

**POLEO2013**  
**TYNIEC**





POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE  
INSTYTUT NAUK GEOLOGICZNYCH UNIWERSYTETU JAGIELLOŃSKIEGO

# Aktualizm i antyaktualizm w paleontologii

XXII KONFERENCJA NAUKOWA SEKCJI PALEONTOLOGICZNEJ POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

TYNIEC, 27–30 WRZEŚNIA 2013 R.

*Materiały konferencyjne*

**POLEO2013**  
**TYNIEC**

**PRZEWODNICZĄCY**

PROF. DR HAB. M. ADAM GASIŃSKI

**SEKRETARZ**

MGR AGATA JURKOWSKA

**KOMITET ORGANIZACYJNY**

MGR RAFAŁ DAMAZIAK

DR MARIUSZ KĘDZIERSKI

DR BOGUSŁAW KOŁODZIEJ

DR MICHAŁ STACHACZ

MGR WOJCIECH WRÓBLEWSKI

**ORGANIZATORZY**

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE  
INSTYTUT NAUK GEOLOGICZNYCH UNIWERSYTETU JAGIELLOŃSKIEGO

**REDAKCJA**

MARIUSZ KĘDZIERSKI, BOGUSŁAW KOŁODZIEJ

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE  
KRAKÓW 2013

ISBN 978-83-924869-2-3

Projekt okładki, logo konferencyjnego i zdjęcie na str. 3: Mariusz Kędzierski

Skład i łamanie: Mariusz Kędzierski

Zdjęcie na okładce: Mariusz Kędzierski

Zdjęcie na stronie tytułowej: Michał Stachacz

Druk: Drukarnia Delta, ul. W. Żeleńskiego 29, Kraków

Wzór sposobu cytowania:

Kowalski, J., 2013. Nowy amonit z oksfordu Tyńca. W: Kędzierski, M. i Kołodziej, B. (red.), *XXII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, „Aktualizm i antyaktualizm w paleontologii”, Tyniec, 27–30.09.2013, *Materiały Konferencyjne*, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków, s. 20–21.



Udostępniono na licencji CC-BY-NC-SA 3.0 Polska  
Polskie Towarzystwo Geologiczne



## SPIS TREŚCI

Tytułem wstępu ... 3

### Abstrakty

*Berkowski, B.* — Osobnicze bezdissepimentowe rugozy jako ofiary, gospodarze i epibionty. Kilka przykładów z dolnego dewonu Maroka ... **7**

*Bitner, M.A.* — Kenozoiczne ramienionogi Europy: zróżnicowanie i biogeografia ... **8**

*Bitner, M.A.* — Mikrostruktura muszli Terebratulida (Brachiopoda) ... **9**

*Chrząstek, A.* — Rekonstrukcja paleośrodowiska górnokredowych zlepieńców idzikowskich na podstawie skamieniałości śladowych (rów Nysy Kłodzkiej, Idzików) ... **10**

*Damaziak, R.* — Biostratygrafia i paleoekologia utworów granicznych kredy - paleocenu jednostki skolskiej Pogórza Przemyskiego ... **12**

*Filipiak, K. & Stachacz, M.* — Problem redeponowanej malakofauny w osadach sarmatu na przykładzie odsłonięcia w Zreczu Małym koło Chmielnika ... **13**

*Filipiak, P.* — Palinostratygrafia dolnego famenu z Ruskiego Brodu, Centralne Pole Dewońskie, Rosja ... **14**

*Gajos, A. & Malata, E.* — Żęby ryb w zespołach mikroskamieniałości z wybranych profili Karpat fliszowych ... **15**

*Gasiński, M.A., Uchman, A. & Wójcik-Tabol, P.* — Zakwaszenie wód oceanu jako przyczyna wymarcia otwornic planktonicznych na granicy mastrycht-paleocen: przykład z polskich Karpat ... **17**

*Gęgotek, J.* — Aktualizm i antyaktualizm Georgesa Cuviera (1769-1832) ... **18**

*Janiszewska, K. & Stolarski, J.* — Ontogeneza bazalnych koralowców w świetle promieni rentgena ... **19**

*Jerzykiewicz, T.* — Oazy Okawango i Sossuvlei (Afryka) jako aktualistyczne modele środowisk życia późnokredowych dinozaurów Pustyni Gobi (Mongolia) ... **20**

*Jurkowska, A., Świerczewska-Gładysz, E., Olszewska-Nejbert, D. & Dubicka, Z.* — Występowanie gąbki wapiennej *Porosphaera globularis* (Phillips, 1829) w osadach kampanu niecki miechowskiej (południowa Polska) i Mielnika (wschodnia Polska) ... **22**

*Kapturkiewicz, D. & Gadowska, K.* — Efektywność preparacji utworów drobnoziarnistych sekwencji turbidytowej metodami soli glauberskiej i ciekłego azotu oraz wpływ metody dezintegracji na stan zachowania otwornic ... **24**

*Kędzierski, M. & Leszczyński, S.* — Model paleogeograficzny basenu skolskiego pogranicza kampanu i mastrychtu na podstawie zmian w zespołach nannoskamieniałości ... **25**

*Kołodziej, B.* — Ewolucja raf ... **27**

*Kozłowska, A.* — Bogata fauna retiolitowa (Graptolithina) z Polski ... **29**

*Krawczyński, W.* — Małże fameńskie z Kamenki koło Zadońska (Centralne Pole Dewońskie, Rosja) ... **30**

*Król, J.* — Późnoeoceno-wczesnooligoceno biokonstrukcje koralowcowe basenu transylwańskiego (Rumunia): wstępne wyniki ... **31**

*Lach, R., Gale, L., Križnar, M. & Novak, M.* — Nagromadzenia enigmatycznych permskich liliowców z Dovje (Karawanki, północna Słowenia) ... **32**

*Muszer, J.* — Skamieniałości śladowe z formacji ze Szczawna okolic Wałbrzycha (Sudety Środkowe) – wstępne wyniki badań ... **34**

*Narkiewicz, K.* — Rewizja konodontowego gatunku *Icriodus orri* Klapper et Barrick i jego znaczenie dla biostratygrafii eiflu ... **36**

*Nowicki, J., Żylińska, A. & Kin, A.* — Zastosowanie metod statystycznych i graficznych w analizie zdeformowanych tektonicznie trylobitów z rodziny Ellipsocephalidae Matthew, 1887 z kambru Gór Świętokrzyskich ... **38**

*Olszewska-Nejbert, D., Świerczewska-Gładysz, E., Bąbel, M., Jacyszyn, A. & Bogucki, A.* — Unikatowe stanowisko gąbek cenomańskich na Podolu Pokuckim (zachodnia Ukraina) ... **40**

*Owoczek, K.* — Zmineralizowane biofilmy i inne ślady działalności mikroorganizmów w kościach dinozaurów z kotliny Nemegt (Pustynia Gobi, Mongolia) ... **42**

*Pacyna, G., Zdebska, D., Barbacka, M. & Ziaja, J.* — Ewolucja i sukcesja flor towarzyszących szczątkom kostnym i tropom dinozaurów w górnym triasie i dolnej jurze południowej Polski ... **44**

*Pisera, A. & Tabachnick, K.R.* – Gąbki z rodzaju *Laocoetis* Pomel, 1872 (Hexactinosida, Craticulariidae): żyjące skamieniałości? ... **46**

*Racki, G.* – Uniformitarianizm a katastrofizm – dwie odmienne wizje historii Ziemi? ... **47**

*Rakociński, M.* – Żelaziste mikrobiocenozy w fameńskich skondensowanych wapieniach głowonogowych z Gór Świętokrzyskich ... **49**

*Rakociński, M., Zatoń, M., Filipiak, P. & Krawczyński, W.* – Mikrokonchidy jako dominujące organizmy inkrustujące skalne podłoże: przykład z dolnego famenu Centralnego Dewońskiego Pola w Rosji ... **50**

*Rodríguez-Tovar, F.J., Stachacz, M., Uchman, M. & Pérez, M.R.* – Dolnoordowickie płytkomorskie skamieniałości śladowe z profilu Aldeaquemada, Sierra Morena, południowa Hiszpania ... **51**

*Salamon, K.* – Diagenезa kredowych koralowców *Scleractinia* z okolic Miechowa ... **52**

*Studencka, B.* – Małże Miodoborów: zapis zmian środowiska w Paratetydzie na granicy baden/sarmat ... **53**

*Surmik, D., Boczarowski, A., Pawlicki, R., Balin, K. & Szade, J.* – Multiinstrumentalna analiza jakości zapisu kopalnego na przykładzie szczątków gadów morskich środkowego triasu Śląska ... **55**

*Surmik, D. & Pelc, A.* – Gorąca krew pętkojaszczurów – gigantotermia u bazalnych Sauropterygia? ... **57**

*Szczepaniak, K.* – Współwystępowanie inkluzji jako źródło rekonstrukcji paleoekosystemu ... **59**

*Świerczewska-Gładysz, E.* – Gąbki z górnego turonu i dolnego koniakum niecki opolskiej – aktualny stan badań ... **61**

*Wojtasik, B.* – Utrwalone hipotezy naukowe w świetle nowych wyników badań, na przykładzie hipotezy przebiegu zdarzeń w szybkim okresie plejstocenu na obszarze Europy Środkowej i Arktyki ... **63**

*Woroncowa-Marcinowska, T.* – Powiązanie zjawiska progenezu u goniatytów Balviinae (Prionoceratidae) z globalnymi zdarzeniami w późnym famenie – wstępne wyniki badań ... **64**

*Wójcik, K.* – Biostratygrafia konodontowa pogranicza emsu i eiflu w Górach Świętokrzyskich ... **65**

*Zatoń, M., Rakociński, M., Filipiak, P. & Krawczyński, W.* – Unikatowy zapis wczesnofameńskiego ekosystemu pelagicznego w Górach Świętokrzyskich ... **66**

*Zdebska, D. & Pacyna, G.* – Niezwykłe paprocie drzewiaste z kredy Polski ... **67**

*Złonkiewicz, E.* – Skarby Prągowca ... **69**

*Żylińska, A. & Weidner, T.* – Egzotyczne trylobity z wyższego kambru Szwecji ... **71**

## Sesje terenowe

*Stachacz, M., Jurkowska, A. & Machaniec, E.* – Sesja terenowa A. Górna kreda niecki miechowskiej i miocen północnej części zapadliska przedkarpackiego ... **75**

*Kędziński, M., Kołodziej, B., Hoffmann, M., Machaniec, E., Stworzewicz, E. & Szulc, J.* – Sesja terenowa B. Budowa geologiczna i paleontologia regionu krakowskiego: dolny perm, środkowa i górna jura, górna kreda ... **89**

## TYTUŁEM WSTĘPU

*"W Tyńcu, w gospodzie "Pod Lutym Turem", należącej do opactwa, siedziało kilku ludzi, słuchając opowiadania wojaka bywalca, który z dalekich stron przybywszy, prawil im o przygodach, jakich na wojnie i w czasie podróży doznał. Człek był brodaty, w sile wieku, pleczysty, prawie ogromny, ale wychudły [...]. Tuż przy nim za stołem siedział młodzieńczyk o długich włosach i wesołym spojrzeniu [...]"*

Henryk Sienkiewicz, „Krzyżacy”, tom I, rozdział I

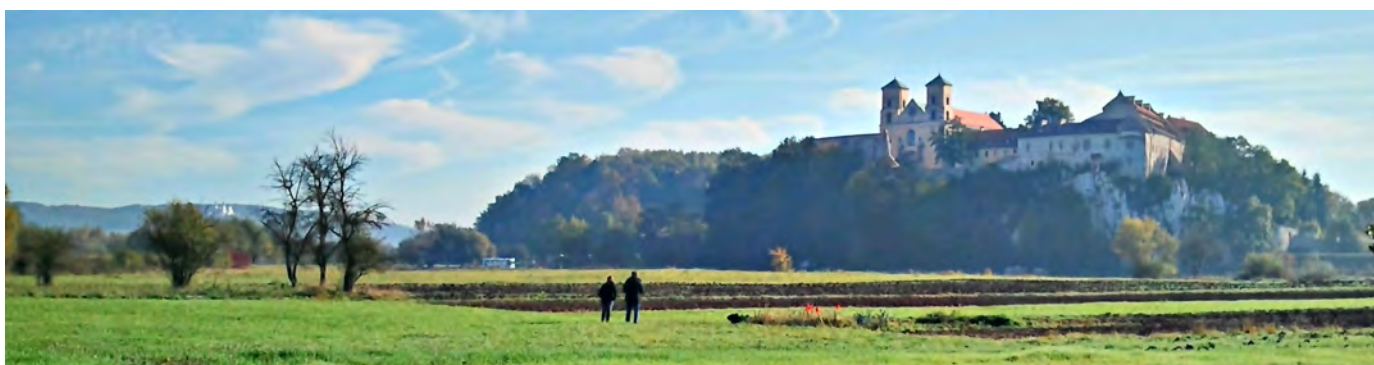
XXII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego odbywa się w malowniczym Tyńcu, znaczącym najbardziej na zachód wysunięte rubieże Krakowa. Od poprzedniej, krakowskiej edycji konferencji Sekcji Paleontologicznej PTG upłynęło 13 lat.

Hasłem bieżącej konferencji jest problematyka związana ze stosowaną często „w ciemno” zasadą aktualizmu, która wyrosła z uniformitarystycznego podejścia do procesów geologicznych głoszonego przez XIX-wiecznych naturalistów jako opozycja do katastrofizmu. Postęp nauki spowodował, że w początkach XXI w. coraz częściej zdajemy sobie sprawę z tego, że w historii Ziemi pojedyncze gatunki i całe biocenozy funkcjonowały w niepowtarzalnych konfiguracjach czynników biotycznych i abiotycznych, które mogły znacznie różnić się od współczesnych. Inaczej też niż w XIX w. należy rozumieć koncepcję katastrofizmu w ewolucji życia na Ziemi.

W obecnym spotkaniu uczestniczy blisko 50 osób z 16 instytucji. Zgłoszono 30 referatów i 14 posterów obejmujących zróżnicowaną tematykę badawczą oraz szeroki zakres wiekowy: od mikropaleontologii po ichnologię i historię paleontologii, od kambru po czwartorzęd. Część zgłoszonych prezentacji w bezpośredni sposób nawiązuje do hasła przewodniego konferencji. Mamy nadzieję, że prezentacje będą pomocne zarówno w zrozumieniu ograniczeń stosowania zasady uniformitaryzmu (uniformitarianizmu) w paleontologii i geologii, jak i w doszukiwaniu się we współczesnych ekosystemach i środowiskach sedymentacyjnych bliskich – mimo ograniczeń – analogii dla kopalnych przykładów. Godnym podkreślenia jest liczny, czynny udział młodych badaczy: doktorantów i studentów (a nawet licealistki), którzy są autorami bądź współautorami 17 prezentacji.

Dziękujemy: Polskiemu Towarzystwu Geologicznemu, Instytutowi Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego oraz Towarzystwu Doktorantów Uniwersytetu Jagiellońskiego za finansowe wsparcie konferencji, Urzędowi Miasta Krakowa za materiały promocyjne oraz Pani Elżbiecie Molendzie z Domu Gości Opactwa Benedyktynów w Tyńcu za pomoc w przygotowaniu konferencji.

*Komitet Organizacyjny*





Aktualizm i antyaktualizm w paleontologii

**ABSTRAKTY**

**P****LEO**  
**2013**  
**TYNIEC**



# Osobnicze bezdissepimentowe rugozy jako ofiary, gospodarze i epibionty. Kilka przykładów z dolnego dewonu Maroka

Błażej Berkowski

Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; e-mail: bbrk@amu.edu.pl



Małe osobnicze bezdissepimentowe koralowce *Rugosa*, występujące w głębszych partiach basenów sedymentacyjnych zaliczane są do tzw. fauny *Cyathaxonia sensu*: Hill (1938). Biocenozy, w których ta grupa skamieniałości stanowi istotny składnik są znane od ordowiku aż do końca paleozoiku. Zaprezentowane przykłady ścisłych relacji pomiędzy małymi bezdissepimentowymi koralowcami *Rugosa* oraz innymi grupami bezkręgowców pochodzą z ilasto-marglistych warstw emsu pokrywających tzw. kopce Kess-Kess na obszarze Hammar Laghdad we wschodnim Anty-Atlasie w Maroku (Berkowski, 2008, 2012). Spośród relacji *syn vivo*, w których swój udział mają osobnicze bezdissepimentowe rugozy najczęstsze są interakcje pomiędzy nimi i koloniami tabulatów oraz liliowcami (Berkowski & Klug, 2012). W przypadku interakcji z tabulatami zewnętrzne części szkieletów osobniczych koralowców *Rugosa* stanowią miejsce zasiedlania przez larwy tabulatów. Larwy te po zasiedleniu rozwijały się w kolonie masywne (*Crenulipora*), które z powodu agresji swoich osobników (polipów) doprowadzały do wyniszczenia i szybkiej śmierci polipy osobniczych rugozów. W przypadkach inkrustrujących auloporidów reakcje były neutralne (komensalizm). Z badanego obszaru nie są znane interakcje odwrotne, choć przykłady takie były notowane z innych miejsc na świecie (Sorauf & Kissling, 2012). W przypadku zasiedlania szkieletów rugozów przez liliowce interakcje pomiędzy nimi były neutralne. Natomiast osobnicze rugozy zasiedlające łodygi liliowców, będąc elementem obcym, były oblekane przez tkankę szkieletową liliowców i mogły egzystować na łodydze aż

do śmierci liliowca. Nie zagrażając bezpośrednio życiu liliowca, będąc wyżej, wykorzystywały silniejsze prądy przydenne bogatsze w nutrienty. Spośród tego typu biocenoz znane są zarówno pojedyncze osobniki rugozów zasiedlające fragmenty łodyg, jak i „gregaria” złożone z dwóch i więcej osobników. Omówione relacje pomiędzy w/w grupami organizmów nie są częste w zapisie kopalnymi i wskazują na nieobligatoryjne interakcje determinowane raczej przez trudne do zasiedlenia warunki środowiskowe (otaczający miękki osad i relatywnie niską hydrodynamikę) przez organizmy fixosesylnie *sensu*: Neuman (1988). Współczesne biocenozy z udziałem koralowców i liliowców współwystępujących ze sobą w ścisłych relacjach nie są znane.

## BIBLIOGRAFIA:

- Berkowski, B., 2008. *Palaeontographica Abteilung A*, 284: 17–68.  
Berkowski, B., 2012. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57: 391–400.  
Berkowski, B. & Klug, C., 2012. *Lethaia*, 45: 24–33.  
Hill, D., 1938. *A Monograph on the Carboniferous Rugose Corals of Scotland. Part 1.* Palaeontological Society of London, London. 67 pp.  
Neuman, B.E.E., 1988. *Lethaia*, 21: 97–114.  
Sorauf, J.E. & Kissling, D.L., 2012. *Geologica Belgica*, 15: 220–225.



Ramienionogi, w przeciwieństwie do paleozoiku, gdy dominowały wśród bentosu, stanowią dziś grupę reliktową (około 110 rodzajów i 380 gatunków). Ich znaczenie i różnicowanie malało stopniowo począwszy od mezozoiku. W przeciwieństwie do wielu innych grup bentosu, masowe wymieranie na granicy kreda/paleogen nie miało tak dużego wpływu na faunę ramienionogów, ponieważ wszystkie rzędy, rodziny i rodzaje znane z kredy mają swoich przedstawicieli w trzeciorzędzie, choć znacząco zmalało ich zróżnicowanie gatunkowe. Pierwsze post-mezozoiczne ramienionogi Europy są nieliczne i słabo poznane. Fauna pochodząca z najniższego paleocenu (danu) wykazuje ciągle duże podobieństwo do faun górno kredowych i zawiera nawet gatunki kredowe. Pojawiają się jednak nowe formy, jak nowy rodzaj i gatunek rhynchonellida *Basiliocostella kambueheli*.

W eocenie ramienionogi są już częste i zostały opisane z wielu obszarów wykazując duże podobieństwo na obszarze całej Europy, co wynika z sytuacji paleogeograficznej (wysoki poziom morza), sprzyjającej migracji fauny. Dominującą grupę stanowią mikromorficzne ramienionogi należące do rodziny Megathyrididae (*Argyrotheca*, *Megathiris*). Przedstawiciele krótkopętlowych terebratulidów, rhynchonellidów oraz thecideidów są reprezentowane przez nieliczne gatunki. Do gatunków o największym rozprzestrzenieniu należą jednak krótkopętlowe terebratulidy, *Gryphus kickxi* oraz *Terebratulina tenuistriata*. Choć na poziomie rodzin dominują te same grupy co w kredzie, podobnie jak wiele rodzajów jest tych samych, to eocenska fauna ramienionogów nie zawiera już żadnych gatunków kredowych. Jedynie dwa gatunki spośród występujących w eocenie, *Megathiris detruncata* i *Lacazella mediterranea*, znane są z dzisiejszych wód.

Fauna ramienionogów dolnooligocenских charakteryzuje znaczny spadek różnicowania gatunkowego. Jest to zapewne związane ze znaczącymi zmianami paleogeograficznymi, między innymi z początkiem formowania się Paratetydy oraz znacznym ochłodzeniem się klimatu we wczesnym oligocenie. Wiele gatunków wymiera, choć pojawiają się też nowe formy, ograniczone tylko do dolnego oligocenu, jak np. *Bronnothyris subradiata* czy *Rhynchonellopsis nysti*. W późnym oligocenie klimat staje się ponownie ciepły. Choć podobnie jak w eocenie dominują przedstawiciele rodziny Megathyrididae, reprezentowane są już przez inne gatunki, z wyjątkiem *M. detruncata*, znanego również z eocenu. Skład taksonomiczny nie tylko na poziomie rodzajowym, ale także gatunkowym, jest niezwykle podobny do zespołów ramienionogów mioceńskich. Po raz pierwszy pojawiają się *Terebratulina re-tusa* oraz *Megerlia truncata*, żyjące również dziś.

Fauna ramienionogów mioceńskich jest już bardzo podobna do faun współczesnych. Podobnie jak wśród paleogeńskich zespołów dominują megathyridy (*Megathiris*, *Argyrotheca*, *Joania*). Gatunek *Megerlia truncata*, rzadki w górnym oligocenie, w miocenie należy do form najliczniejszych. Oprócz rodzajów znanych już z oligocenu, częste są lingulidy (*Lingula*) i discinidy (*Discinisca*, *Discradisca*) oraz mikromorficzne rhynchonellidy z rodzaju *Cryptopora*. Pojawia się też po raz pierwszy *Platidia anomioides*. Pomimo dużych zmian paleogeograficznych, wynikających z powstania dwóch nowych basenów, tj. Morza Śródziemnego na południu oraz Paratetydy na północy, fauna ramienionogów jest w obydwu obszarach niezwykle podobna, wskazując na istnienie, przynajmniej okresowo, dobrej komunikacji między nimi. Brak thecideida *Lacazella mediterranea* w Paratetydzie wyraźnie wynika ze zbyt chłodnego klimatu – *Lacazella* preferuje warunki subtropikalne do tropikalnych.

W pliocenie Paratetyda przestaje istnieć, a w Europie możemy wyróżnić dwie odrębne prowincje biogeograficzne: chłodną prowincję Morza Północnego oraz ciepłą prowincję śródziemnomorską. W prowincji śródziemnomorskiej występują te same gatunki, co notowane już w miocenie, czy nawet oligocenie, choć niektóre grupy zanikają, jak np. bezzawiasowe lingulidy i discinidy, w miocenie znane z wielu wystąpień. Pojawiają się jednak nowe formy, jak rhynchonellid *Aphelisia bipartita* czy terebratulidy *Ceramisia meneghiniana* i *Megerlia eusticta*, które wraz z końcem pliocenu wymierają. Pojawiają się też formy głębokowodne (*Dallina*, *Fallax*, *Maccandrevia*), które przywędrowały z Atlantyku, gdzie żyją do dziś; nie przeżyły one jednak w Morzu Śródziemnym.

Prowincja północna, mając wiele gatunków wspólnych z prowincją śródziemnomorską, wykazuje również znaczące różnice. Rodzaj *Glottidia* (przedstawiciel bezzawiasowych lingulidów) występuje jedynie w prowincji północnej, podobnie jak gatunek *Hemithiris psittacea* (Rhynchonellida) znany dziś z Atlantyku. Krótkopętlowe terebratulidy charakterystyczne dla tej prowincji to duże, gładkie formy z rodzaju *Pliothyryna* i *Apletosia*.

Dziś w Morzu Śródziemnym występuje 14 gatunków ramienionogów, z których 12 znanych jest już z utworów trzeciorzędowych. Podobnie jak w całym kenozoiku dominującą grupę stanowią megathyridy, a rhynchonellidy i thecideidy są bardzo rzadkie.



# Mikrostruktura muszli Terebratulida (Brachiopoda)

M. A. Bitner

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



Mikrostruktura muszli ramienionogów, a zwłaszcza możliwość jej wykorzystania w badaniach taksonomicznych i filogenetycznych, jest od dawna przedmiotem badań. Systematycznych opracowań doczekały się jednak tylko Rhynchonellida oraz Thecideida.

Przedmiotem moich badań była mikrostruktura muszli kopalnych i współczesnych przedstawicieli czterech nadrodzin rzędu Terebratulida: Terebratuloidea, Dyscolioidea, Cancellothyridoidea i Platidioidea. Badania te przeprowadzono w oparciu o 43 gatunki należące do 27 rodzajów. Różnice w mikrostrukturze dotyczą liczby warstw, ich grubości, oraz rozmiaru włókien i porów.

Terebratulidy, podobnie jak wszystkie ramienionogi zwiastowe posiadają muszlę zbudowaną z niskomagnezowego kalcytu, składającą się z dwóch lub trzech warstw mineralnych: mikrogranularnej warstwy pierwotnej, zwykle bardzo cienkiej, włóknistej warstwy wtórnej oraz trzeciej warstwy pryzmatycznej, zwykle dużo grubszej niż dwie pozostałe, i występującej tylko u niektórych rodzajów. Muszla terebratulidów przebita jest kanałami, zwanymi porami, do których wnikają wypustki płaszczka.

Nadrodzina Terebratuloidea to grupa ramienionogów o gładkich muszlach posiadających krótką pętlę. Mikrostruktura została zbadana u 10 rodzajów: *Terebratula*, *Acrobrochus*, *Liothyrella*, *Gurlarnella*, *Gryphus*, *Dallithyris*, *Kanakythyris*, *Stenosarina*, *Concinnithyris* i *Meznericsia*. Muszla zbudowana z trzech warstw, z których dwie, pierwotna i wtórna, są cienkie, natomiast trzecia warstwa pryzmatyczna jest dużo grubsza, występuje u wszystkich tych rodzajów z wyjątkiem *Terebratula* i *Gurlarnella*. U tych dwóch rodzajów warstwa trzecia się nie jest wykształcona, a warstwa wtórna jest warstwą dominującą.

Nadrodzina Dyscolioidea charakteryzuje się gładką lub de-

likatnie żebrowaną muszlą z bardzo krótką pętlą o zaokrąglonym i wypukłym w kierunku przednim *transverse band*. Obserwacje mikrostruktury przeprowadzono u sześciu rodzajów: *Dyscolia*, *Abyssothyris*, *Xenobrochus*, *Securithyris*, *Linguithyris* i *Ceramisia*. Obecność trzeciej warstwy stwierdzono u pięciu z badanych rodzajów; *Ceramisia* posiada jedynie dwie warstwy. Z wyjątkiem *Dyscolia* wszystkie badane rodzaje charakteryzują się cienką muszlą z bardzo cienkimi warstwami pierwotną i wtórnią oraz bardzo grubą warstwą pryzmatyczną.

Nadrodzina Cancellothyridoidea to ramienionogi o małych rozmiarach, silnie żebrowane, posiadające krótką pętlę, której wyrostki kruralne u niektórych przedstawicieli są zrosnięte tworząc tzw. pierścień. Mikrostrukturę badano u pięciu rodzajów: *Terebratulina*, *Gyrosoria*, *Disculina*, *Rugia* i *Eucalathis*. Wszystkie one charakteryzują się muszlą zbudowaną z dwóch warstw, z pierwotnej i wtórnej, gdzie drobnokrystaliczna warstwa pierwotna jest dwa razy grubsza na żebrach niż między nimi.

Nadrodzina Platidioidea to ramienionogi o małych i bardzo małych rozmiarach, z dużym otworem nóżkowym i pętlą podpartą przez septum. Mikrostruktura badana była u sześciu rodzajów: *Platidia*, *Annuloplatidia*, *Amphithyris*, *Phaneropora*, *Leptothyrella* i *Scumulus*. Muszla zbudowana jest u nich z dwóch warstw i charakteryzuje się szerokimi porami oraz dużymi rozmiarami włókien warstwy wtórnej.

Badania te wykazały, iż mikrostruktura muszli u badanych czterech nadrodzin ramienionogów, choć podobna w większości wypadków, to wykazuje jednak pewne cechy specyficzne dla poszczególnych grup, co pozwala na jej użycie jako dodatkowego kryterium przy określaniu pozycji systematycznej na poziomie nadrodzin.

# Rekonstrukcja paleośrodowiska górnokredowych zlepieńców idzikowskich na podstawie skamieniałości śladowych (rów Nysy Kłodzkiej, Idzików)

Alina Chrzastek

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław;  
e-mail: alina.chrzastek@ing.uni.wroc.pl

W górnokredowych zlepieńcach idzikowskich (cf. Wroński 1981; górne warstwy idzikowskie; koniak - ?santon) w rowie Nysy Kłodzkiej (Idzików), znaleziono bogaty zespół skamieniałości śladowych: *Arenicolites* isp., *Asterosoma* isp., *Conichnus conicus*, *Curvolithus simplex*, *Diplocraterion habichi*, *D. parallelum*, *Diplocraterion* isp., *Gyrochorte* isp., ?*Macanopsis* isp., *Ophiomorpha nodosa*, *Ophiomorpha* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Rhizocorallium* isp., ?*Rhizocorallium* isp., *Skolithos linearis*, ?*Taenidium* isp., *Thalassinoides suevicus*, ?*Thalassinoides* isp., ?*Zoophycos* isp. (Fig. 1). Stwierdzono także, nieoznaczalne, liczne ślady, prawdopodobnie skorupiaków. Znalezione skamieniałości śladowe, pod względem etologicznym należą do różnych kategorii. Przeważają domichnia, domichnia/fodinichnia lub fodinichnia, natomiast repichnia i pascichnia są rzadko spotykane.

Rów Nysy Kłodzkiej należy do najmłodszych jednostek tektonicznych w Sudetach, jego rozwój nastąpił z początkiem koniak (Don & Don, 1960; Wojewoda, 1997; Don & Gotowała, 2008). Wypełniony jest utworami górnej kredy, wieku od późnego cenomanu do ?santonu, które łączą się z ekwiwalentnymi utworami synklinorium śródsudeckiego. Miąższość utworów górnej kredy w rowie Nysy Kłodzkiej, wykształconej jako mułowce, wapień piaszczyste, spongiolity oraz piaskowce i zlepieńce, wynosi około 350 m (Wojewoda, 1997; Don & Wojewoda, 2005; Don & Gotowała, 2008). Facja, tzw. piaskowców ciosowych pojawia się trzykrotnie w rowie Nysy Kłodzkiej, w późnym cenomanie oraz w środkowym i późnym turonie. Są to np., środkowoturońskie piaskowce z Bystrzycy i Długopola, stanowiące ekwiwalent piaskowców Progu Radkowa z synklinorium śródsudeckiego. Najmłodsze osady w rowie Nysy Kłodzkiej, tzw. górne warstwy z Idzikowa, wykształcone jako piaskowce i zlepieńce o miąższości 85 m, należą do koniak i ?santonu (Wojewoda, 2004). Poniżej występują, zaliczone do koniak, dolne warstwy idzikowskie (osady piaszczysto - mułowcowe) o miąższości dochodzącej do 600 m (Don & Don, 1960; Jerzykiewicz, 1971). Górne warstwy idzikowskie były badane przez Jerzykiewicza (1971), który opisywał raki *Protocallianassa antiqua* z okolic Idzikowa oraz Wojewodę i Raczyńskiego (1997), którzy stwierdzili w kamieniołomie w Idzikowie *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Skolithos* oraz ślady ucieczek i koprolity.

Piaskowce z wkładkami zlepieńców oraz piaskowce zlepieńcowate górnych warstw idzikowskich (cf. Wroński, 1981) odsłaniają się w głównym kamieniołomie, na ścianach o wysokości 8-12 m. W spągu profilu w piaskowcach, stwierdzono skamieniałości śladowe *Curvolithus simplex* oraz *Gyrochorte* isp. Powyżej, zaobserwowano bogaty taksonomicznie zespół, w skład którego wchodzi *Asterosoma* isp., ?*Macanopsis* isp., *Ophiomorpha nodosa*, *Ophiomorpha* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Rhizocorallium* isp., ?*Rhizocorallium* isp., ?*Taenidium* isp., *Thalassinoides suevicus*, ?*Thalassinoides* isp. i ?*Zoophycos* isp. Zespół skamieniałości śladowych jest bardzo ciekawy pod względem ichnotaksonomicznym. Występują także liczne, rzadko spotykane ślady najprawdopodobniej skorupiaków, część z nich nieoznaczalna. Wyżej przeważają *Arenicolites* isp., *Conichnus conicus*, *Diplocraterion habichi*, *D. parallelum*, *Diplocraterion* isp. oraz *Skolithos linearis*. Stwierdzono także struktury ucieczkowe (fugichnia) oraz liczne koprolity. Utwory te, występujące powyżej piaskowców ze skamieniałościami *Curvolithus simplex* i *Gyrochorte* isp., można określić jako tempestyty. Wojewoda i Raczyński (1997) stwierdzili w tej części profilu warstwowania kopułowe HCS. Powyżej, w zlepieńcach i piaskowcach zlepieńcowatych, występują *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., natomiast w stropie profilu odsłoniętego w Idzikowie dominują



Fig. 1. A – *Asterosoma* isp., B – ?*Rhizocorallium* isp., C – *Skolithos linearis*, D – Komora skorupiaaka, ?*Thalassinoides* isp.



*Ophiomorpha nodosa* i *Ophiomorpha* isp. Wojewoda i Raczyński (1997) opisują w zlepieńcach warstwowania przekątne i żyrowe ripplemarki falowe, a piaskowce zlepieńcowate interpretują jako osad przybrzeżnych nasypów typu rew.

Znalezione w odsłonięciu w Idzikowie skamieniałości śladowe należą do ichtnofacji *Skolithos* oraz ichtnofacji *Cruziana*, które charakterystyczne są dla płytkomorskich osadów (Frey & Seilacher, 1980; MacEachern et al., 2007, 2012; Buatois & Mángano, 2011). Skamieniałości śladowe odsłonięte w najniższej części profilu reprezentowałyby ichtnofację *Cruziana*. Powyższy zespół wskazywałby na dystalne dolne przybrzeże (*distal lower shoreface*) oraz górne odrzeże (*upper offshore*). Według zintegrowanego modelu ichtnologiczno-sedymentologicznego (Pemberton et al., 2012), dolne przybrzeże dzielone jest na proksymalne, położone powyżej podstawy falowania i reprezentowane przez dystalną ichtnofację *Skolithos* oraz dystalne, położone poniżej podstawy falowania, charakteryzowane przez proksymalną ichtnofację *Cruziana*. Dla górnego odrzeża typowa jest ichtnofacja *Cruziana* (*archetypal Cruziana ichtnofacies*).

Według Pemberton et al. (2012) *Gyrochorte* isp. typowe jest dla odrzeża i dystalnego dolnego przybrzeża, natomiast *Curvolithus simplex* charakterystyczny jest dla górnego odrzeża (Buatois & Mángano, 2011). Na podstawie skamieniałości śladowych można stwierdzić, że prawdopodobnie najniższa część profilu odsłoniętego w Idzikowie powstawała w środowisku górnego odrzeża po dystalne dolne przybrzeże (*archetypal – proximal Cruziana ichtnofacies*). Wojewoda (inf. ustna) interpretuje te utwory jako osad przybrzeżnych nasypów.

Występujące powyżej w profilu *Asterosoma* isp., *Ophiomorpha nodosa*, *Ophiomorpha* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Thalassinoides* isp., *Rhizocorallium* isp., ?*Rhizocorallium* isp., ?*Taenidium* isp. i ?*Zoophycos* isp., są charakterystyczne dla dystalnego dolnego przybrzeża (Pemberton et al., 2001, 2012; Buatois & Mángano, 2011). Część skamieniałości śladowych może występować także w górnym odrzeżu (Pemberton et al., 2001; 2012). Według modeli ichtnologicznych, *Thalassinoides* jest wskaźnikowy dla dolnego przybrzeża – górnego odrzeża (Pemberton et al., 2001, 2012). Bann i Fielding (2004) oraz Bann et al. (2004) wymieniają *Asterosoma*, *Palaeophycus*, *Rhizocorallium*, *Taenidium*, *Thalassinoides*, *Zoophycos* ze środowiska dolnego przybrzeża/górnego odrzeża. Na podstawie skamieniałości śladowych można stwierdzić, że niższa część profilu, bardzo bogata w skamieniałości śladowe, mogła powstawać w środowisku dolnego przybrzeża/górnego odrzeża, między normalną a sztormową podstawą falowania, dla którego typowa jest ichtnofacja *Cruziana* (*archetypal – proximal Cruziana ichtnofacies*).

Skamieniałości śladowe, które występują powyżej w profilu, *Arenicolites* isp., *Conichnus conicus*, *Diplocraterion habichi*, *D. parallelum*, *Diplocraterion* isp., *Skolithos linearis* wskazują na proksymalne dolne przybrzeże (*proximal lower shoreface*), które charakteryzuje dystalna ichtnofacja *Skolithos* (*distal Skolithos ichtnofacies*) oraz środkowe przybrzeże (*middle shoreface*), dla którego typowa jest ichtnofacja *Skolithos* (*archetypal Skolithos ichtnofacies*) (Bann & Fielding, 2004). *Arenicolites*, *Conichnus*, *Diplocraterion*, *Ophiomorpha*, *Skolithos* dominują w środkowym przybrzeżu (Pemberton et al., 2001, 2012). Dla środkowego przybrzeża charakterystyczne są również struktury ucieczkowe (Buatois & Mángano, 2011).

Reasumując, występujące w dolnej części odsłonięcia tempestyty powstawałyby w środowisku górnego odrzeża po środkowe przybrzeże.

W leżących powyżej piaskowcach zlepieńcowatych oraz zlepieńcach dominowały *Ophiomorpha nodosa* i *Ophiomorpha* isp., natomiast *Arenicolites* isp. oraz *Diplocraterion* isp. były rzadziej spotykane. Według Pemberton et al. (2012) *Ophiomorpha* występuje od górnego odrzeża po górne przybrzeże, przy czym jest typowa dla środkowego przybrzeża. Może występować także na plaży zewnętrznej (*foreshore*) (Curran, 1985; Pemberton et al., 2001; 2012; Buatois & Mángano, 2011; Mayoral et al., 2013).

*Arenicolites* i *Diplocraterion* są charakterystyczne dla środkowego i górnego przybrzeża (Bann & Fielding, 2004), ale opisywane są także z niskoenergetycznego środowiska (plaży zewnętrznej – fore-

shore) (Pemberton et al., 2001, 2012). Najbardziej prawdopodobne środowisko sedymentacji dla opisywanej części profilu to środkowe przybrzeże po plażę zewnętrzną (*archetypal Skolithos ichtnofacies*).

Reasumując zespół skamieniałości śladowych należy do ichtnofacji *Skolithos* (*distal Skolithos – archetypal Skolithos ichtnofacies*), która charakterystyczna jest dla płytkomorskiego środowiska o średniej lub wysokiej energii, powyżej podstawy falowania oraz do ichtnofacji *Cruziana* (*proximal Cruziana – archetypal Cruziana ichtnofacies*), charakterystycznej dla pełnomorskiego, niskoenergetycznego środowiska, pomiędzy normalną a sztormową podstawą falowania (MacEachern et al., 2012). Twórcami śladów były głównie organizmy zawieszonożerne (ichtnofacja *Skolithos*) oraz zawieszonożerne i osadożerne (ichtnofacja *Cruziana*) (porównaj Pemberton et al., 2001; 2012). Od spągu do stropu obserwujemy przejście od środowiska górnego odrzeża/dystalnego dolnego przybrzeża do środowiska proksymalnego dolnego przybrzeża/środkowego przybrzeża, a następnie górnego przybrzeża oraz plaży zewnętrznej. Rekonstrukcja środowiska sedymentacji na podstawie skamieniałości śladowych potwierdza interpretację sedymentologiczną Wojewody i Raczyńskiego (1997). Wojewoda (informacja ustna), dwukrotnie w profilu stwierdził zespół facji typowych dla płytkiej strefy przybrzeżnej (tempestyty przejściowe i proksymalne, nasypy piaszczyste typu rew, strefę zmywu, plażę wewnętrzną) oraz w najwyższej części profilu deltę. Badania ichtnologiczne, oparte na wielu nowych, nieznanych do tej pory ichtnotaksonach pozwoliły na uściślenie warunków sedymentacji i rekonstrukcji paleośrodowiska podczas depozycji górnych warstw idzikowskich.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Bann, K. L. & Fielding, C. R., 2004. W: McIlroy, D. (ed.), Geological Society, Special Publication, 228: 273–310.
- Bann, K. L. et al., 2004. W: McIlroy, D. (ed.), Geological Society, Special Publication, 228: 179–211.
- Buatois, L. A. & Mángano, M. G., 2011. Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press.
- Curran, H. A., 1985. W: Curran, H. A. (ed.), SEPM, Special Publication, 35: 261–276.
- Don, B. & Don, J., 1960. Acta Geologica Polonica, 10: 71–106.
- Don, J. & Gotowała, R., 2008. Geologica Sudetica, 40: 51–63.
- Don, J. & Wojewoda, J., 2005. Przegląd Geologiczny, 53: 212–221.
- Frey, R. W. & Seilacher, A., 1980. Lethaia, 13: 183–207.
- Jerzykiewicz, T., 1971. Acta Geologica Polonica, 21: 165–199.
- MacEachern, J. A. et al., 2007. W: Miller, III, W. (ed.), Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects: 52–77, Elsevier.
- MacEachern, J. A. et al., 2012. W: Knaust, D. & Bromley, R. G. (eds.), Developments in Sedimentology, 64: 103–138, Elsevier.
- Mayoral, E. et al., 2013. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 381–382: 47–66.
- Pemberton, S. G. et al., 2001. Geological Association of Canada, Short Course Notes, St. John's, Newfoundland, 15.
- Pemberton, S. G. et al., 2012. W: Knaust, D. & Bromley, R. G. (ed.), Developments in Sedimentology, 64: 563–603, Elsevier.
- Wojewoda, J., 1997. W: Wojewoda, J. (ed.), Obszary źródłowe. Zapis w osadach. VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów, 26-28.09.1997 Lewin Kłodzki, 81–96.
- Wojewoda, J., 2004. W: Muszer, J. (ed.), Zapis paleontologiczny jako wskaźnik paleośrodowisk. XIX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG, 16-18.09.2004, Wrocław, 95–96.
- Wojewoda, J. & Raczyński, P., 1997. W: Wojewoda, J. (ed.), Obszary źródłowe: zapis w osadach. VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Lewin Kłodzki 26-28.09.1997, 125–128.
- Wroński, J. 1981. Szczegółowa mapa Sudetów, arkusz Bystrzyca Kłodzka. Państwowy Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

# Biostratygrafia i paleoekologia utworów granicznych kreda–paleogenu jednostki skolskiej Pogórza Przemyskiego



Rafał Damaziak

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
e-mail: rafal.damaziak@gmail.com

Badane zagadnienie obejmuje jedno z największych i najbardziej znaczących wymierań w dziejach Ziemi – wymieranie na granicy kreda–paleogen. Granica ta została precyzyjnie wyznaczona w wielu miejscach na świecie jak w El Kef, Tunezja (Keller et al., 1995), w Pirenejach (Apellaniz et al., 1997), w Caravaca, Hiszpania (Kaiho & Lamolda, 1999) i w wielu innych lokalizacjach w oparciu o wyniki analiz mikropaleontologicznych występowania otwornic planktonicznych oraz bentonicznych, a także nanoplanktonu wapiennego, małżoraczków, brudnic, pyłków i sporów roślin w osadach głębokomorskich. Najbardziej znaczące okazały się otwornice planktoniczne i bentoniczne, które także zostały zidentyfikowane w jednostce skolskiej rejonu Rzeszowa (Gasiński & Uchman, 2009, 2011). Na podstawie bardzo dobrze zachowanych oraz zróżnicowanych gatunkowo otwornic planktonicznych i bentonicznych zawężono interwał występowania granicy kreda–paleogen do miąższości 40 cm. Inne prowadzone badania w tym zakresie w Europie środkowej pozwoliły zawęzić położenie granicy kreda–paleogen na Morawach do około 1 metra w oparciu o otwornice, dinocysty, radiolarie i nanoplankton wapienny (Bubik et al., 1999, 2002), natomiast na podstawie otwornic i nanoplanktonu wapiennego w Rumunii do kilkudziesięciu metrów (Melinte, 1999; Chira et al., 2009).

Krótką historią badań biostratygraficznych jednostki skolskiej jednoznacznie wskazuje na jej wysoki potencjał badawczy. Daje możliwości przedstawienia pierwszych kompleksowych analiz mikrofauny otwornicowej, zaproponowanie lokalnej zonacji biostratygraficznej, przeprowadzenie analizy paleośrodowiskowej, jak i wykonanie korelacji z sąsiadującymi basenami. Jednym z najbardziej nowatorskich aspektów prowadzonych badań jest analiza lateralnej zmienności zespołów otwornicowych w zależności od paleobatymetrii basenu skolskiego.

Prowadzone w regionie Pogórza Przemyskiego badania mają na celu precyzyjną identyfikację granicy kreda–paleogen jednostki skolskiej; wykonanie szczegółowej analizy mikropaleontologicznej w oparciu o zespoły otwornic planktonicznych i bentonicznych; przeprowadzenie analizy

paleoekologicznej i biostratygraficznej utworów granicy kreda–paleogen oraz interpretacje zmian środowiskowych i faunistycznych przed jak i po wymieraniu późnokredowym; wykazanie zastąpienia późnokredowych gatunków otwornic bentonicznych zespołami wczesnopaleogeńskimi; korelacje poziomów biostratygraficznych ze standardowymi poziomami oraz korelacje stratygraficzną jednostki skolskiej Pogórza Przemyskiego z sąsiadującymi basenami (wschodnia Lubelszczyzna, jednostka podśląska), a także korelacje oraz analizę paleoekologiczną z bardzo dobrze opracowanymi europejskimi odślonięciami we Włoszech, Hiszpanii, Czechach oraz Rumunii.

Maceracja i szlamowanie próbek prowadzona jest przy wykorzystaniu standardowej metody dezintegracji skały przy użyciu soli glauberskiej oraz nowej metody wykorzystującej ciekły azot (Remin et al., 2012), Nowa metoda pozwala znacznie zredukować czas dezintegracji próbki do dwóch godzin, nie uszkadzając przy tym delikatnych szkieletów otwornic.

## BIBLIOGRAFIA:

- Apellaniz, E. et al., 1997. Bulletin de la Societe geologique de France, 168: 783–193.  
Bubik, M. et al., 1999. Geologica Carpathica, 50: 33–48.  
Bubik, M. et al., 2002. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001: 18–22.  
Chira, C.M. et al., 2009. Berichte Geol. B., 78-RECCCE Workshop, Gams (25–28.04.2009), 8.  
Gasiński, M.A. & Uchman, A., 2009. Geologica Carpathica, 60: 283–294.  
Gasinski, M.A. & Uchman, A., 2011. Geologica Carpathica, 62: 333–343.  
Kaiho, K. & Lamolda, M.A., 1999. Geology, 27: 355–358.  
Keller, G. et al., 1995. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 119: 221–254.  
Melinte, M.C., 1999. Acta Palaeontologica Romaniae, 2: 269–273.  
Remin, Z. et al., 2012. Marine Micropaleontology, 86–87: 11–14.



# Problem redeponowanej malakofauny w osadach sarmatu na przykładzie odślonięcia w Zreczu Małym koło Chmielnika



Katarzyna Filipiak & Michał Stachacz

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
e-mail: katarzyna.filipiak@uj.edu.pl; michal.stachacz@uj.edu.pl

Wychodnie tzw. sarmatu detrytycznego (formacja z Chmielnika) tworzą nieciągły pas wychodni wzdłuż południowych stoków Gór Świętokrzyskich, od okolic Pińczowa na zachodzie po Sandomierz na wschodzie (Rutkowski, 1976). Skały są zróżnicowane, dominują wapienie organodetrytyczne o różnych frakcjach oraz piaski z przewarstwieniami żwirów, rzadziej zlepieńce złożone z dużych bloków wapieni i innych skał. Fauna o znaczeniu stratygraficznym, pochodząca z detrytycznych osadów sarmatu tego obszaru, była tematem wielu publikacji. Na podstawie tych badań detrytyczne osady środkowego miocenu zaliczono do sarmatu dolnego i uznano za nadkład sarmackich iłów krakowieckich. Wzajemny stosunek iłów krakowieckich do sarmatu detrytycznego nie został jednak do końca wyjaśniony.

Detrytyczne osady odsłaniające się pomiędzy Chmielnikiem a Staszowem zaliczone zostały przez Łuczowską (1964) głównie do poziomu *Anomalinoidea dividens*, czyli najniższego sarmatu. Skały te zawierają jednak dużą liczbę redeponowanych skamieniałości otwornic, malakofauny i krasnorostów badeńskich.

Czapowski i Studencka (1990) stwierdzili w rejonie Chmielnika dobrze zachowane skamieniałości mięczaków, uznanych przez nich za sarmackie. W skałach sarmatu detrytycznego zostały tu wydzielone dwa poziomy sarmatu: dolny, *Maetra eichwaldi* – *Plicatiforma praeplicata pseudoplicata* oraz górny, *Maetra eichwaldi* – *Plicatiforma plicata* (Studencka, 1999). Jednakże małże te występują również w skałach badenu (zob. Jakubowski & Studencka, 1996). Według Dudziaka i Łaptaś (1991) nanoplankton wapienny wskazuje natomiast, że detrytyczne utwory są wieku badeńskiego, a Radwański (1973) wyraził wątpliwość w obecność sarmatu w Polsce, traktując utwory sarmatu detrytycznego za osady najwyższego badenu.

W piaskach z przewarstwieniami żwirów w Zreczu Małym stwierdzono występowanie bardzo licznych ślimaków i małżów, a ponadto kolonie mszywiolów i zabradowane rodoidy. Ślimaki i małże cechują się bardzo różnym stanem zachowania, od połamanych i podrażonych fragmentów muszli, po muszle małżów o nierozłączonych skorupach i muszle z pierwotnym ubarwieniem. Wśród ślimaków najliczniej występuje *Granulolabium bicinctum*, którego muszle są zazwyczaj niezabradowane, rzadziej zabradowane w różnym stopniu. Wyjątkowo dobrze zachowane są okazy *Neritina picta*, których muszle cechuje zachowane pierwotne, wzorzyste ubarwienie. Ponadto stwierdzono następujące ślimaki o różnym stopniu zabradowania muszli: *Turritella* spp., *Ancilla* sp., *Conus* sp., ?*Turbo* sp., ?*Charonia* sp. i wiele innych gatunków, których dotychczas nie oznaczono. Wśród małżów, dobrym stanem zachowania wyróżniają się formy cienkoskorupowe: *Plicatiforma praeplicata*, który został stwierdzony z nierozłączonymi skorupami muszli i *Maetra eichwaldi* o niezabradowanej muszli. Ponadto stwierdzono w różnym stopniu zabradowane muszle: *Glans* (*Centrocardita*) *rudista*, *Glycimeris* sp., *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* oraz Pectenidae. Poza mięczakami

stwierdzono również dobrze zachowane muszle ramienionogów *Terebratula styraca*.

Dobrze zachowane ślimaki i małże o nierozłączonych skorupach są zwykle uważane za równowiekowe z osadem, podczas gdy muszle zabradowane są traktowane jako znajdujące się na wtórnym złożu. Należy jednak zwrócić uwagę, że większość materiału ziarnistego w tzw. sarmacie detrytycznym pochodzi z erozji starszych osadów badeńskich, a nawet skał mezozoicznych i paleozoicznych. Zespoły mięczaków i innych organizmów Paratetydy, typowych dla przeciętnego morskiego zasolenia, są powszechnie uważane za badeńskie, podczas gdy zespoły euryhalinowe za typowe dla brackicznych środowisk sarmatu. Jednakże poza zasoleniem istnieje szereg czynników determinujących występowanie fauny, takich jak tempo depozycji osadu i jego erozja. Ponadto, rozróżnianie skamieniałości równowiekowych z osadem od tych redeponowanych ze skał starszych jest trudne w klastycznych skałach deponowanych w środowisku o dużej i zmiennej energii. Nie ma wątpliwości co do występowania *in situ* małżów o nierozłączonych skorupach i niektórych niepołamanych i niezabradowanych muszli cienkoskorupowych małżów. Okazy zabradowane w różnym stopniu mogą natomiast pochodzić ze zerodowanych skał badenu, jak i z redeponowanego wielokrotnie osadu sarmackiego. Sarmat detrytyczny miejscami zawiera niemal wyłącznie materiał redeponowany ze skał badenu, a nagromadzenia fauny równowiekowej z osadem mają charakter allochtoniczny i zawierają częściowo zabradowane okazy. Wyznaczanie granic stratygraficznych na podstawie bentonicznej malakofauny może zatem prowadzić do mylnych interpretacji. Dokładna stratygrafia dyskusowanych osadów detrytycznych nie jest w rzeczywistości możliwa, a wyznaczone poziomy biostratygraficzne powinny być traktowane jako ekozony (cf. Piller & Harzhauser, 2005). Ewentualne badania skał detrytycznych miocenu i ich malakofauny, która jest silnie przywiązana do facji, powinny zatem być ukierunkowane na analizę paleośrodowiska, a nie na stratyografię.

## BIBLIOGRAFIA:

- Czapowski, G. & Studencka, B., 1990. Przegląd Geologiczny, 38: 117–127.
- Dudziak, J. & Łaptaś, A., 1991. Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Ser. Sci. Terre, 39: 55–56.
- Jakubowski, G. & Studencka, B. 1996. Typ Mollusca, Gromada Bivalvia Linnaeus, 1758 (Buonanni, 1681). W: Malinowska, L. & Piwocki, M. (ed.), Budowa Geologiczna Polski, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 3a. Łuczowska, E., 1964. Prace Geologiczne PAN, 20, 72 pp.
- Piller, W.E. & Harzhauser, M., 2005. Terra Nova, 17: 450–455.
- Radwański, A., 1973. Acta Geologica Polonica, 23: 375–434.
- Rutkowski, J., 1976. Prace Geologiczne PAN, 100, 77 pp.
- Studencka, B., 1999. Geological Quarterly, 43: 467–477.

Paweł Filipiak

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

Analizom palinologicznym poddano próbki z fameńskiej części profilu z Ruskiego Brodu. Odślonięcie to znajduje się na północny-zachód od Woroneża, na obszarze Centralnego Pola Dewońskiego w Rosji.

Materiał do analiz pobrano głównie z osadów węglanowych (muszłowce ramienionogowe) zawierających ilaste przeławicenia. Cechy tafonomiczne i upakowanie fauny skorupowej w analizowanych muszłowcach świadczą o genezie sztormowej. Uzyskany zespół mikroflorystyczny zdominowany jest przez mikroskamieniałości pochodzenia lądowego z niewielkim dodatkiem pozostałości organicznej pochodzenia wodnego. Liczne miospory reprezentowane są przez zróżnicowany taksonomicznie zespół z przewodnimi i charakterystycznymi taksonami dla wczesnofameńskiej zony CZ (*Cyrtospora cristifera*–*Diaphanospora zadonica*) (Avkhimovitch et al., 1993). W zespole odnotowano takie istotne dla palinostratygrafii taksony jak: *Bulbosisporites volgogradicus*, *Chelinospora lepida*, *Corbulispora vimineus*, *Cyrtospora cristifera*, *Converrucosisporites curvatus*, *Cristatisporites trivialis*, *Crumenasporites monosaccus*, *Diaphanospora macrovarius*, *D. zadonica*, *Diducites radiatus*, *Geminospora notata* var. *macrospinosus*, *G. vasjamica*, *Grandispora subsuta*, *Hystricosporites pleiomorphus*, *Kedosporis evlanensis* czy *Tergobulasporites immensus*. Szczególnie wartościowym było odnotowanie liczne wystąpienia *Tergobulasporites immensus*, co pozwoliło na wyznaczenie podzony Za (*Convolutispora zadonica*), stanowiącej górną część poziomu CZ (Avkhimovitch et al., 1993). Co ważne, dane te posiadają dobrą kontrolę faunistyczną. Oznaczone konodonty z tego profilu wskazują na równowiekowy poziom *crepida* dla

mikroflorystycznej zony CZ.

Na uwagę zasługuje także doskonały stan zachowanej mikroflory. Efektem tego jest rozpoznanie dodatkowej wewnętrznej warstwy egzyny, nieuwzględnianej dotychczas w budowie takich taksonów jak *Tergobulasporites immensus* czy *Crumenasporites monosaccus*.

Fitoplankton występuje nielicznie, wręcz śladowo. Akritarchy i prazynofity reprezentowane są przez: *Chomotriltes vedugensis*, *Hemiruptia* sp., *Leiospharidia* spp. i *Lophosphaeridium* spp. W pozostałości organicznej odnotowano ponadto obecność tkanek roślinnych oraz częste skolekodonty. Zaobserwowany tutaj procentowo niewielki udział fitoplanktonu charakterystyczny jest dla facji bliskiego brzegu (Tyson, 1995).

Przeprowadzone wstępne analizy palinologiczne pozwoliły na ustalenie wieku badanych osadów, określenie warunków paleośrodowiskowych oraz potwierdziły obecność poziomu CZ na tym obszarze badań (Filipiak & Zbukova, 2006).

*Niniejsze badania zostały zrealizowane dzięki grantowi NCN nr 2011/01/B/ST10/00576.*

#### BIBLIOGRAFIA:

- Avkhimovitch, V.I. et al., 1993. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine, 17: 79–147.  
Filipiak, P. & Zbukova, D. 2006. Review of Palaeobotany and Palynology, 138: 109–120.  
Tyson, R.V., 1995. Sedimentary organic matter. Organic facies and palynofacies. Chapman and Hall, London, 615 pp.

# Zęby ryb w zespołach mikroskamieniałości z wybranych profili Karpát fliszowych

Anna Gajos & Ewa Malata

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
e-mail: ewa.malata@uj.edu.pl

Basen Karpát zewnętrznych podzielony był na kilka mniejszych, wydłużonych basenów, które wykazywały w ciągu swego istnienia lepsze lub gorsze połączenie z pozostałą częścią Oceanu Tetydy. Cechy te sugerują, że był zbiornikiem morskim, w którym istniały warunki do rozwoju ryb. Liczne skamieniałości ryb w polskich Karpatach zewnętrznych (fliszowych) pochodzą głównie z oligoceńskich warstw menilitowych (Jerzmańska & Kotlarczyk, 1968; Kotlarczyk et al., 2006). W przypadku starszych utworów w zespołach mikrofauny otwornicowej spotyka się nieliczne ichtiolity ryb (z ang. *Ichthyolith*).

Praca opiera się na zbiorze 215 mikrozębów pochodzących z utworów od dolnej kredy do oligocenu oraz dolnego mioce-

nu, z różnych jednostek tektonicznych i litostratygraficznych Karpát zewnętrznych. Okazy mikrozębów wybrane zostały z zespołów mikrofauny otwornic o określonej pozycji stratygraficznej. Przyjęto więc założenie, że zęby te reprezentują taki wiek jak zespoły otwornic, w których występowały.

Do opisu cech morfologicznych mikrozębów wykorzystano system CUIIS (The Code Utilitarian Ichthyolith Identification System) wprowadzony przez Doyle'a et al. (1974) w celu prawidłowego sposobu identyfikacji pozostałości po rybach takich jak np. zęby czy łuski ryb, kiedy dwumienna nomenklatura Linneuszowska nie może być zastosowana. W celu uwzględnienia nowych podtypów, system ten przez lata był modyfikowany i udoskonalany (np. Doyle & Riedel,

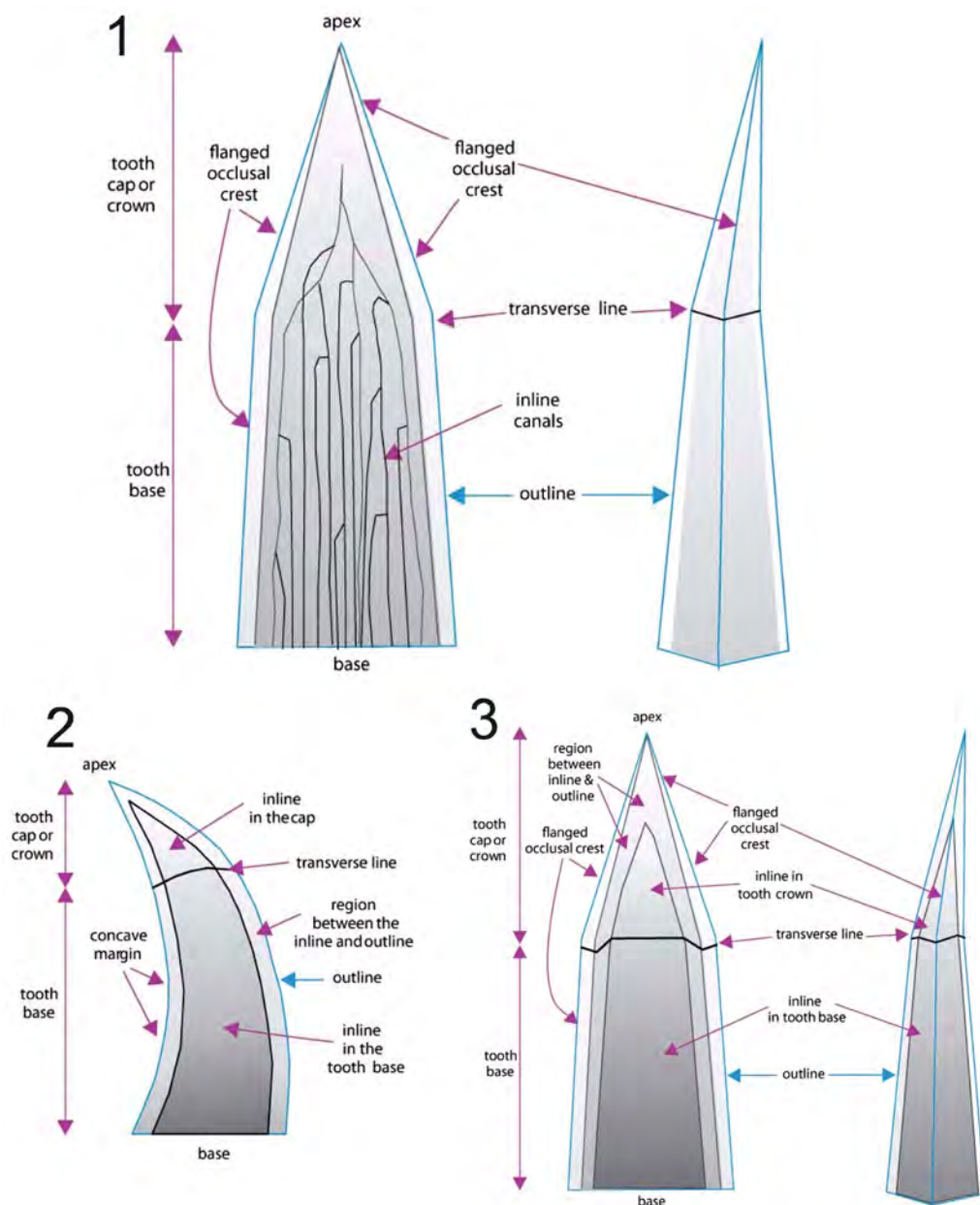


Fig. 1. Schematyczne przedstawienie zarysu budowy zębów wraz podanymi głównymi terminami zawartymi w kluczu CUIIS: 1 – ząb trójkątny z wbudowanymi kanałami, które mogą sięgać od podstawy nawet do wierzchołka; 2 – ząb zakrzywiony; 3 – ząb z ang. *flanged occlusal crest* (Johns et al., 2005).



