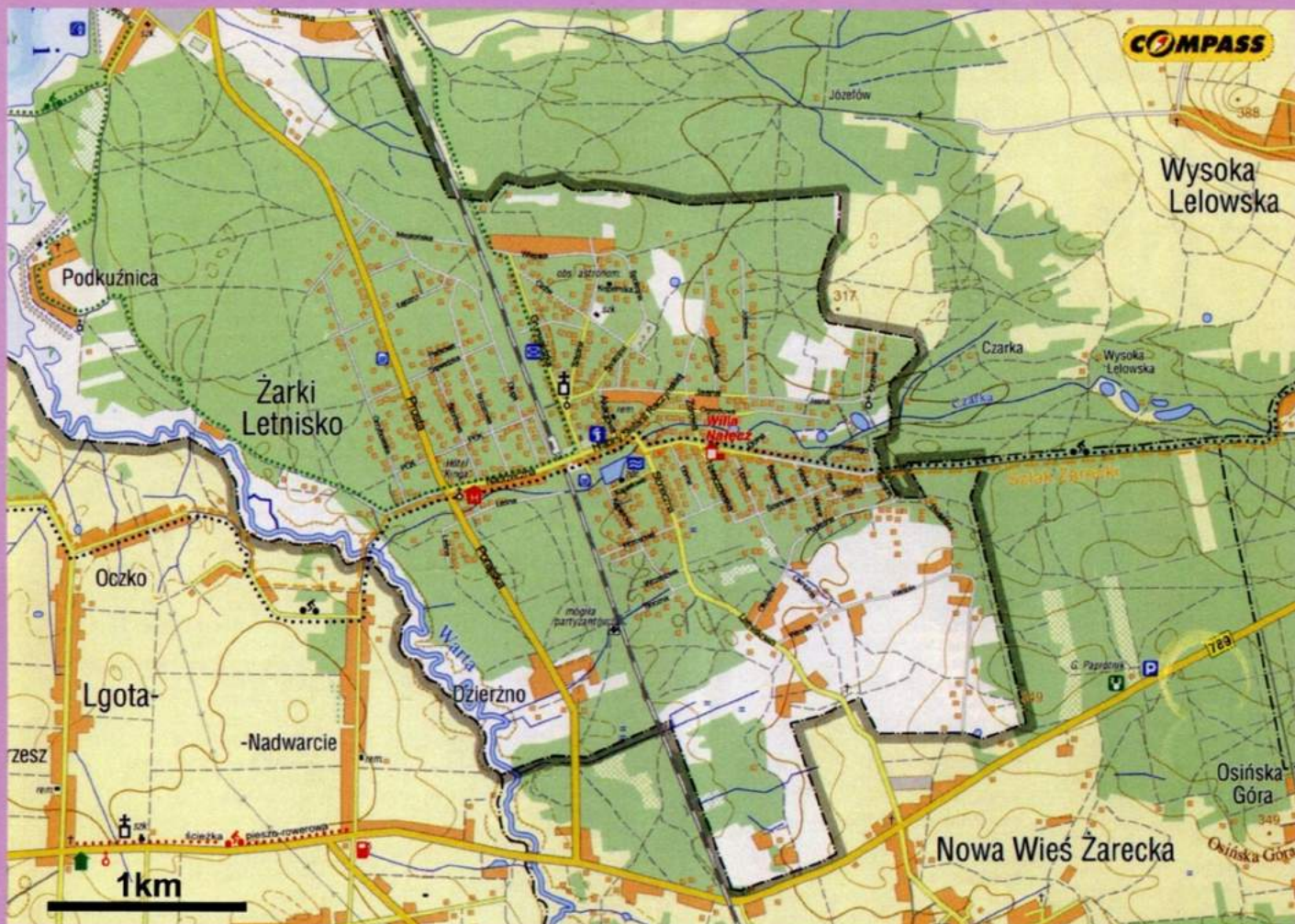
Analiza tafonomiczna, uwzględniająca obserwacje płytek cienkich, wskazuje, że amonity z oksfordu regionu krakowskiego, tradycyjnie określane jako ośrodki zewnętrzne i wewnętrzne wykazują bardziej złożony stan zachowania. Dalsze badania, uwzględniające okazy ze skondensowanych osadów późnego keloweju–najniższego (a lokalnie nawet środkowego; Hoffmann, 1983) oksfordu mogą pozwolić na wyróżnienie sekwencji tafonomicznych, wykorzystywanych ostatnio w stratygrafii sekwencyjnej (Courville i Collin, 2002).

## Literatura:

- Briggs, D.E.G., Kear, A.J., Martill, D.M. i Wilby, P.R. 1993. Phosphatization of soft-tissue in experiments and fossils. *Journal of Geological Society, London*, **150**: 1035–1038.
- Courville, P. i Collin, P.Y. 2002. Taphonomic sequences – A new tool for sequence stratigraphy. *Geology*, **30**: 511–514.
- Hoffmann, M. 1983. *Stratygrafia jury okolic Mirowa i Podłęża*. Archiwum ING UJ, Kraków.
- Matyja, B.A. i Tarkowski, R. 1981. Lower and Middle Oxfordian ammonite biostratigraphy at Zalas in the Cracow Upland. *Acta Geologica Polonica*, **31**: 1–13.
- Wright, P., Cherns, L. i Hodges, P. 2003. Missing molluscs: Field testing taphonomic loss in the Mesozoic through early large-scale aragonite dissolution. *Geology*, **31**: 211–214.



# Mapa okolic Żarek-Letniska



ISBN 978-83-61644-12-5