1979, 1985; Tway, 1979; Johns et al., 2005). System CUIIS korzysta z liter i cyfr, które kodują najważniejsze cechy morfologiczne zachowanych ichtiolitów. Do opisu mikrozębów w przedstawionej pracy posłużono się głównie nomenklaturą w języku angielskim ze względu na brak polskich właściwych odpowiedników (Fig. 1).

Charakteryzację ichtiolitów należy rozpocząć od określenia odpowiedniego typu, czyli wyznaczyć kształt (krok A) oraz opisać zarys (outline) i wierzchołek (crown) (krok B), by następnie przejść do oznaczenia odpowiedniego podtypu.

Jednym z głównych problemów na jaki natrafiono podczas oznaczania badanego materiału z Karpat zewnętrznych były uszkodzenia okazów. Zdarzają się one często blisko linii poprzecznej (z ang. *transverse line*; Fig. 1.1) przez co identyfikacja niektórych okazów była w znacznym stopniu utrudniona.

Ze względu na podobieństwo morfologiczne, badane mikrozęby zostały zaklasyfikowane do pięciu większych grup morfologicznych, wśród których wyróżniono: mikrozęby grupy Elasmobranch (rodzina Squalidae oraz rząd Hexanchoidae; *elasmobranch teeth*), trójkątne z kanałem (*triangular teeth with canal*), trójkątne z „kolejniczką” (*triangular flanged teeth*) i stożkowe (*cone teeth*). Różnice pomiędzy grupami mogą wynikać ze zróżnicowania taksonomicznego fauny, z której pochodzą mikroszczątki.

W poszczególnych jednostkach Karpat zewnętrznych zaobserwowano podobieństwa zachowanych mikrozębów zarówno w odniesieniu do morfologii jak i do pozycji stratygraficznej. Wszystkie dotychczas skatalogowane ichtiolity zaklasyfikowano do jednego wspólnego typu a9/b(1,5,8,12). Są to zęby w przybliżeniu trójkątne lub stożkowe, z prostą lub lekko zakrzywioną osią, bez wyraźnie zaznaczonych zagięć kątowych.

W okresie wczesna kreda–wczesny oligocen występują głównie formy morfologiczne należące do grupy Elasmobranch teeth, zębów z „kolejniczką” (*triangular flanged teeth*) oraz zębów z wewnętrznym kanałem (*triangular teeth with canal*); wśród Elasmobranch teeth rodzina Squalidae licznie reprezentowana jest w okresie eocen–oligocen.

W wyższym oligocenie oraz miocenie mikrozęby starszej fauny pomalutku zastąpione zostały przez zęby stożkowe promieniopłetwych, doskonałokształtnych (*Actinopterygii teeth*, teleostei). W wyższym oligocenie oraz miocenie zaznacza się

natomiast mniejsze zróżnicowanie morfologiczne występujących form mikrozębów. Wyniki te są zgodne z badaniami ichtiofauny karpackiej. W oligocenie w polskich Karpatach zewnętrznych odnajdywane są głównie szkielety ryb należących do promieniopłetwych, doskonałokształtnych (Bieńkowska-Wasiluk, 2010). Są również zgodne z badaniami prowadzonymi u zachodnich wybrzeży Kanady przez Johns et al. (2005), gdzie występowanie form stożkowych stwierdzono od wyższej części paleogenu. W skład budowy chemicznej mikrozębów w badanych jednostkach wchodzi głównie fosforan wapnia, jako pierwotny budulec. Brak znaczących różnic w składzie chemicznym mikrozębów z poszczególnych jednostek, może wskazywać na panujące podobne warunki fizykochemiczne w poszczególnych basenach Karpat zewnętrznych.

Wyraźna zmiana w zespole mikrozębów w okresie oligocen–miocen wiąże się najprawdopodobniej z ponadregionalnymi wydarzeniami tektonicznymi we wczesnym oligocenie, które przyczyniły się do przekształcenia basenu Karpat zewnętrznych w izolowany zbiornik morski, o ograniczonej cyrkulacji wód, wypełniony osadami bogatymi w materię organiczną. Najprawdopodobniej wpływ miały także globalne zmiany klimatyczne na granicy eocen/oligocen.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Bieńkowska-Wasiluk, M., 2010. Acta Geologica Polonica, 60: 479–533.
- Doyle, P.S. et al., 1974. W: Davies, T.A., Luyendyk, B.P., et al. (eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 26: 825–905.
- Doyle, P.S. & Riedel, W.R., 1979. SIO Reference Series, No. 79–16, Scripps Institution of Oceanography, University of California: 231 pp.
- Doyle, P.S. & Riedel, W.R., 1985. W: Bolli, H.M. et al., (eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press: 965–995.
- Jerzmańska A. & Kotlarczyk J., 1968. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 37: 39–61.
- Johns, M.J. et al., 2005. Palaeontologia Electronica.
- Kotlarczyk, J. et al., 2006. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 76: 1–111.
- Tway, L.E., 1979. Micropaleontology, 25:151–159.



# Zakwaszenie wód oceanu jako przyczyna wymarcia otwornic planktonicznych na granicy mastrycht–paleocen: przykład z polskich Karpat

M. Adam Gasiński, Alfred Uchman & Patrycja Wójcik-Tabol

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

Analizie mikropaleontologicznej poddano próbki pobrane z interwału o miąższości 1 m poniżej granicy mastrycht–paleocen z profilu Bąkowiec (Gasiński & Uchman, 2011a, 2011b) w jednostce skolskiej. Mikrofauna, w większości otwornice planktoniczne, była bardzo liczna oraz bardzo dobrze zachowana, w próbkach datowanych na późny mastrycht (poziom *Abathomphlaus mayaroensis*), poza najwyższym interwałem w profilu. W próbkach z tego interwału zespół głębokowodnych otwornic aglutynujących (DWAf) nie wykazuje żadnych zmian na granicy, jak też otwornice planktoniczne i bentoniczne wapienne są bardzo nieliczne i źle zachowane. W całym badanym profilu możemy wyróżnić 2 zespoły otwornic planktonicznych: pierwszy, w środkowej części profilu i drugi 20 cm poniżej najwyższej jego części. Zespół pierwszy jest zdominowany przez bardzo drobne epipelagiczne okazy (stadia juvenilne?) z rodzajów: *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella*, co mogłoby wskazywać na nieudaną próbę kolonizacji kolumny wody (r-strategia). Mogło to nastąpić po wyraźnej poprawie natlenienia, na co wskazują skamieniałości śladowe i chemiczne wskaźniki warunków redox takie jak koncentracja Ba i Mn. Ten zespół występuje w próbkach pobranych z redeponowanych mułowców, gdzie dostawa materiału detrytycznego jest potwierdzona poprzez wysoką akumulację elementów litofil-

nych takich jak Zr, Hf, Nb i Cr. Dlatego też możemy ten zespół interpretować jako charakterystyczny dla paleośrodowiska odpowiadającego kolumnie wody na głębokości powyżej górnej części skłonu kontynentalnego, a nawet strefy płytszej. Natomiast drugi zespół zawiera batypelagiczne okazy z rodzaju *Globotruncana*. Okazy występujących tutaj taksonów otwornic, w przewadze form planktonicznych wykazują na powierzchniach skorupki ślady “korozji/nadtrawienia” (dissolution effect; Gasiński et al., 2012), co można zinterpretować jako wpływ “zakwaszenia” oceanu (acidification effect) pod koniec kredy.

Badania sponsorowane przez Narodowe Centrum Nauki (NCN) - projekt NN 307 038840

## BIBLIOGRAFIA:

- Gasiński, M.A. & Uchman, A., 2011a. W: Bąk, M. et al., (eds). Grzybowski Foundation Special Publication, 17: 87 pp.  
Gasiński, M.A. & Uchman, A., 2011b. *Geologica Carpathica*, 62: 333–343.  
Gasiński, M.A. et al., 2012. Proceedings of the 34<sup>th</sup> International Geological Congress 2012. 5-10 August 2012. Brisbane. Australia, 1900.

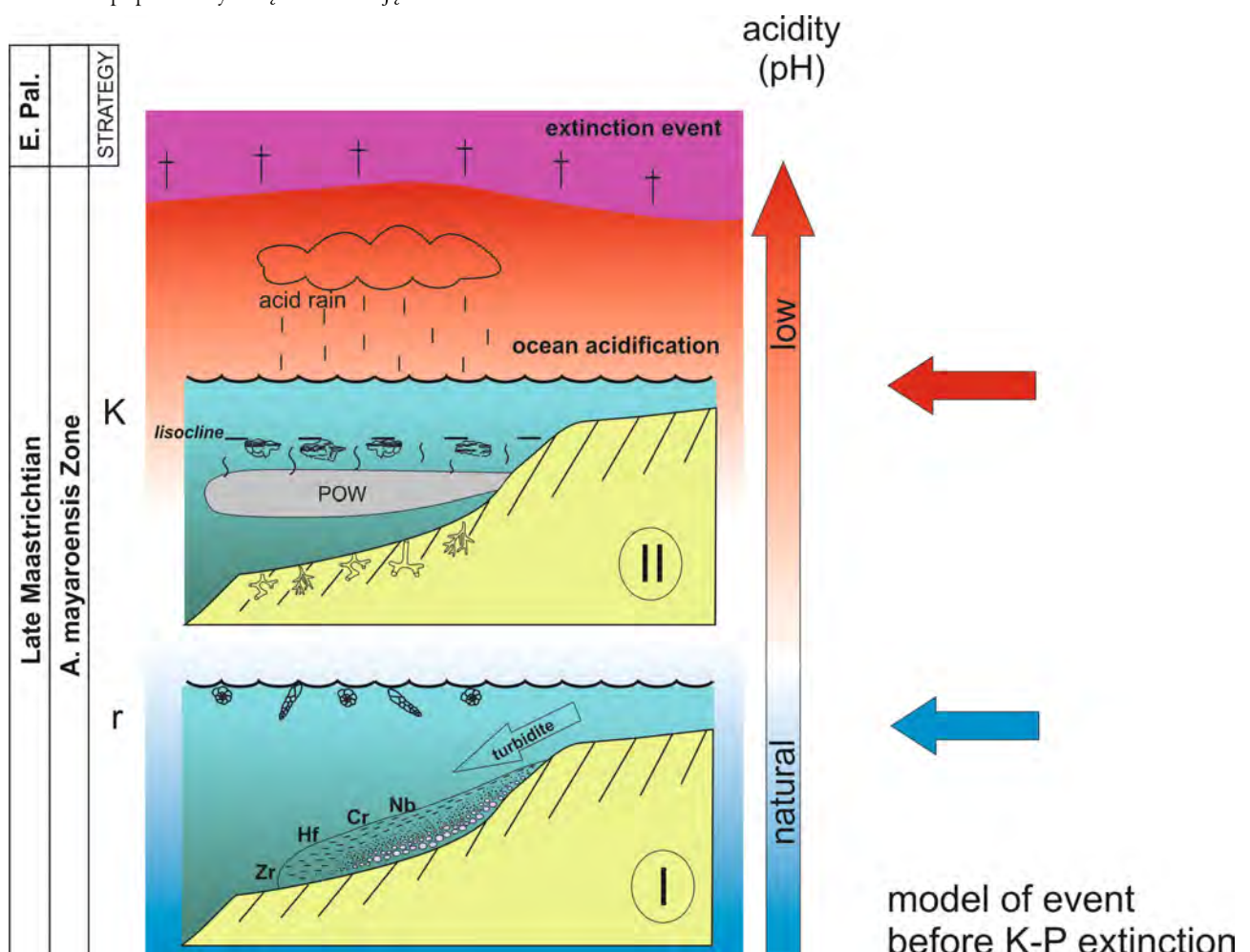


Fig. 1. Model zdarzeń biotycznych i abiotycznych w późnym mastrychcie-wczesnym paleocenie (Gasiński et al., 2012)

## Aktualizm i antyaktualizm Georges Cuviera (1769-1832)

Joanna Gęgotek

Instytut Filozofii, Uniwersytet Warszawski; e-mail: j.gegotek@uw.edu.pl



Terminy „aktualizm”, „antyaktualizm”, „uniformitaryzm”, „katastrofizm” nie są używane jednoznacznie w literaturze z zakresu historii geologii i paleontologii, zwykle jednak łączone są w opozycyjne pary. Georges Cuvier, wedle tego schematycznego podziału, uznawany jest zazwyczaj za antyaktualistę i katastrofistę. Celem wystąpienia będzie, po pierwsze, wskazanie wątków aktualistycznych w badaniach Cuviera. Założenie aktualizmu jest bowiem wyraźnie obecne w jego pracach. Charakter aktualistyczny miały w szczególności zasady korelacji form i warunków istnienia, do których Cuvier odwoływał się w paleontologii. Również w Cuvierowskiej krytyce transformizmu obecne były argumenty o podłożu aktualistycznym. Następnie dokonana zostanie rekonstrukcja rozumienia aktualizmu przez Cuviera i zakresu

stosowalności, jaki przypisywał tej metodologii. Końcowa część wystąpienia poświęcona będzie pytaniu o przesłanki, które skłoniły Cuviera do przyjęcia katastrofizmu, a w szczególności kwestii tego, jaką rolę odgrywało wśród nich przyjmowane przezeń rozumienie aktualizmu.

### BIBLIOGRAFIA:

- Babin, C., 2007. *Autour du catastrophisme*.
- Cuvier, G., 1826. *Discours sur les revolutions de la surface du globe*.
- Rudwick, M., 1997. *Georges Cuvier, Fossil Bones, and Geological Catastrophes*.
- Rudwick, M., 2005. *Bursting the Limits of Time*.

Najnowsze badania molekularne pokazały, że grupę bazalną dla dzisiejszych koralowców sześciopromiennych (Scleractinia) stanowią Gardineriidae i Micrabaciidae. Wykorzystując metodę zegara molekularnego, kalibrowanego w oparciu o skamieniałości Scleractinia sugeruje się, że bazalny kład wyodrębnił się już we wczesnym paleozoiku, około 425 milionów lat temu (Stolarski et al., 2011). Można zatem oczekiwać, że szkielety organizmów o tak głębokich, paleozoicznych korzeniach będą zasadniczo różniły się od pozostałych, dzisiejszych koralowców. Rzeczywiście, Gardineriidae, inaczej niż pozostałe Scleractinia, mają wyłącznie epitekalną ścianę, a ich plan budowy najbardziej przypomina ten znany u paleozoicznych i wczesnomezozoicznych koralowców (Stolarski, 1996). W przypadku Micrabaciidae, niektórzy badacze wskazują na wyjątkowy sposób powstawania septów, tj. podstawowej struktury szkieletu koralowców, przez rozdzielenie (bifurkację) blaszki (Moseley, 1881; Cairns, 1982, 1989). W podobny sposób interpretowano też powstawanie septów u ordowickich kilbuchophyllidów, uważając tę grupę za wyjściową dla Scleractinia (Scrutton & Clarkson, 1991). Interpretacja rozwoju septów u mikrabacidów opierała się jednak do tej pory wyłącznie na obserwacjach okazów dorosłych, dlatego celem przedstawionych tu badań była weryfikacja tej hipotezy w oparciu o nowe materiały i metody badawcze.

W badaniach ontogenezy koralowców tradycyjnie stosuje się metodę szlifów seryjnych. Podczas przygotowywania płytek cienkich azurowe szkielety mikrabacidów często ulegają zniszczeniu co uniemożliwia precyzyjne wykonanie serii przekrojów. Co więcej, za życia koralowce te mają szkielet w całości pokryty ciałem miękkim, którego usunięcie może powodować dezintegrację delikatnego szkieletu. Wykorzystując mikrotomograf komputerowy uzyskaliśmy wirtualne przekroje przez okazy w różnych stadiach wzrostowych, a dzięki różnicom w absorpcji promieniowania rentgenowskiego przez tkanki miękkie i węglan wapnia możliwe stało się wyodrębnienie do wirtualnych badań całego, nieuszkodzonego szkieletu (Fig. 1).

Analiza przekrojów i obserwacje serii młodocianych mikrabacidów w SEM nie potwierdziły tradycyjnej interpretacji ontogenezy septów. Septa nie powstają w wyniku bifurkacji, lecz tworzą się w brzeżnej części koralita, pomiędzy septami poprzednich cykli. Ściana w tym miejscu wpukła się, stopniowo unosząc dolną krawędź septum powyżej podstawy koralita.

W tym samym czasie po drugiej stronie podstawy formują się żebra (costae) - poprzez kolejne bifurkacje dorównują liczbą septom i, wyjątkowo dla Scleractinia, znajdują się w stosunku do nich w naprzemianległym położeniu. Wkrótce po powstaniu septów ich górne krawędzie łączą się z sąsiednimi septami poprzedniego cyklu tworząc charakterystyczny koronkowy wzór, wcześniej interpretowany jako skutek bifurkacji. Podobnie jak u wszystkich Scleractinia septa mikrabacidów powstają w cyklach, ale w obrębie pojedynczych cykli septa nie pojawiają się jednocześnie lecz według ściśle określonego porządku: cykl rozpoczyna para septów okalających septum poprzedniego cyklu (n-1) sąsiadujące z septum S1. W następnych etapach powstają septa wzdłuż kolejnych (licząc od S1) septów poprzedniego cyklu. Z każdej pary septów pierwsze powstają te, które zajmą przestrzeń pomiędzy starszymi septami (np. septa S5 pomiędzy S4 a S2 powstają przed septami S5 pomiędzy S4 a S3).

Wyjątkowa ontogeneza szkieletu, obserwowana zarówno u kopalnych jak i żyjących gatunków potwierdza odrębność Micrabaciidae stwierdzoną wcześniej na podstawie analiz mikrostrukturalnych (Janiszewska et al., 2011) i molekularnych (Stolarski et al., 2011).

Rezultaty opisanych tu obserwacji pokazują, że morfologia szkieletu wciąż stanowi skuteczne narzędzie w interpretacji filogenezy i taksonomii koralowców, szczególnie gdy dzięki takim metodom jak mikrotomografia komputerowa, możliwy staje się wgląd w niedostępne do tej pory detale architektury szkieletu.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Cairns, S.D., 1982. Antarctic Research Series, 34: 1-74.  
Cairns, S.D., 1989. Smithsonian Contributions to Zoology, 486: 1-136.  
Janiszewska, K. et al., 2011. Journal of Morphology, 272: 191-203.  
Moseley, H.N., 1881. Report on the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. Challenger. Zoology, 2: 1-101, 209-230.  
Scrutton, C.T. & Clarkson, E.N.K., 1991. Palaeontology, 34: 179-194.  
Stolarski, J., 1996. Acta Palaeontologica Polonica, 41: 339-367.  
Stolarski, J. et al., 2011. BMC Evolutionary Biology, 11: 316 p.

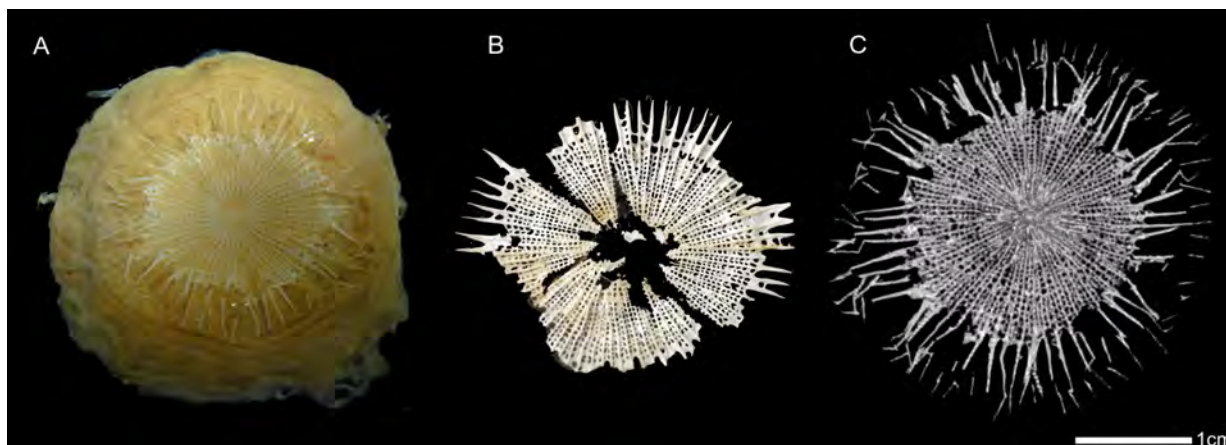


Fig. 1. Dzisiejszy przedstawiciel rodziny Micrabaciidae: *Leptopenus* sp. (A). Usunięcie ciała miękkiego spowodowało dezintegrację szkieletu (B). Zastosowanie mikrotomografu komputerowego pozwoliło wirtualnie oddzielić tkanki o różnej gęstości i uzyskać trójwymiarowy model prawie nieuszkodzonego szkieletu (C).



# Oazy Okawango i Sossuvlei (Afryka) jako aktualistyczne modele środowisk życia późnokredowych dinozaurów Pustyni Gobi (Mongolia)



Tomasz Jerzykiewicz

Geoclastica Consulting Ltd., 64 Royal Manor NW, Calgary, Alberta, T3G 5T6, Kanada;  
e.mail: tomjerzyk@yahoo.ca

Postępujące od wczesnej kredy pustynnienie środowiska środkowej Azji spowodowane przez nasilające się ruchy tektoniczne i ocieplanie klimatu doprowadziło do zaniku wczesnokredowego środowiska wielkich jezior. Były one stopniowo zastępowane przez coraz mniejsze jeziora, a u schyłku okresu kredowego ograniczone do okresowych małych zbiorników wodnych otoczonych polami wydym. Delta Okawango i niektóre współczesne środowiska zachodniej Afryki wykazują zaskakujące analogie do kopalnego środowiska późnokredowych dinozaurów Pustyni Gobi. Środowiska te łączą w sobie warunki życiodajnej oazy ze śmiercionośną pustynią. W Deltie Okawango zmiany tych stanów następują obecnie nagle co stwarza okresowo niezwykle trudne warunki życia. Analogiczne szybkie zmiany środowiska zarejestrowane są w kopalnych osadach górnokredowych Pustyni Gobi. Nagłe zmiany warunków z subtropikalnych na pustynne wyrażone są w zapisie stratygraficznym przez ostre kontakty pomiędzy osadami aluwialnymi i eolicznymi oraz przez nagłe pogrzebanie dinozaurów przez osady lotnych piasków.

Szczegółowe badania sedymentologiczne zainicjowane przez Gradzińskiego (1970), Lefeldta (1971) oraz Gradzińskiego i Jerzykiewicza (1974a, 1974b) w ramach Polsko-Mongolskich Ekspedycji Paleontologicznych i kontynuowane przez wielu innych (Jerzykiewicz et al., 1993; Loope et al., 1998) doprowadziły do szczegółowego rozpoznania procesów fluwialnych i eolicznych kontrolujących sedymentację osadów dinozaurowości. Modele depozycyjne równi aluwialnej odwadniającej przez meandrujące i anastomozujące koryta rzeczne, stożków aluwialnych i pól wydym zostały zastosowane dla wyjaśnienia warunków pogrzebania szkieletów dinozaurów w licznych paleontologicznych stanowiskach Pustyni Gobi. Okazało się, że zidentyfikowane w obszarze Pustyni Gobi późnokredowe środowiska można zinterpretować jako jeden system depozycyjny analogiczny do współczesnej delty rzeki Okawango w Botswanie (Jerzykiewicz, 1998, 2000). To aktualistyczne podejście pozwala na wyjaśnienie wielu zjawisk z życia i wymierania dinozaurów u schyłku kredy w obszarze Pustyni Gobi.

Współczesne osady delty rzeki Okawango wypełniają rów tektoniczny i otoczone są polami wydym Pustyni Kalahari. W sezonie deszczowym woda opadowa wypełnia liczne koryta rozprawdzające, małe jeziora i bagna równiny deltowej. Wegetacja jest bujna, a zespół fauny należy do najbogatszych w Afryce i obfituje zarówno w wielkie kręgowce roślinożerne (słonie, żyrafy, nosorożce, hipopotamy, antylopy i wiele innych) jak i drapieżniki (lwy i inne wielkie koty, krokodyle i in.). Lecąc małym samolotem nad równią deltową Okawango płożyliśmy stada złożone ze słoni, nosorożców i innych wielkich kręgowców liczące dziesiątki osobników. Oaza robi wrażenie prawdziwego raj. Sielskie warunki nie trwają jednak długo. W sezonie suchym woda opada i obszar delty stopniowo wysycha. Zwierzęta oczekują następnej dostawy wody do delty, która na ogół przychodzi co roku. Ale co kilkadziesiąt lat zdarzają się wielkie susze. Wtedy następuje dramat. Silniejsze osobniki są zdolne opuścić deltę i przejść

przez pola wydym do sąsiednich, nieraz odległych oaz, inne słabsze giną. W czasie suszy trwającej 7 lat z kulminacją w roku 1987 w dramatycznych warunkach burz piaskowych i w poszukiwaniu wody zginęły dziesiątki tysięcy zwierząt.

Dinozaury na Gobi również ginęły w poszukiwaniu wody, nagle zasypywane piaskiem na zboczach wydym lub grzęznące w nieskonsolidowanym osadzie okresowych rzek. Przykładem śmierci w poszukiwaniu wody jest szkielet pancernego dinozaura *Tarchia* znaleziony na zboczu kopalnej wydmy około 200 metrów od małego stawu, do którego ofiara nie zdołała dojść. Oprócz tego przykładu dramatycznej śmierci polska ekspedycja w roku 1971 znalazła wiele innych przykładów wskazujących na nagłą śmierć dinozaurów spowodowaną przez pogarszające się warunki środowiska. Znaleźliśmy liczne szkielety protoceratopsów w pozycji wskazującej na zasypianie piaskiem lub pogrążenie w nieskonsolidowanym osadzie piaszczystym. Prawdopodobnie dinozaury ginęły podobnie jak grzęznące w korytach okresowych rzek nawadniających oazę Soussuvlei współczesne kręgowce. O nagłej śmierci dinozaurów świadczy pozycja szkieletów. Protoceratopsy umierały w pozycji stojącej z głowami wzniesionymi ku górze, tak jakby chciały w ostatniej chwili zaczerpnąć jeszcze powietrza. Oprócz "stojących" protoceratopsów w stanowisku Toogreek w roku 1971 znaleźliśmy związane ze sobą szkielety (*Velociraptor* i *Protoceratops*), które są bardzo szeroko znane w świecie jako "walczące dinozaury". W samej rzeczy nie ma dowodów na walkę pomiędzy tymi dinozaurami; przesłanki sedymentologiczne sugerują, że zwierzęta te zostały zasypiane przez lawinę piasku na stoku wydmy. Najprawdopodobniej *Velociraptor* żerując na nieżyjącym już protoceratopsie dał się zaskoczyć przez lawinę.

Kanadyjska ekspedycja w roku 1988 również znalazła liczne szkielety dinozaurów pogrzebane wśród wydym przez osady burz piaskowych. Do najbardziej przekonywujących i dramatycznych przykładów śmierci wśród wydym należy grupa kilku szkieletów młodocianych form *Pinacosaurus* odkopana przez naszą ekspedycję w stanowisku Bayan Mandahu (Jerzykiewicz et al., 1993). Następne ekspedycje (japońska, amerykańska i inne) znajdowały w osadach górnokredowych Pustyni Gobi podobne lub niemal identyczne przykłady świadczące o śmierci dinozaurów spowodowanej przez drastycznie pogarszające się warunki środowiska. Przykłady te były omawiane w licznych publikacjach (np. Loope et al., 1998), ale rzadko już obecnie pamięta się, że w zakresie interpretacji środowiska dinozaurów Pustyni Gobi pierwsze aktualistyczne interpretacje zostały opublikowane przez polskich sedymentologów.

Jeśli przez aktualizm geologiczny rozumiemy powtarzalność fizycznych procesów środowiska naturalnego to Oaza Okawango na obszarze Pustyni Kalahari i Oaza Sossuvlei Pustyni Namibijskiej mogą służyć jako współczesne modele dla późnokredowego kryzysu środowiska dinozaurów Pustyni Gobi. Warunki panujące obecnie w oazach Okawango i Sossuvlei dają szansę przetrwania tylko najlepiej przystosowanym osobnikom inne muszą prędzej czy później wyginać. Mieszkańcy pustyni wiedzą z doświadczenia własnego i swoich współplemieńców, że mały z pozoru błąd może być ostat-

nim. Pytanie jakie należałoby zadać w odniesieniu do dinozaurów i innych współczesnych im kręgowców Pustyni Gobi nie powinno brzmieć: "Dlaczego wyginęły?", ale raczej: "Dlaczego ssaki nie tylko przetrwały ale zaczęły się szybko rozwijać w następstwie późnokredowego kryzysu środowiska naturalnego"?

**BIBLIOGRAFIA:**

Gradziński, R., 1970. *Palaeontologia Polonica*, 21: 147–229.

Gradziński, R. & Jerzykiewicz, T., 1974a. *Palaeontologia Polonica*, 30: 111–146.

Gradziński, R. & Jerzykiewicz, T., 1974b. *Sedimentary Geology*, 12: 249–278.

Jerzykiewicz, T., 1998. *Geoscience Canada*, 25: 15–26.

Jerzykiewicz, T., 2000. W: Benton, M.J. et al. (eds), *The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia*. Cambridge University Press, 279–308.

Jerzykiewicz, T. et al., 1993. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 2180–2195.

Lefeld, J., 1971. *Palaeontologia Polonica*, 25: 101–127.

Loope, D.B. et al., 1998. *Geology*, 26: 27–30.

# Występowanie gąbki wapiennej *Porosphaera globularis* (Phillips, 1829) w osadach kampanu niecki miechowskiej (południowa Polska) i Mielnika (wschodnia Polska)



Agata Jurkowska<sup>1</sup>, Ewa Świerczewska-Gładysz<sup>2</sup>, Danuta Olszewska-Nejbert<sup>3</sup> & Zofia Dubicka<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, Kraków; e-mail: jurkowska.a@gmail.com

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

<sup>3</sup> Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: don@uw.edu.pl; z.dubicka@uw.edu.pl

Późnokredowa, wapienna gąbka *Porosphaera globularis* (Phillips, 1829) (gromada *Calcarea* Bowerbank, 1864, rząd *Lithonida* Doederlein, 1892) jest gatunkiem o szerokim zasięgu paleogeograficznym, jak również stratygraficznym (np. Wilmsen et al., 2012). Obecność *P. globularis* w utworach kampanu okolic Krakowa była wzmiankowana po raz pierwszy przez Biedę (1933). Występowanie tego gatunku w dolnym kampanie Bonarki potwierdził Barczyk (1956). Szczegółowe opracowanie paleontologiczne *P. globularis* z niecki miechowskiej zaprezentowała Hurcewicz (1960) oraz Małecki (1989).

Według Małeckiego (1989), *P. globularis* występuje tylko w utworach dolnego kampanu, natomiast Hurcewicz (1960) podała, że gąbki te są także obecne w górnym kampanie. W celu weryfikacji danych przeprowadzono badania terenowe w kilku wcześniej opisanych stanowiskach występowania *P. globularis* w niecce miechowskiej (Michałowice, Iwanowice, Bonarka), a także w nowych stanowiskach z okolic Wolbromia (Wierchowiska, Jeżówka 1, Jeżówka 2). W osadach górnego kampanu obecność *P. globularis* udokumentowano w nowych stanowiskach z okolic Miechowa (Parkoszowice, Falniów) oraz Słomnik (Wola Więclawska). W odsłonięciach wykonano szczegółową analizę stratygraficzną opartą na inoceramach i otwornicach.

Część okazów opisanych przez Hurcewicz (1960) i Małeckiego (1989) pochodzi z nieistniejących już odsłoneń, o nieustalonej lub wymagającej rewizji stratygrafii. W oparciu o archiwalne kolekcje inoceramów z tych stanowisk i analizę otwornic z próbek skał otaczających okazy *P. globularis* z kolekcji muzealnych, ustalono wiek warstw z gąbkami z kilku, obecnie niedostępnych stanowisk, tj. ze Zbyczyc, Komorowa, Bibic i Poskwitowa.

Przeprowadzone badania wykazały, że *P. globularis* w dolnym kampanie niecki miechowskiej występuje od wyższej części poziomu *Sphenoceras patootensiformis* po wyższą część poziomu *Cataceramus dariensis/Sphaeroceras sarumensis*. Duże nagromadzenia *P. globularis* znajdowane są głównie we wkładkach marglistych w obrębie opok, natomiast w samych opokach, gąbki te są mniej liczne i bardziej rozproszone. Gąbkom *P. globularis* w opokach towarzyszą liczne gąbki z gromady *Hexactinellida* (z rzędów *Lychniscosida*, *Hexactinosida* i *Lyssacinosida*), jeżowce (głównie z rodzajów *Echinocorys* i *Micraster*), małże i belemnity. W marglach makrofauna jest rzadka, reprezentowana przez małe jeżowce i osobnicze korale. Mikrofacjalnie utwory z badanych stanowisk reprezentują wakston bioklastyczny z otwornicami planktonicznymi i bentonicznymi oraz igłami gąbek krzemionkowych. Udział kwarcu i glaukonitu jest znikomy. Ponadto stwierdzono fragmenty małży, rzadkie płytki i kolce jeżowców.

W osadach górnego kampanu niecki miechowskiej *P. globularis* udokumentowano w opokach i wkładkach marglistych odpowiadających wyższej części poziomu *Inoceramus tenuilinetatus* – niższej części *Sphaeroceras pertenuiformis*. Podobnie jak w utworach dolnego kampanu, *P. globularis* masowo występuje we wkładkach marglistych. W utworach

tych fauna bentoniczna jest mniej liczna niż w opokach, reprezentowana przez małe jeżowce i korale osobnicze. W opokach z bogatą fauną (gąbki *Hexactinellida*, małże, amonity i belemnity) *P. globularis* jest rzadziej spotykana. Mikrofacjalnie utwory górnego kampanu reprezentują pakston bioklastyczny z otwornicami planktonicznymi i bentonicznymi oraz igłami gąbek krzemionkowych. Organicznymi komponentami są ponadto fragmenty małży i liliowców. Ze składników detrytycznych stwierdzono znaczącą ilość kwarcu.

W Mielniku *P. globularis* została odnotowana przez Olszewską (1987) oraz Olszewską-Nejbert i Świerczewską-Gładysz (2011). Gąbki te występują w utworach kredy piszącej w dolnej części profilu, pod charakterystycznym poziomem z krzemieniami. Stratygraficznie utwory te reprezentują najwyższą część dolnego kampanu (nierozdzielone poziomy belemnitowe *Goniotheutis gracilis* + *Belemnellocamax mammillatus*), poziom otwornicowy *Gavelinopsis voltziana* sensu Schönfeld (1990). Poza niezbyt licznymi przewodnimi belemnitami, w poziomie z *P. globularis* występuje stosunkowo liczna fauna bentoniczna. Znajdowano tu korale osobnicze z rodzaju *Microbacia* (obecnie występujące w morzach na dużych głębokościach), małże, płytki rozgwiazd, serpule, mszywioly i ramienionogi (np. z rodzaju *Isocrania*). Natomiast nad warstwami z *P. globularis* w poziomie z krzemieniami występuje *Echinocorys conica* – charakterystyczny, niewielki jak na ten rodzaj, jeżowiec, pojawiający się w kredzie europejskiej w utworach dolnego kampanu. W utworach kredy piszącej Kornicy (odległej ok. 20 km w kierunku SSW od Mielnika) występowanie *P. globularis* (Langner, 1990) koreluje się z Mielnikiem.

Występowanie *P. globularis* tylko w określonych poziomach zaobserwowano także w profilach innych pięter kredy z terenu Europy (np. Nestler, 1961; Mortimore et al., 2001) i Iranu (Wilmsen et al., 2012). Masowe występowanie tych gąbek w warstwach dolnego mastrychtu południowej Anglii, w tzw. "Porosphaera beds", jest wykorzystywane w stratygrafii (Mortimore et al., 2001). W profilu Mielnika brak jest utworów kredy piszącej wiekowo odpowiadających "Porosphaera beds" (poziom *Endocostea typica*) jednakże są one znane z niecki miechowskiej, gdzie nie stwierdzono *P. globularis*. Poziom z *P. globularis* wyróżniony w profilu kampanu Mielnika i Kornicy oraz poziomy z niecki miechowskiej także nie korelują się ze sobą i są diachroniczne z podobnymi poziomami opisanymi z kampanu Westfalii (Giers, 1964; Kaplan et al., 1996). Liczne lub masowe występowanie gąbek *P. globularis* w określonych poziomach ma charakter regionalny i wydaje się, iż było związane z pojawieniem się na danym terenie optymalnych warunków dla rozwoju tych gąbek. We wkładkach marglistych, gdzie obserwuje się największe nagromadzenie *P. globularis*, fauna bentoniczna jest wyraźnie uboższa niż w opokach. Wydaje się, że w środowisku niekorzystnym dla rozwoju innych organizmów, np. ubogim w składniki pokarmowe, populacja gąbek wapiennych, dobrze

przystosowanych do warunków oligotroficznych, mogła znacząco zwiększać swoją liczebność, podobnie jak dzieje się to współcześnie (Berman & Bell, 2010).

#### BIBLIOGRAFIA:

- Barczyk, W., 1956. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis Sectio C, Geographia et Geologia*, 3: 1–26.
- Berman, J. & Bell, J., 2010. *The Open Marine Biology Journal*, 4: 12–25.
- Bieda, F., 1933. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 9: 1–41.
- Giers, R., 1964. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 7: 213–294.
- Hurcewicz, H., 1960. *Acta Geologica Polonica*, 5: 435–449.
- Kaplan, U. et al., 1996. *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, 43: 1–133.
- Langner, E., 1990. *Praca magisterska, Archiwum IGP UW*: 97 pp.
- Małecki, J., 1989. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 37: 205–217.
- Mortimore, R.N. et al., 2001. *Geological Conservation Review Series*, 23: 558 pp.
- Nestler, H., 1961. *Paläontologische Abhandlungen*, 1: 1–70.
- Olszewska D., 1987. *Praca magisterska, Archiwum UW*: 133 pp.
- Olszewska-Nejbert, D. & Świerczewska-Gładysz E., 2011. *Acta Geologica Polonica*, 61: 383–417.
- Schönfeld, J., 1990. *Geologisches Jahrbuch Reihe A*, 117: 3–151.
- Wilmsen, M. et al., 2012. *Cretaceous Research*, 33: 91–96.



# Efektywność preparacji utworów drobnoziarnistych sekwencji turbidytowej metodami soli glauberskiej i ciekłego azotu oraz wpływ metody dezintegracji na stan zachowania otwornic



Dorota Kapturkiewicz & Karolina Gadowska

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
e-mail: dorota.kapturkiewicz@uj.edu.pl; carolineg\_26@hotmail.com

Pozyskanie otwornic z utworów drobnoziarnistych sekwencji turbidytowej przy użyciu soli glauberskiej i równocześnie nowej metody opartej na ciekłym azocie pozwoliło na porównanie zarówno zalet jak i wad obu technik. Do przeprowadzenia eksperymentu wytypowano utwory priabonurupelu strefy Siar płaszczowiny magurskiej.

Najczęściej stosowaną metodą dezintegracji skały jest gotowanie próbki w nasyconym roztworze soli glauberskiej  $[\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}]$  i jej późniejsze chłodzenie bądź zamrażanie. Formowanie się kryształów soli w przestrzeni porowej skały dzieli ją na mniejsze fragmenty wzdłuż powierzchni nieciągłości między elementami ją budującymi. Ponowne, często wielokrotne, powtarzanie procesu doprowadza do uzyskania pożądanego stopnia dezintegracji, co może trwać od kilku dni do nawet kilkunastu tygodni. Druga metoda polega na zalewaniu, namoczonej uprzednio w wodzie, próbki ciekłym azotem i wrzątkiem naprzemiennie (Remin et al., 2012). Krystalizujący w pustkach lód działa w podobny sposób jak kryształy soli glauberskiej. Wpływ na dezintegrację skały ma także gwałtowna zmiana temperatury.

Aby dokonać porównania i oceny obydwu technik, próbki podzielono na dwie równowagowe części, po jednej dla każ-

dej metody. Następnie zmierzono czas potrzebny na przeprowadzenie pełnej dezintegracji. Otrzymane residuum także zostało porównane, ze szczególnym naciskiem na liczebność i stan zachowania fauny otwornicowej oraz obecność niezdezintegrowanych fragmentów.

Zestawienie wyników dezintegracji skały przy użyciu roztworu soli glauberskiej oraz metody ciekłego azotu wykazało, że stopień zachowania otwornic aglutynujących, dominujących w pozyskanych zespołach, nie zależy od użytej metody. Sól glauberska i ciekły azot działają na skorupki z takim samym efektem. Metoda azotowa ma natomiast przewagę przy porównaniu stopnia dezintegracji skały, ponieważ pozostawia ona znacznie mniej niezdezintegrowanych fragmentów. Dodatkowym, bardzo ważnym atutem tej metody jest znaczne skrócenie czasu preparacji.

#### BIBLIOGRAFIA:

Remin, Z. et al., 2012. Marine Micropaleontology, 86-87: 11-14.



# Model paleogeograficzny basenu skolskiego pogranicza kampanu i mastrychtu na podstawie zmian w zespołach nannoskamieniałości

Mariusz Kędzierski & Stanisław Leszczyński

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
e-mail: mariusz.kedzierski@uj.edu.pl; stan.leszczyński@uj.edu.pl

Pogranicze kampanu i mastrychtu znane jest w literaturze jako okres globalnego ochłodzenia klimatu (*cooling phase*), które, zdaniem części badaczy, doprowadziło do zlodowacenia Antarktydy (np. Miller et al., 2005b). Dowodem na owe zlodowacenie mogą być zmiany temperatury wyliczone na podstawie danych izotopowych, zarówno wód morskich, jak i środowisk lądowych (np. Friedrich et al., 2005; Bornemann et al., 2008). Wraz ze zmianami temperatur obserwuje się migracje zespołów fauny i flory. Najmocniejszym argumentem, przemawiającym za istnieniem zlodowacenia na początku mastrychtu jest jednak znaczne, globalne obniżenie poziomu morza rejestrowane w osadach z tego okresu. To właśnie lądolody są jednym z głównych czynników wywołujących takie procesy w skali od kilku tysięcy do kilku milionów lat (np. Miller et al., 2005a).

Światowe obniżenie poziomu morza wiąże się ze zmianą cyrkulacji oceanicznej, co w przypadku późnej kredy jest szczególnie istotne. Okres ten jest bowiem znany z wysokiego stanu oceanów zapisanego m.in. powstaniem rozległych mórz epikontynentalnych z sedimentacją osadów kredy piszącej.



Fig. 1. Odslonięcie badanego profilu margli fukoidowych z Kropiwnika w Huwnikach. Widać przewagę pakietów bardziej wapnistrych z spągu i stopniowy wzrost udziału osadów silikoklastycznych ku stropowi profilu.

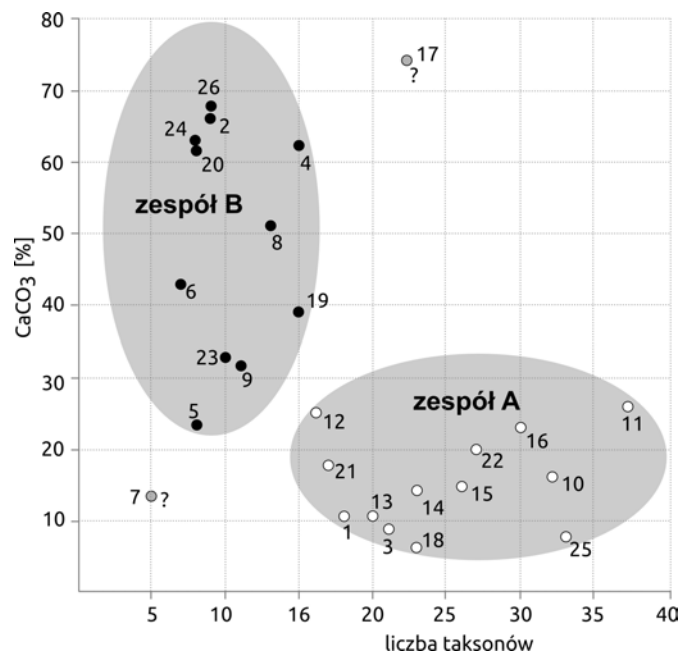


Fig. 2. Zespoły nannoplanktonu wapiennego w badanym profilu zestawione pod względem liczby taksonów w badanej próbce (oś odciętych) i jej wapnistości (oś rzędnych).

Była to sytuacja wyjątkową w historii Ziemi, gdyż zaniknęła wtedy granica między cyrkulacją wód oceanicznych i szelfowych tzw. *shelf-break front*. Wydarzenie to umożliwiło wtargnięcie do mórz epikontynentalnych charakterystycznej dla obszarów pelagicznych fauny planktonicznej (otwornice, nannoplankton) oraz powiększenie warstwy Ekmana, która sięgała wtedy dna szelfu zewnętrznego, powodując wciąganie niedotlenionych wód oceanicznych i rozszerzanie anoksji na szelf. Warunki takie trwały do przełomu kampan/mastrycht, kiedy to nastąpiło obniżenie poziomu morza, które spowodowało zmianę układu cyrkulacji oceanicznej, powstanie *shelf-break front* i ekologiczne odcięcie sphyconych mórz epikontynentalnych od oceanu światowego (Hay, 2008).

Powyższe, ogólne warunki oceanograficzne wraz z wynikami badań zespołów nannoskamieniałości w wykazującej rytmiczne zmiany w rozmieszczeniu materiału wapiennego sukcesji kampańsko-mastrychekich utworów facji turbidytowej płaszczowiny skolskiej (Karpaty) (Fig. 1) doprowadziły do skonstruowania modelu cyrkulacji paleoceanograficznej zapisującego się zmianami w tafocenozach nannoskamieniałości oraz rodzaju powstającego osadu (Kędzierski & Leszczyński, 2013).

Podstawą opracowania modelu było wyróżnienie dwóch zespołów nannoplanktonu wapiennego, które charakteryzowały pakiety ze względu na ich wapnistość (Fig. 2). Zespół A, o dużej różnorodności taksonomicznej, występuje w osadach o zawartości CaCO<sub>3</sub> poniżej ~25%. Analogicznie, w osadach o zawartości powyżej ~25% CaCO<sub>3</sub>, w zespole B, zmienność taksonomiczna jest znacznie mniejsza. Ponadto, w zespole A dominacja oportunistycznego rodzaju *Watznaueria* spp. w stosunku do wyspecjalizowanego rodzaju *Micula* spp. jest mniejsza (odpowiednio 1:2 do 1:2.5).

## NISKI STAN POZIOMU MORZA Nannoskamieniałości domeny A



## WYSOKI STAN POZIOMU MORZA

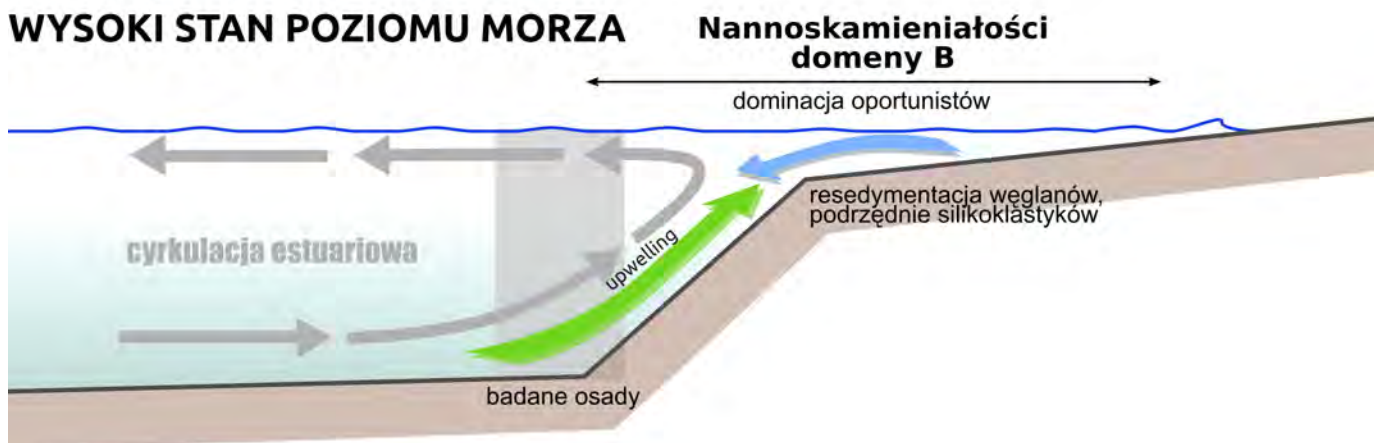


Fig. 3. Model cyrkulacji oceanicznej pogranicza kampanu i mastrychtu północnej części basenu skolskiego (wg Kędzierski & Leszczyński, 2013).

Model zakłada istnienie dwóch podstawowych stanów poziomu morza: wysokiego i niskiego, które wpływały na zróżnicowanie sedimentacji (węglanowa vs. silikoklastyczna) oraz zespołów nannoplanktonu (Fig. 3). Stan wysoki związany jest z występowaniem cyrkulacji estuariowej użyźniającej wody powierzchniowe, czego efektem jest wzmożona produkcja pierwotna węglanów przez otwornice i nannoplakton (zespół B) oraz przewaga węglanów w osadach resedymentowanych. Z kolei, stan niski wyzwała cyrkulację antyestuariową, generowaną formowaniem caballing front (Hay, 2008), oligotrofizację wód powierzchniowych, powodującą zanik sedimentacji węglanowej w strefie fotycznej i przewagę w resedymentach materiału silikoklastycznego. Oba stany różnią się tak rodzajem osadów, jak i również zespołami nannoskamieniałości. Model pokazuje zmiany w sukcesji osadów facji turbidytowej, będące wyrazem zmian warunków w obszarach źródłowych.

### BIBLIOGRAFIA:

- Bornemann, A. et al., 2008. *Science*, 319: 189–192.  
 Friedrich, O. et al., 2005. *Journal of Foraminiferal Research*, 35: 228–247.  
 Hay, W., 2008. *Cretaceous Research*, 29: 725–753.  
 Kędzierski, M. & Leszczyński, S., 2013. *Marine Micropaleontology*, 102: 34–50.  
 Miller, K.G. et al., 2005a. *Science*, 310: 1293–1298.  
 Miller, K.G., et al., 2005b. *Marine Geology*, 217: 215–231.



*Carbonate build-ups are like Shakespeare; the plays go on – only the actors change* (Robert N. Ginsburg, za: Flügel, 2004, s. 7).

Rozwój raf kontrolowany jest przez czynniki biotyczne i abiotyczne. Za „aktorów” ekosystemów rafowych z cytowanego wyżej stwierdzenia R. N. Ginsburga należy uznać nie tylko konstruktorów, ale także organizmy innych gildii rafowych (organizmy wiążące (*binders*), *bafflers*, destruktorzy, mieszkańcy). Parametry fizykochemiczne uwarunkowane m.in. klimatem, poziomem i chemizmem oceanów wpływają na rozwój organizmów i charakter sedymentacji węglanowej, będąc tym samym „kierownikami planu” (*stage-managers*) jak to określił Flügel (2004) nawiązując do aforyzmu Ginsburga. Niniejszy referat przeglądowy koncentruje się na znaczeniu czynników biotycznych, takich jak rola organizmów szkieletowych i mikrobialitów, wpływ destrukcji biologicznej, wymagania troficzne konstruktorów oraz ich ewolucyjne innowacje umożliwiające zasiedlanie nowych środowisk. Szeroka definicja rafy, obecnie akceptowana przez wielu badaczy raf kopalnych (choć ich klasyfikacja jest przedmiotem dyskusji; Riding, 2002), pozwala na porównywanie biokonstrukcji różnego typu i wieku oraz śledzenie ich ewolucji (Wood, 1999; Stanley, 2001; Kiessling et al., 2002; Kiessling, 2009). Analizy te dostarczają również geologicznej perspektywy dla zrozumienia współczesnych raf i prognozowania ich przyszłości (Wood, 2007). Z drugiej strony zasada uniformitaryzmu w odniesieniu do wielu raf kopalnych jest ograniczona.

Przez większość czasu geologicznego (ok. 3.5 mld lat – najstarsze budowle stomatolitowe) rafy pozbawione były organizmów szkieletowych. Również w fanerozoiku mikrobiality *s.l.* (t.j. budowane przez automikryt będący produktem aktywności mikrobialnej lub organomineralizacji) odgrywały kluczową rolę konstrukcyjną w szczególności w budowie kopców mułowych (*mud-mounds*) w późnym dewonie i wczesnym karbonie (Webb, 2001). Mikrobiality zwykle tworzyły pierwsze biokonstrukcje jakie pojawiały się po kryzysach biotycznych (fran/famen, perm/trias). Do wczesnej kredy były one również ważnym komponentem raf budowanych przez koralowce i gąbki. Wyraźny spadek znaczenia mikrobialitów zaznacza się od późnej kredy (Riding, 2005). Zdaniem Neuweilera et al. (1999) wiele kopców mułowych jest efektem organomineralizacji związanej z rozkładem organizmów wielkomórkowych, przede wszystkim gąbek, a takie budowle mogą reprezentować ekosystemy rafowe istniejące już w neoproterozoiku.

Rafy paleozoiczne były budowane przede wszystkim przez mikrobiality i organizmy heterotroficzne (choć fotosymbioza jest rozpatrywana u tabulatów i stromatoporoidów) – koralowce Rugosa i Tabulata oraz, znacznie ważniejsze dla raf paleozoicznych, gąbki kalcyfikujące (stromatoporoidy). W mezozoiku gąbki kalcyfikujące odgrywały lokalnie ważną rolę, podczas gdy w kenozoiku stanowią one grupę reliktową. Spadek znaczenia gąbek, nie tylko kalcyfikujących, koreluje się ze stopniowym wzrostem znaczenia koralowców Scleractinia. Jeśli nie uwzględnimy raf kenozoicznych to zaledwie 16–26% raf fanerozoicznych stanowią rafy porównywalne skalą do współczesnych, a większość z nich to niewielkie bio-

konstrukcje budowane przez organizmy heterotroficzne i mikrobiality (Wood, 1999).

Trendy ewolucyjne, które zapewniły skleraktiniom sukces na rafach to symbioza z zooxantellami, zwiększanie integracji kolonii (trend obserwowany również u innych kolonijnych/modularnych organizmów), szybki wzrost szkieletu oraz duża zdolność do regeneracji. Morfologiczne, fizjologiczne i behawioralne adaptacje wielu organizmów rafowych, w tym koralowców i krasnorostów z grupy glonów koralinowych, były przypuszczalnie w dużym stopniu odpowiedzią ewolucyjną na wzrost intensywności destrukcyjnych procesów biologicznych – drapieżnictwa i bioerozji – w płytkowodnych środowiskach morskich, szczególnie od środkowego mezozoiku (tzw. mezozoiczna morska rewolucja) (Wood, 1999). W kredzie nastąpił spadek znaczenia koralowców faceloidalnych (gałązkowych, z biologicznego punktu widzenia pseudokolonijnych), natomiast od eocenu obserwuje się spektakularny rozwój gałązkowych form wieloseryjnych (np. *Acropora*, *Porites*) o silnej integracji polipów w kolonii, a w konsekwencji zdolności do szybkiej regeneracji (Coates & Oliver, 1973; Roniewicz, 1996; Wood, 1999). Formy faceloidalne, u których większość szkieletu nie jest pokryta ciałem miękkim, są podatne na bioerozję, co przypuszczalnie przyczyniło się do regresu koralowców o takiej formie wzrostu (Roniewicz & Stolarski, 1999).

W środkowym paleozoiku występowała już przedstawiciele większości mikro- i makroorganizmów biorących udział w bioerozji. Znaczna radiacja ważnych organizmów drążących: małży, gąbek oraz zeskrobujących jeżowców i ślimaków miała miejsce w mezozoiku. W miocenie pojawiły się papugoryby oraz pokolcowate, które obecnie należą do najbardziej efektywnych organizmów zeskrobujących i odgryzających na rafach. Od oligocenu–miocenu charakter bioerozji wykazuje charakter zbliżony do współczesnego: dominacja drążących gąbek oraz zeskrobujących i odgryzających twarde węglanowe podłoże jeżowców i ryb (Vogel, 1993; Wood, 1999, 2011; Perry & Bertling, 2000).

Wieloseryjne, gałązkowe koralowce są łatwo kruszone przez fale oraz bioerozję. Jednak wysoki potencjał regeneracyjny, efektywna symbioza z zooxantellami oraz wysokie tempo wzrostu szkieletu umożliwiły im zasiedlenie środowisk oligotroficznych o wysokim poziomie destrukcji mechanicznej i biologicznej. Adaptacje ewolucyjne glonów koralinowych (szybki wzrost, przystosowanie się do silnego rozwoju zeskrobujących roślinożerców) sprawiły, że są one bardziej efektywnymi niż maty mikrobialne organizmami wiążącymi (Steneck, 1983; Wood, 1999).

Niektóre roślinożerne organizmy zamieszkujące rafy (szereg ryb, niektóre jeżowce) w poszukiwaniu pożywienia (glonów epi- i endolitycznych) biorą udział w kruszeniu koralowców. Ich obecność jest jednak istotna dla utrzymania równowagi ekologicznej na współczesnych i zapewne innych kenozoicznych rafach budowanych przez organizmy autotroficzne (kalcyfikujące krasnorosty) oraz mikсотroficzne (koralowce). Zredukowanie organizmów roślinożernych oraz wzrost substancji organicznych (nutrientów) powoduje zastąpienie zespołów koralowcowo-krasnorostowych przez glony niekalcyfikujące oraz filtratorów, w tym organizmy drążące, co może doprowadzić do spadku produkcji węglanowej, a w

konsekwencji zaniku raf i platform węglanowych (Hallock & Schlager, 1986).

Współczesne zespoły rafowe często tworzą struktury wysokiego reliefu (*superstratal growth fabric*; Insalaco, 1998) stwarzając szereg mikrośrodków (w części uwarunkowanych bioerozją) zwiększając zróżnicowanie taksonomiczne i biomasę rafowych biocenoz. W takich rafach pierwotny „szkielet” (*framework*) rafy może ulec zniszczeniu, a jak wykazują wiercenia na współczesnych rafach, większość objętości takich subfosylnych struktur może stanowić rumosz rafowy, pustki oraz osad wewnętrzny (40–90%; Hubbard et al., 1990). Rafy niskiego reliefu (*constratal growth fabric*), w tym biostromy rudystowe (często nie traktowane z tego powodu za rafy) czy budowle tworzone przez koralowce faceloidalne (przystosowane do większego tempa sedymentacji), posiadają konstruktorów zachowanych często w pozycji wzrostu.

W ewolucji Scleractinia zaznaczają się dwa trendy ewolucyjne. Pierwszy – wzrost efektywności fotosymbiozy oraz trendy morfogenetyczne – umożliwił koralowcom zasiedlanie wysokoenergetycznych środowisk oligotroficznych. Drugi trend to przystosowanie się niektórych zespołów koralowców (znaczny wzrost, z pewnymi fluktuacjami, w późnej kredzie i kenozoiku) do zasiedlania środowisk marginalnych o dużej dostawie materiału silikoklastycznego (Kiessling, 2002; Sanders & Baron-Szabo, 2005; Browne et al., 2012). Zespoły takie, często pomijane w analizach współczesnych środowisk rafowych, przystosowały się w toku ewolucji do parametrów środowiskowych niekorzystnych dla rozwoju koralowców ze środowisk oligotroficznych, dla których wzrost dostawy silikoklastyków i nutrientów stanowi istotny czynnik stresowy ograniczający rozwój rafy. Wśród największych zagrożeń dla raf wymienia się także dużą śmiertelność koralowców w związku z procesem blaknięcia (*coral bleaching*), eutrofizację raf i nadmierny rozwój bezszkieletowych glonów oraz zmniejszoną kalcyfikację szkieletu koralowców w związku z zakwaszeniem oceanów. Dyskutowana jest kwestia w jakim stopniu zachodzące na rafach zmiany są częścią długoterminowych cykli, a w jakim związane są z przyczynami antropogenicznymi (Wood, 2007). Ostatnie lata to wzrost zainteresowania zespołami koralowców ze środowisk mezofotycznych (30–150 m), rozpatrywanymi jako potencjalne refugia dla ryb oraz innych organizmów z zagrożonych płytkomorskich raf (Lesser et al., 2009). Znane są również kopalne odpowiedniki takich raf, zdominowane przez skleraktynie o pokroju płytowym (Rosen et al., 2002).

Rozwój raf mógł być także kontrolowany przez chemizm oceanów sprzyjający organizmom wytwarzającym szkielet z kalcytu niskomagnezowego (większość paleozoiku, kreda) lub organizmom budującym szkielet z aragonitu lub kalcytu wysokomagnezowego, jak ma to miejsce obecnie (Stanley & Hardie, 1998).

Czynniki kontrolujące rozwój raf są złożone i brak jest pojedynczego czynnika, który kontrolowałby globalne rozmieszczenie raf w konkretnych interwałach czasowych.

Zmieniająca się w czasie geologicznym ekologia organizmów rafowych, ich trendy morfogenetyczne i wymagania troficzne, wzrost bioerozji i drapieźnictwa, zmniejszające się znaczenie mikrobialitów i cementów synsedymencyjnych, muszą być uwzględniane w analizach raf kopalnych (paleoekologii, sedymentologii, tafonomii) i towarzyszących im środowisk sedymentacyjnych oraz przy porównywaniu ich z rafami współczesnymi.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Browne, N.K. et al., 2012. *Earth-Science Reviews*, 115: 1–20.
- Coates, A.G. & Oliver, W.A., Jr., 1973. W: Boardman, R.S. et al. (eds). *Animal Colonies Development and Function Through Time*, 3–27. Hutchinson & Ross.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer.
- Hallock, P. & Schlager, W., 1986. *Palaios*, 1: 389–398.
- Hubbard, D.K. et al., 1990. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 335–360.
- Insalaco, E., 1998. *Sedimentary Geology*, 118: 159–186.
- Kiessling, W., 2009. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 40: 173–192.
- Kiessling, W. et al. (eds), 2002. W: Kiessling, W. et al. (eds). *Society of Economic Paleontology and Mineralogy Special Publications*, 72: 77–92.
- Kiessling, W. et al. (eds), 2002. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy Special Publications*, 72.
- Lesser, M.P. et al., 2009. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 375: 1–8.
- Perry, C.T. & Bertling, M., 2000. W: Insalaco, E. et al. (eds). *Geological Society, London, Special Publications*, 178: 33–50.
- Riding, R., 2002. *Earth-Science Reviews*, 58: 163–231.
- Riding, R., 2005. *Revista Española de Micropaleontología*, 37: 23–39.
- Roniewicz, E., 1996. *Kosmos*, 45: 687–700.
- Roniewicz, E. & Stolarski, J., 1999. *Acta Palaeontologica Polonica*, 44: 131–166.
- Rosen et al., 2002. W: *Proceedings 9th International Coral Reef Symposium, Bali, 2000*, vol. 1: 255–264.
- Sanders, D. & Baron-Szabo, R.C., 2005. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216: 139–181.
- Steneck, R.S., 1983. *Paleobiology*, 9: 44–61.
- Stanley, G.D., Jr., (ed.), 2001. *The History and Sedimentology of Reef Systems*. Kluwer Academic/Plenum Publishers.
- Stanley, S.M., & Hardie, L.A., 1998. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 144: 3–19.
- Vogel, K., 1993. *Facies*, 28: 109–114.
- Webb, G. E., 2001. W: Stanley, G.D. Jr. (ed.). *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*, 159–203. Kluwer Academic/Plenum Publishers.
- Wood, R., 1999. *Reef Evolution*. Oxford University Press.
- Wood, R., 2007. W: Aronson, R.B. (ed.). *Geological Approaches to Coral Reef Ecology*, 3–27. Springer.
- Wood, R., 2011. W: Allison, P.A. & Bottjer, D.J. (eds). *Taphonomy: Process and Bias Through Time*, 376–409. Springer.

Retiolity to niezwykła grupa planktonicznych graptolitów o wyjątkowych cechach budowy rabdozomu. Ewolowały w sylurze przez około 20 milionów lat, od landoweru do luddlowu. Znane są z wielu miejsc na świecie, a najlepiej opisane są z Polski i arktycznej Kanady. W tych rejonach zachowane są trójwymiarowo, dzięki czemu po wyizolowaniu ze skał można szczegółowo zbadać ich szkielet.

Budowa ściany rabdozomu retiolitów odbiega znacznie od typowej dla innych graptolitów. Charakterystyczna warstwa fuzelarna wykształcona jest u retiolitów w postaci szczątkowej. Zasadniczym elementem rabdozomu jest sieć listewek zbudowanych z bandaży kortykałnych. Belecзки tworzą misterne konstrukcje, tworzące mniej lub bardziej regularne siateczki o różnej gęstości. Na listewkach zachowane są ślady w postaci rowków, są to pozostałości po membranach, które były rozpięte między nimi. Wirgella retiolitów rozwidła się na końcach i tworzy tzw. *ancora umbrella*, a w wyniku jej dystalnego wzrostu specyficzną strukturę tzw. *ancora sleeve*, będącą osłoną rabdozomu po stronie lateralnej.

W elektronowym mikroskopie skaningowym retiolity badane są od lat 90. Od tej pory wiedza na temat szkieletów retiolitów znacznie się rozszerzyła. Dzięki temu można zbadać zależności filogenetyczne oraz ewolucję tych wyjątkowych graptolitów (Kozłowska-Dawidziuk, 2004), a także rekonstruować rabdozomy (np. Dobrowolska, 2013).

Retiolity z Polski zaczęto badać i opisywać w latach 90. (np. Kozłowska-Dawidziuk, 1990, 1995, 1997; Kozłowska & Bates, 2008), choć na świecie znane były już od około 100 lat. Polskie retiolity pochodzą z rdzeni wiertniczych platformy wschodnioeuropejskiej oraz bałtyckich głązów narzutowych. Przedstawiają bogactwo doskonale zachowanych form. Wiele z nich, zarówno rodzaje jak i gatunki, są opisane po raz pierwszy z terenów Polski. Są nimi m.in. *Plectodinemagraptus* Kozłowska-Dawidziuk, 1995; *Semiplectograptus* Kozłowska-Dawidziuk, 1995; *Cometograptus* Kozłowska-Dawidziuk, 2001; *Kirkigraptus* Kozłowska & Bates, 2008. Wiele gatunków znanych jest wyłącznie z Polski np. *Sokolovograptus diffusus*, Kozłowska-Dawidziuk, 1995; *Spinograptus reticulolawsoni* Kozłowska-Dawidziuk, 1997; *Holoretiolites helenaewitoldi* Kozłowska-Dawidziuk, 2004 czy *Plectodinemagraptus gracilis* Kozłowska-Dawidziuk, 1995.

Planktoniczne retiolity ewoluowały w sylurze, kiedy to warunki środowiskowe należały do jednych z bardziej dynamicznych w historii Ziemi. Szybka ich ewolucja jest doskonałym odzwierciedleniem tego zjawiska. Jednym z największych kryzysów w historii graptolitów, w tym retiolitów, było światowe wydarzenie *lundgreni*, opisane również z Polski (Porębska et al., 2004). Wtedy to przetrwały dwa gatunki graptolitów, w tym jeden retiolit *Gothograptus nassa* (Holm, 1890). Wielka radiacja adaptacyjna po tym wydarzeniu zaowocowała powstaniem licznych nowych form retiolitów. Jednak nowe formy wykazują wyraźny trend redukcji kolonijności, który doprowadził do wymarcia tej grupy graptolitów podczas wydarzenia *leintwardinensis*. Trend ten wyrażał się zmniejszeniem rabdozomów i ich uproszczeniem. Następowo silne zwiększenie rozmiarów sikuli, odzwierciedlające wzrost pierwszego osobnika tzw. sikulozooida i jednoczesne zmniejszenie wielkości i liczby tek. Najbardziej zredukowane formy retiolitów to znalezione w Polsce *Holoretiolites helenaewitoldi* Kozłowska-Dawidziuk, 2004 i *Plectodinemagraptus gracilis* Kozłowska-Dawidziuk, 1995 z zony *leintwardinensis*. Ten ostatni gatunek jest najbardziej uproszczonym i zarazem najmłodszym znanym retiolitem zbudowanym z niewielkiej liczby beleczek. Właśnie ta forma stanowi ostatnie ogniwo ewolucyjne retiolitów. Młodsze formy nie zostały do tej pory znalezione.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Dobrowolska, K., 2013. *Paläontologische Zeitschrift*, 87: 1–17.  
Kozłowska-Dawidziuk, A., 1990. *Acta Palaeontologica Polonica*, 35: 191–209.  
Kozłowska-Dawidziuk, A., 1995. *Acta Palaeontologica Polonica*, 40: 261–326.  
Kozłowska-Dawidziuk, A., 1997. *Acta Palaeontologica Polonica*, 42: 391–412.  
Kozłowska-Dawidziuk, A., 2004. *Acta Palaeontologica Polonica*, 49: 505–518.  
Kozłowska, A. & Bates, D.E.B., 2008. *Acta Palaeontologica Polonica*, 53: 105–112.  
Porębska, E. et al., 2004. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213: 271–294.



# Małże fameńskie z Kamenki koło Zadońska (Centralne Pole Dewońskie, Rosja)

Wojciech Krawczyński

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



Małże występują względnie rzadko w dewońskich, zdominowanych przez ramienionogi, zespołach fauny bentonicznej. Ich znaczenie nieco wzrasta po okresie wymierania na granicy fran-famen. Fameńskie małże opisywane były z wielu stanowisk w Reńskich Górach Łupkowych (np. Amler, 1992, 1996; 2004; Jux & Krath, 1974; Nagel, 2006) oraz Montagne Noire we Francji (Kříž, 2004). Spotykane były również w famenie Gór Świętokrzyskich (Sobolew, 1912a, 1912b). Natomiast stosunkowo słabo poznane są z obszaru Centralnego Pola Dewońskiego.

Profil najwyższego franu i niższego famenu, z luką stratygraficzną obejmującą zony *Pa. triangularis* i dolną część *Pa. crepida*, odsłania się w dwóch sąsiadujących ze sobą kamieniołomach, znajdujących się na lewym brzegu rzeczki Kamenka w okolicy wsi Kamenka (12 km na SWW od Zadońska; okręg lipiecki). W górnym kamieniołomie występują warstwy zadońskie (zona *Pa. crepida*) i jeleckie (zona *Pa. rhomboidea*) reprezentowane przez wapienie i wapienie margliste (patrz Rodionova et al., 1995; Sokiran, 2002; Filipiak & Zbukova, 2006). W obrębie warstw zadońskich pojawiają się cztery poziomy muszlowcowe (o genezie sztormowej), zawierające głównie muszle ramienionogów, wśród których spotykane są również małże. Pojawiają się one również wśród wapieni zalegających pomiędzy poziomami muszlowcowymi.

Małże fameńskie z warstw zadońskich zostały opisane przez Venyukova (1886) i Nalivkina (1934, 1947). Zachowane są one w postaci skalcytyzowanych muszli, rzadko z połączonymi dwoma skorupkami, z bardzo dobrze widoczną ornamentacją, oraz w postaci osródek wewnętrznych.

Zespół małży składa się przynajmniej z ośmiu taksonów. Dość powszechne w utworach dewońskich pteriomorfy, reprezentowane są przez *Leptodesma aviculoides* Venyukov, *Leiopteria* sp., *Loxopteria eximia* (Verneuil) oraz *Loxopteria tuder* (Nalivkin). Modiomorfidy reprezentuje *Modiomorpha sinuosa* (Venyukov), natomiast anomalodesmaty – *Allorisma* sp. oraz *Cardiomorpha? gibbosa* (Nalivkin) i *Cardiomorpha? longa* (Nalivkin). W zespole przeważają pterioidy z rodzaju *Loxopteria* (54%), które obok pozostałych pterioidów z rodzaju *Leptodesma* i *Leiopteria* (8%) należały do semi-infauny. Obecne z zespole anomalodesmaty (28%) prowadziły infauzalny tryb życia. Natomiast modiomorfy (10%) należały do epifauny lub semi-infauny (patrz Amler, 1996; Kříž, 2004).

Małże stowarzyszone są z dominującymi ramienionogami rynchonellidami *Ripidorhynchus huotinus* (Verneuil) oraz spiriferidami *Cyrtospirifer zadonicus* (Liashenko) (patrz Sokiran, 2002). Występują również razem z mszywiolami, ślimakami, mikrokonchidami (Zatoń & Krawczyński, 2011; Zatoń

& Borszcz, 2013), fragmentami jeżowców oraz małżoraczkami z grupy Eridostracina (Olempska, 2012). Zespół skamieniałości z muszlowców reprezentuje płytkomorskie środowiska, okresowo nawiedzane przez sztormy.

*Niniejsze badania zostały zrealizowane dzięki grantowi NCN nr 2011/01/B/ST10/00576.*

## BIBLIOGRAFIA:

Amler, M. R. W., 1992. Annales de la Societe geologique de Belgique, 115: 405–423.

Amler, M. R. W., 1996. Geologica et Palaeontologica, 30: 49–117.

Amler, M. R. W., 2004. Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 251: 151–173.

Filipiak, P. & Zbukova, D., 2006. Review of Palaeobotany and Palynology, 138: 109–120.

Jux, U. & Krath, J., 1974. Palaeontographica Abt. A, 147: 115–168.

Kříž, J., 2004. Senckenbergiana lethaea, 84: 85–123.

Nagel, J., 2006. Middle and Upper Devonian Cryptodonta (Bivalvia) from the pelagic Hercynian facies – taxonomy, stratigraphy, and paleoecology. Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Fachbereich Geowissenschaften der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, 184 pp.

Nalivkin, D.V., 1934. W: Markovskii, B. P. & Nalivkin, D. V. (eds.). Trudy Glavnogo geologo-razvedochnogo Upravleniya, 313: 17–55.

Nalivkin, D.V. (ed.), 1947. Atlas rukovodyashchikh form iskopayemykh faun SSSR. III. Devonskaya sistema. 245 pp.

Olempska, E., 2012. Hydrobiologia, 688: 139–165.

Rodionova, G. D. et al., 1995. Devon Voronezhskoi anteklizy i Moskovskoi sineklizy. 1–265.

Sobolev, D., 1912a. Izvest'ya Varshavskogo Politekhniceskogo Instituta, 1: 1–14.

Sobolev, D., 1912b. Izvest'ya Varshavskogo Politekhniceskogo Instituta, 3: 1–20.

Sokiran, E.V., 2002. Acta Palaeontologica Polonica, 47: 339–354.

Venyukov, P.N., 1886. Trudy St. Petersburgskogo Obshchestva Estestvoispytatelei, 17: 1–291.

Zatoń, M. & Krawczyński, W., 2011. Palaeontology, 54: 1455–1473.

Zatoń, M. & Borszcz, T., 2013. Historical Biology, 25: 1–12.

# Późnoeoceno–wczesnooligocenyjskie biokonstrukcje koralowcowe basenu transylwańskiego (Rumunia): wstępne wyniki



Jan Król

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
e-mail: jan.jozef.krol@uj.edu.pl

Basen transylwański jest częścią centralnej (wewnątrz-karpackiej) Paratetydy. Paleogeńska pokrywa post-tektoniczna, składająca się z osadów morskich i lądowych, waha się od 500 do ponad 1800 m miąższości.

Analizowane biokonstrukcje koralowcowe występują w górnoceno–dolnooligocenyjskiej formacji wapieni Cozla w północno-zachodniej części basenu, między miejscowościami Babeni i Letca, około 70 km na północ od Klużu. W profilu w czynnym kamieniołomie w Cuciulat–Babeni (ok. 10 m miąższości) wapienie tej formacji składają się głównie z pakstonów i wakstonów bioklastycznych, pakstonów numulitowych oraz poziomów z rodoidami i słabo rozwiniętymi biokonstrukcjami koralowcowo-glonowymi (Sășăran & Bucur, 2011). Badania autora w ramach pracy magisterskiej objęły profile w nieczynnych kamieniołomach w Babeni i Letca gdzie biokonstrukcje są liczniejsze, silniej rozwinięte i osiągały do 2 m miąższości.

Wśród koralowców Scleractinia dominują formy drobno-gałzkowe (kolonijne i faceloidalne) oraz formy cienkopłytkowe. Są one słabo zróżnicowane taksonomicznie i reprezentują rodzaje *Acropora*, *Caulastrea*, *Goniopora*, *Actinacis* i *Stylophora*. Koralowce są często inkrustowane przez krasnorosty z rodzin Corallinaceae, Sporolithaceae i Peyssonneliaceae (które tworzą także rodoidy), rzadziej przez mszycowity, serpule i otwornice. Lokalnie koralowce są silnie podrażone przez małże. Inne stwierdzone organizmy to bentoniczne i planktoniczne otwornice, drobne ślimaki, ramienionogi, małże oraz elementy szkieletowe szkarłupni. Matriks

o charakterze wakstonu bioklastycznego oraz delikatne i gałązkowe koralowce zachowane w pozycji wzrostu, sugerują niską energię środowiska. Formy gałązkowe, zwłaszcza faceloidalne, są interpretowane jako koralowce przystosowane do środowiska o wyższym tempie sedimentacji, co dodatkowo chroniło je przed mechaniczną i biologiczną destrukcją.

W porównaniu z paleoceniem i wczesnym eocenem, rafy i mniejsze struktury są w późnym eocenie i wczesnym oligocenie znacznie powszechniejsze, szczególnie w rejonie centralnej Tetydy. Większość z nich była jednak zdominowana przez krasnorosty. Biokonstrukcje koralowcowe z basenu transylwańskiego nie były dotychczas badane. Dalsze badania będą skoncentrowane na szczegółowej taksonomii koralowców, analizie czynników środowiskowych kontrolujących rozwój biokonstrukcji oraz dokładniejszej stratygrafii. Ostatni z wymienionych aspektów badań jest szczególnie istotny w kontekście globalnego ochłodzenia klimatu i zmian w biocenozach morskich na granicy eocenu i oligocenu (Perrin, 2002).

## BIBLIOGRAFIA:

- Perrin, C., 2002. W: Flügel E., Kiessling W. & Golonka J. (eds.), SEPM Special Publication, 72: 587–618.
- Sășăran, E. & Bucur, I., 2011. W: Bucur, I. & Sășăran, E., Field Trip Guidebook, 10th International Symposium on Fossil Algae Cluj-Napoca, Romania, 12–18 September 2011. Cluj University Press. 131–137 pp.



# Nagromadzenia enigmatycznych permskich liliowców z Dovje (Karawanki, północna Słowenia)

PALEO  
2013  
TYNIEC

R. Lach<sup>1</sup>, L. Gale<sup>2</sup>, M. Križnar<sup>3</sup> & M. Novak<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Katedra Paleontologii i Stratygrafii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: rafal\_lach86@o2.pl

<sup>2</sup> Department for Geology, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Privoz 11, SI-1000 Ljubljana, Slovenia; e-mail: luka.gale@ntf.uni-lj.si

<sup>3</sup> Slovenian Museum of Natural History, Prešernova 20, SI-1000 Ljubljana, Slovenia; e-mail: mkrižnar@pms-lj.si

<sup>4</sup> Department for Palaeontology and Stratigraphy, Geological Survey of Slovenia, Dimičeva 14, SI-1000 Ljubljana, Slovenia; e-mail: matevz.novak@geo-zs.si

Miasteczko Dovje położone jest w zachodniej części południowego pasma Karawanków (południowe Alpy Wapienne, północno-zachodnia Słowenia). Odślaniające się w tym rejonie skały górnego paleozoiku są niezwykle rozproszone w wyniku skomplikowanej tektoniki spowodowanej orogenezą alpejską. Zaburzona ciągłość warstw skalnych wywołana zjawiskami tektonicznymi jest powodem niejasności w relacjach facjalnych. Wiek (artinsk) wspomnianych skał został ustalony dzięki korelacjom z lepiej wyeksponowanymi odsłonięciami w Alpach Karnickich (Austria/Włochy, szczegóły w: Schönlaub & Forke, 2007; Novak & Skaberne, 2009; Novak & Forke, 2005). Ponadto, taki wiek (wedle starych opracowań od późnego sakmaru do początku kunguru) zdają się potwierdzać badania faun otwornicowych (Kochansky-Davidé, 1969, 1970; Forke, 2002).

Odślaniające się w Dovje warstwy skalne należą do formacji z Trogkofel (Ramovš, 1968, 1972; Buser, 1974, 1980). Typowe skały tej formacji wykształcone są w postaci jasnoszarych lub ciemnoczerwonych i szaroczerwonych wapieni oraz brekcji wapiennych w postaci soczew, otoczonych materiałem klastycznym (Ramovš, 1968, 1972; Buser, 1974, 1980). Maksymalna miąższość występujących tu osadów klastycznych szacuje się na 300 metrów, natomiast grubość typowych dla formacji Trogkofel wapieni waha się od kilku do ok. 200 metrów (Jurkovšek, 1987). Do typowych facji formacji Trogkofel należą masywne biohermy, interpretowane jako brzeg szelfu kontynentalnego (głównie z wystąpieniem *Tubiphytes-Archaeolithoporella*), gruboławicowe biostromy z licznymi skamieniałościami (wewnętrzna platforma) oraz brekcje wapienne (środowisko górnego skłonu kontynentalnego, szczegóły w: Buggisch et al., 1976; Schönlaub & Forke, 2007).

Prezentowane szczątki liliowców znaleziono w ciemnoszarych, cienkoławicowych wapieniach bio-spartycznych

oraz brekcjach wapiennych przeławicanych ciemnoszarymi łupkami, piaszczystymi pyłowcami oraz piaskowcami formacji Trogkofel. Utwory te zawierają ponadto bogate nagromadzenia i zespoły otwornic (fusulinidów), glonów, gąbek, koralowców (Rugosa), ślimaków oraz ramienionogów. Do pospolicie występujących skamieniałości należą tu również trylobity z rodzajów: *Cummingella*, *Bedicella*, *Neogriffithides* oraz *Pseudophillipsia* (Hahn et al., 1990).

Pomimo bogato występujących w tych osadach fragmentów liliowców (plurikolumnalia, cirri oraz kielichy), nie doczekały się one szczegółowego opracowania, a odkryte nagromadzenie z Dovje prezentowane jest po raz pierwszy. Większość łodyg jest niezwykle zróżnicowana morfologicznie. Dotychczas ten materiał badawczy (łodygi) opisywany był jako parataksonomiczny rodzaj *Entrochus* lub *Palermocrinus* (Ramovš & Sieverts-Doreck, 1968). Unikatowość znaleziska (głównie kielichów) skłoniła autorów niniejszego opracowania do podjęcia próby jego oznaczenia w myśl zasad systematyki naturalnej. Wstępne badania sugerują, że winien być on klasyfikowany jako jeden z reprezentantów rodziny Codiocrinacea Bather. Liliowce z tej rodziny zaopatrzone były w masywne kielichy i znane były w zapisie kopalnym od syluru do permu.

*Autor (RL) pragnie podziękować projektowi UPGOW (Uniwersytet Partnerem Gospodarki opartej na Wiedzy, stypendium Z483 na rok 2012/2013) za finansowanie badań naukowych.*

## BIBLIOGRAFIA:

- Buggisch, W. et al., 1976. Geologische Rundschau, 65: 649–690.  
Buser, S., 1974. Carinthia II, 164 (84): 27–37.  
Buser, S., 1980. Zvezni geološki zavod, 1–62.

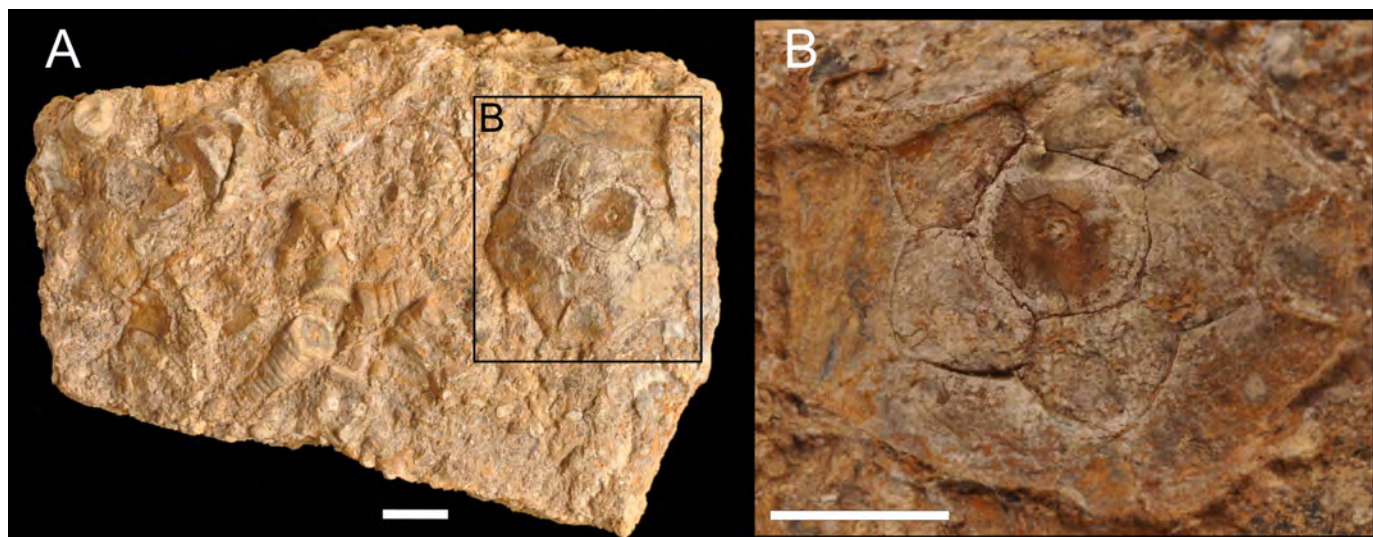


Fig. 1. Kielich oraz fragmenty łodyg (A-B) reprezentanta rodziny Codiocrinacea Bather z Dovje (dolny perm, Karawanki, południowe Alpy Wapienne, północno-zachodnia Słowenia). Skala 1 cm. Fot. M. Križnar.



- Forke, H.C., 2002. *Facies*, 47: 201–276.
- Hahn, G. et al., 1990. *Geologica et Palaeontologica*, 24: 139–171.
- Kochansky-Devidé, V., 1969. *Yugoslavia`s Bulletin Scientifique*, Section A, 14 (9–10): 297–298.
- Kochansky-Devidé, V., 1970. *Geologija*, 13: 175–256.
- Jurkovšek, B., 1987. *Zvezni geološki zavod*, 1–58.
- Novak, M. & Forke, H.C., 2005. W: Hubmann, B. & Piller, W. E. (eds), *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften*, 10: 90–91.
- Novak, M. & Skaberne, D., 2009. *Geološki zavod Slovenije*, 99–136.
- Ramovš, A., 1968. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, *Abhandlungen*, 131: 72–77.
- Ramovš, A., 1972. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 20: 35–45.
- Ramovš, A. & Sieverts-Doreck, H., 1968. *Geološki vjesnik*, 21: 191–206.
- Schönlaub, H.P. & Forke, H.C., 2007. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 61: 3–157.

# Skamieniałości śladowe z formacji ze Szczawna okolic Wałbrzycha (Sudety Środkowe) – wstępne wyniki badań



Jolanta Muszer

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, Cybulskiego 30; 50-205 Wrocław; e-mail: jolanta.muszer@ing.uni.wroc.pl

Górnowiązeńska formacja ze Szczawna (Fig. 1) stanowi jedną z najlepiej udokumentowanych paleontologicznie nieformalnych jednostek litostratygraficznych dolnego karbonu w niecce śródsudeckiej w środkowych Sudetach (Nemec et al., 1982; Mastalerz, 1987; Bossowski et al., 1995). Jest to związane z morskim pochodzeniem osadów (transgresja wizeńska) oraz częstym występowaniem skamieniałości, szczególnie bezkręgowców. Miąższość tej formacji waha się od około 400 m w rejonie Wałbrzycha do około 3000 m w okolicach Kamiennej Góry (Nemec et al., 1982) (Fig. 2). W zachodniej części niecki śródsudeckiej materiał klastyczny budujący tę formację początkowo był deponowany w środowisku deltowym oraz stożków związanych z deltami, schodzących do płytkiej zatoki morskiej, a następnie rozwinął się system fluwialny (Mastalerz, 1987; Bossowski et al., 1995). Megasekwencja tego dawniej nazywanego „kulmu młodszego” składa się z osadów facji paralicznych, deltowych, rzecznych i stożków aluwialnych.

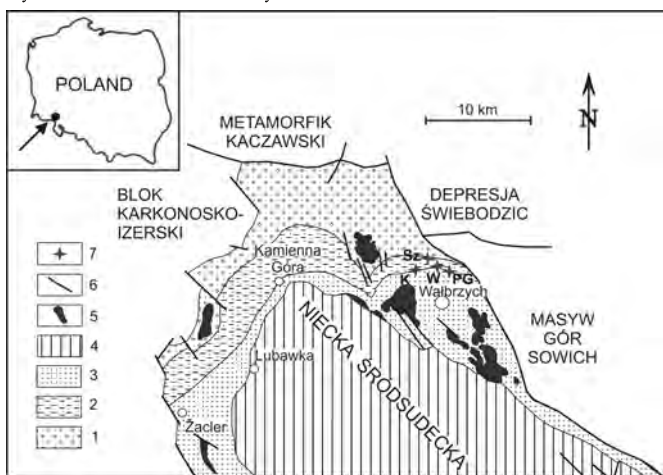


Fig. 1. Szkic geologiczny północnej części niecki śródsudeckiej na podstawie Mastalerza (1995), zmodyfikowany.

1 – dolnokarbońskie formacje starsze niż formacja ze Szczawna (wizen), 2- formacja ze Szczawna (wizen górny), 3 – górny karbon; 4 – utwory permu, dolnego triasu i górnej kredy; 5 – karbońskie skały wulkaniczne; 6 – uskoki; 7 – usytuowanie badanych profili. K – Konradów, PG – Ptasia Góra, Sz – Szczawno-obwodnica, W – Wałbrzych obwodnica.

Odmienne, głębsze warunki sedymentacji morskiej w wizenie panowały w zachodniej części niecki tj. w basenie wałbrzyjskim. Mastalerz (1987) wyróżnia tu dwie paleoasocjacje środowiskowe. W pierwszej tj. strefie dna basenu i podwodnych stożków powstawały drobnoziarniste osady hemipelagiczne i piaszczysto-mułowe turbidyty, z którymi współwystępują zlepińce – redeponowane osady kanałów podwodnych. Druga paleoasocjacja to podwodne skłony deltowe, w których tworzyły się gruboziarniste osady ze spływów grawitacyjnych o wysokiej koncentracji oraz z silnych prądów trakcyjnych oraz drobnoziarniste utwory prodeltowe i międzykanałowe.

Pomimo dobrej dokumentacji makrofaunistycznej (m.in. Schmidt, 1925; Żakowa, 1958, 1960, 1963; Jerzykiewicz, 1965) stopień poznania skamieniałości śladowych w tej jednostce przez wiele lat był niski, oparty jedynie na kilku wzmiankach.

Żakowa (1958, 1960) wspomina o trudno oznaczanych śladach przypominających rodzaj *Dictyodora* w rejonie Wałbrzycha (Poniatów, Czarnota) oraz cytuje *Dictyodora liebeana* Weiss z Konradowa, nie przedstawiając ilustracji ani opisów. Nemec et al. (1982) zaznaczają jedynie obecność śladów w obrębie osadów dolnokarbońskich na profilu litoologicznym, natomiast Mastalerz (1987, 1995) wzmiankuje obecność skamieniałości śladowych w niektórych facjach formacji ze Szczawna.

Obecnie stopień odsonięcia drobnoziarnistych skał wizeńskich w rejonie Wałbrzycha przeważnie jest fragmentaryczny i przeważnie bardzo zły. Realizowana w ostatnich latach budowa obwodnic w rejonie Wałbrzycha umożliwiła lepsze poznanie formacji ze Szczawna. Badania tej formacji wykonane przez autorkę w latach 2012–13, w ramach grantu NCN nr 2011/01/B/ST10/05112, w wybranych profilach wizen ba-

CHRONOSTRATYGRAFIA				LITOSTRATYGRAFIA (formacje)	MIĄŻSZOŚĆ (m)
GLOBALNA	CENTRALNA/ZACHODNIA EUROPA				
PERM	PERM	AUTUN		z Ludwikowic	100-440
PENNSYLVAN	GÓRNY KARBON	STEFAN	C	z Glinika	300-850
			B		
			A		
		WESTFAL	D	z Żaclerza	500-900
			C		
			B		
		NAMUR	A	z Białego Kamienia	150-380
			C		
			B		
			A		
MISSISSIP	DOLNY KARBON	WIZEN	V3	ze Szczawna	600-3000
				z Lubomina	1500-2100
				ze Starych Bogaczowic	1000-1800
			V2-V2?	z Ciechanowic, z Nagórnika, z Figłowa, z Sadów Górnych	0-1000

Fig. 2. Schemat litostratygrafii karbońskich osadów w niecce śródsudeckiej na podstawie prac Bossowskiego et al. (1995), Góreckiej-Nowak & Majewskiej (2002) oraz Turnau et al. (2002).



seno wałbrzyskiego (Konradów, Szczawno-Zdrój, Ptasia Góra, Wałbrzych) oraz w ramach prac magisterskich (Pietrusa, 2005; Kramarzewska, 2011) dowodzą obecności znacznie bardziej urozmaiconych skamieniałości śladowych (Fig. 3). Niektóre z nich, zwłaszcza *Psammichnites*, występują bardzo licznie w określonych warstwach tworząc koncentracje (Tab. 1).

Ichnotakson	Konradów	Ptasia Góra	Szczawno-Zdrój (obwodnica)	Wałbrzych (obwodnica)
<i>Skolithos</i> isp.	+			
<i>Planolites</i> isp.	++	+		
<i>Psammichnites</i> isp.	++		+++	+++
<i>Dictyodora liebeana</i> (Weiss)	+			

Tab. 1. Udział poszczególnych ichnotaksonów w wybranych profilach wizenu synklinorium śródsudeckiego: + - okazy pojedyncze (maks. 5), ++ - okazy liczne (maks. 10), +++ - okazy bardzo liczne (powyżej 10).

*Skolithos* isp. – Proste lub lekko wygięte cylindryczne rurki, przebiegające prostopadle do powierzchni warstwowania, o średnicy 1,5–2 mm i długości do 17 mm, których górna część nieco się rozszerza. Rodzaj ten zalicza się do ichnofacji *Skolithos*, charakterystycznej dla wysokoenergetycznego środowiska litoralnego. Pojawił się w prekambry i trwa do dzisiaj (Pemberton & Frey, 1982). Ślad typu domichnia tworzony przez zawieszonożerców.

*Planolites* isp. – Proste lub wygięte, nie rozgałęziające się ślady o szerokości 2–5 mm wypełnione osadem odmiennym niż otaczająca skała, bezstrukturalnym, o drobniejszym ziarnie. Rodzaj ten jest eurybatyczny i spotykany w osadach różnych subsródownisk morskich i słodkowodnych od prekambry do dzisiaj (Pemberton & Frey, 1982), zaliczany do ichnofacji *Cruziana*. Jest to ślad typu pascichnia lub fodinichnia, zwią-

zany prawdopodobnie z robakokształtnym mułozercą, który wypełniał tworzony przez siebie korytarz.

*Psammichnites* isp. – Mniej lub bardziej kręte, meandrujące ślady zachowane w postaci wypukłego epireliefu, z dwoma wypukłościami i przebiegającym pośrodku rowkiem, który ma przebieg prosty lub kręty (Fig. 3). Szerokość śladów wynosi 13–27 mm, natomiast szerokość wklęsłej części osiowej 2–3 mm. Niektóre ślady przecinają się ze sobą. *Psammichnites* najczęściej występuje w płytkomorskim środowisku pływowym i estuariowym w obrębie ichnofacji *Cruziana* (Buatois & Mángano, 2011). Spotykany jest także w środowisku głębszym, związanym z prądami zawieszinowymi (Álvaro & Vizcaíno, 1999). Rodzaj ten pojawia się w kambrze i występuje do dzisiaj (Pemberton & Frey, 1982). Jest to ślad typu pascichnia, tworzony prawdopodobnie przez ślimaki poruszające się pod powierzchnią osadu i posiadające syfon (Häntzchel, 1975; Mángano & Buatois, 2002; Seilacher, 2007). Rodzaj ten jest opisywany z Sudetów po raz pierwszy.

*Dictyodora liebeana* (Weiss) – Znalezione ślady stanowią poprzeczny przekrój tego ichnotaksonu. Kręte nierozgałęziające się ślady o szerokości do 1 mm, tworzące charakterystyczne meandry. Wewnętrzna struktura wykazuje delikatne zgrubienia. Jest to ślad typu fodinichnia (Buatois & Mángano, 2011). Rodzaj ten jest charakterystyczny dla morskich głębokowodnych facji *Nereites* (Seilacher, 2007). Gatunek znany z dolnego karbonu (Häntzchel, 1975), producent śladu jest nieznan.

W większości analizowanych profili znajdują się pojedyncze ichnorodzaje. Jedynie w najdłuższym profilu z Konradowa można zaobserwować następstwo ichnofacji od *Nereites*, poprzez *Cruziana* do *Skolithos*, co potwierdza dotychczasowe wnioski paleośrodowiskowe o stopniowym spłycaaniu się zbiornika morskiego w późnym wizenie.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Álvaro, J.J. & Vizcaíno, D., 1999. Bull. Soc. géol. France, 170: 821-828.
- Bossowski, A. et al., 1995. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, 148: 142-147.
- Buatois, L.A. & Mángano, M.G., 2011. Ichnology. Organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press. 358 pp.
- Górecka-Nowak, A. & Majewska, M., 2002. Geological Quarterly, 46: 101-115.
- Häntzchel, W., 1975. W: Teichert, C. (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W. Miscellaneous, Suppl. 1. Geological Society of America and University of Kansas, Lawrence and Boulder. 269 pp.
- Jerzykiewicz, T., 1965. Acta Geologica Polonica, 15.
- Kramarzewska, M., 2011. Praca magisterska (niepubl.), Uniwersytet Wrocławski. 125 pp.
- Mángano, M.G. & Buatois, L.A., 2002. Ichnos, 9: 1-22.
- Mastalerz, K., 1987. W: Baranowski, Z. et al., (eds.), Przewodnik LVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wałbrzych 17-19 września 1987. AGH, Kraków: 134-145.
- Mastalerz, K., 1995. Sedimentary Geology, 98: 121-146.
- Nemec, W. et al., 1982. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, Potsdam, 66: 267-395.
- Pietrusa, Ł., 2005. Praca magisterska (niepubl.), Uniwersytet Wrocławski. 86 pp.
- Pemberton, S.G. & Frey, R.W., 1982. Journal of Paleontology, 56: 843-881.
- Schmidt, H., 1925. Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 45.
- Seilacher, A., 2007. Trace Fossil Analysis. Springer: 226 pp.
- Turnau, E. et al., 2002. Geologia Sudetica, 34: 9-16.
- Żakowa, H., 1958. Prace Instytutu Geologicznego, 19: 211 pp.
- Żakowa, H., 1960. Kwartalnik Geologiczny, 4: 331-355.
- Żakowa, H., 1963. Kwartalnik Geologiczny, 7.



Fig. 3. A–C – *Psammichnites* isp. z obwodnicy Szczawna. A – nr kat. Sz4-12; B – nr klat. Sz4-28; C – nr kat Sz4-1; D – *Dictyodora liebeana* (Weiss). Konradów, nr kat K-1; E – *Planolites* isp. Konradów, nr kat K-6; F – *Skolithos* isp. Konradów, nr kat K-9.

# Rewizja konodontowego gatunku *Icriodus orri* Klapper et Barrick i jego znaczenie dla biostratygrafii eiflu

Katarzyna Narkiewicz

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: katarzyna.narkiewicz@pgi.gov.pl

Gatunek *Icriodus orri* został ustanowiony przez Klappera i Barricka (1983, str. 1230–1231, fig. 9) dla elementów P1 podobnych do przedstawicieli *Icriodus retrodepressus* Bultynck, 1970, ale różniących się obecnością wyjątkowo szerokiej jamy bazalnej w tylnej części wrzeciona. Materiał oryginalny pochodził z formacji Spillville ze stanu Iowa (USA), której wiek ustalono na poziomy od najwyższego kockelianus do dolnego ensensis eiflu górnego. W obrębie gatunku kreatorzy wyróżnili dwa morfotypy. Pierwszy z nich charakteryzuje się wyraźną depresją w tylnej części wrzeciona, w której ząbki środkowego rzędu nie występują lub są niższe niż pozostałe (*op. cit.*, fig. 9. R, T, X, Y, AA). Drugi morfotyp obejmujący holotyp (*op. cit.*, fig. 9 AF-AG), odznacza się brakiem depresji i ząbkami rzędu środkowego, których wysokość jest taka sama lub nieco większa niż ząbków z rzędów bocznych (*op. cit.*, fig. 9. Z, AD-AF).

Elementy P1 zaliczone do gatunku *I. orri* różnią się nie tylko brakiem lub obecnością depresji, ale także zarysem wrzeciona, krzywizną jego osi, wielkością i kształtem ząbków oraz jamy bazalnej. Tak zasadnicze zróżnicowanie sugeruje, że okazy pierwotnie włączone do omawianego gatunku (*op. cit.* fig. 9) należą do różnych taksonów. Aby to sprawdzić przeanalizowano przedstawicieli obu morfotypów na tle bogatej kolekcji zbliżonych form pochodzących z eiflu basenu

Michigan (USA) i białoruskiego (Europa) oraz na podstawie danych opublikowanych.

Materiał białoruski pochodzi z rowu Prypeci (otwory wiertnicze Pińsk 54 i Żytkowicze 2), z górnej części charakterystycznego morskiego poziomu kościukowickiego, datowanego na poziom ensensis (Narkiewicz & Kruchek, 2009). Kolekcję z basenu Michigan uzyskano z kamieniołomu U.S. Steel Corporation, położonego na południowy zachód od Roger City (Orr, 1971, profil 15-IU10711, str. 105; Bultynck, 1976, lokalizacja 1, str. 134, fig. 2), z formacji Dundee, Roger City i Bell Shale. De Santis i Brett (2011) datowali te otwory na przedział od poziomu *costatus* do *ensensis*. Wykorzystane tu dane publikowane pochodzą z USA ze stanu Wisconsin (Schumacher, 1971), Ohio (Klapper & Johnson, 1980; Sparling, 1983) i Nowy York (Bultynck, 2003); z Kanady z Kolumbii Brytyjskiej (Chatterton, 1978) i Ontario (Uyeno et al., 1982); oraz z Europy, z obszaru Ardenów (Bultynck, 1970) i Gór Eifel (Weddige, 1977).

Analiza całego zebranego materiału wykazała, że w obrębie szeroko rozumianego gatunku *Icriodus orri* obok typowych jego przedstawicieli zdefiniowanych przez holotyp i paratyp (fig. 9AF-AG, Z – morfotyp 2), można wyróżnić dwa inne gatunki: *Icriodus* n. sp. (fig. 9X, Y, AA – morfotyp 1) i *I. retrodepressus* (fig. 9T – morfotyp 1).

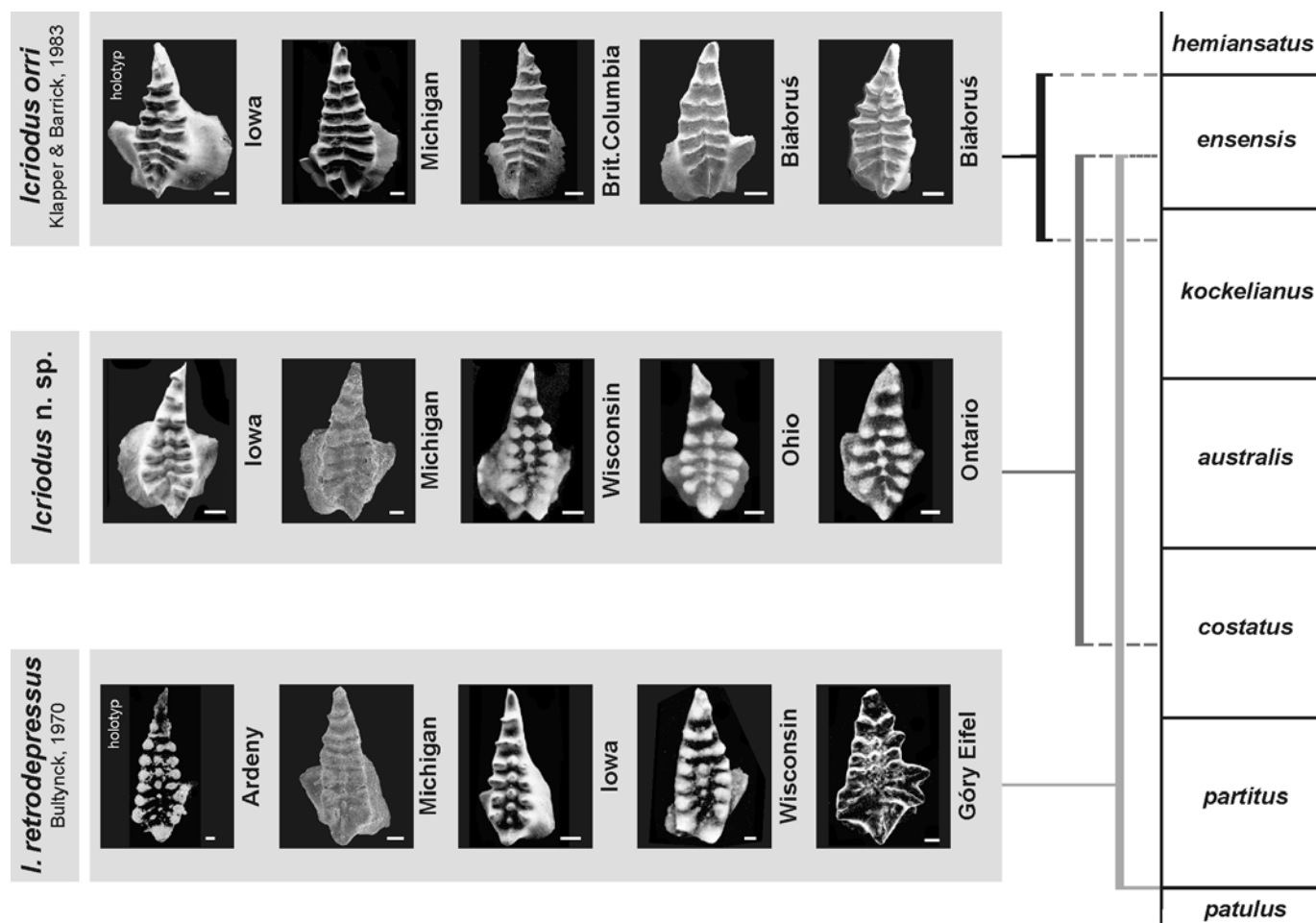


Fig. 1. Wybrane formy *I. orri*, *Icriodus* n. sp. i *I. retrodepressus* reprezentacyjne dla różnych lokalizacji oraz ich zasięgi stratygraficzne.



*Icriodus orri* charakteryzuje się wydłużonym, szerokim wrzecionem najszerszym bliżej części tylnej. Oś wrzeciona jest prosta z wyjątkiem przedniego zakończenia, które może być wygięte do wewnątrz. Poprzecznie ustawione, listewkowate ząbki z rzędów bocznych mają ostre krawędzie i są znacznie większe od ząbków z rzędu środkowego. Te ostatnie są małe, zaokrąglone, i tej samej wysokości lub nieco wyższe niż ząbki rzędów bocznych. Ząbki środkowe są często słabo widoczne ponieważ zlewają się z ząbkami z rzędów bocznych, tworząc 7–8 poprzecznych, wyraźnie oddzielonych od siebie szeregów. Duży ząb główny nie jest wyższy od pozostałych ząbków. Jama bazalna jest asymetryczna, szeroka z prawie prostym tylnym brzegiem i wyraźnie zaznaczoną ostrogą po stronie wewnętrznej.

*Icriodus n. sp.* — Przedstawiciele tego gatunku mają krótkie i dość szerokie wrzeciono o zarysie łzy. Tylina część jest szeroka, o wypukłych brzegach i prostej osi. W jej środkowej części występuje krótkie obniżenie z jednym, rzadziej dwoma niskimi ząbkami rzędu środkowego. Przednia część wrzeciona jest wąska, wydłużona, zaokrąglona i mniej lub bardziej wygięta do wewnątrz. W bocznych rzędach stwierdzono 6–8 owalnych ząbków, które położone są bardzo blisko siebie w tylnej części wrzeciona, a w przedniej są bardziej oddzielone. Rząd środkowy składa się z 4–5 zaokrąglonych, izolowanych ząbków, mniejszych od tych z rzędów bocznych. Ząb główny jest duży i skośnie nachylony ku tyłowi. Jama bazalna zaczyna się wyraźnie rozszerzać ku tyłowi mniej więcej w połowie okazu i jest prawie symetryczna, z mniej lub bardziej zaokrągloną ostrogą i wklęsłym tylnym brzegiem.

*Icriodus retrodepressus* obejmuje formy o wydłużonym, trójkątnym wrzecionie z wyraźnym obniżeniem w tylnej jego części. W obniżeniu występuje od 1 do 3 małych ząbków środkowego rzędu. Rzędy boczne składają się od 6 do 8 owalnych lub poprzecznie wydłużonych ząbków, które w tylnej części wrzeciona mogą być połączone z ząbkami z rzędu środkowego. Rząd środkowy posiada od 4 do 6 zaokrąglonych ząbków mniejszych od ząbków z rzędów bocznych. Ząb główny jest duży i skośnie nachylony ku tyłowi. Jama bazalna obejmuje połowę do 1/3 długości całego elementu. Tylny jej brzeg jest skośny. Po wewnętrznej stronie występuje dobrze rozwinięta ostroga o skośnym brzegu, który łączący się z tylnym brzegiem jamy bazalnej. Natomiast zewnętrzny brzeg jamy bazalnej jest lekko zaokrąglony i charakterystycznie wyciągnięty ku tyłowi.

Okazy z Ameryki Północnej, jak zauważyli Klapper i Barrick (1983), mają jamę bazalną większą niż u holotypu, ale jednak o takim samym zarysie (patrz Bultynck, 1970, pl. 30, fig. 1b).

Analiza całkowitych zasięgów stratygraficznych wyżej omówionych taksonów wskazuje, że *Icriodus orri* jest stratygraficznie młodszy niż *Icriodus n. sp.* i *I. retrodepressus*. Ten ostatni znany jest z poziomu partitus, dla którego do tej pory był gatunkiem charakterystycznym. Obecne dane sugerują, że *I. retrodepressus* występuje od poziomu partitus do najwyższej części *kockelianus* lub nawet dolnej części *ensensis*. *Icriodus n. sp.* po raz pierwszy pojawia się w górnej części poziomu *costatus* i kontynuuje się do najwyższej części *kockelianus* i/lub dolnej części *ensensis*, gdzie współwystępuje z *I. orri* i *I. retrodepressus*. Natomiast *I. orri* pojawia się albo w najwyższej części poziomu *kockelianus* albo w dolnej części *ensensis* i nie występuje powyżej poziomu *ensensis*.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Bultynck, P., 1970. Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, 26: 1–152.
- Bultynck, P., 1976. Geological Association of Canada Special Paper, 15: 119–141.
- Bultynck, P., 2003. Revista Española de Micropaleontología, 35: 295–314
- Chatterton, B.D.E., 1978. Geological Association of Canada Special Paper, 18: 161–231.
- De Santis, M.K. & Brett, C.E., 2011. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 304: 113–135.
- Klapper, G. & Barrick, J.E., 1983. Journal of Paleontology, 57: 1212–1243.
- Klapper, G. & Johnson, J.G., 1980. Journal of Paleontology, 54: 400–455.
- Narkiewicz, K. & Kruchek, S., 2009. International Conodont Symposium ICOS 2009, Calgary. Permophiles: 33–34.
- Orr, R.W., 1971. Indiana Geological Survey Bulletin, 45: 1–110.
- Schumacher, D., 1971. W: Clark, D. L. (ed). Wisconsin Geological and Natural History Survey Information Circular, 19: 68–77.
- Sparling, D.R., 1983. Journal of Paleontology, 57: 825–864.
- Uyeno, T.T. et al., 1982. Geological Survey of Canada Bulletin, 417: 129–161.
- Weddige, K., 1977. Senckenbergiana lethaea, 58: 271–419.

# Zastosowanie metod statystycznych i graficznych w analizie zdeformowanych tektonicznie trylobitów z rodziny *Ellipsocephalidae* Matthew, 1887 z kambru Gór Świętokrzyskich

Jakub Nowicki<sup>1</sup>, Anna Żylińska<sup>2</sup> & Adrian Kin<sup>3\*</sup>

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

<sup>2</sup> Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: anna.zylinska@uw.edu.pl

<sup>3</sup> Stowarzyszenie Przyjaciół Nauk o Ziemi Phacops, Targowa 29, 90-043 Łódź

Trylobity z rodziny *Ellipsocephalidae* Matthew, 1887 występują powszechnie w kambrze Gór Świętokrzyskich (np. Żylińska, 2013). Z uwagi na długą historię geologiczną tych utworów, skamieniałości trylobitów są często zdeformowane, co może prowadzić do błędów w oznaczeniach taksonomicznych. Przykładem wpływu deformacji tektonicznych na oznaczenia taksonomiczne jest populacja trylobitów, zaliczonych przez Orłowskiego (1985) do dwóch gatunków – *Comluella oratrix* i *Comluella igrzycznae*. Badane okazy pochodzą z piaskowców formacji z Ociesek reprezentujących drugi oddział kambru (poziom *Holmia*–*Schmidtellus*) z kilku odłoneń regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich.

Najważniejsze cechy, jakie dotychczas stanowiły podstawę rozróżnienia badanych gatunków to: 1) różnice w proporcjach kranidium – u *C. oratrix* jest ono relatywnie szersze niż u *C. igrzycznae*, oraz 2) obecność kolca policzkowego u *C. oratrix* oraz jego brak u *C. igrzycznae*.

Zbadano około 900 okazów; zmierzono parametry dla 182 kranidiów, z czego dane morfometryczne dla 121 najlepiej zachowanych wybrano do dalszych analiz. W celu przeanalizowania różnic proporcji kranidiów zastosowano metody statystyczne porównujące pary zmiennych oraz metody wielu zmiennych (analizę głównych składowych, ang. Principal Components Analysis, PCA, oraz analizę dyskryminacyjną). Wszystkie metody statystyczne były aplikowane przy użyciu

programu PAST 2.07 (Hammer et al., 2001). Ponadto, niektóre okazy poddano retrodeformacji graficznej (Srivastava & Shah, 2006).

Porównanie par zmiennych jest metodą umożliwiającą analizę parametrów równoległych, co wyklucza wpływ późniejszych deformacji na wynik (Hughes & Jell, 1992). Metoda ta nie wychwytuje wszystkich różnic morfologicznych, zatem ma zastosowanie głównie we wstępnej analizie. Zgodnie z oczekiwaniami stopień korelacji przy porównywaniu parametrów równoległych w obrębie populacji obejmującej obydwie typy morfologiczne (*oratrix* i *igrzycznae*) był bardzo dobry ( $r=0,9$ ;  $p<0,001$ ), zaś w przypadku par parametrów prostopadłych korelacja była wyraźnie niższa ( $r=0,7$ ;  $p<0,001$ ). Taki wynik może wskazywać na czynnik tektoniczny wpływający na proporcje badanych kranidiów.

Analizy wielu zmiennych pozwalają na wychwycenie różnic pomijanych przy analizie dwóch parametrów. Podstawową metodą w tym przypadku jest analiza głównych składowych (PCA), polegająca na traktowaniu zbioru danych jako chmury punktów w przestrzeni K-wymiarowej, gdzie K jest liczbą zmiennych. Chmura danych jest poddawana takiej zmianie współrzędnych, by zmaksymalizować wariancję pierwszej nowej współrzędnej; procedurę tę przeprowadza się dla każdej kolejnej współrzędnej. Do PCA na badanym materiale wybrano 8 parametrów kranidiów: 4 mierzone sagi-

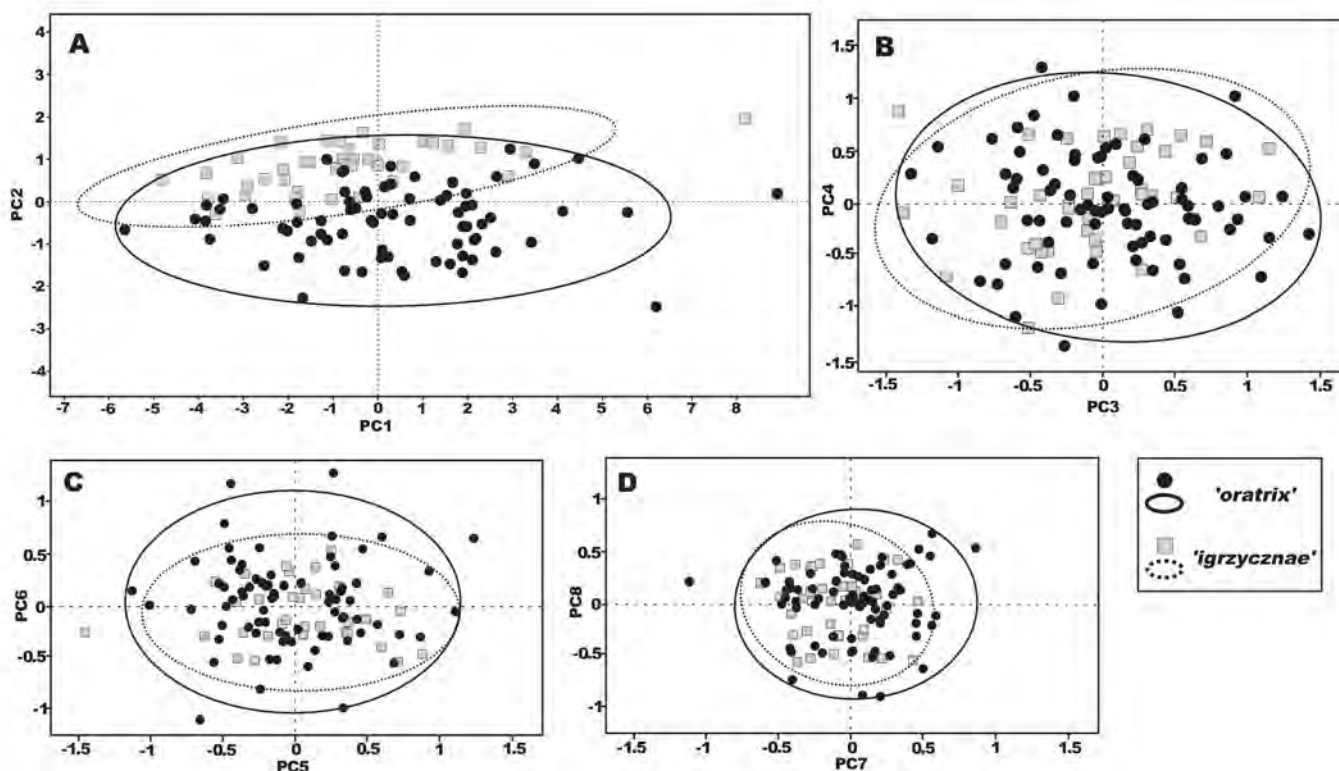


Fig. 1. Wykresy wartości głównych składowych dla badanej populacji: A: PC1 i PC2; B: PC3 i PC4; C: PC5 i PC6; D: PC7 i PC8. Elipsy wyznaczają 95% przedział ufności. Morfotypy wyodrębnione są jedynie w przypadku PC2 interpretowanej jako deformacja tektoniczna.

talnie (wzdłuż osi trylobita) oraz 4 mierzone poprzecznie. Po zastosowaniu PCA, w analizowanej populacji pierwsza główna składowa (PC1) objęła 75,5% ogólnej wariancji grupy i powinna być interpretowana jako zmienność związana ze wzrostem rozmiaru badanych obiektów. Druga główna składowa (PC2) odpowiadała za 11,2% zmienności (Fig. 1A). Co ważne, ładunki (stałe przyporządkowywane pierwotnym zmiennym) miały ten sam znak w przypadku parametrów równoległych do siebie i przeciwny – w przypadku parametrów prostopadłych. Można stąd wnioskować, że przyczyną zmienności PC2 może być deformacja tektoniczna. Pozostałe główne składowe obejmujące w sumie 13,3% zmienności opisują różnorodność morfologiczną badanej populacji. Nie ma jakiegokolwiek różnicy między postulowanymi dotychczas (Orłowski, 1985) taksonami (Fig. 1B–D), co przemawia za jednorodnością badanej populacji, zaś różnice pomiędzy obydwoma morfotypami wynikałyby z czynnika tektonicznego.

Dodatковым testem badanego zespołu skamieniałości była analiza dyskryminacyjna, sprowadzająca wieloparametrowy zestaw danych do jednego wymiaru tak, aby zmaksymalizować odległość między zadanymi grupami. Analiza ta wykazała bardzo duże pokrywanie się zadanych grup, ponadto błąd w zaliczeniu do odpowiedniego morfotypu pojawił się w przypadku 11% badanych okazów. Po weryfikacji i ponownym zastosowaniu PCA żaden z morfotypów nie wyodrębnił się.

Kolejną zastosowaną metodą była retrodeformacja graficzna przeprowadzona na płytkach piaskowca z kilkoma zdeformowanymi kranidiami ułożonymi w jednej płaszczyźnie lecz o osiach położonych w różnych kierunkach. Retrodeformacja

została wykonana techniką proponowaną przez Srivastavę i Shaha (2006). Efektem retrodeformacji są okazy o oryginalnych proporcjach oraz elipsy opisujące rozkład naprężeń. Po retrodeformacji graficznej znikają różnice między okazami zaliczonymi do *C. oratrix* i *C. igrzycznae*.

Różnice jakościowe pomiędzy badanymi taksonami (m.in. obecność lub brak kolca policzkowego) zostały zweryfikowane przez wnikliwą analizę zgromadzonej kolekcji okazów jako wynikające z procesów tafonomicznych (Żylińska et al., w druku) i tym samym nie mogą stanowić podstawy do różnicowania odrębnych gatunków.

Przeprowadzone analizy wskazują, że gatunki wyznaczone przez Orłowskiego (1985), tj. *C. oratrix* i *C. igrzycznae* są tektonicznymi morfotypami. W świetle aktualnej systematyki rodziny Ellipsocephalidae (Geyer, 1990), badana populacja powinna być zaliczona do rodzaju *Berabichia* Geyer, 1990 i tym samym przyjąć pełną nazwę: *Berabichia oratrix* (Orłowski, 1985) (Żylińska et al., w druku).

*\*Adrian Kin był jednym z pomysłodawców niniejszych badań. Zmarł w 2012 roku.*

#### BIBLIOGRAFIA:

- Geyer, G., 1990. *Beringeria*, 3: 3–363.  
Hammer, Ø., et al., 2001. *Palaeontologia Electronica*, 4: 1–9.  
Hughes, N. C. & Jell, P. A., 1992. *Lethaia*, 25: 317–330.  
Orłowski, S., 1985. *Acta Geologica Polonica*, 35: 231–250.  
Srivastava, D. C. & Shah, J., 2006. *Geology*, 34: 593–596.  
Żylińska, A., 2013. *Przegląd Geologiczny*, 61: 30–39.  
Żylińska, A., et al., w druku. *Geodiversitas*.



# Unikatowe stanowisko gąbek cenomańskich na Podolu Pokuckim (zachodnia Ukraina)

PALEO  
2013  
TYNIEC

Danuta Olszewska-Nejbert<sup>1</sup>, Ewa Świerczewska-Gładysz<sup>2</sup>, Maciej Bąbel<sup>1</sup>, Andrij Jacyszyn<sup>3</sup>  
& Andrij Bogucki<sup>3</sup>

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

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

<sup>3</sup> Faculty of Geography, Ivan Franko National University of Lviv, P. Doroshenka 41, 79000 Lviv, Ukraine; e-mail: jacyszyn@yahoo.com

Emil Habdank Dunikowski w publikacji z końca XIX wieku opisał 21 gatunków gąbek, w tym 13 nowych z utworów cenomanu z rejonu Nezwyska w zachodniej Ukrainie (Dunikowski, 1889). Na podkreślenie i szczególne uznanie zasługuje jego nowoczesne podejście do przedmiotu badań, gdyż w opisach taksonomicznych uwzględnił on cechy szkieletów gąbek. Ze względu na brak zachowanych szkieletów krzemionkowych w sfosfatyzowanych okazach, Dunikowski zastosował innowacyjną metodę obserwacji w płytkach cienkich kształtu przestrzeni porowych pozostałych po rozpuszczonych igłach. Niestety, oryginalna kolekcja, nad którą pracował Dunikowski zaginęła. Lata późniejsze dostarczyły nowych informacji na temat cenomańskich gąbek zachodniej Ukrainy i sąsiadującej z nią Mołdawii (Khmilevsky, 1969, 1977; Tres'tjan, 1972, 1973).

W latach 2009–2012 odbyły się cztery polsko-ukraińskie ekspedycje naukowe na Podole Pokuckie. Przeprowadzono badania terenowe utworów kredowych w rejonie Nezwyska, Petriwa i Horodenki (Fig. 1). Udokumentowano dzisiejszy stan zachowania warstwy fosforytowej w utworach cenomanu, która jako złożo fosforytów była przedmiotem eksploatacji w latach 20-tych ubiegłego wieku (Tokarski, 1931). W roku 2009 w trakcie wyprawy rekonesansowej udało się zlokalizować odsłonięcia warstwy fosforytowej w okolicach Nezwyska i Rakowca. Cenomańska warstwa fosforytowa charakteryzuje się stosunkowo niewielką miąższością, rzędu 20–25 cm i jest przepiętna skamieniałościami. Już pierwsze wstępne badania terenowe pozwoliły na stwierdzenie, iż warstwa ta jest wyjątkowo bogata w gąbki, które stanowią ponad 95% wszystkich sfosfatyzowanych skamieniałości. Najlepiej zachowane okazy występują w mało zwężonych iłach marglistych i marglach, oraz w spągu wapienia inoceramowego (Fig. 2). W pierwszym etapie prac, po dwóch wyprawach w latach 2009–2010 zweryfikowano gatunki gąbek opisane przez Dunikowskiego (1889) jako nowe taksony. Spośród 13 gatunków zaakceptowano jedynie pięć i dla tych zaproponowano okazy neotypowe (Olszewska-Nejbert & Świerczewska-Gładysz, 2012). Jeden z nich, *Laocoetis maxima* (Dunikowski, 1889), reprezentuje rząd Hexactinosida. Cztery pozostałe należą do rzędu Lychniscosida: *Callodictyonella regularis* (Dunikowski, 1889), *Plocoscyphia podolica* Dunikowski, 1889, *Toulminia polonica* Dunikowski, 1889 i *Leiostracosia crassa* (Dunikowski, 1889).

Wyprawa naukowa w 2011 r. zaowocowała zebraniem jeszcze bogatszej kolekcji gąbek z rejonu Nezwyska i Rakowca. Rozpoznano również wstępnie nowe stanowisko w Petriwie (Fig. 1). Zebrane skamieniałości pozwoliły na paleontologiczne opracowanie 31 gatunków gąbek cenomańskich, wliczając w to taksony, dla których wcześniej wyznaczono neotypy. Trzydzieści gatunków to gąbki z gromady Hexactinellida, a tylko jeden gatunek należy do lithistida, gąbek z gromady Demospongia (Olszewska-Nejbert & Świerczewska-Gładysz, 2013). Opisany zespół gąbek jest taksonomicznie podobny do cenomańskiej fauny gąbkowej z innych regionów Europy, głównie z Europy zachodniej. Czternaście gatunków występujących w badanym materiale

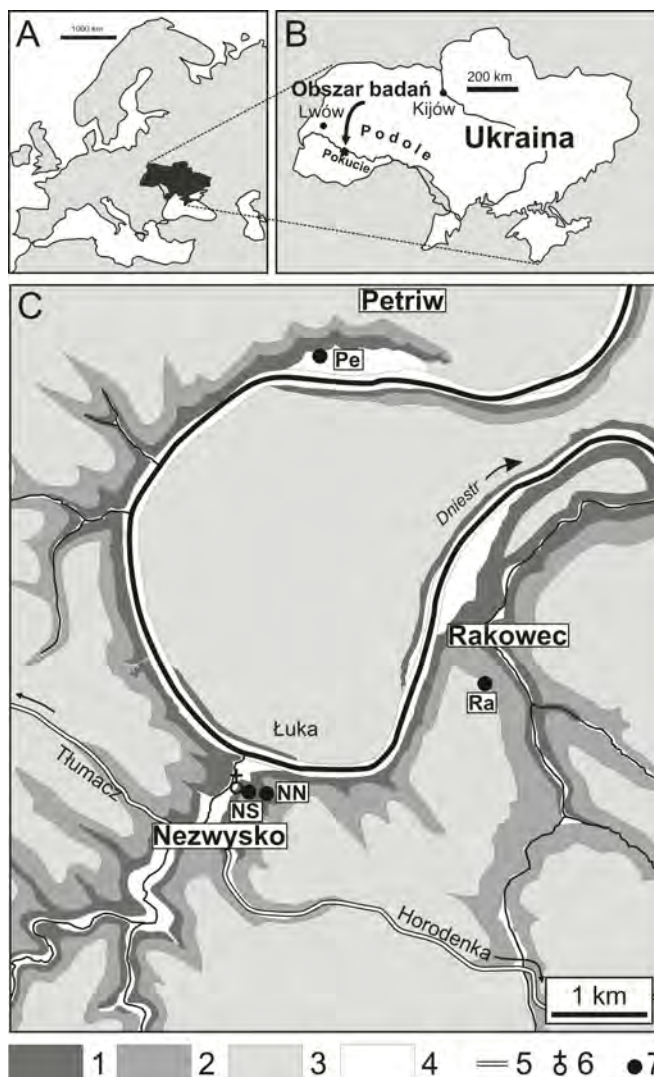


Fig. 1. Lokalizacja terenu badań na Podolu Pokuckim, zachodnia Ukraina. A–B – położenie Ukrainy (B) w Europie (A); C – mapa geologiczna obszaru badań (według: Bieniasz, 1887, uproszczona) z lokalizacją opisanych stanowisk paleontologicznych; 1 – utwory starsze od kredy (dewon, jura); 2 – kreda (alb, cenoman, turon); 3 – kenozoik (neogen, czwartorzęd); 4 – współczesne aluwia i obszary zabudowane; 5 – główne drogi; 6 – cerkwie; 7 – lokalizacja odsłonięć: NS – Nezwysko, południowy stok wąwozu za cerkwią; NN – Nezwysko, północny stok wąwozu za cerkwią; Ra – Rakowec, odsłonięcie w skarpi przy drodze; Pe – Petriw, czynny kamieniołom.

jest notowanych w zespołach cenomańskich, przy czym zasięg stratygraficzny sześciu gatunków: *Eurete prolatum* Reid, *E. meandrina* (Regnard), *Verrucocoeilia vectensis* Hinde, *Aphrocallistes hurcewiczae* Trest'jan, *Stichmptyx undulatum* (Moret), *Sestrocladia furcata* Hinde wydaje się być bardzo wąski, ograniczony tylko do cenomanu. Większość z tych gatunków dotychczas była obserwowana jedynie w jednym lub dwóch regionach Europy. Ich szerszy zasięg paleogeograficz-



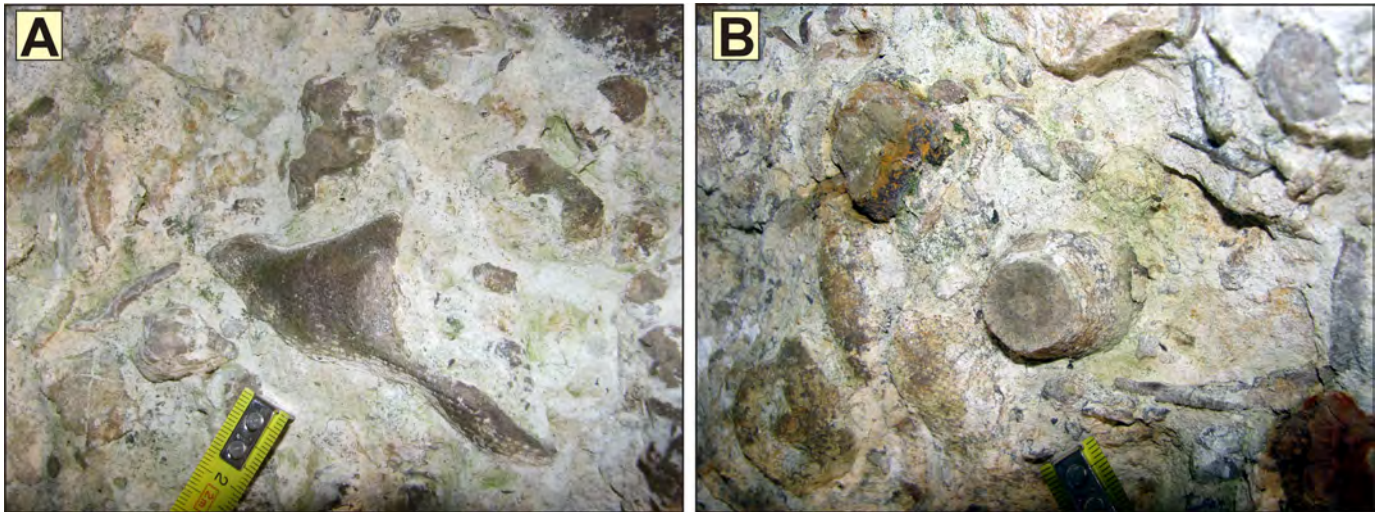


Fig. 2. Widok powierzchni spągowej wapienia inoceramowego z licznymi sfosfatyzowanymi gąbkami, cenoman, Rakowec. A – gąbki bezładnie rozproszone, B – widoczne gęsto, bezładnie upakowane pokruszone gąbki, głównie z rodzaju *Laocoetis*.

ny udokumentowany na Podolu Pokuckim przemawia za tym, iż w cenomanie, przynajmniej okresowo musiało istnieć dobre połączenie pomiędzy zachodnią i wschodnią częścią europejskiego morza epikontynentalnego. Dwanaście gatunków opisanych z Podola Pokuckiego jest znanych z innych pięter kredowych. Spośród nich dziesięć: *Periphragella plicata* (Schrammen), *Pleurostoma(?) scyphus* Počta, *Laocoetis beaumonti* (Reuss), *Andreaea micropora* Lagneau-Hérenger, *Diplodictyon heteromorphum* (Reuss), *Pleurope lacunosa* (Roemer), *Becksia plicata* (Sinzov), *Orthodiscus fragilis* Schrammen, *Sporadoscinia alcyonoides* (Mantell) i *Siphonia pyriformis* Goldfuss to gatunki po raz pierwszy opisane w utworach cenomanu.

W materiale skolekcjonowanym w latach 2009–2011 pojawiła się także spora liczba okazów, które wydawały się być gatunkami nowymi, ale z powodu braku dobrze widocznych śladów po rozpuszczonych igłach, nie zostały one opisane. W trakcie ostatniej wyprawy, jaka odbyła się w roku 2012 uzupełniono kolekcję gąbek o kolejne okazy z rejonu Nezwyska, Rakowca i Petriwa. Stanowisko Petriw nie było do tej pory opisywane w literaturze. Obecnie znajduje się tam czynny kamieniołom, z dobrze odsłaniającą się warstwą fosforytową. Zebrano tu niezwykle bogatą kolekcję gąbek, liczącą kilkaset okazów (kolekcja ta jest w trakcie opracowywania). Nowy materiał pochodzący z Petriwa i wcześniej znanych odsłoneń pozwolił na przygotowanie kolejnej pracy, gdzie zaproponowano jeden nowy rodzaj i sześć nowych gatunków Hexactinellida (Świerczewska-Gładysz & Olszewska-Nejbert, 2013). Cztery z nich reprezentują rząd Hexactinosida: *Myliusia rakovensis*, *Verrucocoelia regularis*, *Tretochone cretacea* i *Heterochone boguckii*. Pozostałe dwa należą do Lychniscosida: *Dunikowskiella nezwyskensis* i *Moretiella foliacea*. Wyróżnione gatunki rzucają nowe światło na zasięgi stratygraficzne rzadkich lub dotychczas nie notowanych w kredzie rodzajów (przeгляд literatury patrz Świerczewska-Gładysz & Olszewska-Nejbert, 2013). Rodzaj *Tretochone* Reid, reprezentowany dotychczas przez jeden współczesny gatunek *T. duplicata* (Topsent, 1928) występujący w Morzu Sagami koło Japonii (Reiswig & Wheeler, 2002), w utworach cenomanu na Podolu Pokuckim został stwierdzony po raz pierwszy w stanie kopalnym. Dwa kolejne rodzaje z cenomanu Podola Pokuckiego *Heterochone* Ijima i *Myliusia* Gray, znane w stanie kopalnym odpowiednio z kampanu Niemiec i miocenu Hiszpanii, mają przedstawicieli wśród współczesnej fauny gąbkowej. Kopalny rodzaj *Moretiella* Breistroffer był opisywany do tej pory jedynie z aptu Hiszpanii i albu Francji.

Zespoły cenomańskich gąbek rozpoznanych z różnych stanowisk w Europie, głównie na terenie Anglii, Francji i Niemiec obfitują w przedstawicieli lithistida (Termier & Termier, 1981), natomiast Hexactinellida są stosunkowo rzadkie i słabo poznane. Cenomańska fauna gąbkowa, reprezentowana przez liczne i zróżnicowane gatunkowo Hexactinellida, jest znana jedynie z Anglii (Reid, 1968) i Normandii (Regnard, 1926). W świetle przeprowadzonych badań, zespół gąbek z Podola Pokuckiego wydaje się być jednym z najbogatszych, jeśli nie najbogatszym zespołem cenomańskich Hexactinellida na świecie, zarówno pod względem ilościowym jak i taksonomicznym.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Bieniasz, F., 1887. Objasnienia szczegółowe do map Tyśmienicy-Thumacza i Monasterzysk. W: Alth, A. & Bieniasz, F., Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 1: 41–79.
- Dunikowski, E., 1889. Pamiętniki Akademii Umiejętności, 16: 70–87.
- Khmilevsky, Z.I., 1969. Paleontologicheskij Sbornik, 2: 19–31.
- Khmilevsky, Z.I., 1977. Paleontologicheskij Sbornik, 14: 41–49.
- Olszewska-Nejbert, D. & Świerczewska-Gładysz, E., 2012. Palaeontology, 55: 1265–1278.
- Olszewska-Nejbert, D. & Świerczewska-Gładysz, E., 2013. Cretaceous Research, 43: 116–144.
- Regnard, C.H., 1926. Bulletin de la Société géologique de France, 25: 469–486.
- Reid, R.E.H., 1968. Geological Magazine, 105: 15–22.
- Reiswig, H.M. & Wheeler, B., 2002. W: Hooper, J. N. A. & Van Soest, R.W.M. (eds), Systema Porifera: a guide to the classification of sponges, 1301–1331.
- Świerczewska-Gładysz, E. & Olszewska-Nejbert, D., 2013. Journal of Paleontology, 87: 696–709.
- Termier, G. & Termier, H., 1981. Cretaceous Research, 2: 427–433.
- Tokarski, J., 1931. Kosmos, Seria A, 56 (1–2): 1–224.
- Trest'jan, G. N., 1972. Paleontologicheskij Zhurnal, 6: 171–179.
- Trest'jan, G.N., 1973. W: Volhtegursky, L.F. et al. (eds), Paleontologija i stratigrafija mezokajnozoja juzhnykh okrain Russkoj Platformy: 3–15.

# Zmineralizowane biofilmy i inne ślady działalności mikroorganizmów w kościach dinozaurów z kotliny Nemegt (Pustynia Gobi, Mongolia)



Krzysztof Owocki

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

Działalność drążąca mikroorganizmów w kościach kręgowców zarówno współczesnych jak i kopalnych jest dość dobrze poznany procesem (np. Jans, 2008; Turner-Walker & Jans, 2008; Danise et al., 2012) jednakże potencjalna rola mikroorganizmów w procesie fosylizacji części miękkich zwierząt i kości w wyniku wytrącanie różnych faz mineralnych przez mikrobialne biofilmy jest wciąż słabo poznana (Kaye et al., 2008; Daniel & Chin, 2010).

Kości dinozaurów zebrane przez Polsko-Mongolskie Ekspedycje na Pustynię Gobi (przełom lat 60-tych i 70-tych ubiegłego wieku) charakteryzują się doskonale zachowanymi strukturami histologicznymi. Najczęstszymi wtórnymi fazami mineralnymi są kalcyt i baryt wypełniające kanały nacyniowe oraz jamy szpikowe niekiedy w formie postępujących po sobie kolejnych generacji. Jednakże część materiału kostnego zebranego przede wszystkim ze stanowiska Tsagan Khushu jest pokryta czarnymi, szczególnie dobrze widocznymi po wypolerowaniu, naskorupieniami tlenków żelaza i manganu, oddzielającymi kości od arkozowego osadu. Badania wykonane za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego i mikroskopy elektronowej wykazały, że warstwa ta jest zbudowana z mieszaniny sferoidalnych i pałeczkowatych agregatów niestechiometrycznych tlenków o rozmiarach 7-15  $\mu\text{m}$ . W obrębie agregatów są widoczne owalne pustki o średnicy 1,5-3  $\mu\text{m}$  (Fig. 1A). Agregaty stanowią lepszycie otaczające słabo obtoczony arkozowy szkielet ziarnowy o tym samym składzie co szkielet ziarnowy otaczającego osadu. Warstwa tlenków ma nieciągły agresywny kontakt ze skamieniałą tkanką kostną. Obserwacje w świetle odbitym i elektronach wtórnie rozproszonych (BSE) pokazują, że tlenki przenikają zewnętrzną warstwę kości do głębokości ok. 300  $\mu\text{m}$ , tworząc mieszaninę agregatów tlenkowych i fragmentów fosforanu o nieregularnych granicach kontaktu (Fig. 1B). Bezpośrednia granica między zbitej przejściową a kością składa się z drążeń mikrobialnych charakterystycznych dla sinic, tworzących wyraźny front nadtrawiający osteony i inne struktury histologiczne. Niekiedy od strony okostnej występują fronty tlenkowych faz mineralnych wypełniających struktury histologiczne (w tym jamki i kanaliki kostne) mający w głębszych partiach istoty zbitej charakter wyspowy (Fig. 1C). Czarne nieprzezroczyste tlenki manganu oraz brązowe półprzezroczyste tlenki żelaza wypełniają jamki, kanaliki kostne oraz radialne spękania diagenetyczne.

Liczne sfery tlenkowe występują w kanałach osteonów oraz kanałach Volksmanna. Mniejsze kanały są zwykle w pełni wypełnione aglomeratami pozlepianych sfer, natomiast większe pustki w kości mają sfery przyległe do ścian kanałów wypełnionych kalcytem. Pojedyncze sfery mają średnicę rzędu 10-15  $\mu\text{m}$  i posiadają rdzeń o wewnętrznej strukturze komórkowej niekiedy wypełnionej owalnymi lub frambooidalnymi fazami tlenkowymi o pojedynczych ziarnach rzędu 0,5-1,5  $\mu\text{m}$ . Analizy EDAX i mikroskopia elektronowa wykazały że sfery w większości składają się z mieszaniny niestechiometrycznych tlenków żelaza natomiast wewnętrzne struktury komórkowe zbudowane są z tlenków manganu i baru.

Większe sfery (Fig. 1D) o doskonale zachowanej strukturze znalezione w kości gołenionej dinozaura z rodzaju *Saurolophus* zostały poddane ramanowskiej analizie spektroskopowej. W otoczkach sfer zidentyfikowano widma hematytu i getytu natomiast w obrębie rdzeni o siateczkowatej porowatej budowie wyróżniono widma zkerogenizowanej materii organicznej (Kremer et al., 2012).

Agregaty połączonych ze sobą sfer tworzą biofilmy inkrustrujące ściany jam szpikowych i większych kanałów resorpcyjnych w istocie gąbczastej. Towarzyszą im

zmineralizowane strzępki grzybów tworzące trójwymiarowe systemy dichotomicznych włókien o grubości 1,5-3  $\mu\text{m}$ , zbudowanych z półprzezroczystych tlenków żelaza lub nieprzezroczystych czarnych tlenków manganu (Fig. 1E). W obrębie jednego kanału resorpcyjnego strzępki mogą zmieniać swój skład mineralny z tlenków żelaza na tlenki manganu lub na odwrót. Zmiana składu zachodzi radykalnie bez stref przejściowych w obrębie pojedynczej strzępki i nie ma wpływu na jej morfologię. W skali całego kanału przejście fazy żelazistej w manganową ma formę ostrego frontu. Ze strzępkami związane są pojedyncze lub dichotomiczne drążenia mikrobialne penetrujące kość. Biofilm miejscami powoduje rozpad i spulchnienie struktury kości oraz odspojenie bardziej zmineralizowanych blaszek kostnych. W przypadku okazu ZPAL MGD I/8 spulchniona kość jest spenetrowana przez drążenia mikrobialne o średnicy 30  $\mu\text{m}$  deformujące i przebijające strukturę biofilmu oraz penetrujące kość (Fig. 1F). Mechaniczny charakter tych struktur sugeruje, że ich twórcami mogły być nicienie.

Mineralizacja jamek i kanalików kostnych jest procesem wymagającym obecności w kości kolagenu potrzebnego do wytworzenia gradientu redox odpowiedniego do zainicjowania wytrącania tlenków (np. Pfretzschner, 2001). Obecność biofilmów może zainicjować i nawet przyspieszyć proces wytrącania się tlenków żelaza i manganu (Crerar et al., 1980) gdyż jony  $\text{Fe}^{3+}$  i  $\text{Mn}^{4+}$  są ważnymi substratami anaerobowego metabolizmu bakterii (Ehrlich, 1995). Ponadto sinice i grzyby mogą pasywnie tworzyć akumulacje tlenków żelaza i manganu poprzez wiązanie jonów metali w otoczkach śluzowych inicjując krystalizację faz mineralnych (np. Ghiorse, 1984; Konhauser, 1998). Obecność drążeń wykonanych przez sinice oraz radialnych spękań osteonów (Pfretzschner & Tütken, 2011) sugeruje, że kości z tlenkowymi mineralizacjami były okresowo eksponowane na dnie rzeki lub zbiornika wodnego gdzie uległy kolonizacji przez mikroorganizmy, które utworzyły zmineralizowane biofilmy.

Kości wypełnione wyłącznie kalcytem i barytem są pozbawione zmineralizowanych biofilmów oraz wszelkich drążeń mikrobialnych. Kalcyt i baryt są zwykle uważane za późnodiagenetyczne fazy wypełniające pustki w kościach. Jednakże Trueman et al. (2004) wykazali, że w sprzyjających warunkach minerały te potrafią wypełnić puste przestrzenie w kościach subfosylnych trupów ssaków z parku narodowego Amboseli w ciągu zaledwie dwóch lat. Obserwacje dokonane w kościach dinozaurów z kotliny Nemegt sugerują, że pierwotnie występowały tam dwa mikrośrodowiska sprzyjające szybkiej fosylizacji, przy czym w przypadku kości, które zalegały w środowisku wodnym wytrącone na nich mikrobialnie tlenki żelaza i manganu zasklepiły drogę migracji dla innych mikroorganizmów, które mogłyby zainicjować drążenie i rozpad kości. Kości wypełnione wyłącznie kalcytem i barytem przypuszczalnie zostały szybko pogrzebane w osadzie w warunkach suchego klimatu o zmiennym poziomie lustra wody, co sprzyjało szybkiej krystalizacji kalcytu i barytu. Powyższe obserwacje są zgodne z interpretacją zaproponowaną przez Jerzykiewicza (1998) dla środowiska sedymentacji kościonośnych osadów kotliny Nemegt jako kredowego odpowiednika współczesnej śródlądowej delty Okawango, zasilanej sezonowymi wodami powodziowymi.

## BIBLIOGRAFIA:

- Crerar, D. A. et al., 1980. W: Varentsov, I.M. & Grasselly, G. (eds). *Geology and Geochemistry of Manganese*, 3: 285–303.  
Daniel, J.C. & Chin K., 2010. *Palaios*, 25: 507–516.  
Danise, B. et al., 2012. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*



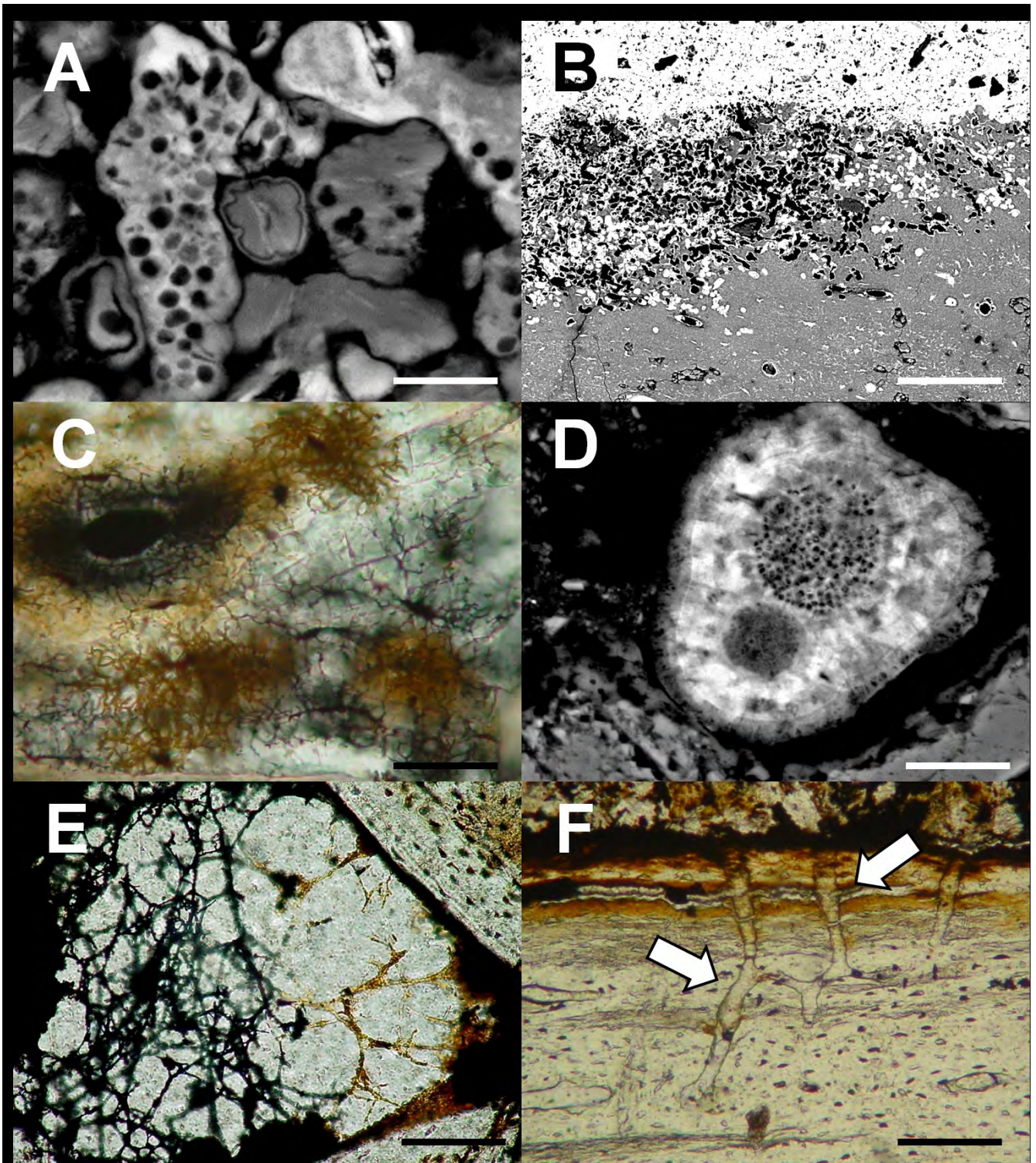


Fig. 1. Zmiany diagenetyczne i ślady działalności mikrobiałnej w kościach dinozaurów z kotliny Nemegt. A – agregaty tlenkowe w skorupie pokrywającej kość dinozaura (obraz BSE, skala 5  $\mu\text{m}$ ), B – drażenia wykonane przez sinice w kości dinozaura pokrytej skorupą tlenkową (obraz BSE, skala 150  $\mu\text{m}$ ), C – tlenki żelaza i manganu wypełniające kanały osteonów oraz jamki i kanaliki kostne (światło przechodzące, skala 40  $\mu\text{m}$ ), D – sfera tlenkowa o podwójnym porowatym rdzeniu w jamie szpikowej dinozaura z rodzaju *Saurolophus* (obraz BSE, skala 20  $\mu\text{m}$ ), E – zmineralizowane strzępki grzybów w kanale resorpcyjnym istoty gąbczastej (światło przechodzące, skala 50  $\mu\text{m}$ ), F – drażenia w kości dinozaura prawdopodobnie wykonane przez nicienie (światło przechodzące, skala 80  $\mu\text{m}$ ).

Palaeoecology, 318: 13-26.

Ehrlich, H.L., 1995. W: Ehrlich, H. L. (ed.). Geomicrobiology: 108–142.

Ghiorse, W.C., 1984. Annual Review of Microbiology, 38: 515–550.

Jans, M.M.E., 2008. W: Wisshak, M. & Tapanila, L. (eds.). Current Developments in Bioerosion: 397–413.

Jerzykiewicz, T., 1998. Geoscience Canada, 25: 15–26.

Kaye, T.G. et al., 2008. PLoS ONE 3 (7): e2808.

doi:10.1371/journal.pone.0002808

Konhauser, K.O., 1998. Earth-Science Reviews, 43: 91–121.

Kremer, B. et al., 2012. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 358–360: 51–61.

Pfretzschner H.-U., 2001. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 220: 417–429.

Pfretzschner, H.-U. & Tutken, T., 2011. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 310: 117–123.

Trueman, C.N. et al., 2004. Journal of Archaeological Science, 31: 721–739.

Turner-Walker, G. & Jans, M., 2008. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 266: 227–235.



# Ewolucja i sukcesja flor towarzyszących szczątkom kostnym i tropom dinozaurów w górnym triasie i dolnej jurze południowej Polski



G. Pacyna<sup>1</sup>, D. Zdebska<sup>1</sup>, M. Barbacka<sup>2</sup> & J. Ziaja<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Zakład Paleobotaniki i Paleoherbarium, Instytut Botaniki Uniwersytet Jagielloński, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: grzegorz.pacyna@uj.edu.pl, danuta.zdebska@uj.edu.pl

<sup>2</sup> Zakład Paleobotaniki, Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: barbacka@botan.nhmus.hu, J.Ziaja@botany.pl

Późny trias i wczesna jura to okres różnicowania się, a następnie początek dominacji dinozaurów w ekosystemach lądowych. Jest to również początek znaczących przemian we florach związanych z ewolucyjnym powstawaniem nowych grup roślin i wymieraniem innych. Wzajemne relacje roślin i roślinożernych dinozaurów tego czasu są jeszcze słabo poznane, a zmiany florystyczne mogły mieć niebagatelny wpływ na radiację tych zwierząt. Polskie odsłonięcia i profile wierceń z górnego triasu i dolnej jury dają możliwość prześledzenia zmian we florach w tym istotnym dla ewolucji lądowych ekosystemów czasie i umożliwiają podjęcie próby odtworzenia wzajemnej relacji roślin i roślinożerców w tym okresie.

Najstarsze chronologicznie jest stanowisko w Krasiejowie na Śląsku Opolskim. Dostarczyło ono przełomowego dla rozumienia ewolucji kręgowców w górnym triasie zespołu skamieniałości (Dzik & Sulej, 2007). Roślinożerny *Silesaurus opolensis* ma nie tylko wielkie znaczenie ewolucyjne w odszyfrowaniu pokrewieństw wśród najstarszych dinozaurów, ale również jest dowodem na to, że wśród pradinozaurów były formy roślinożerne. Na podstawie biochronologii zespołów kręgowców oraz konchostraków wiek stanowiska został oszacowany jako górny karnik (Dzik & Sulej, 2007). Trwające badania makroflory tego stanowiska (mikroflora nie zachowała się) potwierdzają ten wiek. Flora z Krasiejowa, jakkolwiek słabo zachowana, uboga taksonomicznie i trudna w interpretacji, jest najbardziej podobna do niemieckiej flory z Coburger Sandstein. Elementy wilgociolubne są najrzadsze w tej florze. Udało się oznaczyć tylko jeden gatunek paproci - *Sphenopteris schoenleiniana*, a skrzypów nie ma w niej wcale. Dominują za to sucholubne rośliny iglaste podobne do współczesnej araukarii o ulistnieniu typu *Voltzia* (przynajmniej 3 gatunki), których żeńskie szyszki są opisywane pod nazwami *Glyptolepis*, *Pseudohirmerella* i *Pachylepis*. Występują też słabo zachowane męskie szyszki tych iglastych oraz trudne w oznaczaniu, ale bardzo licznie znajdowane ich nasiona. Nasiona triasowych roślin szpilkowych są na świecie słabo poznane, dlatego nowe taksony z Krasiejowa poszerzają zakres wiedzy na ich temat. Inne grupy nagozałazkowych pozostawiły po sobie bardzo skąpe ślady w Krasiejowie, są to fragmenty liści benetytów z rodzaju *Pterophyllum* oraz ulistnienie *Desmiophyllum* o bliżej nie znanym pokrewieństwie botanicznym.

Nieco młodsze wiekowo od Krasiejowa, prawdopodobnie noryckie, górnośląskie stanowiska flor: Woźniki, Poręba i Patoka, charakteryzują się występowaniem już stosunkowo nowoczesnych form iglastych o ulistnieniu zwanym *Brachyphyllum*, przypominającym pędy sadzonych w ogrodach tułi. W Woźnikach znaleziono kości roślinożernego pradinozaura spokrewnionego z silezaurem (Sulej et al., 2011). Flora tego stanowiska, zachowana jako piękne odlewy w kremowym wapieniu wytraconym w ciepłych źródłach jest znana od XIX wieku (Roemer, 1870), ale nadal nie doczekała się pełnego profesjonalnego paleobotanicznego opisu. Dominują w niej rośliny iglaste z rodzaju *Brachyphyllum*, ale są również skrzypy *Equisetites* i benetyty *Pterophyllum*. W Porębie,

gdzie odkryto jedne z najstarszych na świecie żółwi, znaleziono też wielki, kilkunastometrowy pień rośliny iglastej (Sulej et al., 2012).

Flora Patoki jest uboga taksonomicznie (dominują w niej również gatunki roślin iglastych), ale znakomicie zachowana. Tak dobrze zachowana flora norycka nie była dotychczas znana z Europy i wypełnia istotną lukę w poznaniu flor triasowych. Szczegóły budowy kutikuli poznane dzięki użyciu mikroskopu fluorescencyjnego pozwalają na identyfikację poszczególnych organów rośliny oraz połączenie elementów o identycznej budowie kutikuli co umożliwi pełną rekonstrukcję całej wymarłej rośliny iglastej (drewno-ulistnienie-organy rozmnażania-ziarna pyłku), co jest rzadkością we florach kopalnych. Nowa roślina iglasta z Patoki ma stosunkowo ewolucyjnie zaawansowane ulistnienie typu *Brachyphyllum*, typowe dla jurajskich i kredowych szpilkowych stowarzyszone z nowym rodzajem łusek nasiennych, które ewolucyjnie dadzą się wyprowadzić z prymitywnych łusek nasiennych typu *Voltzia*. W załączkach tworzonych na tych łuskach udało się odkryć ziarna pyłku dotychczas znajdowane jedynie w stanie rozproszonym. Trias to okres wyjątkowo interesujący w ewolucji roślin szpilkowych. W tym czasie, w obrębie prymitywnej grupy Voltziales zachodzą bardzo intensywne procesy ewolucyjne prowadzące do powstania współczesnych rodzin szpilkowych. Najstarsi przedstawiciele współczesnych rodzin są znani z górnego triasu. Poszczególne etapy przekształcania się prymitywnych Voltziales w zaawansowane ewolucyjnie rodziny współczesnych szpilkowych w triasie są jeszcze słabo udokumentowane. Roślina z Patoki może pomóc zapłacić tę lukę i może mieć duże znaczenie dla wyjaśnienia etapów powstawania współczesnych rodzin szpilkowych.

Retyckie flory z Górnego Śląska znane są od początku XIX wieku. Pierwszą taką florę z okolic Kluczborka opisał Goepfert w 1846 roku. Niezwykle ciekawe jest nowe stanowisko z bogatą i zróżnicowaną retycką florą - Lipie Śląskie-Lisowice. Występowanie przewodniej paproci nasiennej *Lepidopteris ottonis* potwierdza retycki wiek tego stanowiska. Jak dotychczas nie znaleziono na nim roślinożernych dinozaurów, ale występują tam ich krewni - prawdopodobnie wszystkożerne aetozaurowe oraz ogromne roślinożerne gady ssakokształtne - dicynodonty (Dzik et al., 2008). Bogata flora z Lipia Śląskiego mogła wyżywić tak wielkich roślinożerców. Dominowały tam drzewa iglaste wywodzące się ewolucyjnie od tych występujących w Krasiejowie oraz sagowce i paprocie nasienne.

Również retyckiego wieku jest flora znaleziona w Tatrach, w Czerwonych Żlebkach i opisana jeszcze w końcu XIX wieku przez Raciborskiego (1890). Rozpoznał on wśród słabo zachowanych szczątków roślin, najliczniej występujące skrzypy (*Neocalamites lehmannianus*, *Equisetum chałubiński*) i paprocie (*Clathropteris*, *Dictyophyllum*, *Pecopteris*, *Cladophlebis*) oraz rzadkie iglaste (*Palissya*, *Widdringtonites*). Tropy dinozaurów z tego stanowiska należące prócz drapieżników do roślinożernych wczesnych ptasiomiedniczników oraz zauropodów lub zauropodów zostały w pełni opisane dopiero

w ostatnich latach (Niedźwiedzki, 2011).

Tropy dinozaurów zostały również znalezione na wielu stanowiskach dolnej jury (hettang) w Górach Świętokrzyskich (Gierliński & Pieńkowski, 1999). Do najciekawszych z tych stanowisk należy Sołtyków (Odrawąż). Zróżnicowana flora tego stanowiska złożona z widłaków, skrzypów, paproci, paproci nasiennych, iglastych, sagowców, benetytów, miłorzębowych i gniotowych pochodzi z kilku odmiennych ekologicznie zbiorowisk roślinnych i reprezentuje formy od roślin zielnych, przez krzewy, po niezbyt wysokie drzewa (Barbacka et al., 2010). Były one pokarmem dla zauropodów, które osiągnęły w tym okresie znaczne rozmiary.

Na nieco młodszym geologicznie (również hettang) stanowisku Gromadzice, z roślinożernych dinozaurów zostawiły tropy zauropody i małe dinozaury ptasiomiedniczne, ale skład flory odbiega jednak od tej z Sołtykowa. Pierwszy opisał florę z tego stanowiska Raciborski (1891, 1892), a nowo zebrane okazy pozwolą uzupełnić i znacznie rozszerzyć wiedzę o tej florze. Dominowały tu rośliny pokrewne współczesnemu miłorzębowi o silnie podzielonych liściach zebranych na krótkopędach (*Ginkgoites*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*, *Culgoweria*?). Znalezione dotychczas odciski fragmentów gałęzi i pni pozwalają przypuszczać, że były to rośliny o pokroju krzewów lub niewielkich drzew. Liczne i dobrze zachowane są ich organy rozmnażania, zaliczane do rodzajów *Leptostrobus*, *Ixostrobus*, *Stachyopitys* i *Cycadocarpidium*. Tajemnicze liście iglastych o bliżej nie znanych pokrewieństwach – *Podozamites*, *Desmiophyllum*, *Palissya* i *Stachyotaxus* są licznie znajdowana na tym stanowisku. Wilgociolubne skrzypy i paprocie są tu rzadkie, ze skrzypów występuje *Equisetites* i *Neocalamites*, z paproci m. in. *Marattiopsis*, *Dictyophyllum*, *Cladophlebis* i *Phlebopteris*. Nieliczne paprocie nasienne są reprezentowane przez liście *Pachypteris* i *Sagenopteris*.

Dobrze zachowanych skamieniałości roślinnych z dolnej jury dostarczyły wykonane w tym samym rejonie Gór Świętokrzyskich wiercenia Huta i Studzianna. Wzbogacają one znajomość flory hettangu tego rejonu o liście miłorzębowych z rodzajów *Pseudotorellia* i *Phoenicopsis*. Zasypane przez wydmy paprocie lub zielne iglaste zostały znalezione w Śmiłowie (górnym plienbach) (Gierliński et al., 2006).

Pierwsze opisy flor późnego triasu i wczesnej jury Polski dali Goepfert, Roemer i Raciborski. Wyniki ich badań na ten

temat wpisały się trwale do literatury światowej. Nowe okazy pochodzące zarówno z opisanych przez nich stanowisk, jak i z nowych, niedawno odkrytych, gdzie szczątki roślinne towarzyszą szczątkom kostnym i tropom dinozaurów pozwalają uzupełnić, rozszerzyć i wnieść nowe dane do poznania triaso-wo-jurajskiej flory kopalnej Polski. Uzupełniają wciąż jeszcze skąpą wiedzę o interakcjach rośliny-zwierzęta w mezozoiku. Badania paleobotaniczne okresu przejściowego trias-jura przyczyniają się również do lepszego zrozumienia szeroko ostatnio dyskutowanych problemów ewolucji ekosystemów i masowych wymierań.

*Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/05/B/NZ8/00990.*

#### BIBLIOGRAFIA:

- Barbacka, M. et al., 2010. *Acta Geologica Polonica*, 60: 373–392.
- Dzik, J. & Sulej, T., 2007. *Palaeontologia Polonica*, 64: 1–27.
- Dzik, J. et al., 2008. *Acta Palaeontologica Polonica*, 53: 733–738.
- Gierliński, G. & Pieńkowski, G., 1999. *Geological Quarterly*, 43: 329–346.
- Gierliński, G. et al., 2006. *Przegląd Geologiczny*, 54: 139–141.
- Goepfert, H. 1846. *Uebersicht der Arbeiten und Veränderungen der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur*: 139–149.
- Niedźwiedzki, G., 2011. *Acta Palaeontologica Polonica*, 56: 291–300.
- Raciborski, M., 1890. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego AU*, 21: 243–260.
- Raciborski, M., 1891. *Rozprawy Wydziału matematyczno-przyrodniczego AU*, 23: 292–326.
- Raciborski, M., 1892. *Rozprawy Wydziału matematyczno-przyrodniczego AU*, 22: 345–360.
- Roemer, F. 1870. *Geologie von Oberschlesien*. Breslau, Nischkowsky.
- Sulej, T. et al., 2011. *Earth & Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 101: 261–269.
- Sulej, T. et al., 2012. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32: 1033–1041.



## Gąbki z rodzaju *Laocoetis* Pomel, 1872 (Hexactinosida, Craticulariidae): żyjące skamieniałości?



A. Pisera<sup>1</sup> & K. R. Tabachnick<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: apis@twarda.pan.pl

<sup>2</sup> P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; e-mail: tabachnick@mail.ru

Rodzaj *Laocoetis* Pomel, 1872 (Hexactinellida, Hexactinosida, Craticulariidae) należy do nielicznych przykładów rodzajów gąbek Hexactinellida, które zostały zaproponowane dla form kopalnych, a dopiero znacznie później znaleziono jego żyjących przedstawicieli. Gąbki należące do tego rodzaju są niezwykle charakterystyczne ze względu na układ wylotów kanałów, który czyni je łatwo rozpoznawalnymi nawet przez niespecjalistów i należą do częstych skamieniałości począwszy od jury. Gąbki z rodzaju *Laocoetis* Pomel (w starszej literaturze znany jako *Craticularia* Zittel, 1877), występują w osadach jurajskich i kredowych Europy, gdzie są bardzo częste, a także Australii i Antarktydy, gdzie są rzadkie. Licznie występują też w osadach eocenu Hiszpanii i Włoch oraz miocenu Algierii, a z pliocenu notowane są na Sardynii. Bardzo zbliżone morfologicznie formy zostały też znalezione w skałach późnego dewonu Polski. Pomimo tego szczegóły budowy szkieletu (a w szczególności kwestia igieł ektosomalnych) nie zostały nigdy dobrze poznane, głównie ze względu na brak odpowiednio zachowanego materiału, a taksonomia form kopalnych opiera się na tak zawodnych kryteriach jak układ, kształt oraz rozmiar ujść kanałów choanosomalnych. Formy współczesne natomiast, znalezione dopiero w latach

60-tych ubiegłego wieku, należą do jednego słabo poznanego gatunku *Laocoetis perion* Lévi, 1986 wyłącznie z SW Oceanu Indyjskiego. Nowe znalezisko żyjących *Laocoetis perion* z rejonu Madagaskaru, reprezentowane przez liczne i dobrze zachowane okazy pozwala na zbadanie całego zestawu igieł, w tym mikroskler, który nie był dotychczas znany, oraz porównanie z także nowymi, wyjątkowo dobrze zachowanymi okazami kopalnymi z osadów późnej jury Polski. Okazy jurajskie poza świetnie zachowanym szkieletem choanosomalnym (diktionalnym), mają zachowane również igły ektosomalne (choć brak mikroskler). Pozwala to na rewizję rodzaju, w tym jego historii taksonomicznej i geologicznej. Porównanie szczegółów szkieletu pokazało, że choć istnieją pewne różnice w szkielecie diktionalnym i ektosomalnym między okazami jurajskimi i współczesnymi, to są na tyle niewielkie, że pozwalają zaliczyć badane okazy do dwóch różnych gatunków jednego rodzaju, którego historia geologiczna sięga wstecz ponad 150 milionów lat, do późnej jury. Pokazuje to, że przynajmniej niektóre gąbki Hexactinellida charakteryzują się niezwykle konserwatywną strukturą szkieletu i w wypadku rodzaju *Laocoetis* można mówić o żyjącej skamieniałości.

Grzegorz Racki

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Będzińska 58, 41-200 Sosnowiec; e-mail: racki@us.edu.pl

Wszelchobecny do niedawna dogmat w naukach geologicznych głosił, iż uniformitarianistyczny paradygmat, zaproponowany pod koniec XVIII w. przez Jamesa Huttona i sformułowany ostatecznie przez „ojca geologii” Karola Lyella (1830–1832), a następnie wsparty darwinowskim modelem gradualizmu w biologii ewolucyjnej, jest jedyną racjonalną i prawdziwą interpretacją historii naszej planety. W oryginalnym XIX-wiecznym ujęciu, sztandarowe hasło aktualizmu „teraźniejszość jest kluczem do przeszłości” i zasada, iż tempo procesów ziemskich było zawsze stałe, miały stanowić przeciwstawienie irracjonalistycznej, nawiązującej do kreacjonizmu, rewolucyjnej wizji dziejów Ziemi. Ta szkoła naukowa została zainicjowana przez Georgesa Cuviera w formie „*révolutions de la surface du Globe*” (Cuvier, 1812, 1831). Niemniej jednak, cyklicznie powtarzające się kataklizmy/wymierania i akty stworzenia są niesłusznie przypisywane temu wielkiemu paleontologowi (Ager, 1993); to „*niedźwiedzia przysługa*” jego ucznia Allcide’a d’Orbigny’ego. Ów rzekomo nienaukowy katastrofizm sprzed równo 200 lat był bowiem całkiem udaną próbą syntezy szybko rozwijającej się wiedzy na temat charakteru zapisu stratygraficznego. Potwierdza to też przypadek zignorowanych wówczas punktualistycznych idei Patrica Matthew, opisany niedawno przez Michaela Rampino (2011).

Celem referatu jest: (1) wykazanie, iż totalne przeciwstawienie teorii Cuviera i Lyella nie całkiem odpowiada prawdzie historycznej (Hallam, 1983; Ager, 1993), jak również (2) historia biosfery, w obecnym jej rozumieniu, nawiązuje bardziej do modeli punktualistycznych (zaburzonej równowagi) niż ortodoksyjnie gradualistycznych. Jak opisał to Ager (1973): zapis stratygraficzny jest jak życie żołnierza, „*długie okresy nudy rozdzielone epizodami walki o życie*”. Ilustracją ewoluującej w tym kierunku myśli geologicznej są koncepcje jednostek ekologiczno-ewolucyjnych (Boucot, 1983) i globalnej stratygrafii zdarzeń (Walliser, 1996). Rzadkie zdarzenia i katastrofy ekologiczne, nierzadko mające uwarunkowania o skali energetycznej niespotykanej w czasach historycznych, są obecnie powszechnie akceptowanym elementem dziejów Ziemi i współczesnej teorii ewolucji (Gretener, 1967; Ager, 1973; 1993; Hsü, 1989; Hoffman, 1997; Baker, 1998; Palmer, 2003; Marriner et al., 2010). Jednoznacznym zapisem tego jest pięć wielkich wymierań w trakcie fanerozoiku. Nawet jeśli każde z nich jest przedmiotem większej czy mniejszej kontrowersji co do przyczyn drastycznej redukcji bioróżnorodności w skali globalnej, to coraz częściej tej rangi kryzysy biotyczne łączone są z wielkoskalową aktywnością wulkaniczną (Racki, 2009, 2012).

Nie ulega też wątpliwości, iż przez dekady negowany wpływ czynników pozaziemskich, przede wszystkim uderzeń bolidów, musi być poważnie rozpatrywany jako jedna z przyczyn tego typu apokaliptycznych perturbacji globalnego ekosystemu, co jednoznacznie udowodniono dla granicy kreda–paleogen (Reimold, 2007; Niell, 2011; Racki, 2012). To właśnie rok 1980 (publikacja pracy zespołu Luisa Alvareza w „*Science*” o pozaziemskim podłożu wyginięcia dinozaurów) jest dziś zwykle uznawaną datą spektakularnego zwycięstwa teorii uniformitarianizmu katastroficznego (termin użyty po raz pierwszy przez Derka Agera już w 1973 r.). Przy rekonstrukcjach kopalnych środowisk, przejawem odejścia od dedukcyjnego sposobu myślenia w paleoekologii jest „*ancient*

*taxonomic uniformitarianism*” („*to przeszłość jest kluczem do przeszłości*”; Dodd & Stanton, 1981). Z drugiej strony, wielu jest totalnie zapomnianych prekursorów tego zrywania z okowami metodologii aktualistycznej, a także żmudnego wprowadzania różnych neo-katastroficznymi herezji do naukowego „mainstreamu” – zwłaszcza wśród badaczy niemieckich (np. hipoteza ziemskiego impaktu meteorytu Reinolda Reichenbacha z 1858 r.) i rosyjskich (np. scenariusz kataklizmu wulkanicznego Dymitra Sobolewa z 1928 r.). Sedno tej pełzającej rewolucji naukowej, skutkującej dopiero pod koniec XX wieku ustanowieniem bardziej holistycznego paradygmatu do rozumienia geologicznej historii Ziemi, trafnie podsumował Kenneth Hsü (1989, s. 753): „*Jako osobniki Homo sapiens, o zbiorowej pamięci krótszej niż 10 tysięcy lat, bylibyśmy aroganccy naśladując Lyella i zakładając, że doświadczyliśmy wszystkiego co jest możliwe, podczas gdy geologia mówi nam, że tempo i energia naturalnych procesów nie pozostawały niezmiennie w ciągu miliardów lat dziejów geologicznych*”. Prawie identyczne zapatrywania pojawiły się już w momencie wprowadzenia doktryny radykalnego aktualizmu przez Lyella (Hallam, 1983; Niell, 2011), ale dopiero obecnie zdajemy sobie coraz lepiej sprawę, iż bez dogłębnego poznania przeszłości naszej planety nie będziemy w stanie ani zrozumieć teraźniejszości, ani prognozować przyszłości. „*The Past is the Key to the Present*” – to zresztą tytuł okolicznościowego tomu londyńskiego Towarzystwa Geologicznego, wydanego w 1998 r. z okazji... dwusetnej rocznicy urodzin Karola Lyella.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Ager, D., 1973. *The Nature of the Stratigraphical Record*. John Wiley.
- Ager, D., 1993. *The New Catastrophism: The Importance of the Rare Event in Geological History*. Cambridge University Press.
- Alvarez, L.W. et al., 1980. *Science*, 208: 1095–1108.
- Baker, V.R., 1998. W: Blundell, D.J. & Scott, A.C. (eds.), *Geological Society of London, Special Publications*, 143: 171–182.
- Boucot, A.J., 1983. *Journal of Paleontology*, 57: 1–30.
- Cuvier, G., 1812. *Discours préliminaire*. W: *Recherches sur les Ossements Fossiles de Quadrupèdes*. Deterville, Paryż.
- Cuvier, G., 1831. *A Discourse on the Revolutions of the Surface of the Globe, and the Changes Thereby Produced in the Animal Kingdom*. Carey & Lea, Filadelfia. <http://www.geology.19thcenturyscience.org/books/1831-Cuvier-Revolutions/1831-Cuvier-Revolutions.pdf>.
- Dodd, R. & Stanton, R.J., 1981. *Paleoecology: Concepts and Applications*. John Wiley.
- Gretener, P.E., 1967. *AAPG Bulletin*, 51: 2197–2206.
- Hallam, A., 1983. *Great Geological Controversies*. Oxford University Press.
- Hoffman, A. 1997. *Wokół ewolucji*. Państwowy Instytut Wydawniczy.
- Hsü, K.J., 1989. *Journal of the Geological Society*, 146: 749–754.
- Lyell, C., 1830-1833. *Principles of Geology*, vol. I-III. Murray, Londyn. <http://www.geology.19thcenturyscience.org/books/1850-Lyell-Principles/1850-Lyell-Principles.pdf>.
- Marriner, N. et al., 2010. *Global and Planetary Change*, 74: 43–48.

- Nield, T., 2011. *The Falling Sky: The Science and History of Meteorites and Why We Should Learn to Love Them*. Lyons Press, Guilford, CT.
- Palmer, T., 2003. *Perilous Planet Earth. Catastrophes and Catastrophism through the Ages*. Cambridge University Press.
- Racki, G., 2009. *Kosmos*, 58: 529–545.
- Racki, G., 2012. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57: 681–702.
- Rampino, M.R., 2011. *Historical Biology*, 23: 227–230.
- Reichenbach, R., 1858. *Annalen der Physik und Chemie*, 181: 551–563.
- Reimold, W.U., 2007. *South African Journal of Geology*, 110: 1–46.
- Sobolev D.N., 1928. *Zemla i Zhizn*, III. O Prichinakh Vymirannya Organizmov. Nauchno-Popularnaya Biblioteka Ukrainskogo Otdeleniya Geologicheskogo Komiteta, 1: 1–75. Kijów.
- Walliser, O.H. (ed.), 1996. *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer.



# Żelaziste mikrobiocenozy w fameńskich skondensowanych wapieniach głowonogowych z Gór Świętokrzyskich



Michał Rakociński

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

W wielu skondensowanych sukcesjach osadowych występujących na świecie od dolnego dewonu po górną jurę znane są, obecne na muszlach głowonogów oraz innych bioklastach, żelaziste mikrostromatolity oraz filamenty żelazistych bakterii i grzybów (np. Prétat et al., 2008). Szczególnie liczne są one w wapieniach dewońskich typu "griotte" (np. Prétat et al., 1999) oraz jurajskich typu *Ammonitico Rosso* (np. Prétat et al., 2000, 2006, 2011).

Dotychczas takie obserwacje nie zostały przeprowadzone na tego typu dewońskich osadach odsłaniających się w Polsce. Występowanie w górnym dewonie Gór Świętokrzyskich łatwo dostępnych stanowisk skondensowanych wapieni głowonogowych daje możliwość wglądu w te mikrobiocenozy. Analizując szlify, skondensowanych wapieni głowonogowych występujących w okolicach Gałęzic (Ostrówka, Besówka) oraz na Kadzielni stwierdzono, na muszlach lub fragmentach muszli głowonogów oraz kolumnaliach liliowców, obecność mikrodrażeń i charakterystycznych otoczek i żelazistych mikrostromatolitów oraz filamentów (?) grzybów. Niewykluczony, iż w analizowanej mikrobiocenozie występują również żelaziste bakterie, ale konieczne są obserwacje przy użyciu mikroskopu skaningowego (por. Prétat et al., 2008). Ponieważ często współwystępują one w asocjacjach z żelazistymi mikrostromatolitami oraz grzybami (Prétat et al., 2000, 2006, 2008), można ostrożnie założyć, iż występują one również w przypadku badanych asocjacji dewońskich.

Obecność filamentów żelazistych bakterii i grzybów może świadczyć o obecności warunków anoksydacyjnych lub dysoksydacyjnych, w pobliżu granicy woda-osad w różnych paleo(mikro)środowiskach, gdzie żelazo może występować jako zredukowane rozpuszczone jony  $Fe^{2+}$  (por. Prétat et al., 2000, Mamet & Prétat, 2006a,b), utleniane następnie w procesach bakteryjnych. Potwierdzają to obserwacje dotyczące ekologii współczesnych żelazistych mikrobiocenozy (por. Boulvain et al., 2001; Prétat et al., 2008). O fluktuacjach warunków redoks panujących w strefie przydennej w kierunku warunków dysoksydacyjnych/anoksydacyjnych mogą świadczyć wysokie wartości stosunków U/Th (Rakociński, dane niepublikowane) oraz obecność śladowych ilości arylowych izoprenoidów w próbkach wapieni głowonogowych z Ostrówki (prof. dr hab. L. Marynowski, informacja ustna 2011). Z drugiej strony, wapień cheilocerasowy z Kadzielni, zawierające liczną faunę bentosową, powstawały w warunkach tlenowych.

Znane jest występowanie współczesnych żelazistych mat mikrobialnych w niezwykle zróżnicowanych środowiskach, m.in. w gorących źródłach wulkanicznych, oceanicznych ventach hydrotermalnych, morskich oraz

słodkowodnych środowiskach, kwaśnych wodach kopalnianych, jaskiniach czy glebach (por. Gillan, 2003; Baele et al., 2008 i literatura tam cytowana). Jak sugerują Boulvain et al. (2001), kopalne żelaziste mikrostromatolity najprawdopodobniej nie mają współczesnych odpowiedników w morskich środowiskach i raczej nie były one tworzone przez organizmy fototroficzne związane z cjanobakteriami (Della Porta et al., 2003). W związku z powyższym nie mogą być wykorzystane jako wskaźniki strefy fotycznej oraz batymetrii zbiornika (Prétat et al., 2008). Ponadto, również grzyby, analogicznie jak cjanobakterie, są zdolne do wychwytywania oraz wiązania luźnych cząstek osadu w formie mikrostromatolitów (Ferretti, 2005; por. Boulvain et al., 2001).

*Serdecznie dziękuję prof. dr hab. Grzegorzowi Rackiemu (Uniwersytet Śląski), za wprowadzenie i zapoznanie mnie z niniejszą tematyką. Niniejsze badania zostały sfinansowane dzięki środkom na prowadzenie badań naukowych lub prac rozwojowych młodych naukowców oraz uczestników studiów doktoranckich Wydziału Nauk o Ziemi UŚ numer 1M-0411-001-1-01 pt. "Zespoły inkrustujące oraz drażące muszle górnodewońskich głowonogów z Gór Świętokrzyskich".*

#### BIBLIOGRAFIA:

- Baele, J.-M. et al., 2008. W: Hoover, R.B. et al., (eds.), Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology XI, Proc. of SPIE Vol. 7097, 12 pp.
- Boulvain, F. et al., 2001. *Facies*, 44: 47–60.
- Della Porta, G. et al., 2003. W: Wong, Th.E. (ed.), Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy: 243–250.
- Ferretti, A., 2005. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 44: 263–278.
- Gillan, D.C., 2003. W: Krumbein, W.E. et al., (eds.), Fossil and Recent biofilms: 241–248. Kluwer, Dordrecht.
- Mamet, B. & Prétat, A., 2006a. *Sedimentary Geology*, 185: 147–157.
- Mamet, B. & Prétat, A., 2006b. *Revista Española de Micropaleontología*, 38: 219–228.
- Prétat, A. et al., 1999. *Sedimentary Geology*, 126: 223–242.
- Prétat, A. et al., 2000. *Sedimentary Geology*, 137: 107–126.
- Prétat, A. et al., 2006. *Facies*, 52: 265–278.
- Prétat, A. et al., 2008. *Facies*, 54: 107–120.
- Prétat, A. et al., 2011. *Sedimentary Geology*, 237: 179–188.

# Mikrokonchidy jako dominujące organizmy inkrustujące skalne podłoże: przykład z dolnego famenu Centralnego Dewońskiego Pola w Rosji



Michał Rakociński, Michał Zatoń, Paweł Filipiak & Wojciech Krawczyński

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: mzaton@wnoz.us.edu.pl, rakocinskimichal@wp.pl, pawel.filipiak@us.edu.pl, wojtekk@us.edu.pl

Mikrokonchidy były niewielkimi sesylnymi organizmami zaopatrzonymi w kalcytowe, zwykle planispiralnie zwinięte rurki. Od samego początku ich występowania w zapisie kopalnym (późny ordowik) aż do ich zaniku (jura środkowa), inkrustujące mikrokonchidy zasiedlały utwardzone i lite podłoża w różnorodnych środowiskach depozycyjnych (Taylor & Vinn, 2006; Zatoń et al., 2012).

Niniejszy przykład dotyczy wczesnofameńskich (późny dewon) mikrokonchidów zasiedlających lite podłoża (klasty) w środowisku morskim na obszarze szelfu ówczesnego kontynentu Laurosji. Badane klasty stwierdzone zostały w obrębie dolnofameńskich (poziom *crepida*) muszlowców ramienionogowych. Wielkość klastów waha się od kilku do ponad dwudziestu cm średnicy, a ich kształt może być wrzecionowaty, nieregularny lub okrągławy. Fakt, że wiele z nich składa się z litych muszlowców świadczy, iż zostały one wyerodowane z dna basenu, które stanowiło w pewnym czasie swoisty *hardground*. Poszczególne klasty zwykle są bardzo silnie podrażone przez drobne, cylindryczne drażenia podobne to ichnotaksonu *Trypanites*, oraz inkrustowane przez szereg szkieletowych organizmów, spośród których mikrokonchidy zdecydowanie dominują pod kątem liczebności (nawet powyżej 800 osobników na jednym kłaście). Obecność drażeń i organizmów inkrustujących na wszystkich powierzchniach klastów dobitnie świadczy o procesach przewracania klastów na dnie zbiornika. Biorąc pod uwagę, iż mikrokonchidy często stanowiły istotny, aczkolwiek nie dominujący, składnik zespołów twardego podłoża w dewonie i karbonie, ich zdecydo-

wana dominacja na wczesnofameńskim litym podłożu warta jest przedyskutowania.

Wcześniej, Zatoń i Krawczyński (2011) stwierdzili podobne zjawisko dominacji mikrokonchidów na muszlach ramienionogów z podobnego interwału stratygraficznego Centralnego Dewońskiego Pola. Powyższe nowe dane potwierdzają zatem, iż mikrokonchidy po kryzysie biotycznym fran-famen rzeczywiście były dominującym składnikiem inkrustującym nie tylko w odniesieniu do podłoża muszlowego, lecz również skalnego. Co więcej, ich dominacja na mobilnym podłożu skalnym, jakimi niewątpliwie były analizowane klasty, świadczy również o ich wyjątkowym przystosowaniu do życia na niestabilnym podłożu i w niestabilnym środowisku. Dlatego więc termin „oportuniści” jest jak najbardziej adekwatny w stosunku do mikrokonchidów.

*Niniejsze badania zostały zrealizowane dzięki grantowi NCN nr 2011/01/B/ST10/00576.*

#### BIBLIOGRAFIA:

- Taylor, P. D. & Vinn, O., 2006. *Journal of the Geological Society*, London, 163: 225–228.  
Zatoń, M. & Krawczyński, W., 2011. *Palaeontology*, 54: 1455–1473.  
Zatoń, M., Vinn, O. & Tomescu, A. M. F., 2012. *Geobios*, 45: 603–610.

# Dolnoordowickie płytkomorskie skamieniałości śladowe z profilu Aldeaquemada, Sierra Morena, południowa Hiszpania



Francisco J. Rodríguez-Tovar<sup>1</sup>, Michał Stachacz<sup>2</sup>, Alfred Uchman<sup>2</sup> & Matías Reolid Pérez<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada, Spain; e-mail: fjrtovar@ugr.es

<sup>2</sup>Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; e-mail: michal.stachacz@uj.edu.pl, alfred.uchman@uj.edu.pl

<sup>3</sup>Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas sn, 23071 Jaén, Spain

Analizowano dolnoordowicką formację Pochico w profilu w Aldeaquemada, w Sierra Morena (prowincja Jaén, Park Narodowy Despeñaperros). Badany profil znajduje się w południowej części masywu iberyjskiego, w centralnej części strefy iberyjskiej. Analizowany obszar był we wczesnym ordowiku integralną, północno-zachodnią częścią Gondwany. Formacja Pochico leży powyżej formacji kwarcytu armorykańskiego, który ma wielkie rozprzestrzenienie. Badania skupiły się na interwale przejściowym pomiędzy kwarcytem armorykańskim a formacją Pochico, w jej najniższej części. Ten interwał skalny jest reprezentowany głównie przez piaszczyste kwarcytowe i piaszczysto-mułowcowo-iłowcowe heterolity. Osad ujawnia wyraźne riplemarki falowe, przekątne laminacje riplemarkowe i kopułowe. Rozpoznano dwadzieścia pięć ichnogatunków i siedemnaście następujących ichnordzajów: *Archaeonassa*, *Catenichnus*, *Cochlichnus*, *Cruziana*, *Didymaulichnus*, *Diplichnites*, *Gordia*, *Halopoa*, *Helminthopsis*, *Lingulichnus*, *Lockeia*, *Monocraterion*, *?Phycodes*, *Planolites*, *Ptychoplasma*, *Rusophycus* i *Teichichnus*. Skamieniałości śladowe są średnio zróżnicowane, dominują pascichnia i repichnia, poza tym obecne są domichnia i cubichnia. Cechy ichnologiczne i struktury depozycyjne wskazują na ichnofację *Cruziana* typową dla strefy dolnego

przybrzeża i górnego odbrzeża. Przepuszczalne, wysokie tempo depozycji jest dokumentowane przez niski stopień zbioturbowania osadu. Kilka horyzontów ze strukturami senerezyjnymi sugeruje zmiany zasolenia. Jednocześnie obecność *Cruziana*, *Rusophycus* i kilku innych ichnotaksonów trylobitowych sugeruje generalnie przeciętne zasolenie. Wśród skamieniałości śladowych dominują duże okazy *Cruziana* z grupy *C. rugosa*, typowej dla Gondwany i obszaru perygondwańskiego, a także Awalonii, która we wczesnym ordowiku stanowiła część Gondwany. Skamieniałości śladowe wyraźnie wskazują powiązanie ich twórców z obrzeżem Gondwany. Jednakowoż niektóre znaleziska dokumentują migrację fauny bentonicznej pomiędzy kontynentami Gondwany, Baltiki i Laurencji, rozdzielonymi morzem Tornquista i oceanem Iapetus. Różnice w zespołach ichnoskamieniałości Gondwany i Baltiki mogą być rezultatem zróżnicowania facji: silikoklastycznych na Gondwanie i węglanowych na Baltice. Takie różnice facjalne mają wielki wpływ na potencjał fosylizacyjny *Cruziana*, który jest duży w osadach silikoklastycznych. Różnice paleozoogeograficzne zapisane jako skamieniałości śladowe mogą być także spowodowane przez antagonistyczne stosunki pomiędzy organizmami filtrującymi a osadożernymi.



Klaudiusz Salamon

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
e-mail: klaudiusz.salamon@gmail.com

Koralowce Scleractinia z osadów górnej kredy Niecki Nizdiańskiej okolic Miechowa, pomimo dobrego makroskopowego stanu zachowania, zmienione są w wyniku procesów diagenetycznych, co wykazano podczas badań z użyciem mikroskopu polaryzacyjnego oraz analizy katodoluminescencyjnej. Stwierdzono obecność cementów węglanowych i krzemionkowych oraz skrzemionkowanie znacznych części szkieletu. Część okazów została również zrekrystalizowana, czego efektem jest powstanie neosparytu oraz struktur duchów. W szkieletach obecne są ślady rozpuszczania pod ciśnieniem, deformacji oraz działalności organizmów drążących. Badania katodoluminescencyjne okazu ze Świątnik wykazały pomarańczową luminescencję septów oraz ściany bocznej, co wskazuje na obecność aktywatora lumine-

scencji. W minerałach węglanowych rolę aktywatora pełnią zazwyczaj jony manganu, które podstawiają jony wapnia lub magnezu i nie są wbudowywane w strukturę aragonitu budującego szkielet współczesnych Scleractinia. Kryształy kalcytu wypełniające przestrzenie międzyseptalne, wykazują znacznie mniejszą luminescencję, co sugeruje odmienne środowisko ich powstawania. Obecność pomarańczowej luminescencji wraz z obecnością cech pierwotnych takich jak zachowane linie przyrostowe, sugerują, że szkielet tych koralowców mógł być pierwotnie kalcytowy, brak aragonitu w próbkach potwierdzono badaniem z użyciem odczynnika Feigla. Jako materiał porównawczy, wykorzystano szkielety dzisiejszych koralowców o szkielecie aragonitowym.

# Małże Miodoborów: zapis zmian środowiska w Paratetydzie na granicy baden/sarmat



Barbara Studencka

Polska Akademia Nauk, Muzeum Ziemi w Warszawie, Al. Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa; e-mail: bstudencka@go2.pl

Wzgórza Miodoborów, rozciągające się na przestrzeni niemal 300 km na obszarze zachodniej Ukrainy i północnej Mołdawii, tworzą północno-wschodnie obramowanie basenu zapadliska przedkarpaccyckiego. Czas ich powstawania, tj. późny baden-wczesny sarmat, przypada na ważny etap w rozwoju Paratetydy, istniejącej od późnego eocenu po pliocen. W dziejach tego rozległego morza wewnętrznego zdarzyło się kilka kryzysów faunistycznych, będących konsekwencją zmian środowiska, wynikłych z przerwania połączeń z oceanem światowym. Jednym z ważniejszych był kryzys wyznaczający granicę baden/sarmat w Paratetydzie Środkowej i granicę konk/sarmat w Paratetydzie Wschodniej. Również charakter sedymentacji i rozwój raf Miodoborów uległ drastycznej zmianie na przełomie badenu i sarmatu (Jasionowski et al., 2006; Górka et al., 2012).

Miodobory stanowią kopalną rafę górnobadeńską, zbudowaną w części osiowej z wapieni krasnorostowo-ślimakowych (o miąższości do 90 m) oraz z wapieni organodetrytycznych na skłonach. Ich sedymentacja rozpoczęła się podczas ostatniej transgresji w historii Paratetydy Środkowej (~13,6 mln lat), w warunkach charakteryzujących się dużą energią hydrodynamiczną, przy normalnym zasoleniu (Kováč et al., 2007). Wśród mieszkańców raf krasnorostowych, oprócz bogatego zespołu ślimaków i małżów, stwierdzono obecność jeżowców i dziesięcionogich skorupiaków. Dość liczne są korale hermatypowe, ale najbardziej zróżnicowaną i dominującą grupę stanowią małże (Studencka & Jasionowski, 2011; Górka et al., 2012). W ukraińskiej części Miodoborów stwierdzono występowanie 58 gatunków reprezentujących 43 rodzaje, a na obszarze Mołdawii udokumentowanych zostało 46 gatunków należących do 34 rodzajów (Studencka & Jasionowski, 2011). Niestety większość muszli zbudowanych z aragonitu uległa rozpuszczeniu. Jedynie przedstawiciele rodzajów *Manupecten* Monterosato, *Talochlamys* Iredale, *Aequipecten* Fischer, *Gigantopecten* Rovereto, *Neopycnodonte* Stenzel i *Lima* Bruguière, których muszle zbudowane są z kalcytu, są dobrze zachowane. Obserwacje terenowe pozwoliły na wyróżnienie 3 zespołów małżów: (i) *Chama* (*Psilopus*) *gryphoides*-*Lima* (*Lima*) *lima*, (ii) *Neopycnodonte navicularis* oraz (iii) *Lithophaga*-*Gastrochaena*-*Jouannetia*.

Najczęstszym i zarazem najbardziej zróżnicowanym zespołem zasiedlającym rafy zbudowane z plech laminarnych krasnorostów i muszli osiadłego gatunku ślimaka *Petalocochus intortus* (Lamarck) jest zespół *Chama* (*Psilopus*) *gryphoides*-*Lima* (*Lima*) *lima*. Oprócz *Chama* (*Psilopus*) *gryphoides* Linnaeus, gatunku cementującego się do podłoża muszlą i *Lima* (*Lima*) *lima* (Linnaeus), przytwardzającego się bisiosem do podłoża stwierdzono występowanie przedstawicieli *Acar clathrata* (Defrance), *Barbatia* (*Barbatia*) *barbata* (Linnaeus), *Striarca lactea* (Linnaeus), *Spondylus* (*Spondylus*) *gaederopus* Linnaeus i *Venus* (*Ventricoloidea*) *libella* (Rayneval, Hecke et Ponzi). Kalcytowe muszle przegrzebków, którym przypisywane jest szczególnie znaczenie w rozpoznaniu płytkowodnych, ubogich w nannoplankton wapienny i otwornice planktonowe, osadów Paratetydy, są niezwykle rzadko znajdowane.

Drugi zespół to budowle ostrygowe utworzone przez *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi). Ostrygi, wytwarzające kalcytową muszlę, należą do organizmów o wysokim potencjale fosylizacyjnym i stanowią bardzo istotny element skałowór-

czy. Pojedyncze muszle lub zlepy muszli ostryg – częste skamieniałości w utworach neogenu Europy – tworzą niekiedy masowe nagromadzenia o różnej genezie. W szeregu odłożonych starszych utworów miocenu (młodszy burdygał i równowiekowy mu ottang) na obszarze prowincji atlantyckiej (basen Tagu, Portugalia), medyterańskiej (basen Rodanu, Francja) i Paratetydy Środkowej (basen Borsad, Węgry) stwierdzono obecność budowli ostrygowych. Gatunkiem tworzącym te budowle jest *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim), przedstawiciel rodzaju, który toleruje warunki przybrzeżnych środowisk o niepełnym i zmiennym zasoleniu, gdzie tylko nieliczne inne gatunki są w stanie przeżyć. Liczne wystąpienia takich budowli zostały również odnotowane w utworach młodszego miocenu (torton) prowincji medyterańskiej (Korsyka, Sycylia, Kreta i Macedonia). Ich rozwój był ściśle związany z przybrzeżnymi lagunami, rozległymi deltaami czy też estuariami (Bohn-Havas, 1985; Georgiades-Dikeoulia et al., 2000). W odróżnieniu od struktur utworzonych przez *Crassostrea gryphoides*, budowle ostrygowe tworzone przez *Neopycnodonte navicularis* są rzadsze i mniej znane. Ich występowanie zostało stwierdzone w pełnomorskich osadach późnego miocenu zachodniej części obszaru śródziemnomorskiego (basen Sorbas, Hiszpania; Videt & Néraudeau, 2002) i w utworach środkowego miocenu północnych wybrzeży Paratetydy Środkowej na terenie Roztocza (Pisera, 1985) i Miodoborów (Studencka & Jasionowski, 2011; Górka et al., 2012).

W najwyższej części raf stwierdzono zespół małżów drążących *Lithophaga*-*Gastrochaena*-*Jouannetia* zdominowany przez przedstawicieli rodzaju *Lithophaga* Röding, któremu towarzyszą ślimaki z rodzaju *Diodora* Gray.

Czasowe zamknięcie połączeń Paratetydy z obszarem medyterańskim (~13 mln lat), a tym samym ograniczone mieszanie wód Paratetydy z wodami oceanu światowego oraz przewaga w bilansie hydrologicznym dopływu wód meteorycznych nad parowaniem spowodowały zmniejszenie zasolenia Paratetydy, co doprowadziło do dramatycznego zubożenia zespołów faunistycznych i ujednoczenia składu gatunkowego zespołów małżowych w obu częściach Paratetydy. Stresowe warunki środowiska wyeliminowały normalnomorskie organizmy stenohalinowe, umożliwiając jednocześnie, w związku z brakiem konkurencji, rozwój organizmów eurytopicznych, występujących w zespołach późnobadeńskich jedynie podrzędnie. Spośród 116 gatunków małżów zasiedlających rafy krasnorostowo-ślimakowe na obszarze Roztocza i Miodoborów zmianę warunków środowiska przetrwały tylko 3 gatunki: *Mytilaster volhynicus* (Eichwald), *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim) i *Obsoletiforma vindobonensis* (Laskarew). Drastyczna zmiana warunków sedymentacji połączona z emersją i intensywnym wietrzeniem uniemożliwiła dalszy rozwój raf krasnorostowo-ślimakowych i przyczyniła się do powstania we wczesnym sarmacie drugiej generacji raf.

Rafy mikrobialitowe dolnego sarmatu przykrywają wyniesione powierzchnie szczytowe raf górnobadeńskich oraz występują samodzielnie na ich południowo-zachodnim przedpołu, gdzie tworzą skaliste wzgórza o wysokości do kilkudziesięciu metrów. Wapienie serpulowo-mikrobialitowe tworzą tutaj kilkumetrowej wielkości kopułowate masywy, pokryte grubymi powłokami inkrustujących organizmów:

głównie naskorupiających mszyciów, a niekiedy również krasnorostów (Jasionowski, 2006). Między nimi występują zróżnicowane facjalnie osady biodetrytyczne. Najczęściej spotyka się muszlowce małżowe zbudowane głównie ze skorupiek sercówek z rodzaju *Obsoletiforma* Paramonova.

Współwystępowanie serpul i mikrobialitów w takiej skali, jak miało to miejsce we wczesnym sarmacie Paratetydy, jest unikatowe w zapisie kopalnym. Jedyne znane przykłady stanowią triasowe budowle serpulowo-mikrobialitowe z Hiszpanii oraz Włoch, które tworzyły się na szelfie w stresowych warunkach środowiska (mezohalinowe i dysoksydacyjne wody). W większości współczesnych i kopalnych osadów normalnomorskich serpulidy nie mają dużego znaczenia. Masowo występują w środowiskach charakteryzujących się wysokim stresem ekologicznym, gdzie rozwój innych organizmów jest niemożliwy. Cechą charakterystyczną zespołu małżowego zasiedlającego rafy serpulowo-mikrobialitowe Miodoborów jest wysoka frekwencja przedstawicieli podrodziny Lymnocardiinae. Wszystkie gatunki należą tylko do jednego endemicznego rodzaju – *Obsoletiforma* Paramonova. Do gatunków szeroko rozprzestrzenionych we wczesnym sarmacie Paratetydy należą: *Obsoletiforma vindobonensis* (Laskarew) i *Obsoletiforma lithopodolica* (du Bois) których przedstawiciele znani są od Austrii po Mangyszlak. Występowanie *Obsoletiforma volhynica* (Grischkevitsch) ograniczone jest do przedkarpacciego basenu Paratetydy. Znajdźiska *Obsoletiforma sarmatica* (Kolesnikov), mimo iż pochodzą z całego basenu Paratetydy, są bardzo rzadkie. Spośród wymienionych gatunków jedynie *Obsoletiforma lithopodolica* notowany jest w osadach starszych – dolnego i górnego basenu Paratetydy Środkowej i konki Paratetydy Wschodniej. Tylko *Obsoletiforma sarmatica* znany jest z młodszych osadów, tj. środkowego sarmatu Mołdawii. Muszle omułek z rodzaju *Musculus* Röding i *Mytilaster* Monterosato należą obok sercówek do częstszych skamieniałości w serpulowo-mikrobialitowych rafach Miodoborów, podczas gdy *Mactra* (*Sarmatimactra*) *eichwaldi* Laskarew i *Ervilia podolica* (Eichwald) reprezento-

wane są przez nieliczne okazy. Natomiast muszle ostrzygi *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim), tworzą niewielkie budowle. Wydaje się, iż wielkość muszli tego gatunku była uzależniona od temperatury wody. Muszle osobników *Crassostrea gryphoides*, zasiedlających ciepłe wody Atlantyku i Paratetydy Środkowej we wczesnym miocenie osiągały do 60 cm wysokości. Największa muszla, około 100 cm wysokości, pochodzi z osadów, których sedymentacja miała miejsce w basenie wiedeńskim podczas środkowomiocenijskiego optimum klimatycznego (Harzhauser et al., 2006). Natomiast wysokość muszli ostrzyg tworzących rozległe kilkukilometrowe biostromy o miąższości 1–1,5 m występujące wśród tortońskich utworów Macedonii nie przekracza 18 cm (Georgiades-Dikeoulia et al., 2000). Jeszcze mniejsze cienkoskorupowe muszle *Crassostrea gryphoides* (o wysokości do 12 cm) tworzą niewielkie biostromy wśród piaszczystych osadów oligocenu Transylwanii.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Bohn-Havas, M., 1985. *Geologica Hungarica*, 48: 99–177.  
Georgiades-Dikeoulia E., et al., 2000. *Special Publication of the Geological Society of Greece*, 9: 101–108.  
Górka, M., et al., 2012. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 449: 147–174.  
Harzhauser, M. et al., 2006. *Geophysical Research Abstracts*, 8: 48.  
Jasionowski, M., 2006. *Przegląd Geologiczny*, 54: 445–454.  
Jasionowski, M. et al., 2006. W: *Materiały konferencyjne: przewodnik sesji terenowych. II Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS'2*, 53–65.  
Kováč, M. et al., 2007. *Geologica Carpathica*, 58: 479–606.  
Pisera, A., 1985. *Acta Geologica Polonica*, 38: 97–155.  
Studencka, B. & Jasionowski, M., 2011. *Acta Geologica Polonica*, 61: 79–114.  
Videt, B. & Néraudeau, D., 2002. *Annales de Paléontologie*, 88:147–166.



Dawid Surmik<sup>1,2</sup>, Andrzej Boczarowski<sup>1</sup>, Roman Pawlicki<sup>3</sup>, Katarzyna Balin<sup>4</sup> & Jacek Szade<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: dawid@surmik.pl

<sup>2</sup> Zakład Paleobiologii Ewolucyjnej, Instytut Paleobiologii, Wydział Nauk Biologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

<sup>3</sup> Katedra Histologii, Collegium Medicum, Uniwersytet Jagielloński, ul. Kopernika 7, 31-034 Kraków

<sup>4</sup> Zakład Fizyki Ciała Stałego, Instytut Fizyki im. A. Chełkowskiego, Uniwersytet Śląski, ul. 75. Pułku Piechoty 1, 41-500 Chorzów

Tafonomia, jako gałąź paleontologii badająca naturę i jakość zapisu kopalnego staje się nauką coraz bardziej interdyscyplinarną, korzystającą z wielu multiinstrumentalnych, komplementarnych metod analitycznych.

Kopalne szczątki, które znajdujemy w odsłonięciach, są unikatowym efektem rozlicznych procesów biologicznych i fizyko-chemicznych. Ich natura powinna być badana na poziomie mikrostrukturalnym i molekularnym. Implementacja nowoczesnych metod badawczych z pogranicza fizyki i chemii w badaniach paleontologicznych jest podstawą nowoczesnej tafonomii.

W niniejszym referacie zaprezentowano strukturalne i chemiczne analizy szczątków kostnych gadów morskich triasu pod kątem zrozumienia złożoności procesów tafonomicznych w mikroskali, w obrębie pojedynczych kości. Studium przypadku dotyczy kości ziemno-wodnych notozaurów i prolacertiformów z najniższego anizyku (~247 Ma) pochodzących z odkrywek w Miasteczku Śląskim–Żyglinie koło Tarnowskich Gór, oraz Gogolinie na Śląsku Opolskim.

Prezentowany materiał badawczy, na który składają się szlify cienkie (Figs 1, 2C, D, E) oraz fragmenty częściowo zdeminerlizowanych kości (Fig. 2F, G), zawierających wypełnienia mineralne po naczyniach krwionośnych (Fig. 2F), ślady drażeń mikrobialnych w korowej części kości oraz wypełnienia mineralne jamek kostnych pozostałych po osteocytach (komórkach kostnych, Figs 1, 2D, E, G). Strukturalna i chemiczna analiza jakościowa tych elementów stanowi bazę interpretacyjną dla środowiska pogrzebania szczątków oraz określenia na ile pogrzebana w osadzie, izolowana kość, stanowi odrębne środowisko równowagi fizykochemicznej, w obrębie którego zachodzą procesy dekompozycji.

Analizując szlify cienkie pod znacznymi powiększeniami (400x i więcej) określono dwa rodzaje stanów zachowania komórkowego (por. Figs 1, 2C, D, E, G). Pierwszym stanem zachowania są puste jamki kostne, (tzw. lacunae), po komórkach kostnych, które niekiedy są wypełnione mikrytem. Pod mikroskopem optycznym w świetle spolaryzowanym podczas obrotu stolika wygasają one tak jak sama kość (Fig. 1B). Drugim stanem zachowania komórkowego są wypełnienia przestrzeni jamek kostnych wodorotlenkami żelaza. Związki te w jonowej postaci migrują przez puste kanaliki kostne (canaliculi), a ostatecznie po przesyleniu wytrącają

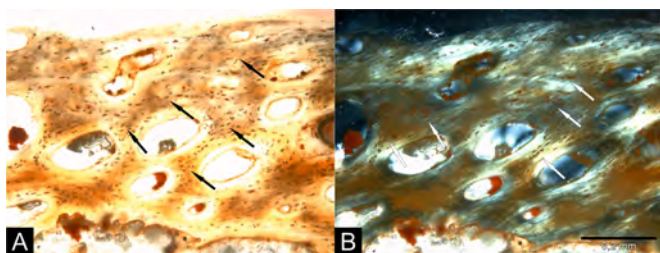


Fig. 1. Szlif cienki z kości notozaura w świetle przechodzącym normalnym (A) i spolaryzowanym (B). Widoczne są puste jamki po komórkach kostnych (czarne strzałki) oraz komórki kostne, zachowane w postaci wypełnień jamek kostnych minerałami żelaza (białe strzałki). Pasek skali: 0,2 mm.

się, tworząc kuriozalny, trójwymiarowy obraz endokasty ciała osteocytu wraz z odchodzącymi od niego wypustkami (filopodiami). W świetle normalnym i spolaryzowanym są one całkowicie ciemne i nie wygasają podczas obrotu stolika (Fig. 1).

Ślady drażeń mikrobialnych w szlifie widoczne są jako nieregularne twory, czym różnią się one od wypełnień mineralnych naczyń krwionośnych, występujących w postaci pustych rurek lub rozgałęziających się jednolitych „krzaczkowatych” struktur o zróżnicowanej grubości i długości, ale zawsze regularnej morfologii.

W wyniku selektywnego usunięcia fazy fosforanowej (de-

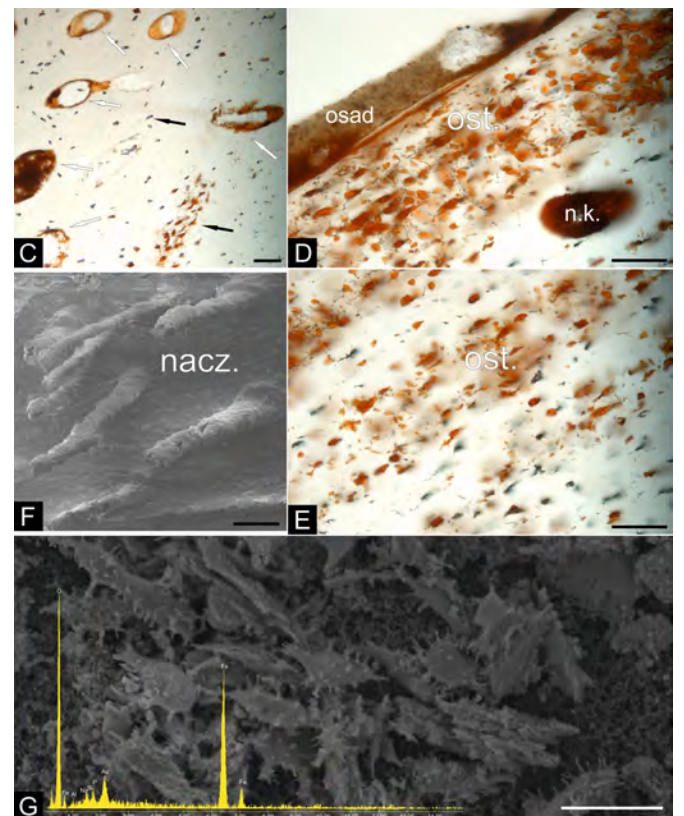


Fig. 2. C – szlif z kości prolacertiforma (*Tanystropeus* sp.). Białymi strzałkami zaznaczono wypełnienia naczyń krwionośnych minerałami żelaza w kości. Czarnymi strzałkami zaznaczono puste jamki kostne i wypełnienia jamek kostnych minerałami żelaza. Pasek skali: 50  $\mu$ m. D, E – szlif z kości *Nothosaurus* sp. Zaznaczono kontakt kości z osadem (D, osad) oraz strefowe wypełnienie jamek po komórkach kostnych związkami żelaza (D, E, ost.), jak również wypełnienie światła naczyń krwionośnych (D, n.k.). Pasek skali: 50  $\mu$ m. F – obraz SEM pozostałości po chelatacji próbki kości *Tanystropeus* wersenianem disodowym. Widoczne wypełnienia minerałami żelaza pustek po naczyniach krwionośnych, zachowanych przestrzennie (nacz.). Pasek skali: 50  $\mu$ m. G – obraz SEM pozostałości po chelatacji próbki wersenianem disodowym - uzyskane residuum zawiera przestrzennie zachowane endokasty komórek kostnych z zachowanymi wypustkami. Załączone widmo EDS pokazuje skład elementarny powierzchni osteocytów. W tle filtr celulozowy, na którym odbywał się proces demineralizacji. Pasek skali: 20  $\mu$ m.



mineralizacji) podczas chelatacji wersenianem disodowym ( $\text{Na}_2\text{EDTA}$  0,5M, pH 8.0) fragmentu kości notozaura, otrzymano residuum składające się z ciemnobrunatnego proszku. Zawierał on wypełnienia mineralne po naczyńkach krwionośnych i komórkach kostnych (tzw. endokasty, Fig. 2F, G), pseudomorfozy getytu po pirycie framboidowym oraz inne amorficzne minerały żelaziste.

Uzyskane residuum po usunięciu fazy fosforanowej, jak również szlify cienkie zostały poddane obserwacjom strukturalnym na SEM, analizom chemicznym, w tym EDS, XPS oraz TOF-SIMS. Sproszkowane fragmenty kości poddano analizom XRD oraz spektroskopii fourierowskiej z osłabionym wewnętrznym odbiciem promieniowania podczerwonego (ATR/FT-IR).

Zachowane przestrzennie wypełnienia osteocytów z gęstą siecią komunikujących się z sobą wypustek, podobnie jak sieci wypełnień naczyń zostały sfotografowane pod SEM.

Analiza dyfraktometrem rentgenowskim (XRD) sproszkowanych endokastów naczyń krwionośnych potwierdziła występowanie jednej fazy krystalicznej – getytu  $\text{Fe}^{+3}\text{O}(\text{OH})$  oraz obecność również innych niekrystalicznych (amorficznych) związków żelaza – tlenków i wodorotlenków. Analiza ta została uzupełniona danymi ze spektroskopii fourierowskiej w podczerwieni (ATR/FT-IR), która potwierdziła istnienie kilku faz mineralnych związków żelaza. Źródło tak znacznej ilości żelaza w obrębie analizowanych próbek nie jest do końca znane, lecz istnieje kilka możliwych miejsc jego pochodzenia, z których najbardziej oczywistą wydaje się migracja jonów żelaza z wód porowych.

Zażelazienie zewnętrznej części kości sugeruje uformowanie aureoli pośmiertnej w wyniku rozkładu tkanek miękkich, oblekających kość. Aureola jest dobrze widoczna na szlifach cienkich w miejscu kontaktu najbardziej zewnętrznej warstwy kości korowej z osadem wapiennym otulającym kość. Zażelazienie jamy szpikowej w przypadku jednej z analizowanych próbek stanowi najpewniej wtórny produkt utlenienia siarczków żelaza, których mikrobialnie mediowana precypitacja zasilana była siarką pochodzącą z dekompozycji lipidów kostnych, głównie szpiku oraz akcesorycznie aminokwasów sulfonowych.

Fakt rozkładu mikrobiального w obrębie przynajmniej części kości potwierdza obecność pseudomorfoz getytu po pirycie, który występował tu w postaci framboidów oraz innych agregatów w charakterystycznych dla siarczków żelaza postaciach krystalicznych, występujących w obrębie jamy szpikowej, oraz w mniejszej ilości także w innych strefach kości. Przy wykorzystaniu rentgenowskiej spektroskopii fotoelektronowej (XPS) potwierdzono obecność rezydualnej siarki o stanach energetycznych wskazujących na jej pierwotne związanie w siarczki żelaza. Mapowanie rozkładu jonów w szlifach cienkich wykonane spektrometrem mas jonów wtórnych z analizą czasu przelotu (TOF-SIMS) ujawniło występowanie jonów  $\text{FeCH}^+$ ,  $\text{FeCH}_2^+$ ,  $\text{FeNH}^+$ ,  $\text{FeCH}_3^+$ ,  $\text{FeCHN}^+$ ,  $\text{FeCH}_2\text{N}^+$ ,  $\text{FeCH}_3\text{O}^+$  w obrębie wypełnień naczyń krwionośnych. Jony te związane są z żelazoorganicznymi kompleksami będącymi najpewniej efektem metabolicznej aktywności bakteryjnej. Ta sama metoda potwierdziła występowanie jonów pochodzących od siarczków żelaza (w tym  $\text{FeS}^+$ ) i innych jonów z żelazem w obrębie fosforanowej macierzy kości (Fig. 3). Analizy TOF-SIMS i XPS pokazały także niezależnie od siebie występowanie rozproszonej siarki w obrębie analizowanych preparatów, której ilość wskazuje na wtórne źródło, najpewniej związane z procesami mikrobiального rozkładu.

Analizy rozkładających się ścierv morskich gadów z mezozoiku (Kaim et al., 2008), jak również współczesnych waleń (Smith & Baco, 2003; Verna, 2010) wskazują na liczne asocjacje organizmów, w tym bakterii, żerujące na rozkładających się szczątkach kręgowców.

Współczesne obserwacje aktualistyczne wskazują, że procesy diagenetyczne mają swój początek nie od zewnątrz, lecz we wnętrzu kości, niezależnie od jej wielkości, czy charakteru wewnętrznego charakteru morfologicznego oraz histologicznego (Lundsten et al., 2010; Smith & Baco, 2003; Verna, 2010) i przebiegają niezwykle szybko.

Obserwacje te wskazują także na strefowy rozkład kości, gdzie zmiana pH, zachodząca na granicy kilku milimetrów ma wpływ na trendy w zachowaniu szczątku.

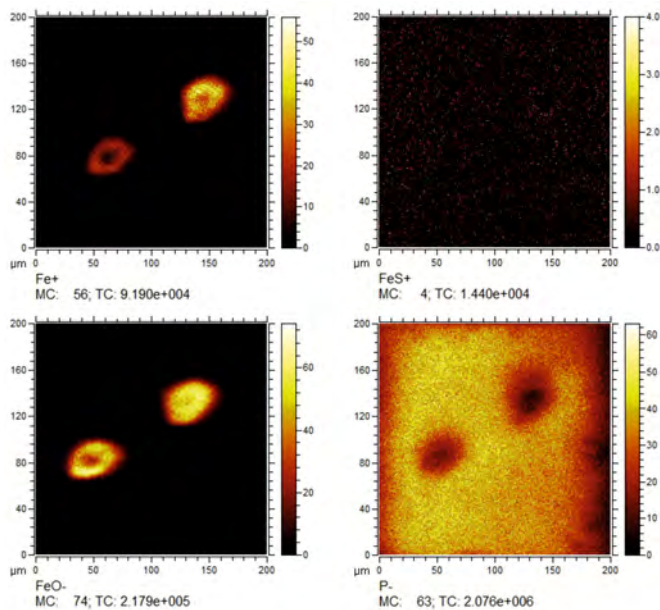
Zrozumienie mechanizmów procesów tafonomicznych na poziomie pojedynczych kości jest kluczowe dla przewidywania możliwości zachowania w materiale kopalnym śladów pierwotnej organiki. Tego typu badania są obecnie intensywnie rozwijane na całym Świecie i najnowsza literatura naukowa (Lindgren et al., 2011; Schweitzer, 2013) debatuje o sposobności zachowania pierwotnych molekuł organicznych, w tym kwasów nukleinowych w kopalnych szczątkach kręgowców.

*Autorzy dziękują mgr Marcie Łęźniak (Zakład Polimerów i Technologii Materiałów, Instytut Nauki o Materiałach, Uniwersytet Śląski) oraz dr. Tomaszowi Krzykawskiemu (Pracownia Badań Rentgenostrukturalnych, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski) za przeprowadzenie analiz ATR/FT-IR i XRD oraz pomoc w interpretacji wyników.*

*Projekt badawczy został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki na podstawie decyzji numer DEC-2011/01/N/ST10/06989.*

#### BIBLIOGRAFIA:

- Lindgren, J. et al., 2011. PLoS ONE, 6: e19445.  
 Lundsten, L. et al., 2010. Deep-Sea Research I, 57: 1573–1584.  
 Kaim, A. et al., 2008. Acta Palaeontologica Polonica, 53: 97–104.  
 Schweitzer, M.H. et al., 2013. Bone, 52: 414–423.  
 Smith, C.R. & Baco, A.R., 2003. W: Gibson, R.N. & Atkinson, R.J.A. (eds). Oceanography and Marine Biology: an Annual Review, 41: 311–354.  
 Verna, C., 2010. Phylogeny and diversity of symbionts from whale fall invertebrates. Praca doktorska. Uniwersytet w Bremie.



**H**

Fig. 3. H – mapa rozmieszczenia jonów dodatnich ( $\text{Fe}^+$ ,  $\text{FeS}^+$ ) oraz ujemnych ( $\text{FeO}^-$ , P) w obrębie dwóch wypełnień naczyń krwionośnych w szlifie kości *Tanystropheus* sp. Intensywność sygnałów świadczy o grupowaniu jonów w poszczególnych elementach jakimi są wypełnienia naczyń, lub fosforanowa faza kości (w przypadku jonów P). Jony  $\text{FeS}^+$  są rozproszone w próbce i nie pokazują wyraźnych trendów.

# Gorąca krew pętkojaszczurów – gigantotermia u bazalnych Sauropterygia?



Dawid Surmik<sup>1,2</sup> & Andrzej Pelc<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: dawid@surmik.pl

<sup>2</sup> Zakład Paleobiologii Ewolucyjnej, Instytut Paleobiologii, Wydział Nauk Biologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

<sup>3</sup> Zakład Spektrometrii Mas, Instytut Fizyki, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, pl. Marii Curie-Skłodowskiej 1, 20-031 Lublin

Badania nad paleofizjologią kopalnych kręgowców są ostatnio bardzo modne. Stanowią one kompilację danych uzyskanych wieloma komplementarnymi metodami z zakresu fizjologii (badania współczesnych form, zgodnie z zasadą aktualizmu) i geochemii izotopowej. Wśród naukowych dysput dotyczących paleofizjologii szczególnie interesujące stały się kwestie gospodarki termicznej u gadów kopalnych, które najsilniej dyskutowane są w kręgach badaczy dinozaurów (zob. dyskusja w Ruben et al., 1996).

Obecnie najbardziej pewną metodą badawczą w wyjaśnianiu gospodarki termicznej wymarłych kręgowców jest analiza stabilnych izotopów tlenu w fosforanach zawartych w szklawie zębów. Pomocniczo korzysta się także z analiz geochemicznych i strukturalnych skamieniałych ekskrementów, zwracając przy tym uwagę na skład elementarny i fazowy próbki, oraz stopień przeobrażenia (degradacji) resztek pokarmu.

Badania zawartości izotopów stabilnych tlenu szklawie zębów przeprowadzone na zębach gadów morskich jury i kredy (Bernard et al., 2010; Motani, 2010) wskazują, że ichtiozaury i plezjozaury późniejszego mezozoiku mogły być zwierzętami o gospodarce homeotermicznej („stałocieplne”). Nie ma jednak jednoznacznych danych dotyczących gospodarki termicznej bazalnych przedstawicieli gadów morskich z triasu, choć przyjmuje się, że były gadamii pojkilotermicznymi („zmiennocieplnymi”).

Jednym z założeń projektu badawczego „*Gady morskie i lądowe na tle środowiska triasu środkowego południowej Polski*”, realizowanego na Uniwersytecie Śląskim jest odpowiedź na pytanie kiedy pojawiła się, i jak ewoluowała homeotermia u gadów morskich. Projekt jest współrealizowany w kooperacji z Zakładem Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki UMCS w Lublinie, w którym wykonywane są analizy izotopów stabilnych tlenu, pozyskanych ze szklawie zębów różnych przedstawicieli bazalnych Sauropterygia oraz innych gadów ziemnowodnych, współwystępujących z nimi w środowisku. Wartości delt izotopowych tlenu  $\delta^{18}\text{O}$  wyznacza się względem międzynarodowego wzorca VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

Prócz próbek kopalnych, analizom poddawane są także zęby współczesnych zwierząt, o znanej fizjologii, ale zamieszkujących, podobnie jak notozauury, wyspy i płytkowodne środowiska blisko linii brzegowej np. legwany morskie (*Amblyrhynchus cristatus* Bell, 1825). Podczas interpretacji wyników brana jest także pod uwagę sygnatura izotopowa środowiska, wraz z licznymi zmiennymi parametrami środowiska, które mogą mieć wpływ na frakcjonowanie izotopów tlenu (batymetria zbiornika, zasolenie, cykliczność klimatyczne, wtórne zmiany diagenetyczne skał i samych skamieniałości).

Dotychczas przeprowadzone w ramach projektu analizy izotopów tlenu w szklawie zębów gadów morskich rzucają nieco światła na termofizjologię bazalnych Sauropterygia. Wyniki pokazują, że wyższe wartości delty tlenowej dotyczą próbek szklawie zębów niewielkich zwierząt, z kolei niższe charakteryzują materiał odontyczny reprezentujący większe zwierzęta. Najwyższa wartość  $\delta^{18}\text{O}$  wynosząca 22,95 dotyczyła materiału małego osobnika *Placodus*, z kolei najniższa war-

tość  $\delta^{18}\text{O}$  wynosząca 17,67 dotyczyła zębów bardzo dużego notozaura.

Po podstawieniu wyznaczonych wartości delt ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fosforan}}$ ) do równania Longinelliego i Nutiego (1973):

$$T = 111.4 - 4.3 (\delta^{18}\text{O}_{\text{fosforan}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{woda}}),$$

otrzymano przybliżone uśrednione wartości temperatury biologicznie kontrolowanej krystalizacji apatytu szklawie zębów, które w bezpośredni sposób odpowiadają temperaturze ciała zwierzęcia.

Okazuje się, że wysokie wartości delty tlenowej świadczą o niskiej temperaturze ciała, wynoszącej 20-kilka stopni C i przeciwnie – niskie delty tlenowe odpowiadają wysokiej temperaturze ciała, w przypadku analizowanych próbek powyżej 30°C. Istnieje zatem wyraźna korelacja pomiędzy rozmiarem ciała zwierzęcia, a temperaturą jego krwi. U dużych gadów morskich temperatura ta jest wyższa, niż w przypadku mniejszych osobników.

Zjawisko takie nazywa się gigantotermią i jest charakterystyczne dla zauropodów, jak również części mezozoicznych gadów morskich (ichtiozaurów i mozazaurów) oraz współczesnych żółwi skórzastych. Fenomen gigantotermii polega na utrzymaniu stałej i relatywnie wysokiej temperatury ze względu na samą masę ciała i stanowi swego rodzaju „pseudostałocieplność”.

Gady, także współczesne, rosną przez całe życie, a ich rozmiary zależą od ilości pożywienia w środowisku. Tzw. „gigantyzm wyspowy” (ang. *insular gigantism*), znany np. u waranów z Komodo, polega na tym, że w izolowanych ekosystemach (np. wyspach), w których dany gatunek nie ma naturalnych wrogów i jest dostatek pożywienia, gady, będące na samym szczycie piramidy troficznej osiągają gigantyczne rozmiary.

Przebywając w ramach projektu *SYNTHESES: the European Union-funded Integrated Activities* na Uniwersytecie Humboldta w Berlinie jeden z autorów (D. Surmik) miał możliwość oglądać bogate zbiory szczątków triasowych gadów morskich w Museum für Naturkunde. Pochodzące z terenu środkowych Niemiec pojedyncze okazy kości kończyn notozaurów niekiedy miały rozmiary kilkudziesięciu centymetrów, sugerując, że długość ciała tych zwierząt osiągała nawet ponad 6 m. Dostępne dane literaturowe, najczęściej wskazują na długość ciała tego gatunku do 4 m.

W obrębie bazalnych Sauropterygia wyróżnia się dwie główne grupy morskich gadów, różniące się strategiami adaptacyjnymi, które doprowadziły do objęcia przez te grupy nisz ekologicznych środowiska morskiego. Kład Nothosauroida obejmował gady ziemnowodne świetnie przystosowane do życia w płytkowodnym środowisku blisko linii brzegowej lub w obrębie wewnątrzplatformowych basenów epikontynentalnego morza. Grupa ta jednak wymarła bezpotomnie w triasie.

Z kolei przedstawiciele Pistosauroida w okresie triasu pozostawali w niskiej różnorodności, występując w epikontynentalnych morzach, jednak pod okresu triasowego, lecz szybko zdobyli otwarte morza, ewoluując we w pełni morskie plezjozaury czy pliozaury znane z jury i kredy.



Na podstawie analizy powyżej opisanych zjawisk pojawia się pytanie: „Czy stopniowe przejście z pojkilo- do homeotermii, którego etapem mogło być pojawienie się gigantotermii, było kluczem do podboju oceanów w późniejszym mezozoiku?”.

Już we wczesnym etapie ewolucji Sauropterygia pojawiały się inne, korzystne adaptacje, które pozwalały na powolne uniezależnienie się od bliskości lądu, chociażby pojawienie się u notozaurów, czy pachypleurozaurów jajożyworodności, ważnego etapu w biologii rozrodu u bazalnych Sauropterygia, który utrwalił się u ich jurajskich i kredowych potomków.

*Projekt badawczy został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki na podstawie decyzji numer DEC-2011/01/N/ST10/06989*

**BIBLIOGRAFIA:**

Bernard, A. et al., 2010. *Science*, 328: 1379–1382.

Longinelli, A. & Nuti, S., 1973. *Earth and Planetary Science Letters*, 20: 337–340

Motani, R., 2010. *Science*, 328: 1361–1362.

Ruben, A. et al., 1996. *Science*, 273: 1204–1207.

# Współwystępowanie inkluzji jako źródło rekonstrukcji paleoekosystemu

Katarzyna Szczepaniak

Zakład Paleontologii, Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; email: k\_szczepaniak@student.uw.edu.pl



Inkluzje (dawna nazwa wrostki) to skamieniałości, które zostały uwięzione w przeszłości w lepkiej, śmiertelnej pułapce. Ich wiek określany jest na podstawie bursztynu, w jakim zostały zachowane i tak najstarsza żywica kopalna liczy sobie 230 milionów lat, natomiast najmłodsza jest datowana na ok. 5 milionów lat. Zatopione inkluzje to nie tylko zwierzęta, rośliny oraz ich szczątki, ale również krople wody, kryształki pirytu, pęcherzyki powietrza, które zostały uwiecznione w trakcie twarzenia żywicy. Stąd wprowadzono podział inkluzji na organiczne i nieorganiczne. Z tego pierwsza grupa w bursztynie bałtyckim liczy około 70 %, dodatkowo podzielona została ze względu na pochodzenie: roślinnego (fitoinkluzje) oraz zwierzęcego (zooinkluzje), oraz inkluzje szczątków pochodzenia organicznego.

Badając inkluzje można zrekonstruować skład lasów bursztynowych oraz poznać behawioryzm mieszkańców: drapieżnictwo na pniach żywicujących drzew (np. pajęczaki), ukrywanie się w szczelinach kory: motyle (Lepidoptera), wije (Myriapoda), lub żerowały na tych drzewach, żywiąc się sokiem mszyce (Aphidinea), chrząszcze (Coleoptera) bądź zjadały ich liście, także te, które żyły w pobliżu żywicujących drzew i wiatr bądź deszcz strącił je w żywicę muchówki (Diptera), błonkówki (Hymenoptera), chruściki (Trichoptera).

W Muzeum Ziemi PAN w Warszawie od 1951 roku w Dziale Bursztynu są systematycznie gromadzone i uzupełniane zbiory bursztynu. Zbiór został podzielony tematycznie, stanowi materiał naukowo-badawczy, dydaktyczny i ekspozycyjny (Kulicka & Pielnińska, 1998). Najliczniejsza jest kolekcja stanowiąca inkluzje organiczne, z wyraźną przewagą inkluzji zwierzęcych (ok. 18 000). Najczęściej są to bardzo małe zwierzęta, których wielkość stanowi do kilkunastu milimetrów, przeważnie stawonogi: owady, pajęczaki, wije, skorupiaki (Fig. 1).

Najliczniejszą w bursztynie reprezentowaną grupą wśród owadów w zgromadzonej kolekcji stawonogów stanowią muchówki (głównie Nematocera), które stanowią przeszło 70%, należą dotychczas do 16 rodzin. Licznie reprezentowane błonkówki (Hymenoptera) zaliczone do 13 rodzin, oraz chrząszcze (Coleoptera) reprezentowane przez 50 rodzin. Pozostały udział procentowy pozostałych rzędów przedstawia rysunek poniżej.

Wśród pajęczaków najliczniej zachowały się roztocza (Acarina) w obrębie 17 rodzin i 15 podrodzin. Natomiast pajęki reprezentowane są przez 20 rodzin. Na rok 2004 w zbiorach Muzeum Ziemi PAN w Warszawie znajdowało się 119 holotypów.

Do rekonstrukcji paleoekosystemu niezbędne są badania syninkluzji w bursztynie. Pionierem w tej dziedzinie był profesor J. Koteja (1986): „Specjalnie cenne są okazy, w których jest kilka, niekiedy kilkaset inkluzji, nazywamy je inkluzjami wspólnymi lub syninkluzjami.” Kiedy dwa lub więcej organizmów zostało razem uwięzionych w jednym kawałku bursztynu mamy pewność, że żyły w tym samym środowisku. W czasie kiedy dostały się w lepka pułapkę żywiczną, kończąc swój żywot w tym samym czasie, były częścią paleoekosystemu. Jednak zawsze trzeba wziąć możliwość przypadkowego znalezienia się dwóch organizmów razem, co może wskazywać na warstwowe żywicowanie, ewentualne ślady obgryzień, które mogą być mylnie wzięte za drapieżnic-

two. Aktualnie w Muzeum Ziemi PAN w Warszawie przeprowadzana jest inwentaryzacja inkluzji zwierzęcych w celu zweryfikowania aktualnej liczby osobników w poszczególnych bryłkach bursztynu.

Badania zooinkluzji zostały przeprowadzone w niewyselekcjonowanym bursztynie bałtyckim (Sontag, 2003). Do analizy zostało pobranych 3875 kawałków bursztynu o łącznej wadze 42610 g, z tego tylko 1061 okazów nie zawierało organicznych inkluzji. W skład syninkluzji zdiagnozowano wrostki zwierzęce lub fragmenty roślinne w 1824 okazach, w które zawierały 7111 gatunków, z których 7079 stanowiły stawonogi (Arthropoda). Z tego tylko 2,2% nie nadawało się do dalszej identyfikacji z racji złego zachowania. Najliczniejszymi reprezentantami były owady, których liczba przekroczyła 69% wśród badanych stawonogów. Badania pokazały, że w niewyselekcjonowanym bursztynie 48% kawałków zawiera inkluzje zwierzęce lub roślinne, nieco mniejszy udział został zaobserwowany przez Krebsa w 1920 roku, bo tylko 35 %. Różnice mogą wynikać z mniejszej liczby przebadanych okazów przez Krebsa, lub po prostu słabszej dostępnej optyki.

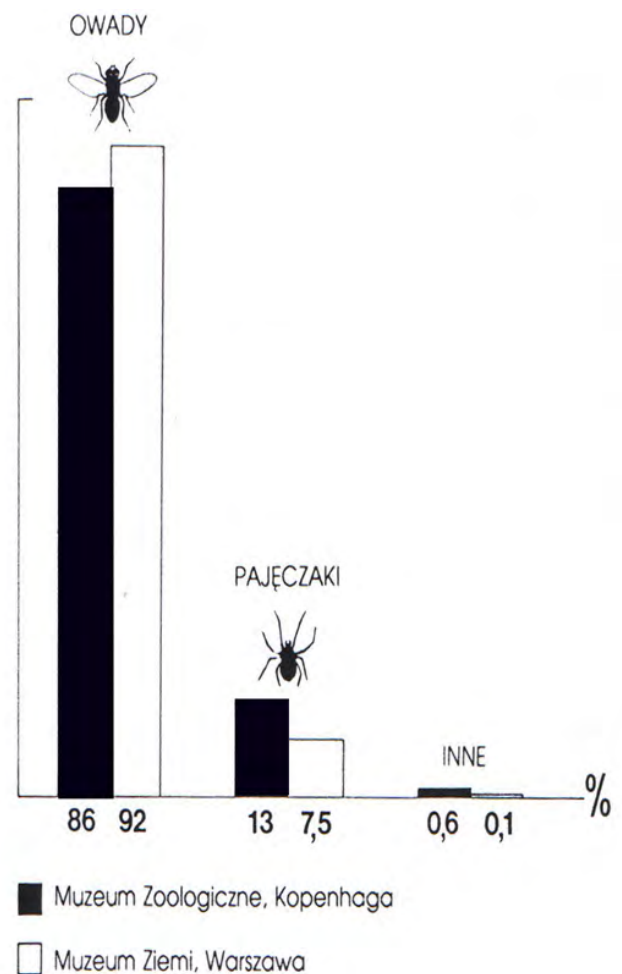


Fig. 1. Częstość występowania zwierząt w bursztynie bałtyckim w kolekcji Muzeum Ziemi w Warszawie (ok. 16 000 inkluzji) i Muzeum Zoologicznego w Kopenhadze (ok. 7 500 inkluzji) wg Krzemieńskiego (1993).



Fig. 2. Częstość występowania głównych rzędów owadów w bursztynie bałtyckim, w kolekcji Muzeum Ziemi PAN w Warszawie (13 717 inkluzji) wg Krzemińskiego (1993).

Podsumowując dotychczasowe badania nad składem inkluzji w bursztynie bałtyckim, wydaje się, że współczesna fauna Polski, Europy Środkowej nie jest kontynuacją fauny z bursztynodajnych lasów (Larsson, 1978). Przyjmuje się średni wiek gatunków u owadów między 5–7 milionów lat, stąd wniosek że fauna bursztynu bałtyckiego całkowicie wymarła. Jednak z całą pewnością nie da się stwierdzić, czy jakiś gatunek nie przetrwał z eocenu do dziś. Szadziewski (1998) przyjmuje, że na poziomie rzędów i rodzin fauna współczesna Europy jest podobna do bursztynowej, jednak zbiorowiska polodowcowe powstały poprzez migracje: z południowo-wschodniej Azji, północnej Afryki i południowej Europy.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Klebs, R., 1910. Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft Königsberg, Königsberg, 51: 217–242.
- Koteja, J., 1986. Biuletyn sekcji owadów kopalnych, 4: 4–5.
- Krzemiński, W. et al., 1993. W bursztynowej pułapce. Muzeum Przyrodnicze Instytutu Systematyki i Ewolucji Zwierząt PAN Kraków.
- Kulicka, R. & Pielińska, A., 1998. Inkluzje Zwierzęce i roślinne ze zbiorów Muzeum Ziemi PAN w Warszawie. Bursztyn, Poglądy, Opinie - Materiały z seminariów Amberif 1994–2004.
- Larsson, S. G., 1978. Baltic amber – a palaeobiological study. Entomonograph, Klampenborg, 192 pp.
- Sontag, E., 2003. Acta zoologica cracoviensia, 46 (suppl. Fossil Insects): 431–440.
- Szadziewski, R., 1998. Inkluzje zwierzęce w bursztynie bałtyckim. W: Inkluzje organiczne w bursztynie bałtyckim, badania, kolekcje dawne i obecne. Seminarium (Amberif 1998). Muzeum Ziemi/Konferencje Naukowe/Streszczenia, 10: 9–14.



Ewa Świerczewska-Gładysz

Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: eswiercz@geo.uni.lodz.pl

Profil osadów górnej kredy niecki opolskiej obejmuje utwory cenomanu po środkowy koniak (np. Walaszczyk, 1988, 1992; Tarkowski, 1991). W utworach piaszczystych cenomanu występują lithistida, gąbki z gromady Demospongea (Leonhard, 1897; Tarkowski, 1991). Gąbki te są słabo rozpoznane, ale ze względu na brak dostępnych odsłoneń cenomanu niemożliwe jest obecnie zebranie i opracowanie nowego materiału. Znacznie lepiej są poznane gąbki turońskie, które były opisywane w XIX wieku przez badaczy niemieckich (A. Roemer, 1841; F. Roemer, 1870; Quenstedt, 1878; Leonhard, 1897). Niektóre gatunki zrewidował następnie Schrammen (1912). Wiele lat później kilka gąbek z utworów górnego turonu i dolnego koniak niecki opolskiej zaprezentował Tarkowski (1991).

Prace badawcze podjęte przez autorkę mają na celu uzupełnienie danych o faunie gąbkowej tego regionu. Są one prowadzone od 2010 r. w dwóch czynnych kamieniołomach Odra II i Folwark. W kamieniołomie Odra II, znajdującym się na terenie Opola, występują utwory środkowego i górnego turonu. Wyżej leżące w profilu utwory, reprezentujące wyższą część górnego turonu oraz dolny koniak, odsłaniają się w kamieniołomie Folwark, usytuowanym ok. 10 km na SW od Opola. Wśród bardzo rzadkich skamieniałości znajdujących w ilastych marglach i marglach środkowego turonu (poziomy *Inoceramus apicalis* i *Inoceramus lamarecki*) nie znaleziono gąbek. Bogata fauna gąbkowa pojawia się wyżej w profilu, w wapieniach marglistych górnego turonu (poziom *Inoceramus perplexus* i niższa część poziomu *Mytiloides scupini*). Gąbki zachowane są w pozycji przyżyciowej lub przewrócone na bok, ale bez śladów pośmiertnego przemieszczania. Gąbki *in situ* występują także w kompleksie margli górnego turonu (wyższa część poziomu *Mytiloides scupini* i poziom *Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis*) i dolnego koniak (poziomy *Cremnoceramus deformis erectus*, *Cremnoceramus crassus* + *Cremnoceramus deformis deformis*). W utworach tych gąbki są nieco mniej liczne niż w wapieniach marglistych, ale za to zwykle osiągają większe rozmiary. Krzemionkowe szkielety gąbek zarówno z margli jak i z wapieni marglistych są zwykle całkowicie rozpuszczone. Pustki po rozpuszczonych igłach, a niekiedy także i przestrzenie międzyspikularne są wypełnione limonitem lub pirytem, co powoduje, że struktura szkieletu staje się często nieczytelna. Na gąbkach występuje liczna epifauna – mszywioly, korałe ośmiopromienne, małże i wieloszczety.

W przeciwieństwie do zespołu cenomańskiego, lithistida w wapieniach marglistych i marglach są bardzo rzadkie, reprezentowane głównie przez gatunki *Verruculina tenuis* (Roemer) i *Polyierea (Thecosiphonia) nobilis* (Roemer). Dominującą grupą są gąbki z rzędu Lychniscosida (gromada Hexactinellida), wśród których najliczniejsi są przedstawiciele rodziny Ventriculitidae (Świerczewska-Gładysz, 2012). Ich udział w zebranej kolekcji wynosi ok. 90%. Bogaty materiał pozwolił na prześledzenie zmienności wewnątrz-gatunkowej badanych gąbek i ustosunkowanie się do wcześniej opisanym taksonów z kredy opolskiej. Wyróżniono osiem gatunków – *Ventriculites chonoides* (Mantell), *Sporadoscinia alcyonoides* (Mantell), *Leiostracosia angustata* (Roemer) (Fig. 1A), *Coscinopora infundibuliformis* (Goldfuss), *Rhizopoterion cribrosum* (Phillips), *Astropegma stellata* (Roemer), *Leiostracosia robusta* (Schrammen) i *Sporadoscinia venosa* (Roemer).

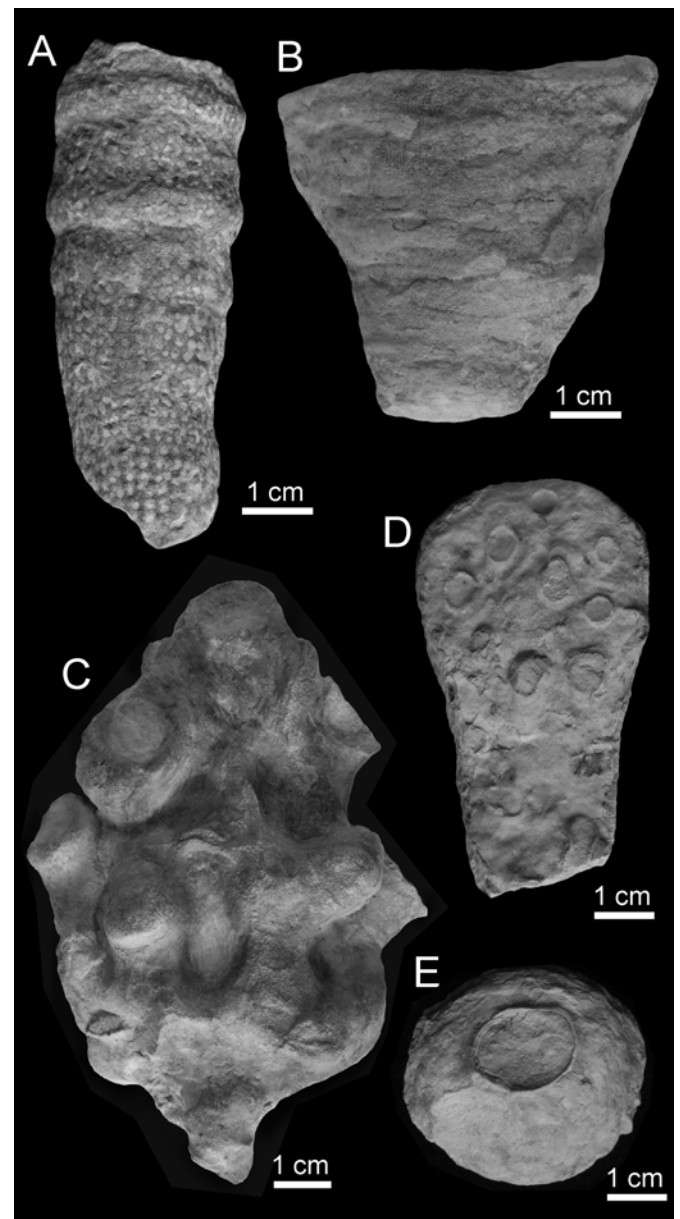


Fig. 1. Gąbki z górnego turonu i dolnego koniak niecki opolskiej. A – *Leiostracosia angustata* (Roemer). B – *Porochonia simplex* Hinde. C – *Plocoscyphia roemeri* (Leonhard). D – *Tremabolites megastoma* (Roemer). E – *Camerospongia fungiformis* (Goldfuss).

Cztery ostatnie gatunki nie były dotychczas opisywane z kredy opolskiej. *A. stellata* (Roemer) i *L. robusta* (Schrammen), znane z młodszych pięter kredy, odnotowano w turonie po raz pierwszy. Niecka opolska jest też pierwszym stanowiskiem, gdzie w tych samych warstwach górnego turonu i dolnego koniak występują bardzo zbliżone makroskopowo do siebie gatunki *V. chonoides* i *R. cribrosum*. Pospolity w turonie zachodniej Europy *V. chonoides* jest bardzo liczny w badanych utworach, natomiast *R. cribrosum*, częsty w osadach santonu—mastrychtu, jest niezwykle rzadki.

W utworach turonu i dolnego koniak stwierdzono ponadto dziewięć innych gatunków Lychniscosida. Gatunkami znanymi już wcześniej z kredy opolskiej są: *Plocoscyphia*

*roemeri* (Leonhard) (Fig. 1C), *Tremabolites megastoma* (Roemer) (Fig. 1D), *Camerospongia fungiformis* (Goldfuss) (Fig. 1E), *Becksia nidiformis* (Leonhard) i *Cameroptychium patella* (Leonhard). Stosunkowo liczne są gąbki z gatunku *Porochoxia simplex* Hinde (Fig. 1B), opisywane w literaturze niemieckiej jako *Leptophragma fragile* (Roemer) lub *Callodictyon fragile* (Roemer). Rzadkimi, późnokredowymi taksonami Lychniscosida, odnotowanymi po raz pierwszy w badanym profilu są: *Pyrospongia vrbaei* Zahálka, gatunek dotychczas znany tylko z turonu Czech; *Oncolpia becksioides* (Defretin-Lefranc), opisany z turonu Francji i *Calyptrella bertae* Schrammen z kampanu Niemiec. Powszechne w późnej kredzie gąbki z rzędu Hexactinosida w badanym zespole mają znikomy udział i dotychczas nie były opisywane z turonu i koniaku niecki opolskiej. Wśród fragmentarycznie zachowanych okazów rozpoznano gatunki *Guertardiscyphia stellata* Michelin, *Wollemania araeosa* Schrammen, *Eurete rauffi* Schrammen i *Placotrema cretaceum* Hinde. Ostatni wymieniony gatunek dotychczas znany był wyłącznie z górnej kredy Anglii. W utworach marglistych znajdują się ponadto rzadko zachowujące się w stanie kopalnym szczątki Lyssacinosida (gromady Hexactinellida), których szkielet zbudowany jest z luźnych igieł krzemionkowych (Świerczewska-Gładysz & Jurkowska, w druku).

Obecność licznych i zróżnicowanych taksonomicznie przedstawicieli Hexactinellida w wapieniach marglistych i marglach górnego turonu i dolnego koniak niecki opolskiej wskazuje, że utwory te były deponowane poniżej podstawy falowania sztormowego. O spokojnej, sedymentacji świadczy także stan zachowania gąbek, zwłaszcza Lyssacinosida. Skład zespołu gąbkowego z wapieni marglistych i margli jest dość podobny, przy czym gatunki ventrikulitidów i *Porochoxia simplex* w marglach reprezentowane są przez morfotypy szerokielichowe i dyskoidalne, uznawane za wskaźnik bardzo wolnej sedymentacji (Krautter, 1997). Gąbki występujące w

wapieniach marglistych mają natomiast zwykle kształt wąskich kielichów lub są cylindryczne, często z jednym lub kilkoma przewężeniami i zwężonym ujściem (Fig. 1A). Hexactinellida preferują bardzo wolną sedymentację. Tendencja do zwężania oskulum, została zaobserwowana u współczesnych gąbek, żyjących w środowisku o nieco szybszym tempie sedymentacji (Cook et al., 2008). Ogranicza to ilość osadu dostającego się do spongocela i jednocześnie woda wypływająca ze spongocela przez węższe oskulum efektywniej usuwa gromadzący się w nim osad (Krautter, 1997, 1998). Zmienność morfotypowa badanych gąbek pozwala wnioskować, że tempo sedymentacji w czasie osadzania się wapieni marglistych było nieznacznie szybsze niż w czasie osadzania się margli.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Cook, S. E et al., 2008. Marine Environmental Research, 66, Supplement 1: 80–86.  
Krautter, M., 1997. Profil, 11: 199–324.  
Krautter, M., 1998. Cuadernos de Geologia Ibérica, 24: 223–239.  
Leonhard, R., 1897. Palaeontographica, 44: 11–70.  
Roemer, F.A., 1840–1841. Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, 145 pp.  
Roemer, F., 1870. Geologie von Oberschlesien, 587 pp.  
Quenstedt, F.A., 1878. Petrefactenkunde Deutschlands. Band. 5, Schwämme, 612 pp.  
Schrammen, A., 1912. Palaeontographica, Supplement 5: 1–385.  
Świerczewska-Gładysz, E., 2012. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 82: 201–224.  
Świerczewska-Gładysz, E. & Jurkowska, A., Facies (w druku).  
Tarkowski, R., 1991. Zeszyty Naukowe AGH, 51: 3–156.  
Właszczyk, I., 1988. Acta Geologica Polonica, 38: 51–61.  
Właszczyk, I., 1992. Acta Geologica Polonica, 42: 1–122.

# Utrwalone hipotezy naukowe w świetle nowych wyników badań, na przykładzie hipotezy przebiegu zdarzeń w schyłkowym okresie plejstocenu na obszarze Europy Środkowej i Arktyki



Barbara Wojtasik

HydroBiolLab, ul. Żeliwna 23a/8, 81-159 Gdynia; e-mail: hydrobiolab@wp.pl; tel. 605 837 064

Hipoteza dotycząca przebiegu zdarzeń w schyłkowym okresie plejstocenu i występowania wielkiego lądolodu jest ogólnie uznana i akceptowana. Pojawiające się hipotezy dotyczące nunataków i refugium wraz z hipotezą lądolodu tworzą obraz nieciągłej, wielkiej czapy lodowcowej. Przy czym wg tych teorii na obszarach nieciągłości (nunatakach, refugium) mogły zachować się różne gatunki roślin i zwierząt, w tym reliktowe. Szczególnie interesujące są te teorie, jeśli uwzględnimy prawa fizyki. Pozostawiając teorię lądolodu zalegającego w dolinach i nunataków, które miały znajdować się powyżej lodowca okazuje się, że jeśli miały przetrwać na obszarze nunataków organizmy roślinne i zwierzęce, to powyżej lodowca w długim okresie czasu musiało być cieplej, niż na jego powierzchni. Według badań instrumentalnych temperatura spada wraz z wysokością, więc byłoby to zjawisko nowe. Obraz współczesnej Arktyki i Antarktydy wskazuje na brak zbiorników wodnych i drzew ponad pokrywami lodowców. W jaki, więc sposób mogłoby takie zjawisko zachodzić w schyłkowym okresie plejstocenu? Kolejnym nurtującym zagadnieniem jest przesuwanie się organizmów na północ wraz z wycofującym się lądolodem. Teoria wydaje się słuszna, jeśli przyjmie się z definicji hipotezę lądolodu. Jednak analizy literaturowe i badania przeprowadzone na słodkowodnym małżoraczkę arktycznym *Candona rectangularis* Alm, 1914 wskazują na możliwość innego przebiegu zda-

rzeń. Rezultaty badań wskazują, że niewielka liczba gatunków Ostracoda zbiorników słodkowodnych Spitsbergen (tam prowadzono badania), ale również innych wysp Arktyki wynika nie z migracji, ale z selekcji jaka następowała przy wielokrotnych zmianach klimatu obszarów polarnych. Przetrwały tylko te gatunki Ostracoda, które są eurytopowe, w szczególności eurytermiczne. Na Spitsbergenie nie występują gatunki Ostracoda zimnolubne. Takich gatunków należy szukać w wysokich partiach gór poza Spitsbergenem. Jeśli na Spitsbergenie nie ma gatunków zimnolubnych, to powstaje pytanie dlaczego gatunki zimnolubne, występujące poza Arktyką, nie przemieściły się na ten obszar, skoro warunki na przedpolu lądolodu powinny odpowiadać ich preferencjom siedliskowym. A może w ogóle lądolodu nie było w takim znaczeniu jak to przewiduje powszechnie przyjmowana hipoteza naukowa. Było tylko rejestrowane w różnych metodach badawczych paleoklimatologii gwałtowne obniżenie temperatury. W takiej sytuacji, gdy zimne (o temperaturze znacznie poniżej 0°C), ciężkie powietrze zalegałoby w dolinach (nie lądolód), to powyżej na obszarach nunataków mogło być cieplej (inwersja termiczna). Wtedy teoria nunataków tłumaczyłaby, dlaczego na niektórych obszarach przetrwały różne gatunki, które następnie mogły się rozprzestrzenić. Natomiast na terenach nizinnych nastąpiły istotne zmiany w składzie gatunkowym organizmów.



# Powiązanie zjawiska progenezy u goniatyków Balviinae (Prionoceratidae) z globalnymi zdarzeniami w późnym famenie – wstępne wyniki badań

POLEO  
2013  
TYNIEC

Tatiana Woroncowa-Marcinowska

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

Zjawisko progenezy rozumiemy jako ważny proces ewolucyjny, który zwiększa potencjał adaptacji organizmów, gdzie ma miejsce ich przedwczesne dojrzewanie płciowe. W przypadku Prionoceratidae adaptatywna radiacja miała miejsce już w dolnej części piętra *wocklumeria*. Korn (1992, 1995) przeprowadza, że ewolucja późnofameńskich prionoceratid jest reakcją na wahania poziomu morza, a w szczególności na trendy regresywne, które miały miejsce w środkowej części piętra *wocklumeria*.

Przedstawiciele Balviinae w profilu Kowala (Woroncowa-Marcinowska, 2011) występują dwukrotnie pomiędzy dwoma charakterystycznymi warstwami czarnych łupków odpowiadającym zdarzeniom faunistycznym: Hangenberg (HBS) o globalnym rozprzestrzenieniu (Weddige, 1996) oraz Kowala (KBS) o rozprzestrzenieniu „lokalnym” (Marynowski & Filipiak, 2007). W celu dokładniejszego oznaczenia pozycji stratygraficznej goniatyków w tej części profilu zostały pobrane próby na konodonty. Wydobyte z wapieni konodonty reprezentują poziomy od najwyższego *expansa* po dolną część środkowego *praesulcata*. *Tripodellus gonioclymenia*, *Pseudopolygnathus ultimus* oraz *D. trigonicus* (Dzik, 2006) znajdujące się bezpośrednio ponad czarnymi łupkami KBS wskazują na najwyższą część poziomu górny *expansa*/dolny *praesulcata*. Zgodnie z przedstawionym materiałem ciemne łupki (KBS) w Kowali mogą być powiązane z rozpowszechnionym w tym czasie (środkowy/późny *expansa*) pulsem transgresywnym „Strunian/EpINETTE” w Belgii albo powstaniem wapieni „Wocklum” z obfitą fauną głowonogów w Reńskich Górach Łupkowych (Kaiser et al., 2008).

Wstępne wyniki procentowego udziału rodzajów konodontów w próbach badanego interwału pozwalają wyróżnić trzy biofacje konodontowe: Pa-Po (górny *expansa*/dolny *praesulcata*); Pa-Bi-Br (dolny *praesulcata*) oraz Pa-Br (dolny/środkowy *praesulcata*), które są bardzo zbliżone do konodontowych biofacji z Alp Karnickich i Masywu Reńskiego (Kaiser et al., 2006, 2008). Skrót Pa oznacza *Palmatolepididae*, Po – *Polygnathyidae*, zaś Bi – *Bispathodus* i Br – *Branmehla*.

Na podstawie wyników oznaczeń izotopu węgla  $\delta^{13}\text{C}$  w wapieniach pomiędzy horyzontami czarnych łupków KBS i HBS w profilu Kowala (Trela & Malec, 2007) oraz na podstawie precyzyjnej biostratygrafii badanego interwału w profilach Alp Karnickich i Masywu Reńskiego powstał wysoko rozdzielczy zapis izotopów węgla i izotopów tlenu (Kaiser et al., 2006). Wyniki te dostarczyły dodatkowych informacji, które mogą być podstawą do odczytania, poza wahaniami poziomu morza, innych warunków środowiskowych. Wartości

$\delta^{13}\text{C}$  próbek pochodzących z wapieni (poziomy górny *expansa/praesulcata*) powyżej czarnych łupków KBS, są względnie stałe i mieszczą się w przedziale od 1,01 do 1,77‰ (Trela & Malec, 2007). Według pomiarów izotopów  $\delta^{18}\text{O}_{\text{phosph}}$  w późnym *expansa* temperatura liczyła 30°C. Drugi wzrost temperatury morza pomiędzy 27 a 29°C (Kaiser et al., 2006, 2008) miał miejsce we wczesnym *praesulcata*, efektem czego mogło być wymieranie *Tr. gonioclymeniae*, określające początek środkowego *praesulcata*. Temperatura wody ma duży wpływ na przebieg procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych zachodzących w organizmach. Blisko tych punktów wzrostu temperatury zostało zaobserwowano zjawisko progenezy u Balviinae, tj. pojawienia się nowych organizmów o rozmiarach dojrzałych osobników dwukrotnie mniejszych od swoich przodków *Mimimitoceras* (Korn, 1992, 1995).

Reasumując, oprócz eustatycznych zmian poziomu morza największy wpływ na powstanie i przebieg zjawiska progenezy u Prionoceratidae, które miało miejsce w okresie późny *expansa*/wczesny *praesulcata* i wczesny/środkowy *praesulcata*, moim zdaniem miały znaczne wahania temperatury wody, a zwłaszcza jej wzrost, który zaznaczył się pikami temperaturowymi w późnym *expansa* (30°C) i w środku wczesnego *praesulcata* (29°C). Blisko tych interwałów obserwujemy zwiększenie liczby gatunków wśród podrodziny Balviinae (Korn, 1992; Korn & Klug, 2002; Dzik, 2006; Woroncowa-Marcinowska, 2011).

## BIBLIOGRAFIA:

- Dzik, J., 2006. *Palaeontologia Polonica*, 63: 1–359.  
Kaiser, S.I. et al., 2006. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 146–160.  
Kaiser, S.I. et al., 2008. *Geological Journal*, 43: 241–260.  
Korn, D., 1992. *Acta Palaeontologica Polonica*, 37: 21–36.  
Korn, D., 1995. *Lethaia*, 28: 155–165.  
Korn, D. & Klug, C., 2002. W: Riegraf, W. (ed.), *Fossilium Catalogus I: Animalia, Parts 138: 1–374*. Backhuys Publishers, Leiden.  
Marynowski, L. & Filipiak, P., 2007. *Geological Magazine*, 144: 569–595.  
Trela, W. & Malec, J., 2007. *Przegląd Geologiczny*, 55: 411–415.  
Weddige, K., 1996. *Senckenbergiana Lethaea*, 76: 267–286.  
Woroncowa-Marcinowska, T., 2011. *Acta Geologica Polonica*, 61: 35–45.

# Biostratygrafia konodontowa pogranicza emsu i eiflu w Górach Świętokrzyskich

Krystian Wójcik

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, 00-089 Warszawa; e-mail: krystian.karol.wojcik@student.uw.edu.pl



Przełom wczesnego i środkowego dewonu wyznacza początek jednej z największych transgresji morskich w fanerozoicznej historii Ziemi. Czas i kierunek wkraczania wód morskich na obszar świętokrzyski, a zarazem rozwój i kierunek zmian środowisk sedymentacji w tym interwale pozostawały do tej pory słabo poznane. W ramach projektu NCN nr 2011/01/N/ST10/00604 (ID 152735) wykonano sedimentologiczne i stratygraficzne opracowanie 9 profili pogranicza emsu i eiflu z regionu kieleckiego, które składają się na rekonstrukcję rozwoju facjalnego obszaru Gór Świętokrzyskich, na tle tektoniczno-facjalnej ewolucji południowego szelfu Laurussii (Wójcik, 2013). W ramach prac stratygraficznych zebrano kolekcję około 200 konodontów platformowych, pozyskanych z ognia wapieni z Dąbrowy, formacji dolomitów z Szewców oraz formacji dolomitów z Jurkowiec (Fig. 1). Konodontów nie stwierdzono w podścielających je utworach ognia dolomitów ze Zbrzy i formacji z Winnej oraz nadległych utworach formacji z Janczyc. Wszystkie okazy są przedstawicielami rodzaju *Icriodus*, który reprezentowany jest przez 2 zespoły: (i) *I. corniger corniger*, *I. c. retrodepressus*, *I. c. leptus*, *I. wernerii*, *I. introlevatus*, *I. curvirostratus* oraz (ii) *I. amabilis* i *I. struvei*. Pomimo braku taksonów indeksowych z rodzaju *Polygnathus*, zasięgi stratygraficzne Icriodontidae (rozpoznane w Górach Eifel przez Weddige'a (1977), a w Ardenach przez Gouwy i Bultyncka (2003) oraz na obszarze radomsko-lubelskim przez Narkiewicz (2011)) pozwalają z powodzeniem wyznaczyć granice standardowych zon konodontowych najwyższego emsu i eiflu. W sukcesjach świętokrzyskich dystrybucja konodontów jest jednak bardzo wyraźnie uwarunkowana występowaniem niesprzyjających facji – przedstawiciele starszego zespołu w ba-

danych sukcesjach po raz pierwszy pojawiają się dopiero w spągowej części ognia wapieni z Dąbrowy. Brak w zebranym materiale taksonów piętra emskiego, jak również brak ewolucyjnego FAD istotnej stratygraficznie formy *I. c. retrodepressus*, nie pozwalają zlokalizować granicy emsu i eiflu na badanym obszarze. Pojawienie się wymienionego gatunku wyznacza jedynie granicę powyżej której skały na pewno posiadają wiek eifelski, nic nie mówiąc o wieku skał podścielających, które jako nieme paleontologicznie mogą równie dobrze należeć do emsu jak i do eiflu (por. Fijałkowska-Mader & Malec, 2011). Dopiero pojawienie się przedstawicieli młodszego zespołu pozwala zdefiniować granicę dwóch pierwszych poziomów konodontowych niższego eiflu – *partitus* i *costatus*. Ponownie niema paleontologicznie pozostaje wyższa część sukcesji.

Tak skonstruowany szkielet biostratygraficzny stanowi punkt wyjścia do korelacji przy użyciu innych narzędzi stratygraficznych, między innymi przy pomocy krzywych podatności magnetycznej (Wójcik, 2013).

## BIBLIOGRAFIA:

- Fijałkowska-Mader, A. & Malec, J., 2011. *Geological Quarterly*, 55: 109–138.  
 Gouwy, S. & Bultynck, P., 2003. *Revista Española de Micropaleontología*, 35: 315–344.  
 Narkiewicz, K., 2011. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 147–192.  
 Weddige, K., 1977. *Senckenbergiana lethaea*, 58: 271–119.  
 Wójcik, K., 2013. Praca doktorska niepublikowana. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii. Warszawa.



Fig. 1. Litostratygrafia pogranicza emsu i eiflu regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich wg Wójcika (2013); fmSz – formacja z Szydłówka.



# Unikatowy zapis wczesnofameńskiego ekosystemu pelagicznego w Górach Świętokrzyskich



Michał Zatoń, Michał Rakociński, Paweł Filipiak & Wojciech Krawczyński

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: mzaton@wnoz.us.edu.pl, rakocinskimichal@wp.pl, pawel.filipiak@us.edu.pl, wojtekk@us.edu.pl

Utwory dolnego famenu odsłaniające się w kamieniołomie Kowala niedaleko Chęcina w Górach Świętokrzyskich obfite są w bardzo ciekawy zespół skamieniałości składający się z glonów i stawonogów. Regularne występowanie skamieniałości stwierdzono w kilkunastometrowej sekwencji wapieni przeławianonych łupkami marglistymi reprezentującej poziom konodontowy *crepida*.

Z uwagi na fakt, że glony nie posiadają tkanek przewodzących, pozostałości po nich spotykane są w zapisie kopalnym niezmiernie rzadko. Tymczasem w osadach wczesnofameńskich Kowali zachowały się one bardzo licznie w postaci uwęglonych, kilku- do kilkunastocentymetrowych, fragmentarycznych lub prawie kompletnych plech. Stan zachowania sugeruje, iż pierwotnie plechy nie były wysyczone węglanem wapnia. Jak do tej pory odnotowano ok. pięciu różnych morfologicznie form. Na powierzchni plechy niektórych osobników zachowały się najdrobniejsze elementy morfologiczne w postaci wypustek i cienkich filamentów. Jak na razie ich pozycja systematyczna jest niejasna, aczkolwiek nie jest wykluczone, że mogą one być spokrewnione z zielenicami i/lub brunatnicami.

Stawonogi z kolei, zachowały się w postaci sfosforyzowanych egzozszkieletów. Reprezentowane są one przez trzy grupy: enigmatyczne concavicaridy (gromada Thylacocephala, np. Briggs & Rolfe, 1983; Rolfe, 1985), liścioraki (Phyllocarida, gromada Malacostraca, np. Briggs et al., 2011) oraz angustidonty (gromada Malacostraca, np. Rolfe & Dzik, 2006). Dominującą grupą są zdecydowanie concavicaridy, reprezentowane przez mniej lub bardziej kompletne karapaksy, najczęściej zachowane lateralnie w stosunku do uławicenia. Liścioraki rzadko występują w postaci kompletnych okazów (karapaksy wraz z tułowiem i ogonem); najczęściej znajdują się w postaci izolowanych części tułowiowych i ogonowych. Biorąc pod uwagę zróżnicowanie morfologiczne zachowanych karapaksów i części ogonowych można wnioskować, iż reprezentowane są one przez trzy taksony. Angustidonty (z rodzajem *Angustidontus*), najmniej liczne z całego zespołu, zachowane są w postaci izolowanych, charakterystycznie ząbkowanych maxillipedów i części ogonowych.

Innymi częstymi skamieniałościami stowarzyszonymi z wyżej wymienionymi glonami i stawonogami, są zdekalcy-

fikowane muszle łodzikowatych, uwęglone pozostałości po organicznych anaptychach amonitowatych, sfosforyzowane muszle ramienionogów bezzawiasowych (orbikuloidy) oraz sporadyczne muszle ramienionogów zawiasowych. Dlatego też zachowanie się w utworach dolnofameńskich Kowali organizmów charakteryzujących się niskim potencjałem fosylizacyjnym, takich jak niekalcyfikujące glony i egzozszkielety stawonogów, niewątpliwie dostarczają pełniejszego obrazu ekosystemu wczesnofameńskiego. Obecność pelagicznych stawonogów i glonów wskazuje na spokojne środowisko otwartego morza. Bardzo zubożony bentos i częsta laminacja osadu wskazują, iż strefy przydenne przynajmniej okresowo pozbawione były tlenu. Potwierdzają to obserwowane w poziomie *crepida* rozkłady framboidów pirytowych oraz niskie stężenia aryłowych izoprenoidów i gammaceranu, biomarkerów charakterystycznych dla warunków euksynicznych w kolumnie wody (Marynowski et al., 2011) oraz występująca tu wszechobecna amorficzna substancja organiczna (Filipiak, 2009). Zatem epizodyczne warunki anoksygiczne na dnie, a co się z tym również wiąże brak organizmów zaburzających osad, były zapewne kluczowymi czynnikami prowadzącymi do zachowania się glonów i szczątków stawonogów.

*Niniejsze badania zostały sfinansowane dzięki grantowi dla młodych badaczy ufundowanego przez Wydział Nauk o Ziemi UŚ.*

## BIBLIOGRAFIA:

- Briggs, D.E.G. & Rolfe, W.D.I., 1983. *Special Papers in Palaeontology*, 30: 249–276.
- Briggs, D.E.G. et al., 2011. *Journal of Systematic Palaeontology*, 9: 399–424.
- Filipiak, P., 2009., *Review of Palaeobotany and Palynology*, 157: 326–338.
- Marynowski, L. et al., 2011. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 306: 1–14.
- Rolfe, W.D.I., 1985. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 76: 391–399.
- Rolfe, W.D.I. & Dzik, J., 2006. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 97: 75–96.



Drzewiaste paprocie znane są od karbonu, zachowując się często w postaci dużych fragmentów skamieniałych pni, których charakterystyczna budowa morfologiczna i anatomiczna jest łatwa do rozpoznania. Okazy tych paproci były opisywane już od XIX wieku. Formy drzewiaste znane są zarówno w rodzinach paproci, które występują współcześnie (Marattiaceae, Cyatheaceae, Dicksoniaceae), jak i w rodzinach paproci wymarłych. Słynne są pnie karbońskich paproci rodzaju *Psaronius* z rodziny Marattiaceae. Została także opisana wymarła rodzina paproci drzewiastych wyłącznie na podstawie skamieniałych pni. Jest nią kredowa rodzina *Tempskyaceae* z jednym rodzajem *Tempskya*.

Rodzaj *Tempskya* został ustanowiony przez Cordę w 1845 roku dla skamieniałych pni paproci z zachowaną budową anatomiczną znalezionych w górnej kredzie Niemiec i Czech (Corda, 1845). Roślina charakteryzuje się swoistą budową pędu noszącego nazwę „falszywego”. Jego masę stanowią cienkie pędy wraz z ogonkami liściowymi, otoczone bardzo licznymi korzeniami przybyszowymi wypełniającymi przestrzeń między pędami, tworząc grubą warstwę, tak że pęd mógł osiągać pół metra średnicy, co sugeruje, że paproć mogła dorastać do 6 m wysokości.

Zostały opisane liczne gatunki tego rodzaju ze stanowisk Europy (Boodle, 1895; Chandler, 1968), Ameryki Płn. (Seward, 1924; Read & Brown, 1937; Andrews, 1943; Andrews & Kern, 1947; Ash & Read, 1976; Tidwell & Hebbert, 1992), a ostatnio także Argentyny (Tidwell & Wright, 2003) i Australii (Clifford & Dettmann, 2005).

W roku 1865 Goepfert opisał podobny w budowie morfologicznej i anatomicznej do *Tempskya* okaz z turonu Opola pod nazwą *Rhizodendron oppoliense* (w 1881 nazwę tę zmienił na *Rhizopterodendron oppoliense*). Okaz przedstawiał duży fragment skamieniałego pędu, gdzie w budowie anatomicznej można było wyróżnić wiązkę przewodzącą pędu i ogonków liściowych oraz płaszcz korzeni, był on następnie przedmiotem szczegółowej analizy paleobotanicznej Stenzela (1886) i Gothana (1904). Okazy oznaczone jako *Rhizodendron* były później jeszcze kilkakrotnie notowane z terenu Polski. Raciborski (1909) opisał okaz znaleziony w senońskich marglach w Zaszkwie koło Lwowa ilustrując budowę anatomiczną korzenia. Kolejny okaz opisany przez Raciborskiego (1915) pochodził z koryta Sanu w Sanoku, był na tyle dobrze zachowany, że stał się podstawą do opisu nowego gatunku *R. carpaticum*. W 1922 roku Lilpop opisał okaz *Rhizodendron* znaleziony w opoce senońskiej w okolicach Pińczowa. Okaz ten swoją budową morfologiczną i anatomiczną jest podobny do *Rhizodendron oppoliense*. Kolejny okaz opisany przez Reymanówną w 1966 roku pochodził z Szywnawdu koło Tarnowa (Reymanówna & Urbaniak, 1966). Na podstawie opublikowanych opisów budowy morfologicznej i anatomicznej, rysunków i fotografii oraz rewizji oryginalnych okazów (okazów Raciborskiego i Lilpopa nie odnaleziono) można przypuszczać z dużym prawdopodobieństwem, że okazy opisane z Polski jako *Rhizodendron* w rzeczywistości reprezentują rodzaj *Tempskya*. Zagadnienie to będzie przedmiotem szczegółowej rewizji.

Największy z dotychczas odnalezionych w Polsce okazów *Tempskya* pochodzi z opoki mastrychtczej z Czarnegostoku na Roztoczu (Gierliński et al., 2008). Z niewielkiego fragmentu tego pędu zostały wykonane szlify, na których widoczna

jest anatomia licznych korzeni, w przekrojach poprzecznych i podłużnych (Wcisło-Luranc, 2001). Nieopisane okazy prawdopodobnie *Tempskya* z kredy Kotliny Raciborskiej zostały zilustrowane w albumie przez Niemirowską (2013).

Nowy okaz *Tempskya* pochodzi z Groszowic (Opole), jest to niewielki fragment skrzemionkowanego pędu. Jego masę stanowią liczne korzenie przerastające miękisz pędu. W przekroju poprzecznym widoczna jest struktura anatomiczna korzeni stanowiących warstwę wokół pędu. Struktura anatomiczna pędu jest słabo widoczna, natomiast korzeni doskonale zachowana. Wnętrze korzenia zajmuje egzarchiczna wiązka przewodząca, której elementami przewodzącymi są tracheidy z drabinkowatymi zgrubieniami ścian i komórki floemu. Wiązki tkwią w tkance parenchymatycznej, która wokół wiązek tworzy zwarty pierścień o zgrubiałych ścianach komórek, jest to tzw. tkanka sklerenchymatyczna nadająca roślinie wytrzymałość na różnego rodzaju odkształcenia. Komórki parenchymy jak i sklerenchymy są izodiametrycznego kształtu i mają coraz większą średnicę im są dalej położone od wiązki przewodzącej. Na zewnątrz korzeni ochrania jednowarstwowa epiderma. Korzenie mogą rozgałęziać się pod różnymi kątami. Korzenie wokół wiązki pędu tworzyły gruby i bardzo zwarty płaszcz, tak że nie jest widoczna parenchyma pędu. Korzenie przyrastając w dużej masie ulegały wzajemnemu zgniataniu i na przekrojach widoczne są nieco zdeformowane. Taka budowa anatomiczna niewątpliwie zapewniała roślinie sztywność i mechaniczną wytrzymałość pędu i paprocie mogły w związku z tym osiągać znaczne wysokości.

## BIBLIOGRAFIA:

- Andrews, H.N., 1943. *American Midland Naturalist*, 29: 133–136.
- Andrews, H.N. & Kern E.M., 1947. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 34: 119–156.
- Ash, S.R. & Read, C.B., 1976. *Geological Survey Professional Paper*, 874: 1–40.
- Boodle, L.A., 1895. *Annals of Botany*, 9: 137–141.
- Chandler, M.E.J., 1968. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology*, 15: 171–179.
- Clifford, H.T. & Dettmann, M.E., 2005. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 134: 71–84.
- Corda, A.J., 1845. *Flora Protogaea. Beiträge zur Flora der Vorwelt*. S. Calvary and Co., Berlin, 128 pp.
- Gierliński, G.D. et al., 2008. *Oryctos*, 8: 107–113.
- Goepfert, H., 1865. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1865: 395–399.
- Goepfert, H., 1881. *Arboretum fossile*, Breslau, 6 pp.
- Gothan, W., 1904. W: Potonie H. *Abbildungen und Beschreibungen foss. Pflanzen*, 2: 1–12.
- Lilpop, J., 1922. *Kosmos*, 47: 252–254.
- Niemirowska, S., 2013. *Skamieniałe drewno*. Wyd. Poligraf, Brzezia Łąka.
- Raciborski, M., 1909. *Kosmos*, 34: 845–848.
- Raciborski, M., 1915. *Sprawozdania z czynności i posiedzeń Akademii Umiejętności w Krakowie*, 22: 14–15.
- Read, C.B. & Brown, R.W., 1937. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 186: 103–129.
- Reymanówna, M. & Urbaniak, J., 1966. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 569–570.

Seward, A.C., 1924. *Annals of Botany*, 38: 485–507.  
Stenzel, K.G., 1886. *Ergänzungsheft zum 63. Jahresbericht der Schlesischen Gessellschaft für vaterl. Cultur.*: 1–30.  
Tidwell, W.D. & Hebbert N., 1992. *International Journal of Plant Sciences*, 153: 513–528.  
Tidwell, W.D. & Wright W.W., 2003. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 127:133–145.

Wcisło-Luraniec, E., 2001. *Botanika w dobie biologii molekularnej. Materiały sesji i sympozjów 52 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Botanicznego, Poznań*, s. 204.

W Polsce jest wiele miejsc gdzie można znaleźć interesujące skamieniałości, w tym nieznanymi wcześniej z naszego kraju [1-5]. Do takich miejsc należy rejon Gór Świętokrzyskich, który jest bardzo zróżnicowany pod względem budowy geologicznej. Z tego powodu jest on przedmiotem badań zarówno naukowców, jak i geologów amatorów, prowadzących poszukiwania na własną rękę, czy też eksplorujących istniejące szlaki i obiekty geoturystyczne.

W prezentacji scharakteryzowano skamieniałości zebrane przez amatorkę – licealistkę zafascynowaną geologią (Fig. 8). Autorka wybrała się do Prągowca, aby zapoznać się z łupkami sylurskimi, których wychodnie tam się znajdują. Na dużych głębokościach łupki te są gazonośne i z tego powodu bywają ostatnio częstym „bohaterem” mediów.

Wąwóz Prągowiec znajduje się w zboczu góry Ryj, niedaleko wsi Bardo w gminie Raków, w województwie świętokrzyskim [6]. Na podstawie informacji zdobytych ze źródeł internetowych [7, 8] oraz uzyskanych od Pana prof. Mirosława Rutkowskiego podjęto wędrowkę od miejscowości Bardo w stronę góry Ryj. Wąwóz ma strome ściany i jest gęsto porośnięty. Jego dnem biegnie łożysko okresowego strumienia.

Przy wejściu od strony wschodniej wąwóz jest silnie zaśmiecony przez mieszkańców okolicznych miejscowości.

Podczas pracy wykorzystano istniejące w wąwozie usypisko poszukiwanych łupków sylurskich. Część tego usypiska jest efektem erozji, a część wynikiem pracy poprzednich poszukiwaczy skamieniałości. Łupki okazały się na tyle bogate w skamieniałości, że nie było potrzeby naruszania warstw w ścianach i na dnie wąwozu. W przeciągu ok. dwóch godzin bez wysiłku znaleziono pokaźną ilość skamieniałości (Figs 1-7). Przeważały graptolity, było też wiele trylobitów i łodzиковatych. Ponadto autorka posiada grupę okazów, nad identyfikacją których jeszcze pracuje. Znalezione egzemplarze to szkielety w postaci niezmienionej lub uwęglone ośrodkki i odciski. Są one zachowane w stanie dobrym lub bardzo dobrym. Wśród zebranego materiału (209 sztuk) zidentyfikowano następujące grupy skamieniałości: graptolity (93 okazy, Figs 2-4), trylobity (40 okazów, Figs 5-6), łodzиковate (32 okazy, Fig. 7), małże (2 okazy) oraz 42 okazy niezidentyfikowane.

Wąwóz Prągowiec jest bogatym źródłem skamieniałości o dużym znaczeniu poznawczym, tak z uwagi na liczbę skamieniałości i ich stan zachowania, jak i walor edukacyjny. Jest to przecież jedna z wychodni łupków sylurskich, które



Fig. 1. Przykład wielu odcisków i skamieniałości na małym fragmencie łupka.

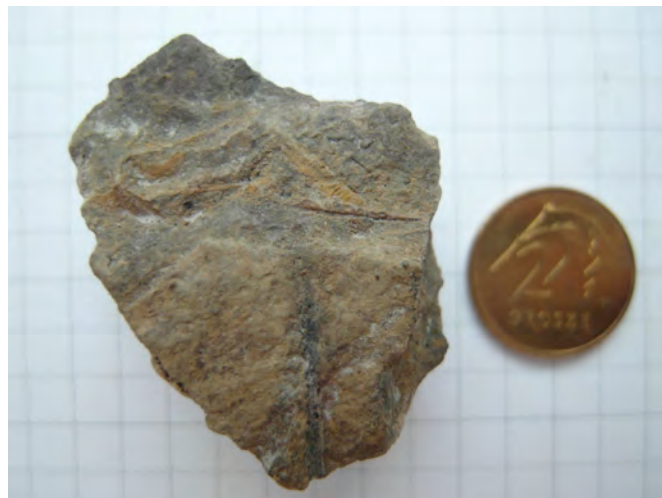


Fig. 2. Graptolit.



Fig. 3. Graptolit.



Fig. 4. Graptolit.





Fig. 5. Pygidium trylobita *Odontopleura ovata*.



Fig. 6. Trylobit *Odontopleura ovata*.



Fig. 7. Ośródką i fragment muszli łodzikowatego '*Orthoceras*'.

głęboko pod powierzchnią Ziemi są gazonośne i choćby z tego powodu zasługują na zapoznanie się z nimi. Pomimo swojej wartości – w Centralnym Rejestrze Geostanowisk Polski jest wymieniony jako stanowisko o znaczeniu międzynarodowym – jest to miejsce zaniedbane, nieobjęte należną mu ochroną, systematycznie zaśmiecane przez mieszkańców okolicznych miejscowości. Uważam, że z uwagi na jego walory, należy jak najszybciej otoczyć wąwóz ochroną formalną.

#### Podziękowania

Autorka składa serdeczne podziękowania Panu prof. Mirosławowi Rutkowskiemu za informacje o wąwozie Prągowiec.

Zamieszczone w abstrakcie fotografie są autorstwa Elżbiety Złonkiewicz.

#### BIBLIOGRAFIA:

- [1] Kin, A. & Błażejowski, B., 2012. Przegląd Geologiczny, 60: 375–379.  
 [2] Sulej, T., 2012. Dziennik odkrywcy: Żółw pod wysypiskiem. National Geographic Polska, 9.  
 [3] <http://www.pgi.gov.pl/pl/institut-geologiczny-badania/badania-podstawowe/2801-pierwsze-czworonogi-wyszy->



Fig. 8. Autorka przy pracy w wąwozie Prągowiec.

[na-ld-w-gorach-witokrzyskich.html](http://na-ld-w-gorach-witokrzyskich.html).

- [4] <http://naukawpolsce.pap.pl/aktualnosci/news,371334,polscy-paleontolodzy-zidentyfikowali-nietypowe-zachowanie-nieznanego-gatunku-trylobitow.html>  
 [5] <http://www.national-geographic.pl/biezace-wydania/0/2008/11/>  
 [6] <http://www.pgi.gov.pl/pl/institut-geologiczny-surowce-mineralne/4075-ten-straszny-gaz-lupkowy.html>  
 [7] <http://geoportal.pgi.gov.pl/portals/page/portals/geostanowiska>  
 [8] [http://aneksy.pwn.pl/historia\\_ziemi/przyklady/in-](http://aneksy.pwn.pl/historia_ziemi/przyklady/in-)



# Egzotyczne trylobity z wyższego kambru Szwecji

Anna Żylińska<sup>1</sup> & Thomas Weidner<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Ravnholtvej 23, Rårup, 7130 Juelsminde, Dania; e-mail: to.we@paradis.dk



Wyższa część kambru Szwecji zbudowana jest z ciemnych łupków alunowych wskazujących na sedymentację w reżimie prądów wznoszących w obrębie morza epikontynentalnego pokrywającego paleokontynent Baltiki. Utwory te osadzały się poniżej sztormowej podstawy falowania przy niskiej zawartości tlenu (np. Thickpenny, 1987). W tak niegościnnym środowisku bytowały m.in. stawonogi z grupy agnostidów i/lub wysoko wyspecjalizowane, niewielkie trylobity reprezentujące rodzinę Olenidae. Skamieniałości tych organizmów występują w niezmiernie licznych lecz mało zróżnicowanych taksonomicznie zespołach (maksymalnie 3 gatunki w jednym horyzoncie). W interwale obejmującym poziomy *Agnostus pisiformis*, *Glyptagnostus reticulatus* i niższą część poziomu *Pseudagnostus cyclopyge* (interwał ten obejmuje wcześniej wyróżniane poziomy od *Agnostus pisiformis* do *Parabolina spinulosa*; nowy schemat biostratygraficzny dla Skandynawii – patrz: Terfelt et al., 2008), reprezentujących najwyższą część trzeciego oddziału kambru oraz dolny furong znanymi nielicznymi skamieniałościami trylobitów reprezentujących inne rodziny niż Olenidae. Ich niska frekwencja, niekiedy znaczne rozmiary w porównaniu ze współwystępującymi olenidami i/lub agnostidami, a przede wszystkim powiązania biogeograficzne są nietypowe dla środowiska łupków alunowych Baltiki.

Badane okazy (ok. 200 fragmentów pancerzy trylobitów zbieranych przez ok. 20 lat) pochodzą z odsłoneń w Szwecji (regiony: Olandia, Västergötland, Östergötland, Närke i Jämtland) oraz z eratyków z duńskich plaż; kolekcję uzupełniono także muzealnymi okazami ze Skanii i Västergötland, zebranych ponad 50 lat temu przez A.H. Westergårda i G. Henningsmoena. W badanej kolekcji wyróżniono 18 taksonów należących do ośmiu rodzin. Tylko pięć z nich udało się rozpoznać na poziomie gatunku, pozostałe pozostawiono w otwartej nomenklaturze lub rozpoznano na poziomie rodziny; przynależność systematyczna kilku pygidium pozostaje nieznana.

Zasięgi rozpoznanych taksonów (szczegółowo określone na podstawie współwystępujących agnostidów i olenidów) wskazują, że organizmy przez pewien czas (2–3 poziomy olenidowe) bytowały w morzu epikratonicznym Baltiki (Fig. 1). Co istotne, egzotyczne trylobity pojawiały się w profilu bezpośrednio ponad horyzontami bez skamieniałości, będącymi prawdopodobnie efektem gwałtownego obniżania się poziomu tlenu w środowisku (np. Berry & Wilde, 1978).

Egzotyczne trylobity z poziomu *Agnostus pisiformis* należą do rodzin Aphelaspidae i Dikelocephalidae (Fig. 2B). W poziomie *Glyptagnostus reticulatus* rozpoznano przedstawicieli Parabolinoidea (np. *Pedinocephalus peregrinus*), Aphelaspidae (np. *Olentella rara* – Fig. 2A) oraz Elviniidae (*Dunderbergia?* sp. i *Protemnites* sp.). Niższa część poziomu *Pseudagnostus cyclopyge* dostarcza reprezentantów Parabolinoidea (*Pedinocephalus* sp.), Idahoidea (np. *Maladioidella abdita* – Fig. 2C), Changshaniidae (*Westergaardella olenorum* – Fig. 2D), Ptychopariidae (*Ptychoparia pusilla*) i Kingstoniidae (*Blountia* sp.).

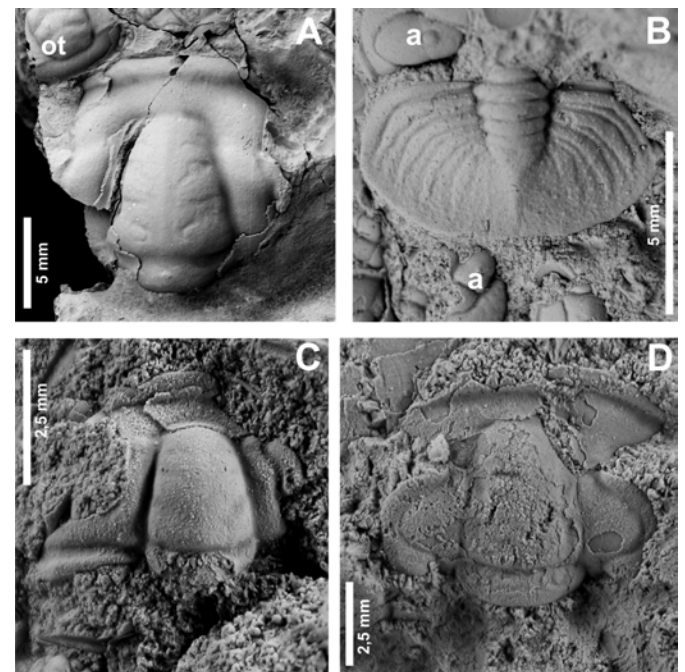


Fig. 2. Wybrani przedstawiciele egzotycznych trylobitów z Västergötland w Szwecji. A. *Olentella rara* (Westergård, 1922) z poziomu *Olenus truncatus* (furong; Vilske); ot – *Olenus truncatus* (Brünnich, 1781); B. *Dikelocephalidae indet.* z poziomu *Agnostus pisiformis* (oddział trzeci; Hjälmsäter); a – *Agnostus pisiformis* (Wahlenberg, 1818); C. *Maladioidella abdita* (Salter, 1866) prawdopodobnie z poziomu *Parabolina brevispina* (furong; Råbäck); D. *Westergaardella olenorum* (Westergård, 1922) z poziomu *Parabolina brevispina* (furong; Blomberg)

oddział	poziomy biostratygraficzne																					
	Agnostida	Olenidae	Aphelaspis sp. A	Aphelaspis sp. B	dikelocephalid indet.	pygidium indet. A	Pedinocephalus peregrinus	Dunderbergia? sp.	Olentella rara	Olentella aff. rara	Protemnites sp.	pygidium indet. B	pygidium indet. C	Pedinocephalus sp.	Westergaardella olenorum	Blountia sp.	pygidium indet. D	Ptychoparia pusilla	Maladioidella abdita	Maladioidella sp.		
FURONG (pars)	<i>Pseudagnostus cyclopyge</i> (pars)	<i>Leptoplastus raphidophorus</i>																				
		<i>Leptoplastus paucisegmentatus</i>																				
		<i>Parabolina spinulosa</i>																				
		<i>Parabolina brevispina</i>																				
	<i>Glyptagnostus reticulatus</i>	<i>Olenus scanicus</i>																				
		<i>Olenus dentatus</i>																				
		<i>Olenus attenuatus</i>																				
		<i>Olenus wahlenbergi</i>																				
		<i>Olenus truncatus</i>																				
		<i>Olenus gibbosus</i>																				
3 pars	<i>Agnostus pisiformis</i>		+	+	+																	

Fig. 1. Zasięgi egzotycznych trylobitów (krzyżyki – pewne występowanie; kółka – przypuszczalne występowanie) w najwyższej części kambrzyjskiego oddziału trzeciego i w niższym furongu. Podział biostratygraficzny za: Terfelt et al. (2008). Czarne poziome linie – interwały bez skamieniałości za: Conway Morris & Rushton (1988).

Powiązania biogeograficzne badanych trylobitów wskazują na silne związki ze wschodnią Gondwaną, Syberią i Laurentcją. Kolonizacja szelfu Baltiki była zapewne możliwa poprzez dyspersję larw badanych trylobitów za pośrednictwem prądów morskich. Pojawianie się egzotycznych trylobitów w profilach Baltiki należy wiązać ze zjawiskami o zasięgu ponadregionalnym, np. granicami pomiędzy kambrzyjskimi

biomerami na Laurencji, wyznaczającymi wymierania i radiacje faun trylobitowych (np. Conway Morris & Rushton, 1988), a także późnokambryjskimi migracjami wschodnio-gondwańskich trylobitów na szelf Gondwany Zachodniej (Shergold et al., 2000; Álvaro et al., 2003).

**BIBLIOGRAFIA:**

Álvaro, J.J. et al., 2003. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195: 5–35.

Berry, W.B.N. & Wilde, P., 1978. *American Journal of Scien-*

*ce*, 278: 257–275.

Conway Morris, S. & Rushton, A.W.A., 1988. W: Harris, A. L. & Fettes, D.J. (eds). *Geological Society Special Publication*, 38: 93–109.

Shergold, J.H. et al., 2000. *Palaeontology*, 43: 599–632.

Terfelt, F. et al., 2008. *Norwegian Journal of Geology*, 88: 73–87.

Thickpenny, A. 1987. W: Legett, J.K. & Zuffa, G.G. (eds), *Marine Clastic Sedimentology – Concepts and Case Studies*: 156–171.



Aktualizm i antyaktualizm w paleontologii

**SESJE TERENOWE**

**POLEO**  
**2013**  
**TYNIEC**

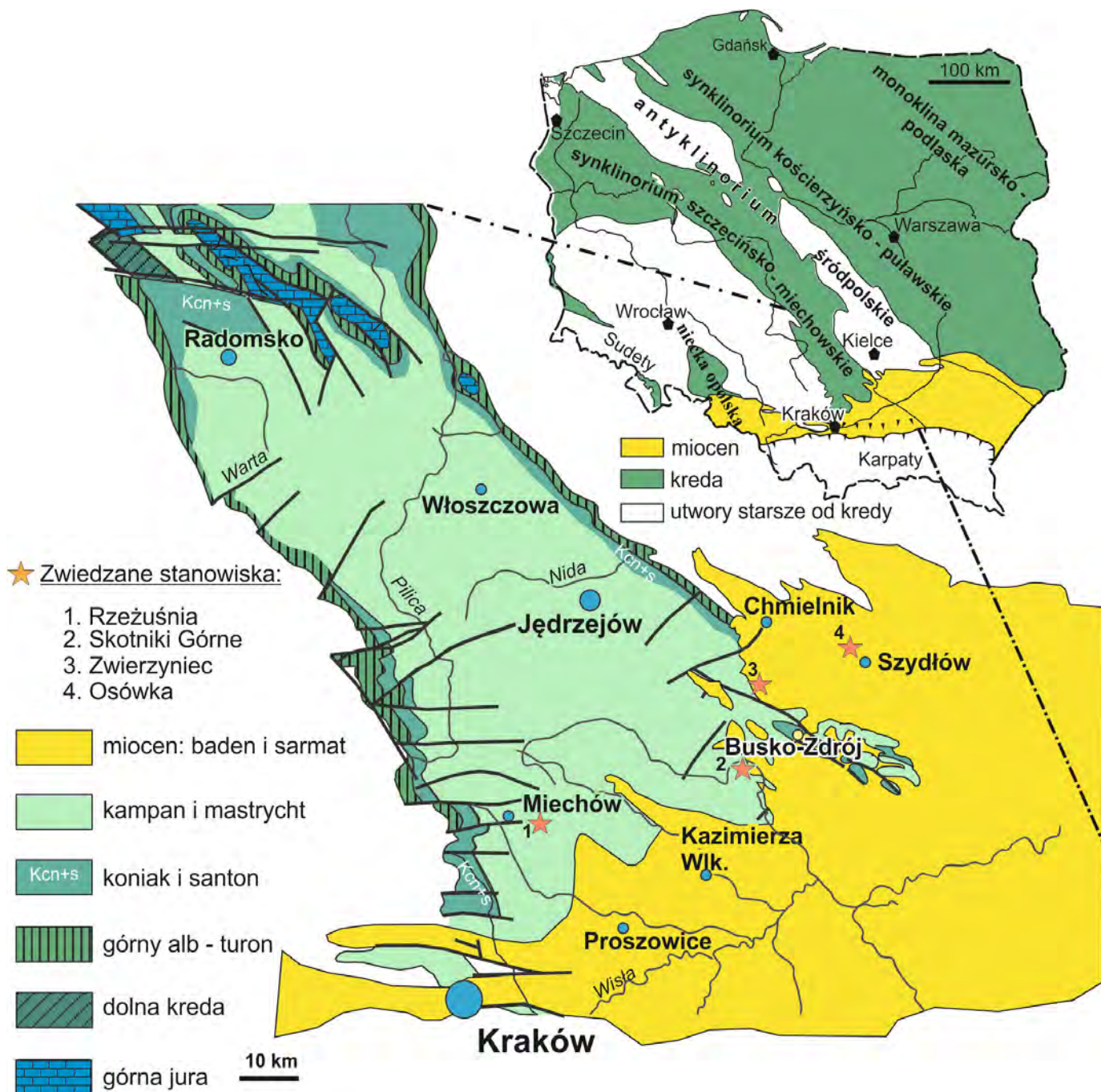


Fig. 1. Mapa rozmieszczenia utworów kredowych i miocenijskich na terenie segmentu miechowskiego i przyległej części zapadliska przedkarpackiego. Rozmieszczenie utworów kredy na podstawie Dadlez et al., (2000) (zmienione), zasięg utworów miocenu w oparciu o prace Radwańskiego (1969, 1973, uproszczone) oraz mapa rozmieszczenia utworów kredy na terenie Polski (na podstawie Żelaźniewicz et al., 2011). Usunięto utwory młodsze od kredy, z wyjątkiem miocenu zapadliska przedkarpackiego.

# Górna kreda niecki miechowskiej i miocen północnej części zapadliska przedkarpackiego

Michał Stachacz, Agata Jurkowska & Elżbieta Machaniec

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; e-mail: [michal.stachacz@uj.edu.pl](mailto:michal.stachacz@uj.edu.pl), [jurkowska.a@gmail.com](mailto:jurkowska.a@gmail.com), [elzbieta.machaniec@uj.edu.pl](mailto:elzbieta.machaniec@uj.edu.pl)

## WSTĘP

(Michał Stachacz & Agata Jurkowska)

Celem wycieczki jest zapoznanie uczestników z odsłonięciami górnej kredy niecki miechowskiej oraz odsłonięciami środkowego miocenu północnej części zapadliska przedkarpackiego. Skały górnokredowe obejrzymy w pobliżu Miechowa oraz koło Buska Zdroju a skały miocenu koło Buska Zdroju i rejonie Szydłowa.

## GÓRNA KREDA NIECKI MIECHOWSKIEJ

W czasie sesji terenowej zostaną zaprezentowane dwa stanowiska kredowe, w których odsłaniają się utwory cenomanu, turonu i koniak (Skotniki Górne) oraz kampanu środkowego (Rzeżuśnia) (Fig. 1). Oba stanowiska znajdują się na terenie segmentu miechowskiego stanowiącego najbardziej południową część synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Żelaźniewicz et al., 2012). Segment miechowski wypełniony jest osadami kredowymi (górną alb-dolną mastycht), które zalegają niezgodnie na jurajskim podłożu, a w centralnej i południowej części przykryte są przez osady mioceni (Radwański, 1968). Kredową sukcesję badanego obszaru można podzielić na dwie części: dolną albsko-santońską, którą cechują osady skondensowane z licznymi lukami i nieciągłościami (np., Sujkowski, 1926, 1931; Kowalski, 1948; Walaszczyk, 1992), w centralnej i północnej części niecki znana jedynie z wierceń oraz górną kampańską-dolnomastychtą, która wykształcona jest jako monotonna sukcesja węglanowa (opoki z wkładkami marglistymi) o największej miąższości powyżej 450 m (Hakenberg & Świdrowska, 1998) i wypełnia centralną część niecki. W cenomanie niemal cały obszar pozakarpaciejskiej Polski południowej zalany był przez morze, co stanowiło kontynuację transgresji, która rozpoczęła się już w albie. Morze wkraczało stopniowo na obszar niecki miechowskiej, dlatego często bezpośrednio na utworach jury, spoczywają osady górnego cenomanu (Skotniki Górne) lub turonu (Walaszczyk, 1992). Skały cenomańskie wykształcone są jako zlepieńce oraz piaski glaukonitowe, które ku górze przechodzą w turońskie wapienie, margle oraz opoki. Koniak wykształcony jest jako margle, opoki oraz wapienie margliste. Osady cenomanu, turonu i koniak w centralnej i południowo-zachodniej części niecki cechują się niewielką miąższością (zwykle kilka metrów), lecz wzrasta ona gwałtownie do ok. 100 metrów w północno-wschodniej części niecki (Walaszczyk, 1992). Spagową część santonu cechuje duża domieszka kwarcu i glaukonitu, których udział zmniejsza się ku górze profilu, gdzie dochodzi do ujednoczenia facji, pojawiają się opoki i margle. Jest to efekt wzrastającej subsydencji w basenie duńsko-polskim, gdzie doszło do „skonsuowania” części progu krakowskiego, który stanowił obszar alimentacyjny dla osadów niższej części kredy górnej (Walaszczyk, 1992). Rutkowski (1965) wyróżnił w osadach kampanu i mastychtu dolnego Wyżyny Miechowskiej trzy cykle sedimentacyjne, rozpoczynające się zjawiskami rozmywania i sedimentacją osadów piaszczysto-glaukonitowych, które stanowią poziomy korelacyjne, a także są zapisem wydarzeń regionalnych i globalnych. Skały kampanu rozpoczynają się

szarymi marglami, które ku górze przechodzą w opoki z czertami, a następnie zapiaszczone opoki bez czertów. Sukcesję kończą dolnomastychtowe silnie zapiaszczone opoki. Od wyższej części kampanu górnego do wyższej części mastychtu dolnego następują stopniowe spływanie zbiornika i w wyższej części kampanu dolnego morze całkowicie wycofuje się z tego terenu.

## MIOCEN PÓLNOCEJ CZĘŚCI ZAPADLISKA PRZEDKARPACIEGO

Pod względem geologicznym badany obszar znajduje się w brzeżnej, północnej części zapadliska przedkarpackiego, na południowym przedpolu Gór Świętokrzyskich, które wyznaczały brzeg morskiego zbiornika w środkowym miocenie (Fig. 1). Detrytyczne i węglanowe skały środkowego miocenu tworzą nieciągły pas wychodni wzdłuż południowych stoków Gór Świętokrzyskich, od okolic Pińczowa na zachodzie po Sandomierz na wschodzie. Na południe od tego pasa mułowce miocenu wypełniają niemal całe zapadlisko przedkarpackie i widoczne są głównie w sztucznych odsłonięciach. Analogiczne osady miocenu środkowego kontynuują pas wychodni także dalej ku wschodowi (obszar Roztocza) wychodzący poza granicę Polski na teren Ukrainy, gdzie tworzą wychodnie na wielkim obszarze (Wysocka, 2002 i cytowana tam literatura).

W podłożu osadów mioceni, w rejonie Chmielnika występują nieznacznie wychylone utwory górnokredowe a dalej na południe także górnokredowe. W okolicach Szydłowa i Osówki podłoża stanowią również słabo wychylone skały triasowe, natomiast dalej na wschód, od Kotuszowa po Sandomierz skały miocenu zalegają bezpośrednio na mocno sfałdowanych skałach systemu dolnokambryjskiego, odsłaniających się częściowo na powierzchni (Kotuszów, Kurozwęki, Sandomierz). Miejscami pomiędzy skałami kambru a miocenu zalegają skały dolnego dewonu, odsłaniające się w oknach erozyjnych wśród utworów mioceni (np. w okolicach Chańczy) (Romanek, 1958; Wróblewski & Wróblewska, 1996). Skały mezozoiku odsłaniają się w kilku miejscach w pobliżu trasy wycieczki, natomiast skały paleozoiku – na wschód od tego obszaru. Na całym obszarze osady miocenu zalegają poziomo i nie wykazują zaburzeń tektonicznych.

## ZAPADLISKO PRZEDKARPACIE NA TLE BASENU PARATETYDY

Opisywany tu obszar był w środkowym miocenie częścią centralnej Paratetydy, jednym ze zbiorników, powstałych na skutek ruchów płyt tektonicznych oraz zmian oceanograficznych i paleogeograficznych na granicy eocenu i oligocenu. Wynoszenie łańcucha alpejskiego w tym czasie doprowadziło do podziału oceanu Tetydy. Skutkiem tych procesów geodynamicznych był zanik Tetydy i powstanie Morza Śródziemnego oraz Paratetydy. We wczesnym badaniu (odpowiadającym langowi w strefie śródziemnomorskiej) miała miejsce transgresja obejmująca cały obszar śródziemnomorski i wyznaczająca maksymalny północny zasięg Paratetydy. Był to okres wyraźnego ocieplenia wód, które zaznaczyło się ma-



sowym rozwojem organizmów ciepłolubnych (głównie dużych otwornic i glonów koralinowych). Na początku środkowego miocenu warunki sedymentacji w środkowej i wschodniej Paratetydzie były podobne. Regresja w środkowym lub późnym badenie doprowadziła do częściowej izolacji basenów, powodując odmienny przebieg sedymentacji związanej między innymi ze wzrostem lub obniżeniem zasolenia. W sarmacie nastąpiło odizolowanie basenu Paratetydy od Morza Śródziemnego, co według tradycyjnej koncepcji doprowadziło do wysłodzenia wód Paratetydy. W tym czasie w poszczególnych częściach Paratetydy panowały bardzo odmierne warunki i silne zróżnicowanie bioprowincjonalne, uwarunkowane chemizmem wód (Rögl, 1998). Niektóre badania sugerują jednak, że ta tradycyjna interpretacja o brakicznym morzu sarmackim powinna zostać zweryfikowana (Piller & Harzhauser, 2005).

W miocenie miały miejsce ruchy nasuwcze skierowane ku północy i północnemu wschodowi, spowodowane subdukcją Karpat zewnętrznych pod mikroplątę słowacko-panońską. W późnym otnangu (wczesny miocen), na styku czoła aktywnej pryzmy akrecyjnej i płyty przedpola uformował się fleksuralny basen przedgórski. Basen ten był zasypywany materiałem silikoklastycznym (molasa) pochodzącymi z erozji Karpat. W zapadlisku przedkarpackim osady miocenu występują zarówno pod nasuniętymi płaszczowinami karpackimi (część wewnętrzna zapadliska), jak i na powierzchni (zapadlisko zewnętrzne). Osady miocenu występują także w obrębie sfałdowanych utworów turbidytowych płaszczowin Karpat zewnętrznych oraz na płaszczowinach jako pofałdowa pokrywa transgresywna. Pod nasunięciami karpackimi występują lądowe osady miocenu wczesnego i morskie osady miocenu środkowego. W zapadlisku zewnętrznym i w pofałdowej pokrywie na płaszczowinach karpackich zalegają jedynie morskie osady miocenu środkowego (badenu i sarmatu) (Oszczypko, 2001).

W północnej części zapadliska przedkarpackiego, morze w środkowym miocenie opierało się o południowe zbocza Gór Świętokrzyskich. W tym czasie ruchy górotwórcze w Karpatach nie miały istotnego wpływu na sedymentację w brzeżnej północnej części zapadliska, tak więc osady molasowe nie są w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich tak rozpowszechnione, jak w centrum i na południu zapadliska. Osady miocenu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie są również zaburzone tektonicznie.

## PUNKT 1: RZEŻUŚNIA

(Agata Jurkowska & Elżbieta Machaniec)

Nieczynny kamieniołom położony około 8 kilometrów na południowy-zachód od Miechowa, w miejscowości Rzeżuśnia (Fig. 2). GPS: N 50°20'9.98"; E 19°58'15.53"; wys. 300 m n.p.m.

### LITOLOGIA, MAKROFAUNA I INTERPRETACJA ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNEGO

(Agata Jurkowska)

W kamieniołomie widoczny jest 13-metrowy profil kampanskich opok z czertami, które ku górze przechodzą w opoki bardziej margliste bez czertów. Powyżej 4 metra czerty nie występują, pojawiają się natomiast przewarstwienia margliste o miąższościach do 10 centymetrów. Pod względem mikrofacyjnym opoki reprezentują pakston otwornicowo-spiculowy, miejscami spikulowo-otwornicowy. Z pozostałych bioklastów stwierdzono muszle małżów, szkarłupnie (głównie kolce jeżowców). Ze składników detrytycznych stwierdzono liczne ostrokrawędziste (10–15  $\mu\text{m}$ ) ziarna kwarcu i pojedyncze ziarna glaukonitu.

W obrębie opok stwierdzono dwa horyzonty wzbogacone w skamieniałości (inoceramy, bakulitesy, fragmenty gąbek i ślimaków) w glaukonitowych otoczkach (Fig. 3A–B). Ośrodkie wewnętrzne nie wykazują kierunkowego ułożenia i zachowane są w sposób fragmentaryczny. Na powierzchni amonitów stwierdzono liczne ichnoskamieniałości *Chondrites* (Fig. 3B, F). Geneza tych horyzontów nie została do tej pory rozpoznana, jednak można przypuszczać, że są zapisem spowolnienia lub krótkotrwałego wstrzymania sedymentacji. Widoczne w kamieniołomie opoki reprezentują kampan środkowy, poziom inoceramowy „*Inoceramus*” *azerbaydajensis-vorhelmensis* (Jagt et al., 2004; Świerczewska-Gładysz & Jurkowska, 2013), poziom ten został rozpoznany na terenie Polski tylko w okolicach Buska-Zdroju (Walaszczyk et al., 2008).

Skamieniałości są stosunkowo liczne, dominują gąbki (*Hexactinellida*), małże (głównie inoceramy: „*Inoceramus*” *vorhelmensis* (Walaszczyk, 1997) (Fig. 3C), „*Inoceramus*” *azerbaydajensis* Aliev, 1939 (Fig. 3E), *Cataceramus ellipticus* (Giers, 1964) (Fig. 3D), także „*Pecten*” sp., *Spondylus* sp., *Gyropleura* sp.), amonity (bakulitesy) i rzadsze ślimaki (*Turritella* sp.), jeżowce (Fig. 3H), (*Echinocorys* sp., *Micraster* sp.) oraz ichnoskamieniałości. Ponadto Świerczewska-Gładysz & Jurkowska (2013) stwierdziły występowanie gąbek *Lyssacinosida* (Fig. 3G), które do tej pory z utworów kredowych w Polsce opisywane były jako trawy morskie. Gąbki te są wskaźnikami paleoekologicznymi warunków głębszego środowiska o spokojnej sedymentacji. Ponadto Jurkowska & Uchman (w druku) opisali z tego kamieniołomu ichnoskamieniałości *Lepidenteron lewesiensis* (Mantell, 1822), zwy-



Fig. 2. Widok kamieniołomu w Rzeżuśni. Fot. Alfred Uchman.

czajowo określane jako *Terebella*, które wykonywane były przez ryjące drapieżniki lub padlinożerców polujących na ryby.

Opoki kampańskie osadziły się w spokojnym (brak abrazji elementów szkieletowych, silny stopień zbioturbowania osadu), stosunkowo głębokim (występowanie gąbek *Lyssacinosida* – Świerczewska-Gładysz & Jurkowska, 2013) zbiorniku o miękkim podłożu (bentoniczne jeżowce, obecność ryzoidów). Utwory te są przejściowe pomiędzy dolno kampańskimi, słabo zapiaszczonymi opokami, a silnie zapiaszczonymi górnokampańskimi opokami bez czertów.

*Badania stratygraficzne w kamieniołomie Rzeżuśnia przeprowadzono w ramach realizacji projektu sfinansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer: PRO – 2011/01/NST10/07717.*

#### BIOSTRATYGRAFIA I ŚRODOWISKO SEDYMENTACYJNE NA PODSTAWIE OTWORNIC

(Elżbieta Machaniec)

Skąły występujące w kamieniołomie Rzeżuśnia zawierają liczne i dobrze zachowaną mikrofaunę otwornicową jak również kalisyfery. Skorupki otwornic są stosunkowo dobrze zachowane. Większość skorupki jest wypełniona osadem, jedynie nieliczne skorupki otwornic planktonicznych są puste. Fauna otwornicowa wykazuje słabe zróżnicowanie taksonomiczne. Najliczniej występują otwornice bentoniczne wapienne o dużym zróżnicowaniu gatunkowym, wśród których zidentyfikowano następujące formy: *Stensioeina clementiana*, *S. exculpta*, *S. beccariformis*, *Gavelinella montrelensis*, *G. danica*, *G. costulata*, *Cibicides excavatus*, *C. beaumontensis*, *Pullenia cretacea*, *Fronicularia linearis*, *Præbulimina carseyane*, *Bolivinooides decoratus*, *B. incrassatus*, *Neoflabelina reticulata*. Otwornice bentoniczne aglutynujące są nieliczne, reprezentowane przez: *Ammodiscus cretaceous*,

*Arenobulimina* sp., *Ataxophragmium* sp., *Gaudryina cretacea*, *Marsonella oxycona*.

Wśród otwornic planktonicznych dominują formy bezlistewkowe (nie posiadające listewki brzeżnej), reprezentowane głównie przez *Archaeoglobigerina cretacea*, *A. blowi*, *Globigerinelloides bolli*, *G. prairehillensis*, *Hedbergella holmdelensis*, *H. monmouthensis*, *Heterohelix globulosa*, *H. reussi*, *Rugoglobigerina rugosa*. W górę profilu wzrasta frekwencja i zróżnicowanie otwornic planktonicznych z listewkami brzeżnymi. Otwornice z tej grupy ekologicznej reprezentowane są przez najliczniej występujące *Globotruncana bulloides*, *G. arca*, *G. linneiana*, *G. canaliculata*, a w wyższej części profilu pojawiają się pojedyncze formy *Globotruncanita stuarti*.

Brak otwornic indeksowych *Globotruncana elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Radotruncana calcarata* definiujących granice poszczególnych poziomów standardowej zonacji otwornicowej (wg Caron, 1984; Robaszyński & Caron, 1990; Premoli-Silva & Verga, 2004 i in.) mających zastosowanie głównie dla niskich szerokości geograficznych stref tetydzkich, spowodował konieczność ustalenia nowej lokalnej zonacji otwornicowej. Na podstawie gatunków charakterystycznych zaproponowano nowe poziomy otwornicowe planktoniczne: *Globotruncana* div. sp., *Rugoglobigerina rugosa*, *Globotruncanita stuarti*. Na podstawie zasięgów występowania tych otwornic wiek skał odsłaniających się w Rzeżuśni określono na środkowy kampań.

Zmiany w składzie taksonomicznym oraz morfotypach w obrębie zespołów otwornicowych dostarczają istotnych informacji o zmianach środowiskowych takich jak m.in. głębokość basenu sedymentacyjnego, trofia czy chemizm wód. Na podstawie ilościowej i jakościowej analizy morfotypów otwornic bentonicznych (patrz Olsson & Nyong, 1984; Corliss & Chen, 1988), rozpoznano przewagę epifauny wskazującej, iż na dnie basenu dominowały warunki oligotroficzne,

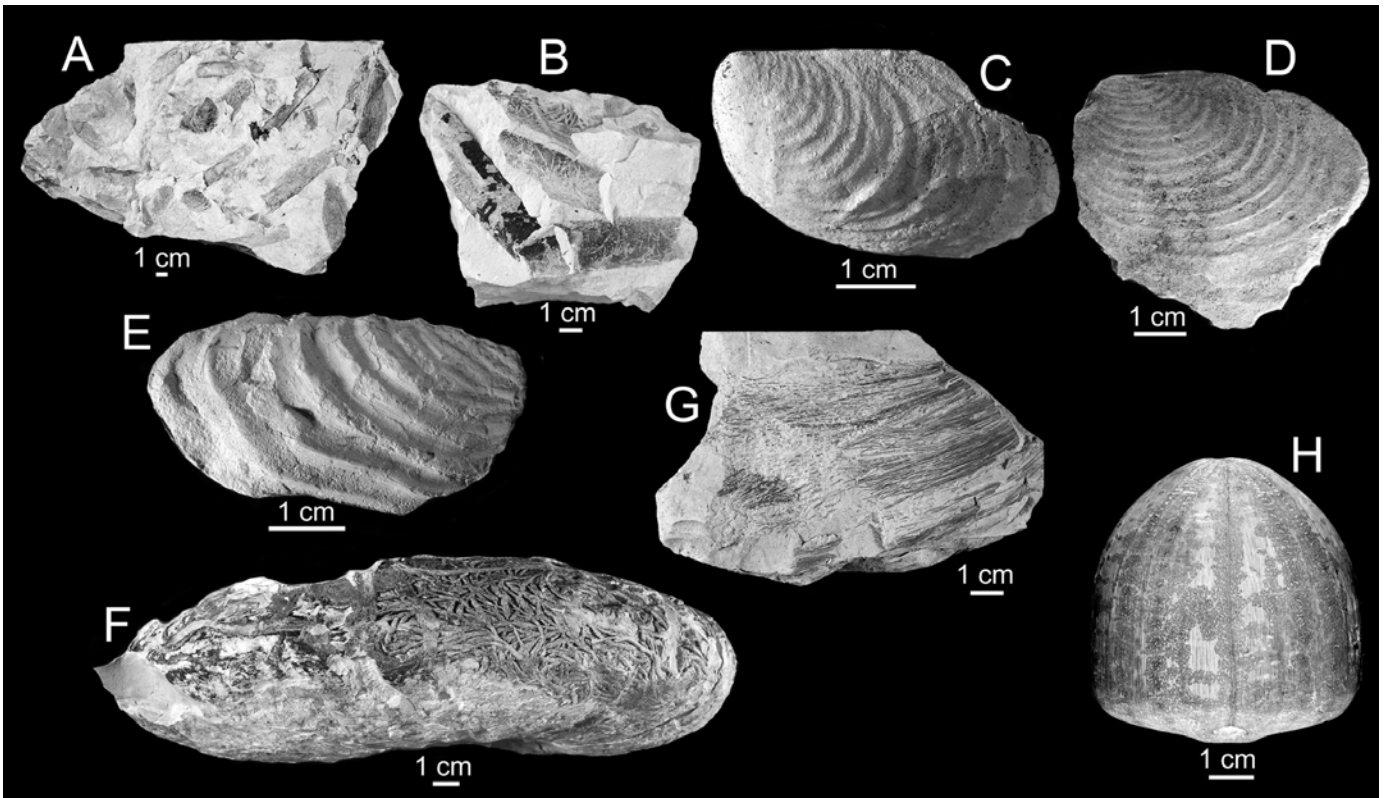


Fig. 3. Skamieniałości występujące w kamieniołomie Rzeżuśnia. A – horyzont z nagromadzoną fauną (inceramy, bakulitesy), kampań środkowy. B – bakulitesy z glaukonitowymi obwódkami z horyzontu wzbogaconego w faunę. C – „*Inoceramus*” *vorhelmensis* (Właszczyk, 1997) z opok bez czertów, kampań środkowy. D – „*Inoceramus*” *aff. balticus* z opok bez czertów, kampań środkowy. E – „*Inoceramus*” *azerbaydajensis* Aliev, 1939 z opok bez czertów, kampań środkowy. F – amonit z widocznymi na powierzchni ichnoskamieniałościami *Chondrites*, kampań środkowy. G – igły bazalne gąbek *Lyssacinosida* z opok z czertami, kampań środkowy. H – jeżowiec ?*Echinocorys* sp., z opok bez czertów, kampań środkowy.



incydentalnie przerywane wzrostem zawartości substancji organicznej związanej z dostawą materiału silkoklastycznego, w tym o frakcji ilastej. W badanym zespole otwornicowym przeprowadzona została analiza współczynnika stosunku udziału procentowego otwornic planktonicznych do udziału procentowego otwornic bentonicznych, który wskazuje, że sedymentacja odbywała się w strefie batymetrycznej odpowiadającej głębokościom od środkowego po zewnętrzny szelf. Badany planktoniczny zespół otwornicowy charakteryzuje się dominacją form o nieskomplikowanej budowie morfologicznej, nie posiadających listewki brzeżnej, które preferują strefę przypowierzchniową (epipelagiczną) i optymalne głębokości do 50 metrów. Formy zaliczane do tej grupy charakteryzują się krótkim cyklem życiowym oraz wysokim potencjałem rozrodczym i szerokim rozprzestrzeniem geograficznym, są to oportuniści, tzw. r-stratedzy (por. Gasiński, 1997). Do tej grupy zaliczane są następujące rodzaje: *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Globgerinelloides*. W badanej sekwencji zaobserwowano cykliczne, stosunkowo niewielkie zmiany udziału procentowego 1%-12%, ornamentowanych otwornic planktonicznych z listewkami brzeżnymi, z tendencją do wzrostu w górnej części profilu. Organizmy te określane są jako wyspecjalizowani K-stratedzy, które w odniesieniu do r-strategów posiadają zarówno długi okres życiowy jak i niski potencjał rozrodczy. Przedstawicielami tej grupy jest rodzaj *Globotruncana*. Formy te jako batypelagiczne zamieszkują głębsze oligotroficzne środowisko poniżej 100 metrów, ciepłych, stabilnych, ubogich w nutrieny wód, mogą wskazywać zarówno na pogłębiające się środowisko (Leckie, 1987; Premoli-Silva & Sliter, 1999), jak i jednocześnie na zmniejszającą się ilość substancji odżywczych w obrębie słupa wody zbiornika. Wzrost udziału w osadzie otwornic planktonicznych listewkowych koreluje się ze wzrostem ilościowym planktonicznych form wapiennych typu kalcisfery. Pojawienie się dużej ilości kalcisfer reprezentowanych przez *Pithonella* sp., które określane są jako wapienne bruzdnice Dinoflagellata, (por. Dubicka & Peryt, 2012) interpretowane jest jako wskaźnik zmiany trofizmu wód, z mezotroficzne w oligotroficzne a także przejściowej strefy głębokościowej z nerytycznej do oceanicznej (por. Dias-Burito, 2000).

Otwornice, a szczególnie formy planktoniczne, charakteryzują się paleogeograficzną strefowością. Następujące gatunki: *G. bulloides*, *H. holmdelensis*, *H. mountmontensis*, *R. rugosa*, *G. prairiehillensis* zidentyfikowane w badanym profilu określane są jako formy charakterystyczne dla prowincji przejściowej (Scheibnerova, 1971; Peryt, 1990). Obecność tych otwornic w zespole pozwala na stwierdzenie, że badany obszar należał w środkowym kampanie do otwornicowej pro-

wincji przejściowej (Scheibnerova, 1971), co potwierdza istnienie połączenia pomiędzy basenem morza epikontynentalnego z oceanem tetydzkim (por. Gasiński, 1997; 1998; Marcinowski & Gasiński, 2002) jednakże wpływy borealno-tetydzkie występowały w bardziej ograniczonym zakresie niż miało to miejsce w okresie od cenomanu do santonu (Alexandrowicz, 1956, 1959; Pożaryski & Witwicka, 1956; Peryt, 1980).

Reasumując, przeprowadzona analiza mikroskamieniałości, pozwoliła na wyznaczenie lokalnych poziomów otwornicowych, które skorelowano z poziomem inoceramowym „*Inoceramus*” *azerbaydajensis-vorhelmensis* (Jagt et al., 2004; Walaszczyk et al., 2008). Jednakże trzy poziomy otwornicowe wyznaczają szerszy zakres wiekowy, obejmujący cały środkowy kampan.

## PUNKT 2. KAMIENIOŁOM NA ZAJĘCZEJ GÓRZE, SKOTNIKI GÓRNE

(Agata Jurkowska & Michał Stachacz)

Nieczynny kamieniołom położony ok. 10 kilometrów na południowy-zachód od Buska Zdroju, w Skotnikach Górnych, na tzw. Zajęczej Górze. GPS: N 50°25'30.24"E 20°39'17.49"; wys. 228 m n.p.m.

### PUNKT 2A: GÓRKA KREDA

(Agata Jurkowska)

Obecnie kamieniołom jest bardzo zarośnięty i najniższe partie nie są dobrze widoczne. W najniższej, zachodniej partii wyrobiska odsłaniają się gruboławicowe wapienie detrytyczne górnej jury (kimerydu) (Radwański & Górka, 2012). Stratygrafia utworów kredy górnej w tym kamieniołomie była przedmiotem badań Walaszczyka (1992).

Na wapieniach górnej jury niezgodnie zalegają piaskowce glaukonitowe (ok. 2 m) z konglomeratami fosforytowymi i kwarcem detrytycznym, które reprezentują najniższy cenoman i dolną część środkowego cenomanu (Walaszczyk, 1992). Obecnie ta część profilu jest słabo widoczna. Piaskowce ku górze przechodzą w cienkoławicowe wapienie organodetrytyczne oraz opoki (miejscami z krzemieniami i czertami) z przelawicami marglistymi, należące do dolnego, środkowego oraz prawdopodobnie najniższej części górnego turonu (Walaszczyk, 1992) (Fig. 4). Na granicy pomiędzy cenomanem i turonem występuje zabradowane twarde dno. W obrębie górnoturonijskich opok Walaszczyk wydzielił dwie wkładki bentonitów. Pod względem litologicznym dolny koniak stanowi kontynuację serii późnoturońskiej i wykształcony jest



Fig. 4. Widok ściany kamieniołomu na Zajęczej Górze z monotennie wykształconymi skałami górnej kredy. Fot. Michał Stachacz.



jako margle i opoki z wkładkami wapieni krynowidowych i inoceramowo-krynowidowych. W spągu koniakku Walaszczyk (1992) rozpoznał tzw. wydarzenie *C. brongniarti*, charakteryzujące się masowym występowaniem inoceramów z gatunku *Cremonoceras brongniarti* (Mantell, 1822).

## PUNKT 2B: MIOCEN

(Michał Stachacz)

W zachodniej części kamieniołomu odsłania się seria osadów miocenu środkowego, zalegająca niezgodnie na skałach jury i kredy. Wśród osadów miocenu dominuje gładowisko z otoczkami skał mezozoicznych blisko 10 m miąższości, wypełniające lokalne zagłębienie. Zastępujące na szczególną uwagę gładowisko zostało opisane przez Radwańskiego (1969) i Górkę (2003) a ostatnio przez Radwańskiego i Górkę (2012) jako jedno z klasycznych odsłonień miocenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich dokumentujących transgresję morza miocenijskiego.

Lokalne zagłębienie wypełnione otoczkami miocenu ma formę bruzdy i zostało wypreparowane w słabo odpornych piaskowcach cenomanu. W gładowisku dominuje słabo uławiconą seria otoczek różnej wielkości: od żwiru, po półmetrowe głazy (Fig. 5A–B). Małe otoczki i żwir często występują w obrębie matriks pomiędzy dużymi głazami. Otoczki są w różnym stopniu scementowane, od prawie luźnego żwiru do słabo- lub silnie scementowanego zlepieńca. Lateralnie gładowisko zazębia się z wapieniami piaszczystymi a ku górze przechodzi w krasnorostowe wapienie pińczowskie.

Wśród otoczek dominują odporne na abrazję wapienie górnej jury, rzadziej występują otoczki skał górnokredowych. W licznych otoczkach zachowane są skamieniałości śladowe ichnofacji *Entobia*: drążenia skałotoczy reprezentowanych głównie przez małże, jeżowce, gąbki i pierścienice. Najbardziej spektakularne są gęsto rozmieszczone, butelkowatego kształtu drążenia małżów, reprezentowane przez kilka ichnogatunków ichnorodzaju *Gastrochaenolites* (Fig. 6). Drą-

żenia te osiągają 3 cm średnicy i kilkanaście cm głębokości. Zostały one wykonane przez różne małże, głównie z rodzajów *Lithophaga* i *Aspidopholas*. Mniejsze drążenia, tworzące kręte i rozgałęzione kanały oraz skomplikowane, wielokomrowe wzory są reprezentowane głównie przez ichnorodzaj *Entobia* (Fig. 6E–F), tworzone przez gąbki Clonidae.

Obserwując otoczki zauważyć można, że część z nich podrażona jest ze wszystkich stron, natomiast niektóre tylko na jednej powierzchni. Ponadto na powierzchniach głazów i w niektórych dużych wydrążeniach zauważyć można pozostałości muszli drążących małżów (Fig. 6D), małe organizmy, np. mszywioły (Małecki, 1966), otwornice i glony koralinowe.

Gładowisko oraz podścielające je skaliste dno strefy brzegowej są zapisem transgresji we wczesnym badenie, kiedy wkraczające od południa morze oparło się o stoki Gór Świętokrzyskich (Radwański, 1969, 1973). Według interpretacji Radwańskiego i Górki (2012) materiał gładowiska wypełniającego wyerodowaną bruzdę był dostarczany z pobliskiego wybrzeża klifowego pobliskiej wyspy. Materiał jest zróżnicowany pod względem składu otoczek oraz stopnia erozji mechanicznej i według cytowanych autorów był dostarczany z różnych kierunków. Przetaczane przez fale głazy były drążone ze wszystkich stron, spoczywające stabilnie na dnie tylko z jednej strony, natomiast te szybko przysypane kolejną warstwą otoczek lub żwiru nie zostały podrażone wcale. Duża liczba podrażonych głazów sugeruje, że lokalnie litofagi znajdowały w przybrzeżnym środowisku o wysokiej energii korzystne do życia warunki. Pozostałe po litofagach drążenia były natomiast chętnie wykorzystywane przez organizmy inkrustujące jako schronienie przed wysoką energią.

Wapienie pińczowskie zastępujące lateralnie gładowiska oraz występujące powyżej nich zawierają skamieniałości organizmów bentonicznych, głównie glonów koralinowych i przegrzebków. Cechy tych skał oraz zawarte w nich skamieniałości dowodzą uspokojenia warunków depozycji po okresie intensywnej erozji pobliskiego klifu.

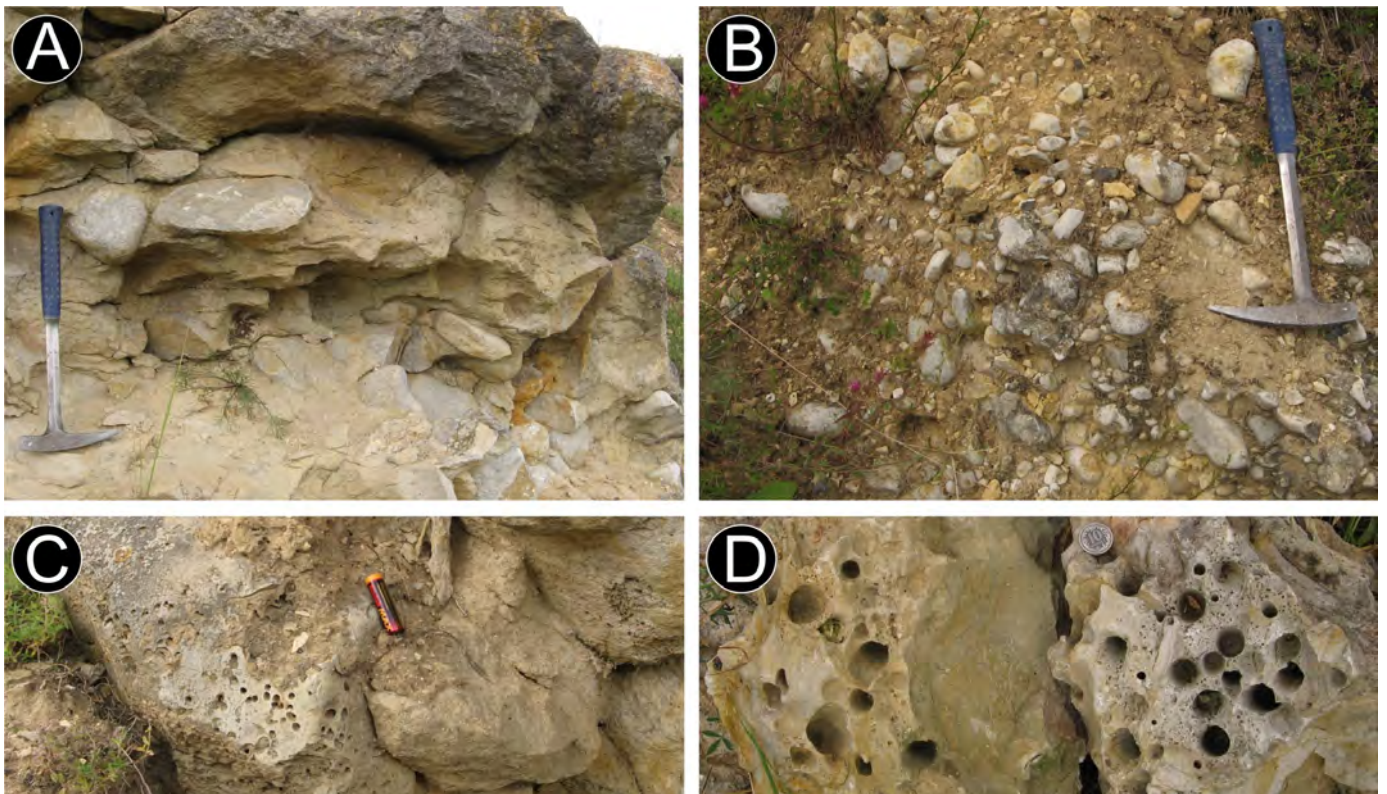


Fig. 5. Gładowisko w zachodniej części kamieniołomu w Skotnikach. A–B – Nagromadzenie otoczek różnej wielkości. C–D – Drążenia litofagów w otoczkach wapieni górnej jury.



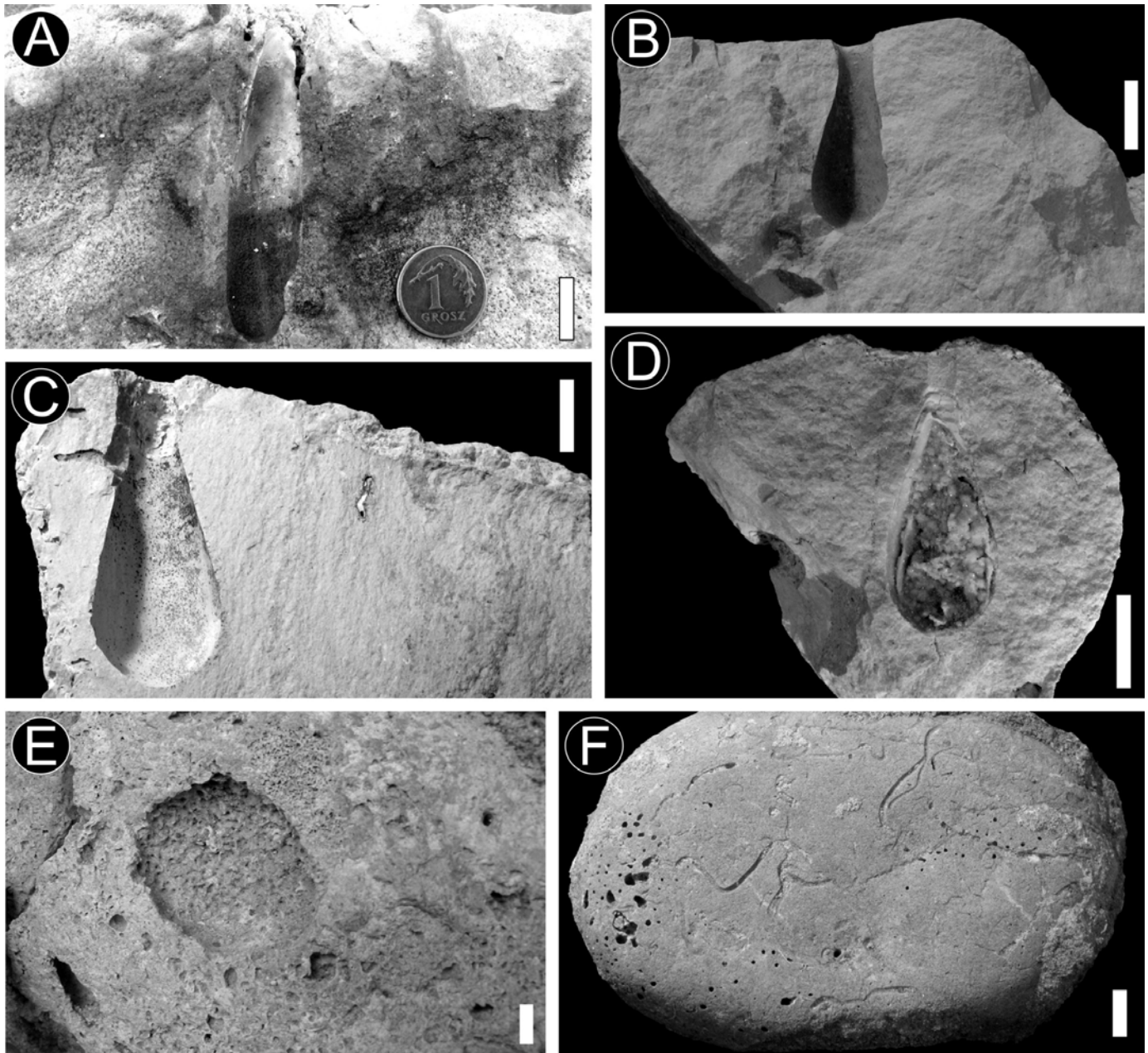


Fig. 6. Skamieniałości śladowe ichtnofacji *Entobia* w otoczkach ze Skotnik. A – *Gastrochaenolites torpedo*. B–D – *Gastrochaenolites* isp. E–F – *Gastrochaenolites* isp. i *Entobia* isp. Paski skali długości 1 cm.

### PUNKT 3: ZWIERZYNIEC

(Michał Stachacz)

Nieczynna piaskownia. GPS: N 50°30'40.48"; E 20°43'25"

Na południe od Chmielnika w wielu miejscach odsłaniają się skały tak zwanego sarmatu detrytycznego (lub formacji z Chmielnika), obejmującego muły, piaski, żwiry i wapienie detrytyczne (Rutkowski, 1976, Czapowski & Studencka, 1984). W pobliżu wsi Zwierzyniec (Fig. 1.), w ścianie nieczynnej piaskowni odsłaniają się naprzemianległe drobnoziarniste piaski kwarcowe i zapiaszczone muły warstwowane poziomo lub przekątnie bardzo niskokątowo w wielkiej skali. W najwyższej części ściany znajduje się duża soczewka zawierająca materiał frakcji żwirowej, złożony głównie z bioklastów oraz porożrywana warstwa bentonitu, natomiast nadkład stanowią czwartorzędowe lessy (Fig. 7).

W warstwowanych piaskach i mułach skamieniałości są rzadkie i reprezentowane jedynie przez małe okazy mięczaków. Na uwagę zasługuje natomiast soczewka żwirowca przepelniona muszlami ślimaków i małżów a także fragmentami obtoczonych glonów koralinowych (Fig. 8). W obrębie soczewki stwierdzono między innymi małże i bardzo zróżnicowane

ślímaki (Fig. 7). Liczne są małże *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* Laskarew, 1914 (Fig. 9A), *Plicatiforma praeplicata* (Hilber, 1882) (Fig. 9B) i *Loripes dujardini* Deshayes, 1850 (Fig. 9C). Wśród ślimaków najliczniej występuje *Granulolabium bicinctum* (Brocchi, 1814) (Fig. 9D), częste są również: *Vermetus* sp. (Fig. 9N), *Clavatula* spp. (Fig. 9E–F), *Turritella* spp. (Fig. 9G), *Potamides* sp. (Fig. 9H), *Tropidomphalus incrassatus* (Kein, 1853) (Fig. 9O) i *Cepaea sylvestrina gottschildi* Wenz, 1919 (Fig. 9P). Rzadziej występuje wiele innych gatunków. Ponadto stwierdzono występowanie fragmentów skrzemianiałego drewna (Fig. 9T). Stan zachowania skamieniałości jest zróżnicowany: niektóre okazy ślimaków posiadają pierwotne ubarwienie muszli (*Granulolabium bicinctum*, *Cepaea sylvestrina gottschildi*; Górka, 2008) a niektóre małże, np. *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi*, posiadają nierozłączone skorupki muszli. Okazy małżów są w różnym stopniu zabradowane.

Fenomen dyskutowanej soczewki polega na tym, że zawiera ona skamieniałości organizmów pochodzących z różnych środowisk: zarówno formy normalnomorskie, brakiczne jak i lądowe. Nie ma wątpliwości, że wiele okazów, zwłaszcza ślimaków, to skamieniałości redeponowane ze starszych





Fig. 7. Ściana piaskowni w Zwierzyńcu. W dolnej części widoczne warstwowane piaski i muły, wyżej soczewka żwirowca z licznymi skamieniałościami a w najwyższej części czwartorzędowe lessy z norami jaskółek brzegówek.

warstw. Rozpoznać tu można elementy typowe dla dolnobadańskich ilów korytnickich, np. kolonijne koralowce sześciopromienne (Fig. 9R–S), ślimaki: *Turritella* spp., *Clavatula* sp., *Tudicla* sp., ?*Charonia* sp. i *Vermetus* sp. Obok nich występują gatunki typowe dla sarmatu detrytycznego, uważane za brakiczne: *Granulolabium bicinctum*, *Plicatiforma praeplicata*, *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* i *Loripes dujardini*. Stosunkowo liczne są również zachowane z pierwotnym ubarwieniem muszli lądowe ślimaki *Tropidomphalus incrasatus* i *Cepaea sylvestrina gottschicki*. Wymienione skamieniałości organizmów pochodzących z różnych środowisk, przypuszczalnie różnowiekowych, są ze sobą całkowicie wymieszane. W wielu przypadkach rozróżnienie skamieniałości znajdujących się *in situ* od tych redeponowanych z warstw starszych jest bardzo trudne lub niemożliwe (por. Filipiak i Stachacz, 2012).

Przedstawione detrytyczne osady miocenu były deponowane w późnym badenie–wczesnym sarmacie, w czasie regresji morza, w pobliżu wybrzeża osłoniętego od otwartego morza barierą (Czapowski, 1984). Struktury depozycyjne,

obejmujące naprzemianległe piaski drobnoziarniste oraz muły, a w sąsiedztwie Zwierzyńca także piaski warstwowane przekątnie wielkoskalowo sugerują obecność rzecznej delty (np. Gradziński et al., 1986). Również liczne lądowe ślimaki oraz fragmenty drewna najprawdopodobniej zostały napławione do stref przybrzeżnych przez rzekę. Takie środowisko wyjaśniałoby obecność licznych oportunistycznych małżów i ślimaków przy braku form stenohalinowych równowiekowych z osadem. Warto zwrócić uwagę, że nie tylko obniżone zasolenie, ale także ciągle zasypywanie przez osad faworyzowało małe, oportunistyczne organizmy uważane powszechnie za typowe dla wód brakicznych. Wstępne analizy wskazały, że frekwencja i rozmiary malakofauny w okolicznych odśrończeniach maleje wraz ze wzrostem ilości kwarcu detrytycznego w osadzie. Pomimo, że facja ta była badana przez kilkadziesiąt lat (np. Rutkowski, 1976; Czapowski & Studencka, 1984), istnieje konieczność wykonania nowoczesnych analiz sedimentologicznych i paleoekologicznych, gdyż wspomniane aspekty nie zostały zbadane.

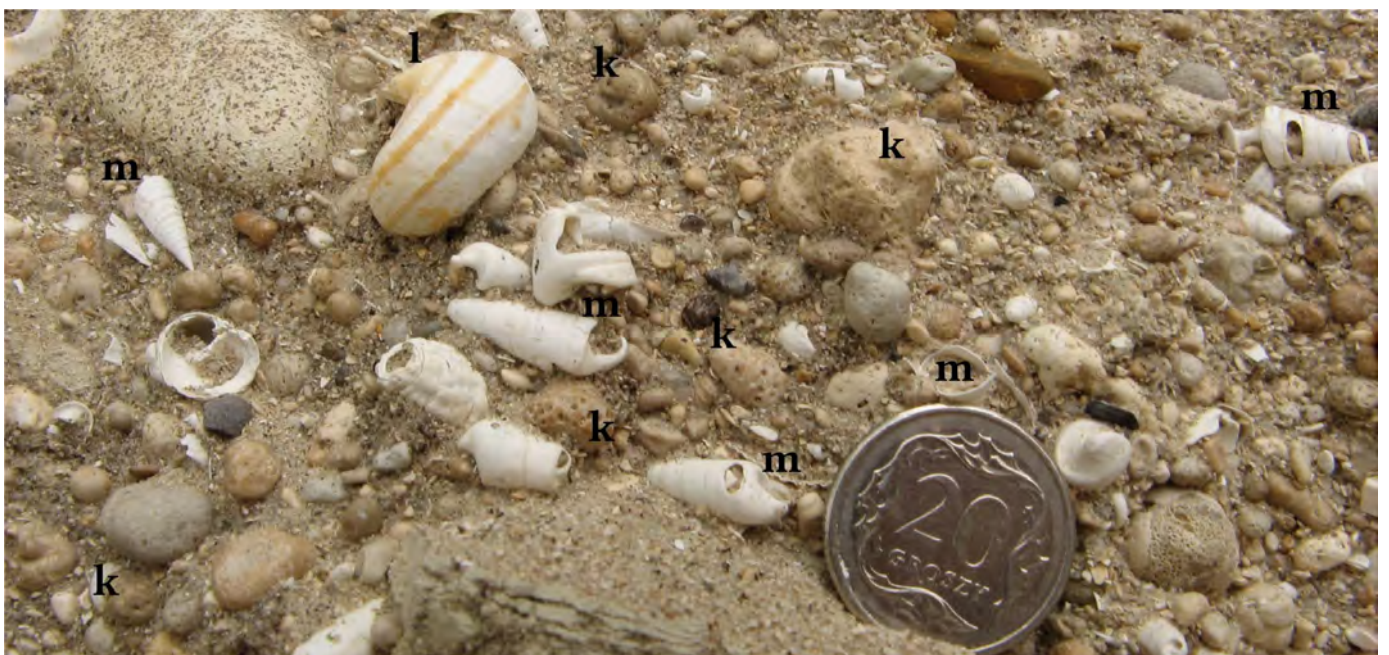


Fig. 8. Soczewka żwirowca przepchniona skamieniałościami. k – obtoczone fragmenty glonów koralinowych, m – mięczaki morskie, l – mięczaki lądowe.



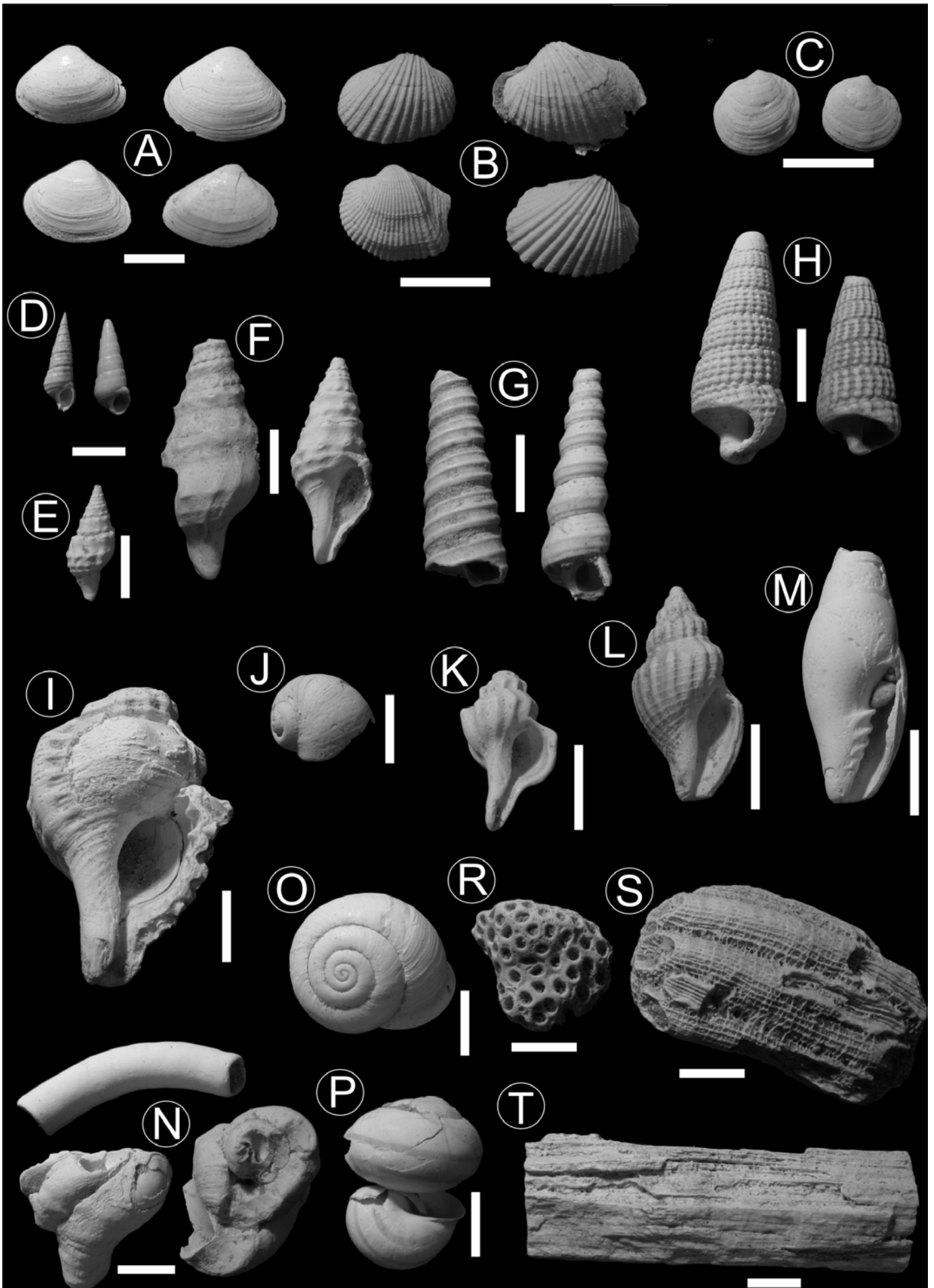


Fig. 9. Skamieniałości z soczewki żwirowca w Zwierzyńcu. A – *Maetra (Sarmatimaetra) eichwaldi*. B – *Plicatiforma praeplicata*. C – *Loripes dujardini*. D – *Granulolabium bicinctum*. E-G – *Clavatula* spp. H – *Potamides* sp. I – *Charonia* sp. J – *Natica* sp. K – ?*Vitularia* sp. L – ?*Cythara* sp. M – *Ancilla* sp. N – „*Vermetus*” sp. O – *Tropidomphalus incrassatus*. P – *Cepaea sylvestrina gottschicki*. R-S – kolonijne koralowce sześciopromienne. T – skrzemieniałe drewno. Paski skali długości 1 cm.



#### PUNKT 4: OSÓWKA KOŁO SZYDLÓWA

(Michał Stachacz)

Nieczynny kamieniołom. GPS: N 50°36'19.74"; E 20°59'31.82"

Na wzgórzu „Lisi Kamień” w Osówce (Fig. 1) znajdują się zarzucone łomy wapieni ziarnistych. W zwiedzonym wyrobisku, w jego dolnej części odsłaniają się kalkarenity krasnorostowe (Fig. 10A). Różnokształtne fragmenty krasnorostów są mocno pokruszone i obtoczone. Niewielką część szkieletu ziarnowego stanowią fragmenty pokruszonych muszli, głównie małżów oraz kolonii mszywiolów. Poza tym w masie skalnej tkwią liczne, mocno zabradowane rodoidy o kulistym lub owalnym kształcie, o średnicy kilku-kilkunastu centymetrów (Fig. 11A–B).

W wapieniach licznie występują rodoidy (Fig. 11A–B) i przegrzebki *Aequipecten elegans* (Andrzejowski, 1830) i *Pseudoamussium ?lilli* (Pusch, 1837) wielkości 1–4 centymetrów (Fig. 11C–E). Liczne są okazy *?Ostrea* sp. osiągające wielkość 2–6 cm (Fig. 11F). Muszle małżów są rozdzielone, ale są bardzo dobrze zachowane. Tylko niektóre okazy mają nieznacznie zabradowane żeberka, rzadsze są skorupy pokruszone i zabradowane. Wiele muszli jest inkrustowanych przez mszywiolę i serpulidy (Fig. 11C).

Strop kalkarenitów jest ścięty powierzchnią erozyjną, powyżej której zalegają szare kalcyruity krasnorostowe, kalkarenity warstwowane skośnie, także kopułowo z blokami wapieni mikrobialno-serpulowych oraz otoczkami wapieni syndosmyowych (Fig. 10). Ponad nimi występują ponownie kalkarenity krasnorostowe, w obrębie których tkwią silnie scementowane kalcyruity krasnorostowe. Wśród bioklastów w wapieniach detrytycznych powyżej powierzchni erozyjnej

występują podobne skamieniałości jak niżej. Rodoidy i niektóre muszle małżów i są w różnym stopniu zabradowane.

Bloki wapieni mikrobialno-serpulowych tkwiące w obrębie wapieni detrytycznych mają wielkość 20–40 cm, kształt kulisty lub owalny i są dobrze obtoczone (Fig. 10B–C) a ich barwa jest biała, jasnoszara, lub brunatna. Wapienie mikrobialno-serpulowe są mocno porowate z wyraźnie widocznymi rozproszonymi rurkami serpul. Analiza mikrofacjalna ujawniła także obecność innych organizmów szkieletowych: mszywiolów, bentonicznych otwornic, drobnych małżów, m.in. *Obsoletiforma kokkupica* (Andrussow, 1916), ślimaków *?Hydrobia* i ramienionogów. W pustkach wzrostowych występują namyte fragmenty badeńskich krasnorostów i kwarc detrytyczny. W masie skalnej dominują mikrobiality o mikrostrukturze peloidowej, rzadziej naskorupienia laminowane narastające na rurkach serpul. Sporadycznie występują też skalcyfikowane filamenty sinic. Na ściankach pustek wzrostowych, a także na rurkach serpul i innych bioklastach występują wczesne cementy włókniste (Stachacz, 2004).

Razem z blokami wapieni mikrobialno-serpulowych występują otoczkami wapieni syndosmyowych (Rutkowski, 1976) (Fig. 10C). Są to białe lub jasnoszare wapienie makroskopowo o wygładzie wapieni pelitycznych, jednak w rzeczywistości będące wakami, co ujawnia analiza mikrofacjalna. Wapienie te zawierają liczne odciski i osródkki małżów *Abra (Syndosmya) reflexa* Eichwald, 1830, małże *Obsoletiforma kokkupica* i *Mactra* sp., ślimaki *?Hydrobia* oraz otwornice *?Anomalinoides dividens* Łuczowska, 1967 (Fig. 12).

Wszystkie skamieniałości widoczne makroskopowo są w wapieniach syndosmyowych zachowane wyłącznie w postaci odcisków i osródek.

Pomiędzy blokami wapieni mikrobialno-serpulowych

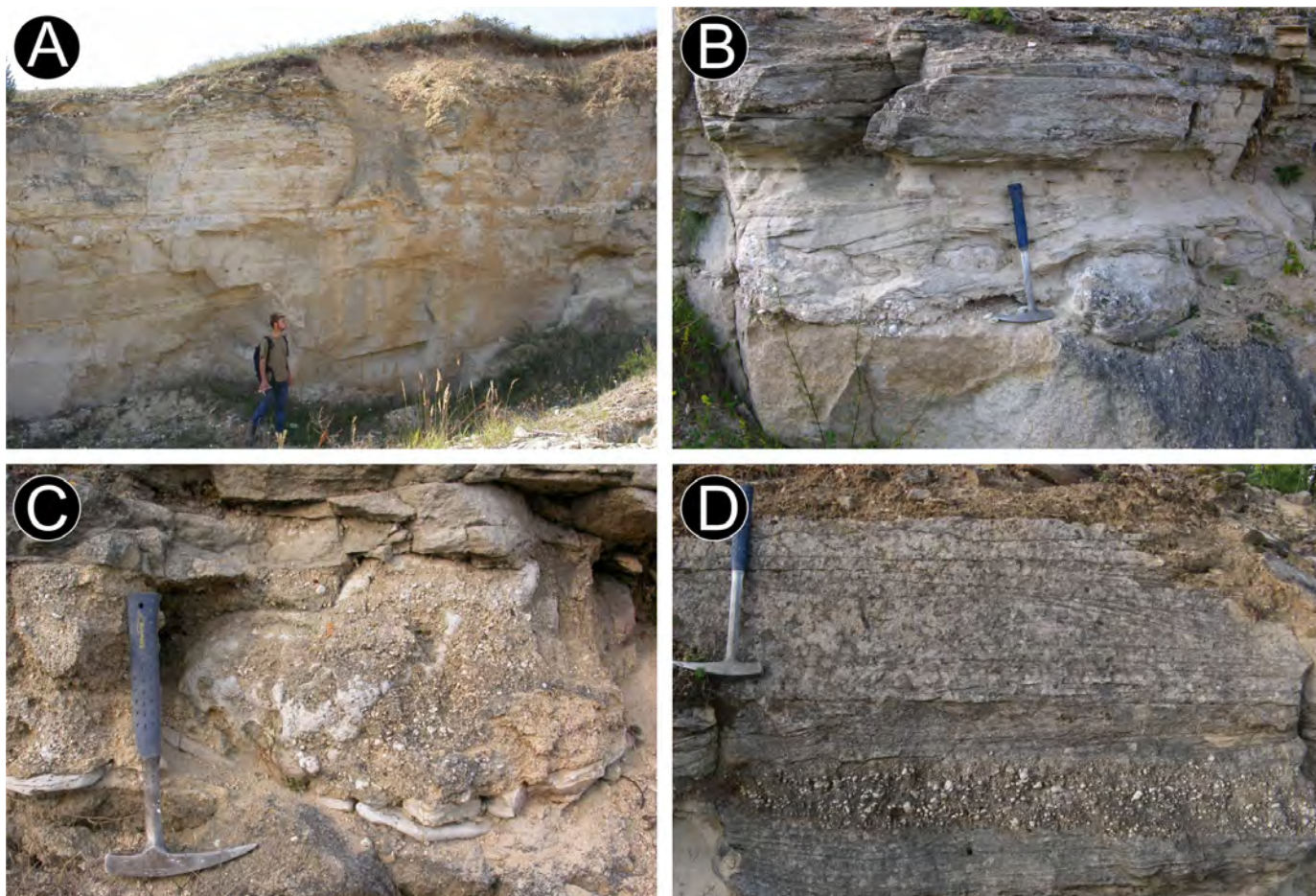


Fig. 10. Łom wapieni detrytycznych w Osówce. A – widok najwyższej ściany wyrobiska. B–C – strop kalkarenitów z powierzchnią erozyjną i zalegające powyżej kalkarenity warstwowane poziomo i skośnie kopułowo, kalcyruity o charakterze tempeptytu złożonego z fragmentów krasnorostów, bloki wapieni mikrobialno-serpulowych oraz otoczkami wapieni syndosmyowych. D – warstwa kalcyruity i kalkarenit warstwowany przekątnie kopułowo.



i otoczkami wapieni syndosmyowych oraz ponad nimi zalega laminowany poziomo i skośnie kopułow, zwięzły kalkarenit barwy szarej o miąższości kilkudziesięciu cm. W obrębie tego wapienia, powyżej opisanych klastów widoczna jest wyraźna, wyklinowująca się warstwa kalcyrudytu o średniej miąższości 15-20 cm (Fig. 10B, D). Warstwa ta wyróżnia się znacznie grubszą frakcją klastów węglanowych (do ok. 4 cm), którymi są niemal wyłącznie rodoidy, sporadycznie zaś klasty żółtych margli. Powyżej zwięzłego kalkarenitu zalega rozsypliwy kalcyrudyt zawierający bardzo liczne zabradowane rodoidy o średnicy do 10 cm. Silnie scementowane kalcyrudyty zalegające ponad nim odsłaniają się już poza omawianym łosem, w stromej ścianie na wschodnim krańcu wzgórza.

### ŚRODOWISKO DEPOZYCJI

Obecność dobrze zachowanych przegrzebków w wapieniach detrytycznych w stanowiskach sugeruje badeński wiek wapieni detrytycznych co najmniej dolnej części warstw z Chmielnika, gdyż przegrzebki w osadach sarmatu Paratetydy nie występują in situ (np. Studencka, 1999).

Osady występujące w górnej części wyrobiska, ponad kalkarenitami zaliczane są do sarmatu (Rutkowski, 1976). W obrębie skał sarmackich niewątpliwie równowiekowa z osadem fauna występuje jedynie w wapieniach mikrobialno-serpulowych oraz w otoczkach wapieni syndosmyowych. Przedstawione skały należące do formacji z Chmielnika reprezentują zatem w swojej dolnej części zapewne górny baden. Wyższa część tej formacji stratygraficznie znajdują się na granicy badenu i sarmatu i zawierają podobnie jak analogiczne osady Roztocza otwornice wskazujące raczej na warunki ekologiczne niż na wiek osadów (Szczuchura, 1982). Granica baden/sarmat nie jest więc w detrytyczno-węglanowych możliwa do stwierdzenia, jak w przypadku osadów facji głębszych (iłów krakowieckich) (Łuczowska, 1962, 1987). Interpretacja paleośrodowiska sedimentacji wapieni ziarnistych w oparciu o bezpośrednie wnioski w oparciu o skamieniałości jest trudna, gdyż jest ona w znacznej części redeponowana.

Detrytyczne osady badeńsko-sarmackie z obszaru pomiędzy Szydłowem a Chmielnikiem powstawały w płytkim litoralnym morzu w strefie falowania, na co wskazuje niemal zupełny brak frakcji ilastych i pylastych oraz dobre obtoczenie ziarnistego materiału węglanowego. Liczne rozmycia i ścienia erozyjne oraz klasty margli i wapieni dowodzą, że równocześnie z sedimentacją zachodziła również erozja podłoża. Obecność silnie obtoczonych zabradowanych rodoidów w kalkarenitach nagromadzonych w postaci wyraźnych warstw tempestytyw (m.in. bruków rodolitywych) wskazuje, że w czasie depozycji tych osadów wskazują na okresowy wzrost energii środowiska. Osady te, a przede wszystkim obecność obtoczonych klastów margli i bloków wapieni mikrobialno-serpulowych znacznej wielkości oraz kopułowych warstwowań przekątnych wskazują na tempestytowy (sztormowy) charakter tych osadów (Rutkowski, 1976). Bruki złożone z mocno zabradowanych rodoidów, pozbawionych niemal zupełnie innych skamieniałości wskazują na wysoką energię wody (Studencki, 1999) a ich nagromadzenia w postaci wyraźnych warstw w kalkarenitach sugerują, że podwyższenie energii miało miejsce okresowo.

Panuje powszechny pogląd, że w sarmacie wody Paratetydy były wysłodzone, jednakże analiza zespołów fauny z zachodniej części basenu panońskiego wskazuje odmienne warunki. Występowanie dużych otwornic, okrzemek, mięczaków oraz glonów Corallinaceae sugeruje tam pełnomorskie pod względem zasolenia warunki w sarmacie (Piller & Harzhauser, 2005). Badania wapieni mikrobialno-serpulowych z obszaru Roztocza (obecnych również na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich) sugeruje okresowy wzrost nasycenia wody węglanem wapnia, spowodowany ewaporacją brakicznych wód. Jest to potwierdzone wysoką zawartością izotopu tlenu  $\delta^{18}O$  w mikrobialitach i cementach. Brakiczne pochodzenie wody potwierdza obecność ubogich taksonomicznie zespołów fauny (organizmy oportunistyczne, głównie serpulidy, mszywioly, małżoraczki i małże Obsoletiforma) oraz dane geochemiczne (proporcje  $87Sr/86Sr$  inne niż w przypadku wody morskiej). Istotną rolę w dostawie wód słodkich miały

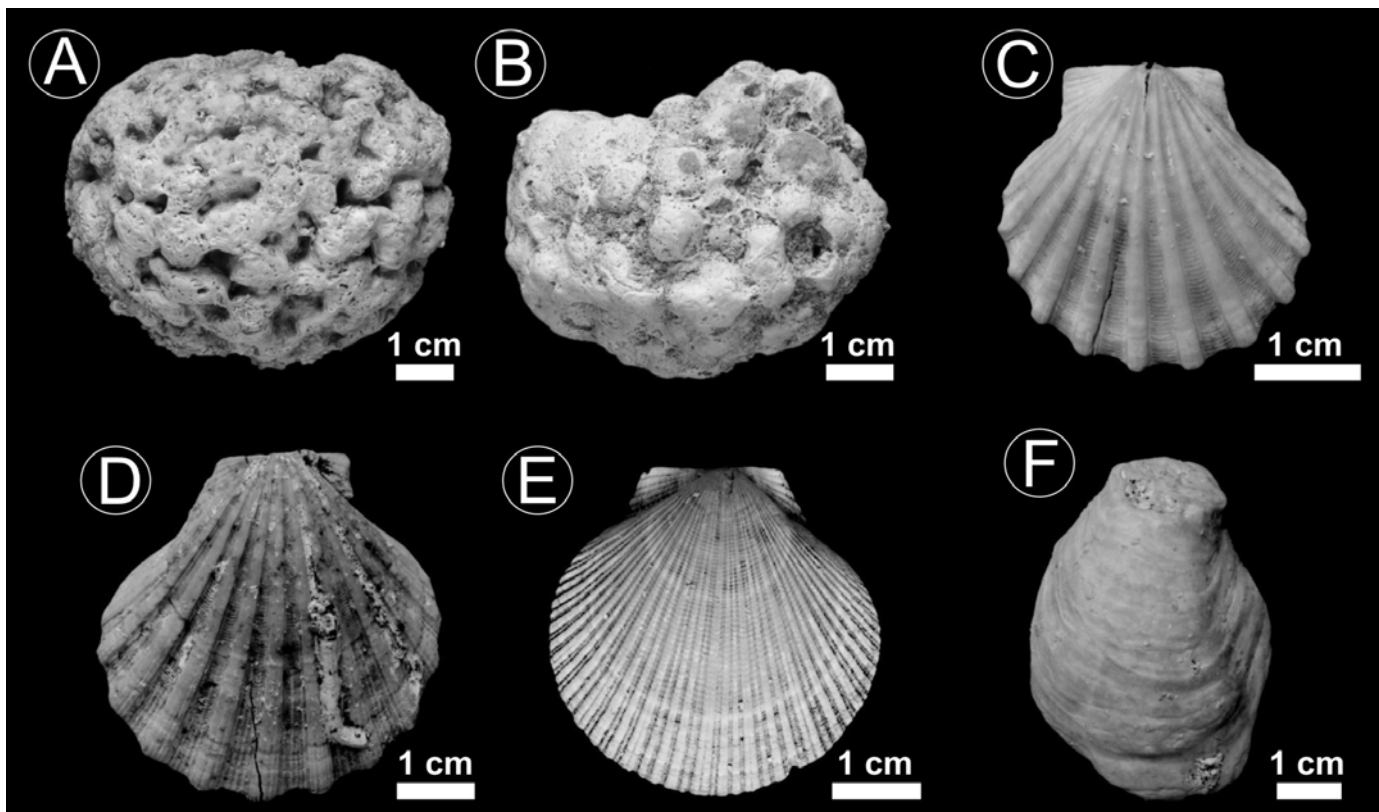


Fig. 11. Rodoidy i małże z kalkarenitów w Osówec. A-B – obtoczone rodoidy. C-D – *Aequipecten elegans*. E – *Pseudoamussium ?lilli*. D – *Ostrea* sp.



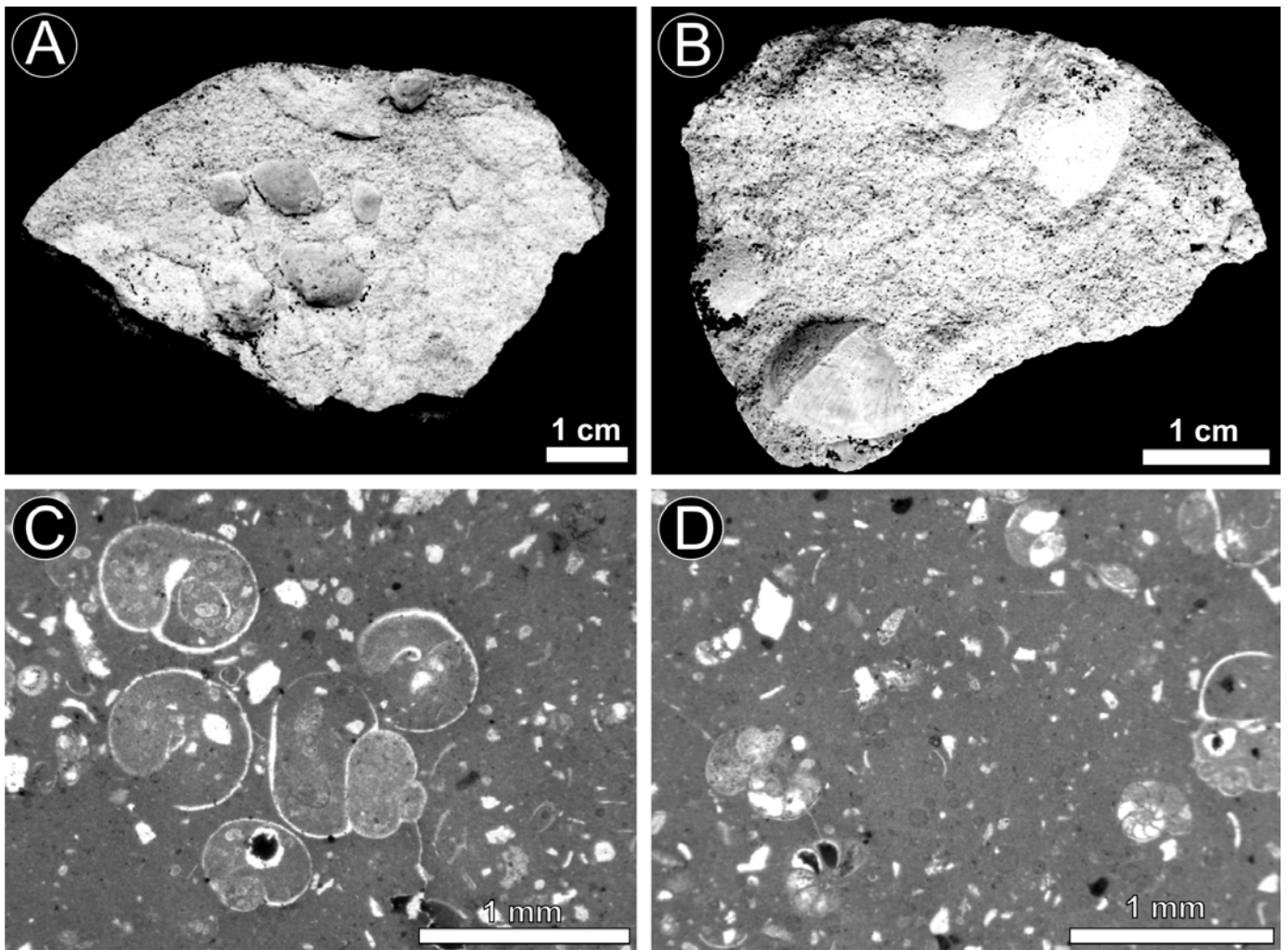


Fig. 12. Skamieniałości małżów, ślimaków i otwornic z otoczek wapieni syndosmyowych. A – *Abra* (*Syndosmya*) *reflexa*. B – *Obsoletiforma* *kokkupica*. C – ?*Hydrobia* sp. D – ?*Anomalinoidea* *dividens*.

czynniki klimatyczne: zmiany w dostawie wód meteorycznych i stopnia ewaporacji. Takie warunki powodowane były ograniczonym połączeniem Paratetydy z obszarem śródziemnomorskim na przełomie badenu i sarmatu (Jasionowski, 1996, 1999, 2004; Jasionowski et al., 2004, Pisera, 1996; Stachacz, 2005, 2007).

#### BIBLIOGRAFIA:

Alexandrowicz, S.W., 1956. Zespoły globotruncan w turonie okolic Krakowa. *Acta Geologica Polonica*, 6: 206–212.

Alexandrowicz, S.W., 1959. Osady górnokredowe w Nowej Cerekwi koło Głubczyc. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 29: 165–179.

Caron, M., 1985. Cretaceous planktonic foraminifera In: Bolli, H.M., Saunders, J., Perch-Nielsen, K., (ed). *Plankton Stratigraphy*, pp. 17–86. Cambridge University Press; Cambridge.

Corliss, B. H. & Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16: 716–719.

Czapowski, G., 1984. Osady barierowe w górnym miocenie południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 32: 185–194.

Czapowski, G. & Studencka, B., 1990. Studium sedimentologiczno-paleontologiczne osadów barierowych dolnego sarmatu w rejonie Chmielnika. *Przegląd Geologiczny*, 38: 117–127.

Dias-Brito, D., 2000. Global stratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology of Albian–Maastrichtian pithonellid calci-

spheres: impact on Tethys configuration. *Cretaceous Research*, 21: 315–349.

Dubicka, Z. & Peryt, D., 2012. Foraminifers and stable isotope record of the Dubivtsi chalk (upper Turonian, Western Ukraine): palaeoenvironmental implications. *Geological Quarterly*, 56: 199–214.

Filipiak, K. & Stachacz, M., 2013. Problem redeponowanej malakofauny w osadach sarmatu na przykładzie odsłonięcia w Zreczu Małym koło Chmielnika. *W tym tomie*.

Gasiński, M.A., 1997. Tethyan-Boreal connection: influence on the evolution of mid-Cretaceous planktonic foraminifera. *Cretaceous Research*, 18: 505–514.

Gasiński, M.A., 1998. Campanian–Maastrichtian palaeoecology and palaeobiogeography of Andrychów Klippes, Outer Carpathians, Poland. *Rozprawy habilitacyjne UJ*, 333: 1–90.

Górka, M., 2008. Shell colour pattern in two fossil helicid snails, *Tropidomphalus incrassatus* (Klein, 1853) and *Cepaea sylvestrina gottschicki* Wenz, 1919, from the Middle Miocene of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 58: 105–111.

Hakenberg, M. & Świdrowska, J., 1998. Evolution of the Holly Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. *Geological Quarterly*, 42: 239–262.

Jagt, J.W.M., Walaszczyk, I., Yazykova, E.A. & Zatoń, M., 2004. Linking southern Poland and northern Germany: Campanian cephalopods, inoceramid bivalves and echinoids. *Acta Geologica Polonica*, 54: 573–586.

Jasionowski, M., 1996. Budowle serpulowo-mikrobialitowe na Rostoczu: niezwykle joint-venture. *Przegląd Geologiczny*, 44:

Jasionowski, M., 1999. C and O Stable Isotope Geochemistry of Sarmatian Carbonates of Paratethys: Environmental Implications. *Journal of Conference Abstracts, 11th Bathurst Meeting, 13–15.06.1999*, Cambridge.

Jasionowski, M., 2004. Geochemistry of the Sarmatian (Middle Miocene) reefal carbonates of the Medobory region (Paratethys, western Ukraine): paleoenvironmental implications. *23rd IAS Meeting of Sedimentology, Abstracts Book, 15–17.09.2004*, Coimbra.

Jasionowski, M., Poberezhskyy, A., Studencka, B., Hara, U. & Peryt, D., 2004. Wczesnosarmackie (środkowy miocen) rafy serpulowo-mikrobialitowe Miodoborów (zachodnia Ukraina). W: Dziadzio, P. & Uchman, A. (eds), Poszukiwanie węglowodorów jako źródło postępu w rozpoznaniu budowy geologicznej Karpat, zapadliska przedkarpackiego i ich podłoża. *LXXV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Materiały konferencyjne*, Iwonicz Zdrój.

Jurkowska, A. & Uchman, A., 2013 (w druku). The trace fossil *Lepidenteron lewesiensis* (Mantell, 1822) from the Upper Campanian – Lower Maastrichtian marly sediments in the Miechów Segment of the Szczecin-Miechów Synclinorium, southern Poland. *Acta Geologica Polonica*.

Kowalski, W.C., 1948. Szkic geologiczny utworów kredowych okolic Solcy. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 51: 5–53.

Łuczowska, E., 1962. Miocen okolic Szydłowa koło Chmielnika w świetle badań mikrofaunistycznych. *Sprawozdanie z posiedzenia Komisji Nauk PAN, Oddział w Krakowie*.

Łuczowska, E., 1967. Paleoeologia i stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu okolic Grzybowa koło Staszowa. *Acta Geologica Polonica*, 17: 219–245.

Łuczowska-Schiller, E., 1987. Dyskusja nad granicą biostratygraficzną baden/sarmat na obszarze świętokrzyskim i Roztocza. *Sprawozdania z Posiedzenia Komisji PAN*, 29: 304–306.

Małecki, J., 1966. Mszywoły z zagłębień po skałotoczach z miocenu Skotnik koło Buska. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 481–494.

Marcinowski, R. & Gasiński, M.A., 2002. Cretaceous biogeography of epicratonic Poland and Carpathians. W: Michalik, J. (ed), *Tethyan/Boreal Cretaceous Correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe*. Ed. Veda, s. 95–114.

Olsson, R.K. & Nyong, E.E., 1984. A paleoslope model for Campanian–Lower Maastrichtian foraminifera of New Jersey and Delaware. *Journal of Foraminiferal Research*, 15: 50–64.

Oszczypko, N., 2001. Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. *Przegląd Geologiczny*, 49: 717–723.

Peryt, D., 1980. Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. *Palaeontologica Polonica*, 41: 3–101.

Peryt, D., 1990. Znaczenie stratygraficzne i paleoekologiczne późnokredowych otwornic prowincji przejściowej z obszaru Polski pozakarpaciej. *Przegląd Geologiczny*, 38: 161–167.

Piller, W.E. & Harzhauser, M., 2005. The myth of the brackish Sarmatian Sea. *Terra Nova*, 17: 450–455.

Pisera, A., 1996. Miocene reefs of the Paratethys: a review. W: Franseen, E.K. et al. (eds), *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5: 97–104.

Pożaryska, K. & Peryt, D., 1979. The Late Cretaceous and

Early Paleocene Foraminiferal Transitional Province in Poland. W: Wiedmann, J. (ed.), *Aspekte der Kreide Europas*. Stuttgart, International Union of Geological Sciences A, 6: 293–303.

Pożaryski, W. & Witwicka, E., 1956. Globotrunkany kredy górnej Polski środkowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 102: 5–18.

Premoli Silva, I. & Verga, D., 2004. Practical Manual of Cretaceous planktonic Foraminifera. W: Verga, D. & Rettori, R. (eds), *International School on Planktonic Foraminifera, 3 Course – Cretaceous*, Perugia, 17–21.2004, 283 pp.

Scheibnerova, V. 1971. Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces. *Records of the Geological Survey of New South Wales*, 13: 135–174.

Radwański, A., 1968. Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 28: 387–438.

Radwański, A., 1969. Lower Tortonian transgression into the slopes of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 19: 1–7.

Radwański, A., 1973. Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 23: 375–434.

Radwański, A. & Górka, M., 2012. Wyrbrzeże morza mioceńskiego – Korytnica, Lubania i głazowisko klifowe w Skotnikach. W: Skompski, S. & Barski, M., (eds), *Góry Świętokrzyskie: 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych*. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, 160 pp.

Romanek, A., 1958. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. 885 – Chmielnik. Skala 1 : 50000*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Rögl, F., 1998. Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). *Annalen Naturhistorischen Museums in Wien*, 99a: 279–310.

Rutkowski, J., 1976. Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, *Prace Geologiczne PAN*, 100: s. 77.

Sliter, W.V., 1972. Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology eastern Pacific margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12: 15–31.

Stachacz, M., 2004. Sarmackie wapienie mikrobialno-serpulowe z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów, 21–24.06.2004, Zakopane, Materiały Konferencyjne*, s. 100.

Stachacz, M., 2005. Osady mioceny środkowego w rejonie Szydłowa i Brzezina – facje, paleoekologia, tafonomia. *Niepublikowana praca magisterska*. Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.

Stachacz, M., 2007. Uwagi o wieku osadów miocenu środkowego okolic Szydłowa (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Przegląd Geologiczny*, 55: 168–174.

Studencka, B., 1999. Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, 43: 467–477.

Studencki, W., 1999. Red-algal limestones in the Middle Miocene of the Carpathian Foredeep in Poland: facies variability and palaeoclimate implications. *Geological Quarterly*, 43: 395–404.

Sujkowski, Z., 1926. O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, 3: 382–467.

Sujkowski, Z., 1931. Skały kredowe między miastami Pilica

i Szczekociny. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, 8: 39–74.

Świerczewska-Gładysz, E. & Jurkowska, A., 2013 (w druku). Occurrence and paleontological significance of lyssacinoid sponges in the Upper Cretaceous deposits in Southern Poland. *Facies*.

Szczuchura, J., 1982. Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 27: 1–44.

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.

Walaszczyk, I., Cobban, W., Wood, Ch. & Kin, A., 2008. The '*Inoceramus*' azerbaijanensis fauna (Bivalvia) and its

value for chronostratigraphic calibration of the European Campanian (Upper Cretaceous). *Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique – Sciences de la Terre Aardwetenschappen*, 78: 229–238.

Wróblewski, T. & Wróblewska, E., 1996. *Góry Świętokrzyskie, Mapa Geologiczno Krajoznawcza*. Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej.

Wysocka, A., 2002. Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. *Acta Geologica Polonica*, 52: 535–561.

Żelaźniewicz, A., Aleksandrowski, P., Buła, Z., Karnowski, P.H., Konon, A., Oszczytko, N., Ślęczka, A., Żaba, J. & Żytko, K., 2011. *Regionalizacja Tektoniczna Polski*. Wrocław 2011.



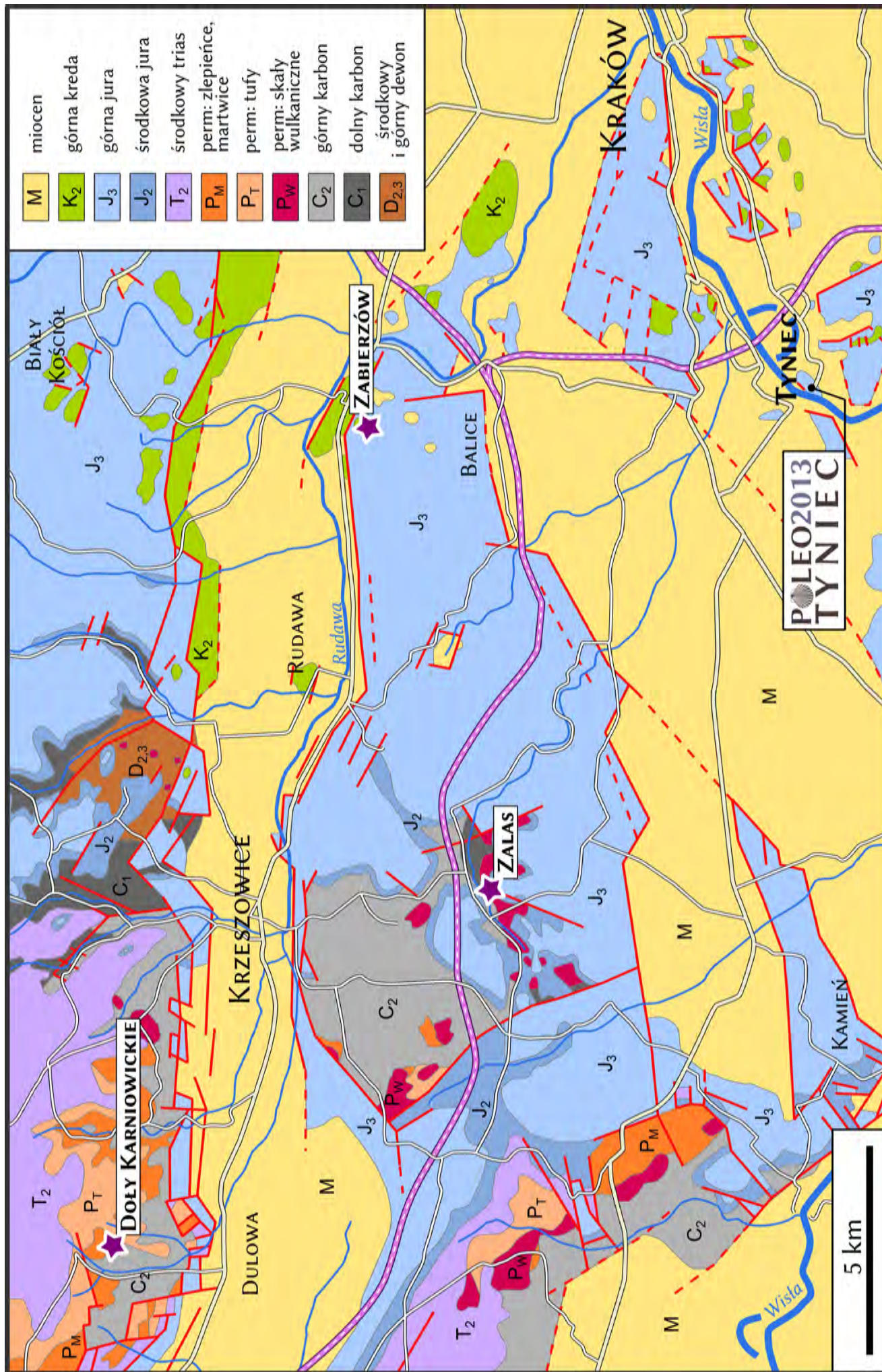


Fig. 1. Mapa geologiczna okolic Krakowa (wg R. Gradzińskiego, 2009) z zaznaczonymi stanowiskami prezentowanymi w czasie sesji terenowej B.



# Budowa geologiczna i paleontologia regionu krakowskiego: dolny perm, środkowa i górna jura, górna kreda

Mariusz Kędzierski<sup>1</sup>, Bogusław Kołodziej<sup>1</sup>, Mariusz Hoffmann<sup>2</sup>, Elżbieta Machaniec<sup>1</sup>, Ewa Stworzewicz<sup>3</sup> & Joachim Szulc<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; e-mail: mariusz.kedzierski@uj.edu.pl, boguslaw.kolodziej@uj.edu.pl, elzbieta.machaniec@uj.edu.pl, joachim.szulc@uj.edu.pl

<sup>2</sup> Soletanche Polska, ul. Kochanowskiego 49a, 01-864 Warszawa; e-mail: mariusz.hoffmann@soletanche.pl

<sup>3</sup> Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt, Polska Akademia Nauk, ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków; e-mail: stworzewicz@isez.pan.krakow.pl

## WSTĘP

(Mariusz Kędzierski & Bogusław Kołodziej)

Region krakowski położony jest u zbiegu kilku jednostek geologicznych: monokliny śląsko-krakowskiej, niecki miechowskiej, zapadliska przedkarpacciego oraz Karpat zewnętrznych. Takie położenie oraz zróżnicowanie stratygraficzne i litologiczne odsłaniających się tu skał reprezentujących dwa piętra strukturalne, czyni ten obszar szczególnie interesującym (Gradziński, 1972, 2009; Gradziński & Gradziński, 1994; Fig. 1). Piętro waryscyjskie obejmuje utwory dewonu i karbonu, które zostały zdeformowane tektonicznie podczas waryscyjskich ruchów górotwórczych (Żaba, 1999). Skały permu i mezozoiku podlegały natomiast różnym fazom alpejskich ruchów tektonicznych, które spowodowały (1) monoklinalne wychylenie ku ENE płyty zbudowanej z utworów obu pięter oraz (2) pocięcie jej uskokami. Wieloetapowa tektonika o trudnym do sprecyzowania wieku – przypuszczalnie głównie wczesnomiocenowa – w istotny sposób przemodelowała monoklinę śląsko-krakowską w regionie krakowskim, powodując powstanie zrębów i zapadlak (Dżużyński, 1953). Większość zrębów, w tym zręby nadwiślańskie, zbudowana jest z odsłaniających się na powierzchni skał osadowych górnej jury, rzadziej górnej kredy. Zapadliska wypełniają osady miocenu, spośród których najstarszymi morskimi osadami są wapienie ostrygowe i muły z ostrygami. Przede wszystkim zaś w zapadliskach występują morskie, drobnoziarniste silikoklastyki (tzw. ily), w obrębie których znajdują się lokalnie ewaporaty (sól kamienna, gipsy). Jednym z zapadlak jest leżący na północny zachód od Krakowa rów krzeszowicki (część zapadliska przedkarpacciego) o rozciągłości równoleżnikowej, oddzielający płytę ojcowską na północy od, złożonego pod względem geologicznym, zrębu tenczyńskiego na południu (Gradziński, 1972, 2009; Gradziński & Gradziński, 1994).

Celem wycieczki jest zapoznanie uczestników z odsłonięciami dolnopermskiej martwicy w Dołach Karniowickich, keloweju i oksfordu w Zalasie oraz oksfordu i górnej kredy w Zabierzowie.

## DOLNY PERM

Na przełomie wczesnego i późnego karbonu oraz w późnym karbonie miały miejsce główne fazy orogenezy waryscyjskiej (Żaba, 1999). Procesy tektoniczne kontynuujące się we wczesnym permie doprowadziły do utworzenia głębokiego i wąskiego rowu Sławkowa wypełnionego lądowymi osadami molasy post-waryscyjskiej. Położenie rowu na przedpolu gór oraz póluchy klimat strefy subtropikalnej determinowało charakter sedymentacji. W części wschodniej rowu deponowane były rozległe stożki aluwialne (zlepierce myślachowickie), a w jego centralnej części – w środowisku typu *playa* – piaskowce i mułowce z ewaporatami. Unikatowym osadem są słodkowodne wapienie występujące na NW od Krzeszowic, określane terminem martwica karniowicka (Ćwizewicz &

Szulc, 1989; Szulc & Ćwizewicz, 1989). Późny karbon i wczesny perm to okres intensywnego magmatyzmu i powstawania skał subwulkanicznych, wulkanicznych i piroklastycznych, dobrze odsłaniających się w licznych odkrywkach po obu stronach rowu krzeszowickiego (patrz Lewandowska & Rospondek, 2009).

## ŚRODKOWA I GÓRNA JURA

We wczesnej jurze region krakowski był lądem. Morze wkroczyło na ten obszar w keloweju, a lokalnie być może już w batonie. Profil dolnego keloweju (kilka-kilkanaście metrów) rozpoczynają piaski i piaskowce, miejscami zlepierce kwarcowe. Ku górze profilu osady te zastępowane są przez piaskowce wapniste i wapienie piaszczyste z licznymi skamieniałościami. Górny kelowej reprezentują stromatolit oraz margle o silnie zredukowanej miąższości (kilkadziesiąt centymetrów) (Giżejewska & Wieczorek, 1977; Tarkowski, 1989; Matyja, 2006). W rzeczywistości profil keloweju w regionie krakowskim wykazuje zmienność facjalną, co tłumaczone jest morfologią podłoża i/lub synsedymentacyjną tektoniką (Wieczorek, 1982; Hoffmann & Gradziński, 2003).

Dolny oksford wykształcony jest jako osady marglisto-wapienne ze słabo rozwiniętymi budowlami gąbkowymi. Facje wapienne i marglisto-wapienne oksfordu środkowego zawierają budowle gąbkowo-mikrobialne, a w oksfordzie górnym dominują dwie spośród trzech głównych facji wyróżnianych w oksfordzie regionu krakowskiego: facja uławicono i skalista (z najsilniej rozwiniętymi budowlami gąbkowo-mikrobialnymi). Natomiast facja wapieni płytowych z licznymi amonitami jest charakterystyczna dla środkowego oksfordu (Dżużyński, 1952; Matyszkiewicz, 1997; Matyszkiewicz et al., 2007, 2012). Zróżnicowany relief paleozoicznego podłoża, synsedymentacyjna tektonika oraz wzrost budowli gąbkowo-mikrobialnych determinował wertykalną i lateralną zmienność osadów oksfordu w regionie krakowskim (Matyszkiewicz et al., 2006). Synsedymentacyjna tektonika kontrolowała również powstawanie osadów ziarnowych oraz osadów typu *debris flow*, choć skala i znaczenie procesów resedymentacji w powstawaniu niektórych facji wapieni oksfordu jest przedmiotem dyskusji (np., Hoffmann & Matyszkiewicz, 1989; Koszarski, 1995; Matyszkiewicz & Krajewski, 1996; Matyszkiewicz et al., 2012). Budowle (rafy w szerokim rozumieniu) gąbkowo-mikrobialne Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Jury Polskiej) należą do strefy ciągnącej się od Portugalii, poprzez Hiszpanię, południową Francję, Niemcy, Polskę aż do Dobrudży w Rumunii. Paleogeograficznie obszar ten stanowił w późnej jurze północne obrzeżenie Tetydy (Leinfelder et al., 1996; Pisera, 1997).

## GÓRNA KREDA

Osady górnej kredy deponowane na tzw. progu krakowskim, zachowane są w rejonie Krakowa tylko lokalnie, osięgając maksymalnie 25 m miąższości. Ku NE, w niecce miechowskiej, sekwencja górnej kredy jest coraz bardziej



miąższości, osiągając ok. 600 m (Walaszczyk, 1992; Jurkiewicz, 1999). Najstarsze skały kredowe to albsko-/cenomańskie piaski (Tarkowski & Liszka, 1983) i zlepieńce kwarcowe zalegające na wapieniach oksfordu ściętych powierzchnią abrazyjną. Miąższość nadległych wapieni turonu nie przekracza 10 metrów miąższości (Alexandrowicz, 1956). Występowanie osadów koniaków jest słabo udokumentowane paleontologicznie lub zachowane są one tylko lokalnie, osiągając niewielkie miąższości (Walaszczyk, 1992; Olszewska-Nejbert, 2004; Olszewska-Nejbert & Świerczewska-Gładysz, 2013). Lokalnie brak również osadów santonu (Machaniec & Zapałowicz-Bilan, 2005; Kołodziej et al., 2010). Osady górnej kredy w większości odsłonięć regionu krakowskiego reprezentowane są przez kampańskie margle i wapienie margliste z czertami (Alexandrowicz, 1954; Gradziński, 1961; Machaniec & Zapałowicz-Bilan, 2005; Zapałowicz-Bilan et al., 2009). Luki stratygraficzne, powierzchnie nieciągłości i niezgodności kątowe wskazują na zróżnicowaną historię geologiczną (tektoniczną, sedymentacyjną, erozyjną) poszczególnych bloków progu krakowskiego (Marcinowski, 1974; Walaszczyk, 1992; Jasionowski, 1995; Olszewska-Nejbert, 2004; Kołodziej et al., 2010; Olszewska-Nejbert & Świerczewska-Gładysz, 2013).

### PUNKT 1: ZALAS, FIGS 2–4

(Mariusz Hoffmann, Mariusz Kędzierski & Bogusław Kołodziej)

Profil jury w kamieniołomie permskich riodacytów w Zalasie (Figs 2, 3) jest najlepiej odsłaniającym się i najbardziej reprezentatywnym profilem keloweju i dolnego oksfordu w regionie krakowskim znakomicie dokumentującym przebieg transgresji jurajskiej oraz ponadregionalne zjawiska kondensacji stratygraficznej. Analizy amonitów pozwoliły na ustalenie jego szczegółowej stratygrafii (Gizejewska & Wie-

czorek, 1977; Matyja & Tarkowski, 1981; Tarkowski, 1989; Matyja, 2006). Piaski, podrzędnie piaskowce i zlepieńce kwarcowe dolnego keloweju – do kilku metrów miąższości – spoczywają na nierównej powierzchni riodacytów. Na morskie pochodzenie tych osadów wskazuje obecność amonitów (*Macrocephalites*), łodzików, fragmentów małży, ślimaków, ramienionogów i szkarłupni, a w ich wyższej części również koralowców. Kolonijne koralowce reprezentują przypuszczalnie rodzaj *Isastrea* (Roniewicz, 2004), a ich płaskie kolonie są często podrażone oraz wykazują cechy miejscowego obumierania, zapewne w wyniku epizodycznego zasypywania (Fig. 4E). Występują tu również fragmenty zsylikowanego drewna. Powyżej, osady dolnego keloweju są wykształcone jako piaszczyste wapienie krynowide – o miąższości ok. 1.5 m – z horyzontami bogatymi w makrofaunę bentoniczną: małże (m.in. duże muszle *Ctenostreon*; Fig. 4F), ramienionogi (terbratulidy, rynchonellidy), płytki liliowców, rzadziej jeżowce i osobnicze koralowce, oraz mniej liczną faunę nektoniczną: amonity, belemnity, łodziki (Fig. 4B, C, F). W wyższej części wapienie mają strukturę gruzłowatą (Fig. 4B), związaną zapewne z działalnością organizmów penetrujących, a strop tych wapieni ma charakter specyficznego twardego dna, w powstaniu którego istotną rolę odegrały procesy abrazyj i korozji, o czym świadczy obecność ściętych erozyjnie dużych muszli *Macrocephalites*, inkrustowanych z jednej strony przez stromatolit. Osadów środkowego keloweju w Zalasie brak. Na powierzchni twardego dna zalegają zwykle czerwone lub brunatne stromatolity żelaziste (choć o dużym udziale węgla wapnia) reprezentujące najwyższy kelowej (Fig. 4D). W literaturze wzmiankowane były stromatolity do 40 cm miąższości, ale obecnie odsłaniający się profil pozwala na obserwację stromatolitów o miąższości zaledwie paru centymetrów. W spągu i stropie stromatolitu oraz w jego obrębie występują różowe wapienie z żelazistymi onkoidami (Gizejewska & Wieczorek, 1977; Tarkowski, 1989; Matyja, 2006; Dembicz & Praszkiel, 2007). Powyżej zalegają osady oksfor-

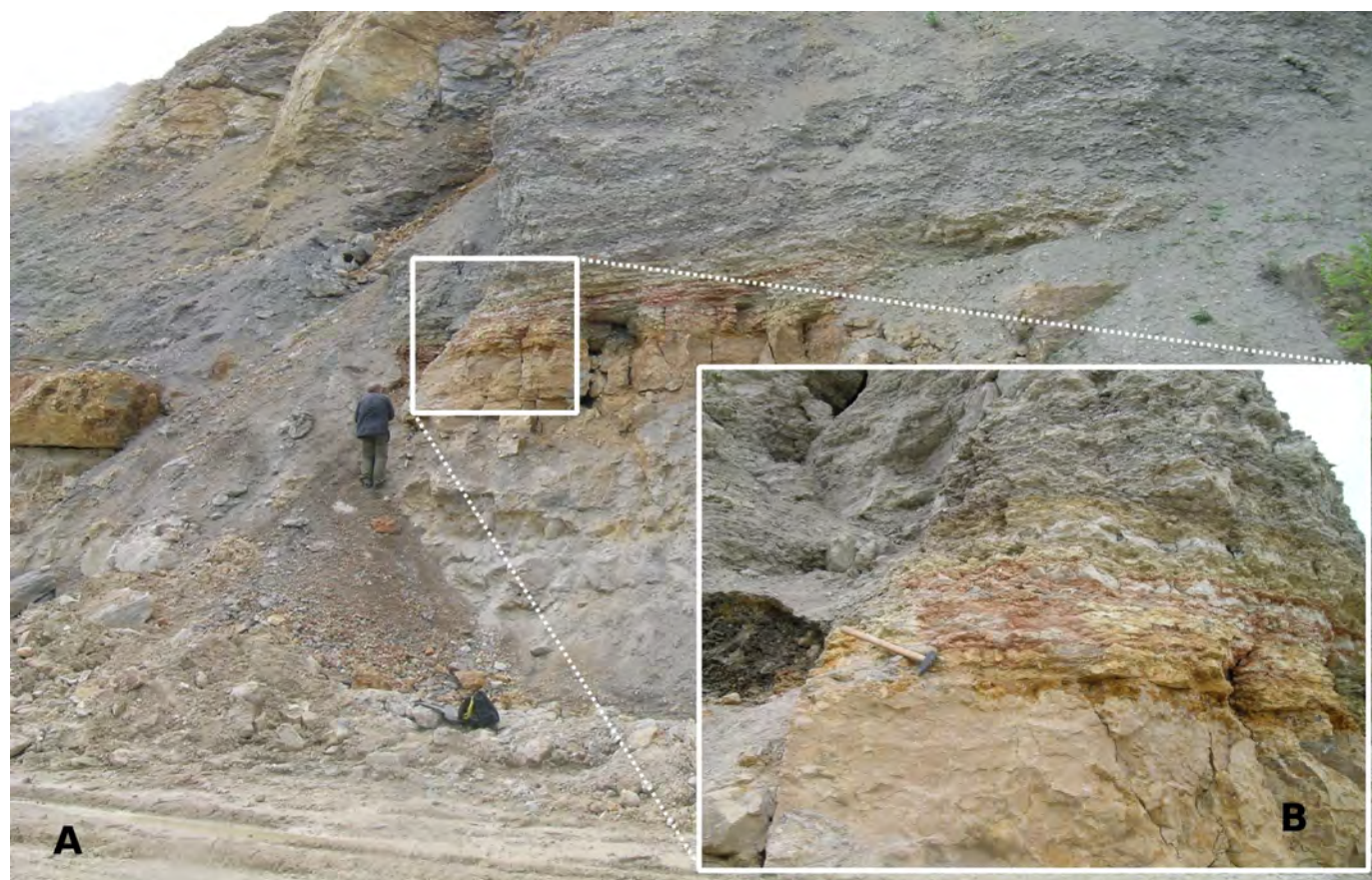


Fig. 2. Kamieniołom w Zalasie. A – Widok ogólny na osady keloweju i oksfordu. B – Granica kelowej–oksford, tuż poniżej obucha młotka. Widoczne ciemnobrązowe osady górnego keloweju o zredukowanej miąższości.



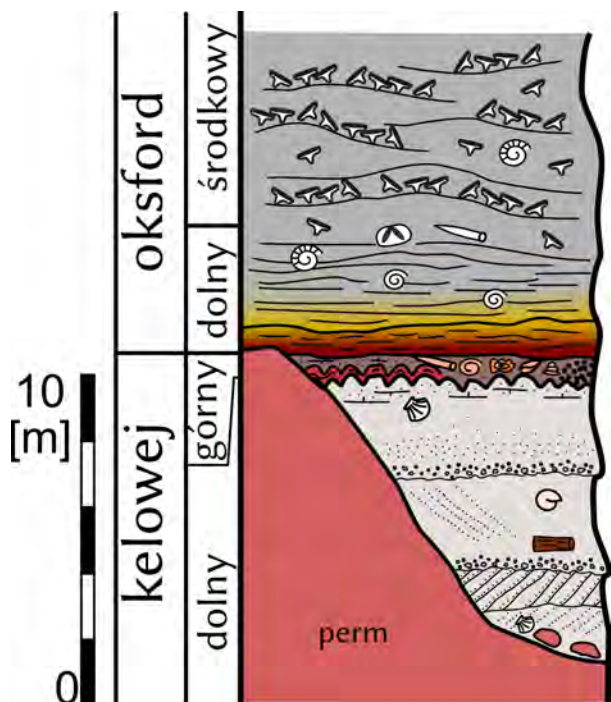


Fig. 3. Profil kelowej i oksfordu w Żalasi.

du, które miejscami i w zależności od stanu odsłonięcia profilu, mogą leżeć bezpośrednio na riodacytach (Matyszkiewicz et al., 2007; patrz Fig. 4A).

Kelowejskie stromatolity uważane były jeszcze w latach 60. XX w. za osady płytkomorskie. Badania Wieczorka (Gizejewska & Wieczorek, 1976; Wieczorek, 1982) wykazały ich powstanie w środowisku głębszym (sublitoralnym) na twardym podłożu podmorskich wyniesień związanych z synsedymenacyjną tektoniką w warunkach wolnej sedymentacji i braku organizmów penetrujących. Występujące w stromatolicie i onkoidach filamenty reprezentują zapewne bakterie i grzyby, podobnie jak w ostatnio opracowanych przez Lazăr et al. (2013) analogicznych utworach z batonu–kelowej Gór Bucegi w Rumunii (Cieślak, 2012).

Ostatnio Zatoń et al. (2011) zanalizowali pod względem taksonomii i paleoekologii zespół sklerobiontów na muszlach *Ctenostreon* z wyższej części dolnego kelowej Żalasu. Stwierdzono najbardziej zróżnicowany zespół znany do tej pory z kelowej – co najmniej 27 taksonów organizmów inkrustujących i 7 ichnotaksonów organizmów drążących. Najlicniejsza i najbardziej zróżnicowana taksonomicznie fauna inkrustująca to wieloszczety i mszywioly. Wspomniany zespół organizmów inkrustujących jest bardziej zróżnicowany niż opisany w płytkowodnych i rafowych osadach późnego kelowej Izraela, co Zatoń et al. (2011) wiążą z głębszym i spokojniejszym środowiskiem, brakiem istotnych zmian w zasoleniu oraz z mniejszym tempem sedymentacji.

Osady dolnego oksfordu wykształcone są jako szare margle, w najniższej części lokalnie różowe, z licznymi amonitami. W przeławicających się szarych marglach i wapieniach licznie występują gąbki tworzące tzw. biohermy luźne (Matyja & Tarkowski, 1981; Trammer, 1982; Matyja, 2006; Matyszkiewicz et al., 2007). W budowie wapieni ważną rolę odgrywają, poza gąbkami, mikrobiality (Fig. 4G, H), których obecność jest charakterystyczna dla oksfordzkich budowli gąbkowych (np., Matyszkiewicz et al., 2007, 2012). Mikrobiality – wykształcone jako trombolity (nielaminowane, kłaczkowate struktury), leiolity (mikrobiality o strukturze afanitowej) i stromatolity – są istotnym komponentem facji masywnych Jury Polskiej, przypuszczalnie znacznie ważniejszym niż gąbki krzemionkowe (np. Matyszkiewicz, 2004; Matyszkiewicz et al., 2012). Powstanie węglanów powszechnie określanych

w literaturze terminem mikrobiality jest rezultatem organomineralizacji *sensu lato*, terminu, który obejmuje procesy związane z bezpośrednim wpływem mikroorganizmów (*biologically-induced mineralization*) jak i pasywną mineralizacją materii organicznej (*biologically-influenced mineralization*), gdy główną rolę odgrywają raczej czynniki środowiskowe, np. wzrost alkaliczności, niż aktywność organizmów mikrobialnych (np., Dupraz et al., 2009). Rozróżnienie między mikrobialitami *s.s.* a mikrobialitami *s.l.* wymaga zastosowania specjalistycznej metodyki.

Osady oksfordu z Żalasu zawierają liczną makrofaunę: gąbki, amonity, belemnity i mniej liczne jeżowce, ramienionogi, małże i ślimaki (patrz Tarkowski, 2001), z których szczegółowych opracowań doczekały się dwie pierwsze grupy. Gąbki z oksfordu Żalasu wykazują duże zróżnicowanie morfologiczne, co było podstawą do wyróżnienia ponad stu gatunków, w tym nowych (Małecki, 2002 i prace tam cytowane). Część stanowi jednak synonimy wcześniej wyróżnionych gatunków (Pisera, 1997). Amonity z Żalasu i okolic były badane od XIX w. (G. Bukowski, J. Siemiradzki, K. Wójcik, S.Z. Różycki), głównie pod kątem biostratygrafii (np., Gizejewska & Wieczorek, 1977; Matyja & Tarkowski, 1981; Głowniak & Matyja, 2006). Pogranicze kelowej i oksfordu charakteryzowane jest przez napływ amonitowej fauny borealnej. Zjawisko to obejmowało całą północną półkulę, a migracja borealnych kardioceratidów czy kosmocerotidów sięgała obecnych wybrzeży Maroka, czyli poniżej 30°N w późnym kelowej–wczesnym oksfordzie (np. Dromart et al., 2003; Cecca et al., 2005). W Żalasi największe wpływy borealne wykazują spektra amonitowe na granicy warstw oksfordu dolnego i środkowego, w obrębie szarych margli (horyzont *elisabethae* poziomu *cordatum* – Tarkowski, 2001). W osadach tych znajdują się także borealne belemnity *Pachyteuthis* i *Cylindroteuthis* (Tarkowski, 2001).

Ostatnio amonity z wybranych odsłoneń i facji oksfordu regionu krakowskiego były przedmiotem analizy tafonomicznej, która wykazała, że amonity opisywane tradycyjnie jako ośrodki zewnętrzne i wewnętrzne w rzeczywistości wykazują bardziej złożony stan zachowania. U amonitów z oksfordu Żalasu można mówić o „muszlach” będących efektem wypełniania pustki po rozpuszczonych „muszlach” przez kalcytowy cement sparytowy. W przypadku amonitów ze środkowego oksfordu Podłęża są to *stricte* muszle neomorficzne (Jurkowska & Kołodziej, 2013).

W osadach marglistych dolnego oksfordu występuje bardzo liczny zespół nannoplanktonu wapiennego zdominowany przez gatunek *Watznaueria britannica* (Kędziński, 2001; Sobczak & Kędziński, 2006). Jest to zapis wzmożonej produkcji pierwotnej węglanu wapnia w chłodnych, żyznych wodach strefy fotycznej. Pokrywa się to także z ważnym wydarzeniem w ewolucji nannoplanktonu wapiennego, kiedy to zmiany oceanograficzno-klimatyczne pogranicza kelowej i oksfordu umożliwiły tej grupie kolonizację strefy pelagicznej. Łączyło się to ze zmianą chemizmu wód oceanicznych z oceanów aragonitowych do kalcytowych, a także ze zmianą obiegu węglanu wapnia (węgla) w oceanach i pojawieniem się facji pelagicznych, pelitycznych wapieni i margli (np. *maiolica* czy późniejsza kreda pisząca – *chalk*).

Sekwencja osadów jurajskich w Żalasi dokumentuje postępującą transgresję morską. Wykształcenie występujących tu osadów kelowej jest charakterystyczne dla jury środkowej Pery-Tetydy i Tetydy w Europie (np., Jenkyns, 1971; Lazăr et al., 2013). Charakter osadów pogranicza kelowej i oksfordu w regionie krakowskim odpowiada równowiekowym sukcesjom utworów rozsianych wzdłuż całego północnego obrzeżenia Tetydy, interpretowanych jako zapis globalnych zmian w oceanografii i klimacie (Dromart et al., 2003; Rais et al., 2007). Kondensacja na granicy kelowej i oksfordu ma charakter ponadregionalny, choć uważa się, że w regionie kra-



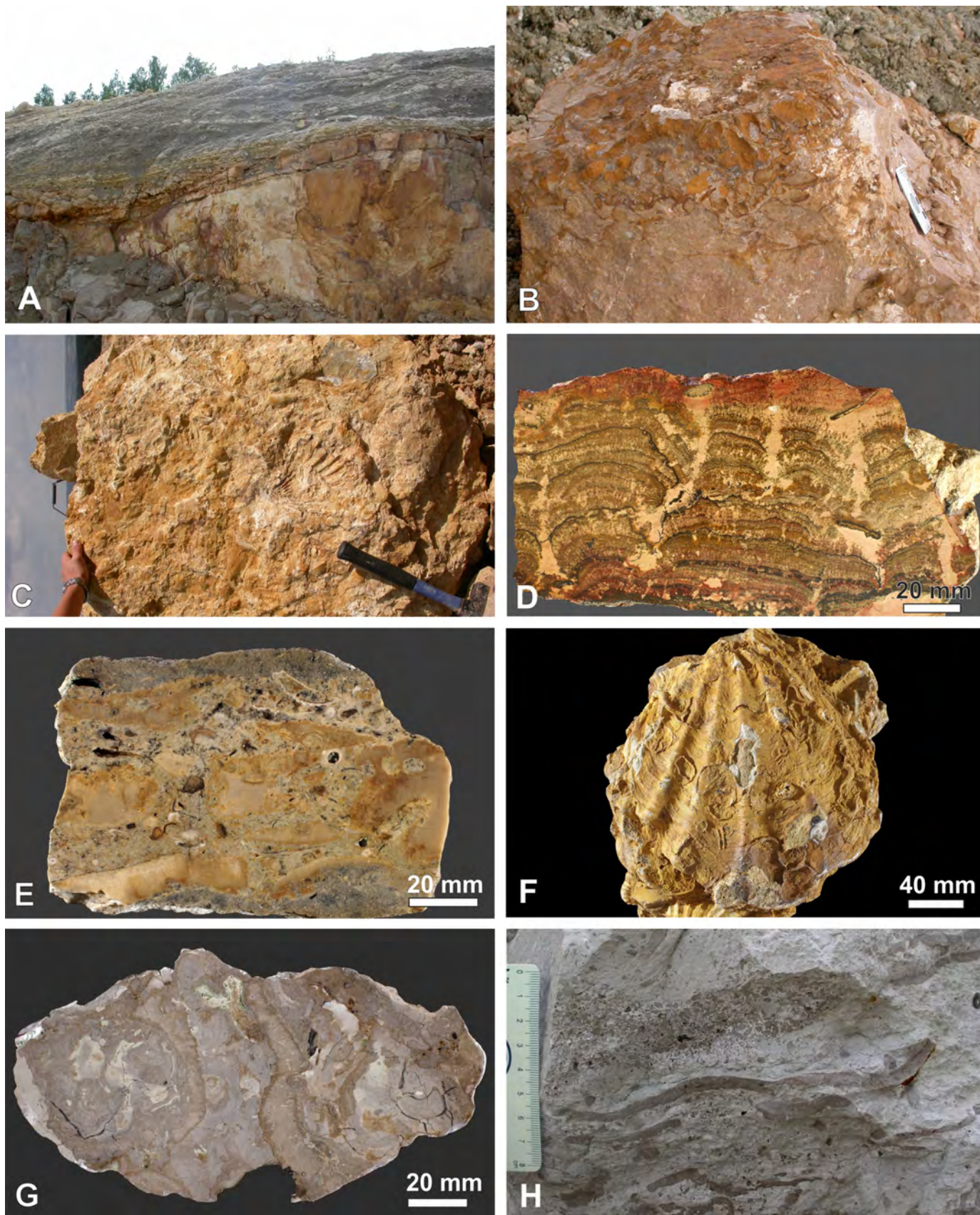


Fig. 4. Zalas. Kamieniołom w Zalasie. A – osady oksfordu zalegające bezpośrednio na permskich riodycytach. B – stropowa powierzchnia piaszczystych wapieni krynowidowe dolnego keloweju. Widoczna impregnowana związkami żelaza bulasta struktura związana z działalnością organizmów penetrujących. C – piaszczyste wapienie krynowidowe dolnego keloweju z bogatą makrofauną, m.in. muszlami małży *Ctenostreon*. D – żelazisty stromatolit o budowie kolumnkowej; przestrzeń między kolumnkami wypełniona różowymi margłami; górny kelowej. E – silnie podrażony płytowy koralowiec (? *Isastrea* sp.) z piaskowców dolnego keloweju. F – Muszla *Ctenostreon* sp. z licznymi inkrustacjami ostrygowatych i serpulidów; dolny kelowej. G – wapień gąbkowo-mikrobiałny; środkowy oksford. H – Wapień z talerzowatymi gąbkami; w górnej części wapień detrytyczny; środkowy oksford.

kowskim czynniki lokalne, przypuszczalnie natury tektonicznej, odgrywały istotną rolę w czasie sedymentacji keloweju, a lokalnie aż do środkowego oksfordu (Wieczorek, 1982; Hof-

mann, 1983; Hoffmann & Gradziński, 2003; Matyszkiewicz et al., 2012). Przypuszczać zatem należy, że profil w Zalasie to znakomity przykład nakładania się zmian o charakterze glo-



balnym na zmiany o charakterze lokalnym.

Stwierdzona w osadach pogranicza jury środkowej i górnej anomalia geochemiczna, interpretowana między innymi jako efekt impaktu (np. Brochwicz-Lewiński et al., 1984), może być tłumaczona skondensowanym charakterem sedymentacji na przełomie keloweju i oksfordu związanej z kryzysem sedymentacji węglanowej i klastycznej.

Występowanie budowy gąbkowo-mikrobialnych ograniczone jest do północnego szelfu Tetydy; brak ich natomiast w prowincji tetydzkiej. Głębokości powstawania tych budowli są różnie szacowane, zwykle jednak interpretowane są jako struktury powstające w środowisku głębszego szelfu (Leinfelder et al., 1996; Pisera, 1997). Brak jest współczesnych odpowiedników późnojurskich budowli gąbkowych. Najbliższym odpowiednikiem są budowle stwierdzone w ostatnich latach u wybrzeży Kolumbii Brytyjskiej na głębokościach 165–240 m i okrzyknięte mianem „*living Dinosaurs*”. Powstają one jednak w środowisku sedymentacji silikoklastycznej (Krautter et al., 2001).

## PUNKT 2: DOŁY KARNIOWICKIE, FIGS 5–6

(Ewa Stworzewicz & Joachim Szulc)

Dolnoperskie skały węglanowe określane tradycyjnie jako „martwica karniowicka” były przedmiotem badań już od połowy XIX w. (badania M. Raciborskiego, E. Panowa, S. Siedleckiego, I. Lipiarskiego, E. Piekarskiej; patrz Ćwizewicz & Szulc, 1989). Wapieniom tym, na podstawie szczątków roślin, przypisywano najpierw wiek „permokarboński”, a później wczesnoperski. Późniejsze badania Ćwizewicz i Szulca (1989) oraz Szulca i Ćwizewicz (1989) skoncentrowały się na rekonstrukcji środowiska sedymentacji martwicy karniowickiej: rozpoznaniu facji, ich genezy oraz interpretacji paleoklimatycznej.

Wykazano obecność (1) **trawertynów s.s.** powstających bezpośrednio przy źródłach, (2) osadów **jeziornych** (limnicznych) będącymi osadami niewielkich stawków i wyształconych jako laminaty glonowo-bakteryjne, (3) osadów **bagiennych** (palustrinowych) – masywnych wapieni o chaotycznej strukturze wewnętrznej oraz lokalnie występujących (4) osadów **fluwialnych** – będących wypełnieniami kanałów rozcinających pozostałe facje oraz (5) osadów **pedogenicznych** (*caliche*) (Fig. 5). Powstanie słodkowodnych wapieni zawierających bogaty zespół roślinności higrofilnej (Lipiarski, 1971) w regionie położonym w strefie klimatu półsuchego zinterpretowano wykorzystując model oazy będącej refugium dla termo- i higrofilnej roślinności (Ćwizewicz & Szulc, 1989; Szulc & Ćwizewicz, 1989). Sedymentacja odbywała się na ograniczonym obszarze zasilanej wodami krasowymi wypływającymi z masywu antykliny Dębniaka. Badania izotopowe ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ) facji limnicznej wykazały 6–7 letni cykl opadowy charakterystyczny dla współczesnej strefy podzwrotnikowej. Alternacja porowatych (zielenicowych) i gęstych lamin (sini-cowych) o grubości od kilku milimetrów do 1.5 cm wskazuje natomiast na sezonowe zmiany termiczne.

W opuszczonym łomiku w Dołach Karniowickich (na wschód od Karniowic) – najczęściej wizytowanym odsłonięciem martwicy karniowickiej – odsłaniają się osady facji bagiennych (Fig. 6B, C), limnicznej (Fig. 6A), oraz kanał wypełniony osadami facji fluwialnej. Masywne, silnie porowate osady facji bagiennych powstały w wyniku kalcyfikacji roślin naczyniowych, glonów i bakterii. Rośliny i poszczególne kłącza np. pnie kalamitów, zachowane są miejscami w pozycji wzrostu. Osady facji bagiennych przechodzą lateralnie w horyzontalnie laminowane wapienie facji limnicznej. W omawianym stanowisku brak jest typowych trawertynów źródłowych.

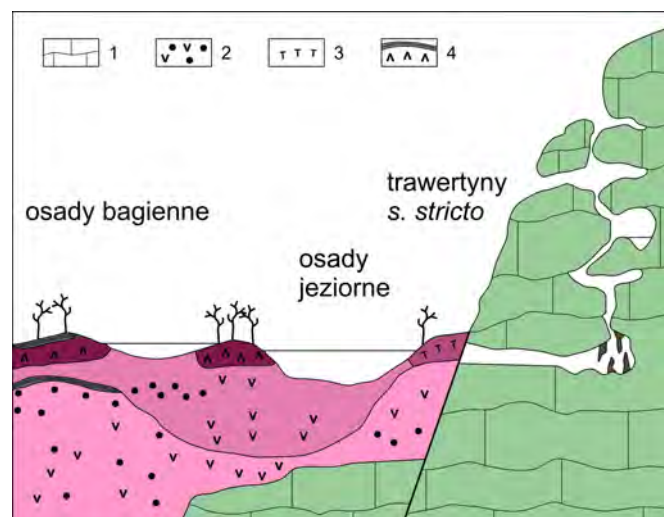


Fig. 5. Schemat obrazujący relacje głównych facji w środowisku sedymentacji wczesnoperskiej martwicy karniowickiej. 1 – dolnokarbońskie wapienie. 2 – dolnoperskie zlepionce i skały piroklastyczne. 3 – trawertyny s.s. 4 – paleogleby z naskorupieniami *caliche*.

**Ślimaki z martwicy karniowickiej.** Odmiana bagienna martwicy karniowickiej zawiera jedne z najstarszych ślimaków lądowych na świecie. Dyskutowane poniżej ślimaki pochodzą z luźnych bloków martwicy występujących ok. 2.5 km na zachód od Dołów Karniowickich (Fig. 6D). Pierwsze informacje o występowaniu malakofauny w martwicy karniowickiej pochodzą z końca XIX wieku. W Atlasie Geologicznym Galicji opublikowanym w 1894 r. Zaręczny wspomina o znalezieniu muszli ślimaków słodkowodnych, nie podając bliższych informacji. Dopiero kilkadziesiąt lat później na podstawie materiału z kolekcji Zaręcznego, Panow (1936) opisał gatunek *Dendropupa zarecznyi*. Wspominał też o kilkunastu innych okazach zebranych przez siebie, które jednak nie zostały później opracowane. Kolejnych danych na temat ślimaków z Karniowic dostarczyła praca Solema i Yochelsona (1979). Yochelson odwiedził to stanowisko w 1968 roku i zebrał kilka dalszych okazów. Prowadzone w ostatnich latach nowe badania umożliwiły zebranie ponad stu okazów należących do czterech gatunków ślimaków (Stworzewicz et al., 2009). Zostały one znalezione w facji bagiennych martwicy, ale reprezentują malakofaunę naziemną, związaną z wilgotnym środowiskiem. Obok znanego już wcześniej gatunku *Dendropupa zarecznyi* (Fig. 6E) zidentyfikowano dwa gatunki z rodzaju *Anthracopupa* – *A. ohioensis* Whitfield (Fig. 6G) i *A. brittanica* Cox (Fig. 6F) oraz *Protodiscus priscus* (Carpenter) (Fig. 6H).

Muszle *Dendropupa zarecznyi* są wydłużone, ich wysokość wynosi około 10 mm. Stosunkowo duży otwór muszli z wywniętym brzegiem, ale pozbawiony pogrubionej wargi oraz brak struktur wewnątrz otworu (zębów) wskazuje, że ślimaki te żyły w środowisku dość wilgotnym. Solem i Yochelson (1979) sugerują, że mogło ono odpowiadać współczesnym lasom tropikalnym. Współcześnie żyjące ślimaki o muszlach podobnych kształtem i wielkością do muszli *Dendropupa*, np. *Ena montana*, związane są na ogół ze ściółką zalegającą u podstawy pni drzew. W rodzaju *Dendropupa* opisano dotąd 4–5 gatunków z kilku górnokarbońskich i dolnoperskich stanowisk Ameryki Północnej oraz Francji.

Z kolei ślimaki *Anthracopupa* są zbliżone formą muszli do współczesnych gatunków z rodzaju *Carychium*, żyjących zarówno w luźnej ściółce jak i pod korą gnijących pni i kłód, na obszarach, które mogą być okresowo zalewane wodą. Przedstawiciele *Anthracopupa* podobnie jak *Carychium* są niewielkich rozmiarów (2–4 mm), w otworze mogą mieć listewkowate ząbki, które umożliwiają zatrzymanie w muszli



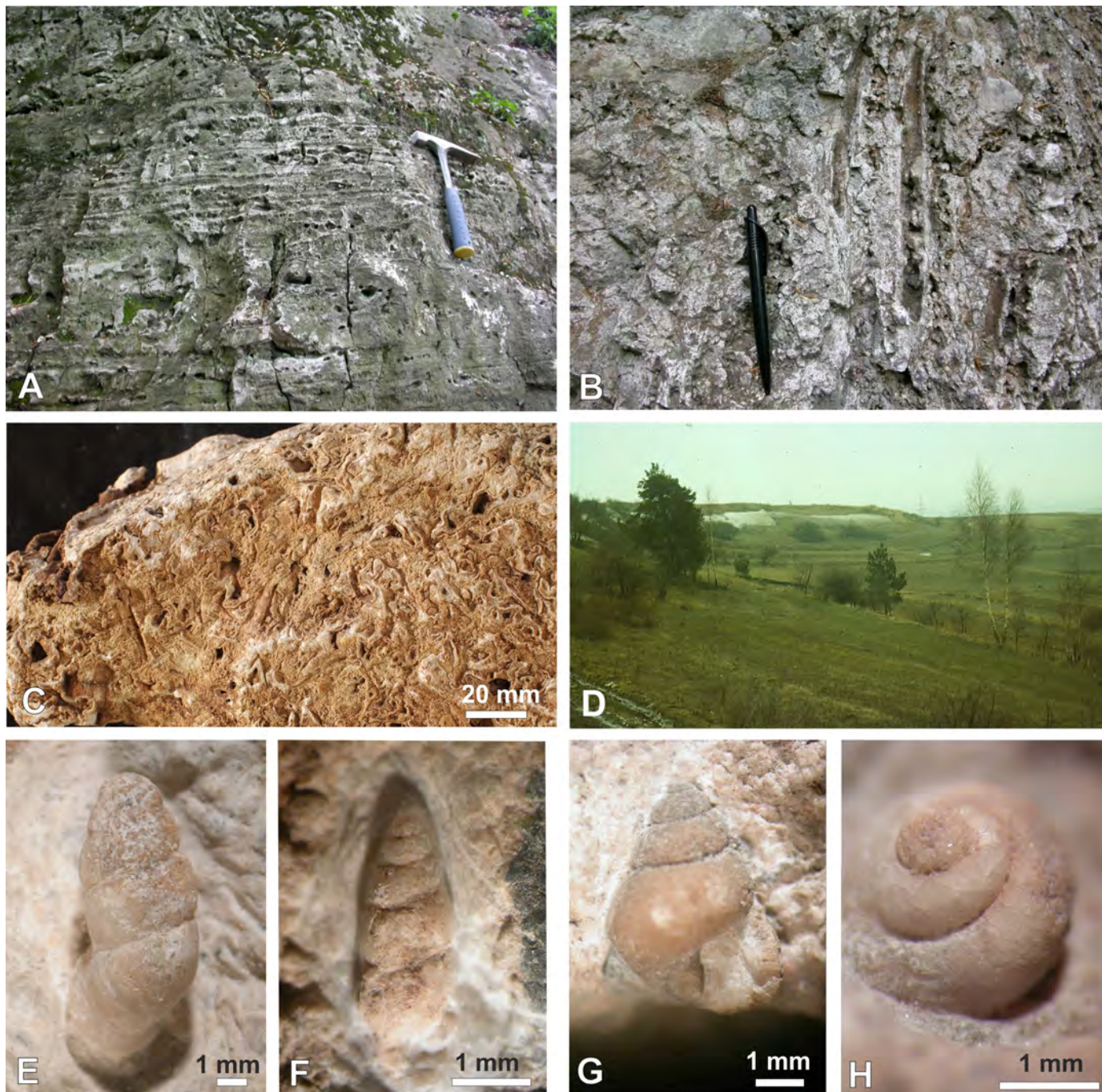


Fig. 6. Karniowice. Martwica karniowicka, dolny perm. A – facja limniczna; alternacja lamin porowatych (zielenicowych) i zbitych (sinicowych). B – facja bagienna z kłęczami roślin naczyniowych zachowanych w pozycji przyżyciowej. C – skalcyfikowany detrytus roślinny w facji bagiennej. D – widok w kierunku zachodnim od Dołów Karniowickich. Widoczne wychodnie martwicy karniowickiej oraz pola gdzie występują fragmenty martwicy w facji bagiennej zawierającej ślimaki. E – *Dendropupa zarcznyi*. F – *Anthracopupa brittanica*. G – *Anthracopupa ohioensis*. H – *Protodiscus priscus*.

bańki powietrza, co ułatwia bardzo małym muszłom utrzymanie się na powierzchni wody w czasie powodzi. Znalezione w Karniowicach ślimaki z rodzaju *Anthracopupa* znane były wcześniej z innych górnokarbońskich stanowisk, *A. ohioensis* z Ohio (USA), a *A. brittanica* z Wielkiej Brytanii. Prawdopodobnie rodzaj *Anthracopupa* był w paleozoiku szerzej rozmieszczony i liczniejszy w gatunki niż *Dendropupa*, o czym świadczą znaleziska również w Niemczech, Austrii i Czechach (Solem & Yochelson, 1979).

*Protodiscus priscus* jest reprezentowany w Karniowicach tylko przez jeden okaz, częściowo zagłębiany w twardej martwicy, co uniemożliwia wypreparowanie całej muszli, która jest bardzo mała (widoczne trzy skręty mają szerokość 2.35 mm). Charakterystyczne jest urzeźbienie powierzchni

skrętów, które składa się z gęsto rozmieszczonych delikatnych, radialnych prążków i rzadziej rozstawionych grubszych linii. Rzeźba powierzchni embrionalnej części muszli nie jest dobrze widoczna z powodu uszkodzenia. Gatunek ten opisany został przez Carpentera (Dawson, 1867) w rodzaju *Zonites*, ale Solem i Yochelson (1979) umieszczają go w nowym rodzaju *Protodiscus* (Discidae).

Ze względu na niezwykle rzadkość występowania paleozoicznych ślimaków lądowych stanowisko w Karniowicach jest bardzo ważne dla poznania ewolucji lądowej malakofauny, a Polska jest jednym z nielicznych krajów, obok Stanów Zjednoczonych, Kanady, Anglii, Francji, Niemiec, Austrii i Czech gdzie tego typu skamieniałości zostały znalezione.



### PUNKT 3: ZABIERZÓW, FIGS 7–8

(Mariusz Hoffmann, Mariusz Kędzierski, Bogusław Kołodziej & Elżbieta Machaniec)

Nieczynny kamieniołom w Zabierzowie (część projektu turystycznego Jurajski Raj) zlokalizowany jest na północnej krawędzi zrębu tenczyńskiego. Dwa wyrobiska odpowiadają dwóm małym zrębom tektonicznym zbudowanym z wapieni oksfordzkich i lokalnie wapieni turonu, oddzielonych zapadliskiem wypełnionym osadami górnej kredy (Fig. 7). Odslaniające się w Zabierzowie osady wydatnie dokumentują obecność uskoku powstałych w czasie zapewne wieloetapowej „około” miocenijskiej tektoniki. Poprzecinana uskokami kredowa powierzchnia abrazyjna ścinająca jurę oraz strop wapieni turonu stanowią znakomite horyzonty korelacyjne przy analizie skali przesunięć pionowych. Zdaniem Felisiaka (1992) główny etap formowania się rowu krzeszowickiego przypada na oligocen i wczesny miocen (patrz również Felisiak & Matyszkiewicz, 2001).

#### PUNKT 3A. OKSFORD

Wapienie górnej jury w Zabierzowie reprezentują górny oksford i wykształcone są jako bioherma, na skłonie której występują gąbkowe bafflestony/floatstony oraz tuberlitoite wakstony. Występująca na górnym poziomie kamieniołomu w Zabierzowie bioherma mikrobialno-„tubiphytesowa” (Fig. 8A) reprezentuje rzadki w regionie krakowskim przykład wapieni biohermalnych (skalistych), w których istotne znaczenie konstrukcyjne, poza mikrobialitami, posiadają liczne inkrustrujące mikroorganizmy *Crescentiella morronensis* (= „*Tubiphytes*” *morronensis*), a udział gąbek jest podrzędny (Matyszkiewicz, 1997; Hoffmann & Matyszkiewicz, 1997; Felisiak & Matyszkiewicz, 2001). Mikroorganizmy te mają problematyczną genezę, choć zwykle interpretowane są jako otwornice lub specyficzne konsorcjum otwornicy i sinic (Senowbari-Daryan et al., 2008).

Drugą charakterystyczną cechą dyskutowanej budowli jest obecność struktur *stromatactis* – struktur o strzępiastym stropie i płaskim spągu – często w dużym stopniu niewypełnionych osadem lub cementem (Fig. 8B). Matyszkiewicz (1997) interpretuje te struktury jako efekt erozji kawitacyjnej związanej z oddziaływaniem falowania, powodującej rozsadzanie pierwotnych pustek wzrostowych, a proces ten mógł zachodzić z pewnym hiatusem czasowym w stosunku do czasu powstania biohermy. Procesy odpowiedzialne za powstanie struktur *stromatactis*, nie tylko w obrębie budowli jurajskich, jest przedmiotem dyskusji (patrz Matyszkiewicz, 1997; Olchowy, 2011). W przypadku *stromatactis* z bioherm z kamieniołomu Młynka (Nielepice) Hoffmann (Hoffmann & Matyszkiewicz, 1989) interpretuje te struktury jako jeden z typów pustek wzrostowych powstałych w rezultacie rozwoju mat mikrobialnych.

Owalne pustki, miejscami liczne występujące w obrębie biohermy reprezentują aglutynujące wieloszczety *Terebella lapilloides* (Fig. 8C). Robaki te pozbawione były mineralnych rurek, natomiast wokół ich ciała powstawała organicznatoczka w obrębie której na drodze mikrobialnej następowało wytrącanie się węglanu wapnia oraz aglutynowane były drobne ziarna.

#### PUNKT 3B. GÓRNA KREDA

Strop wapieni oksfordu ma charakter dna skalistego. Jest to platforma abrazyjna powstała z początkiem późnokredowej transgresji, zapewne przemodelowana w trakcie młodszych epizodów regresywno-transgresywnych. Najlepiej odsłonięta platforma abrazyjna występuje w rezerwacie na Bonarce w Krakowie (Alexandrowicz, 1954; Gradziński, 1961; Bromley et al., 2009).

Na wapieniach oksfordu zalegają dwie warstwy wapieni

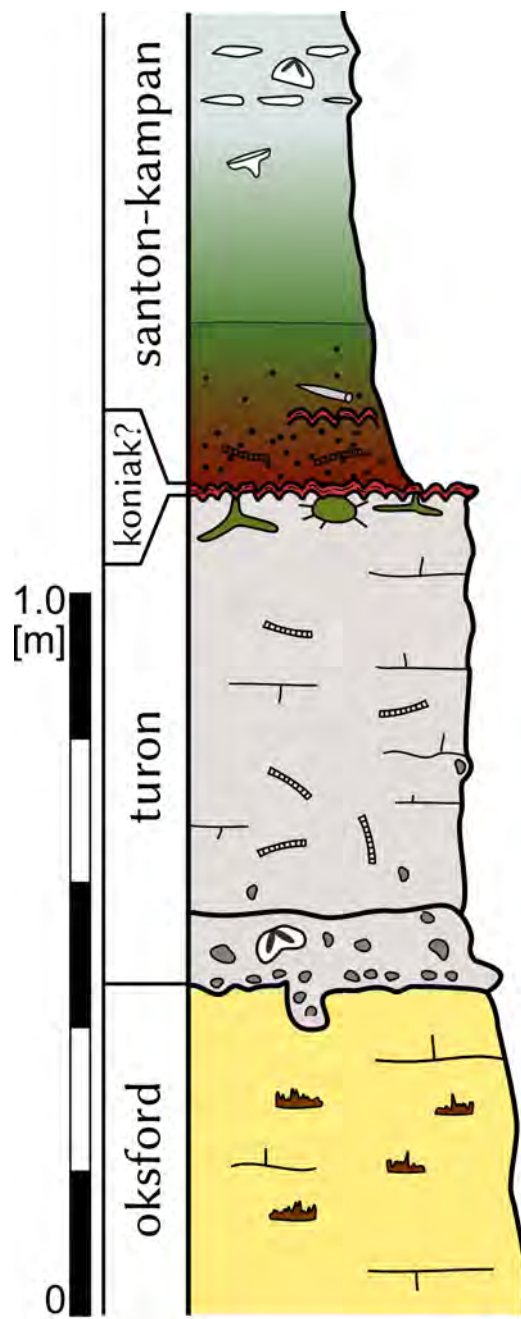


Fig. 7. Profil oksfordu, turonu, koniak?, santonu i kampanu w Zabierzowie.

turonu: (1) 0.1–0.3 m – piaszczyste, miejscami zlepieńcowate pakstony otwornicowo-kalciferowe z fragmentami inoceramów (tylko we wschodniej części kamieniołomu); (2) 0.4–0.7 m – wakston/pakston otwornicowo-kalciferowy z otoczkami kwarcu (Fig. 8D) (Jasionowski, 1995). W stropie turonu występują liczne struktury penetracyjne, głównie *Thalassinoides* (Fig. 8E). Struktury penetracyjne dokumentują okres braku lub spowolnienia depozycji oraz usuwania przez falowanie i prądy denne luźnego osadu na podmorskim progu w środowisku pelagicznym (Jasionowski, 1995). Powierzchnia stropowa turonu oraz ścianki struktur penetracyjnych są często zglaukonityzowane. Pojedyncze owalne struktury interpretowane przez Jasionowskiego (1995) jako przypuszczalne ślady jeżowców reprezentują prawdopodobnie ichtnoskamieniałości *Entobia cracoviensis* – ślady drażeń gąbek, które licznie występują na platformie abrazyjnej ścinającej wapienie oksfordu na Bonarce. Wiek drażeń z Bonarki nie został jednoznacznie określony (?turon, ?santon; Bromley et al., 2009). Na stropowej powierzchni turonu, którą możemy interpretować jako twarde dno (por. Olszewska-Nejbert, 2004), zalega cienka warstwa stromatolitów fosforanowych (do



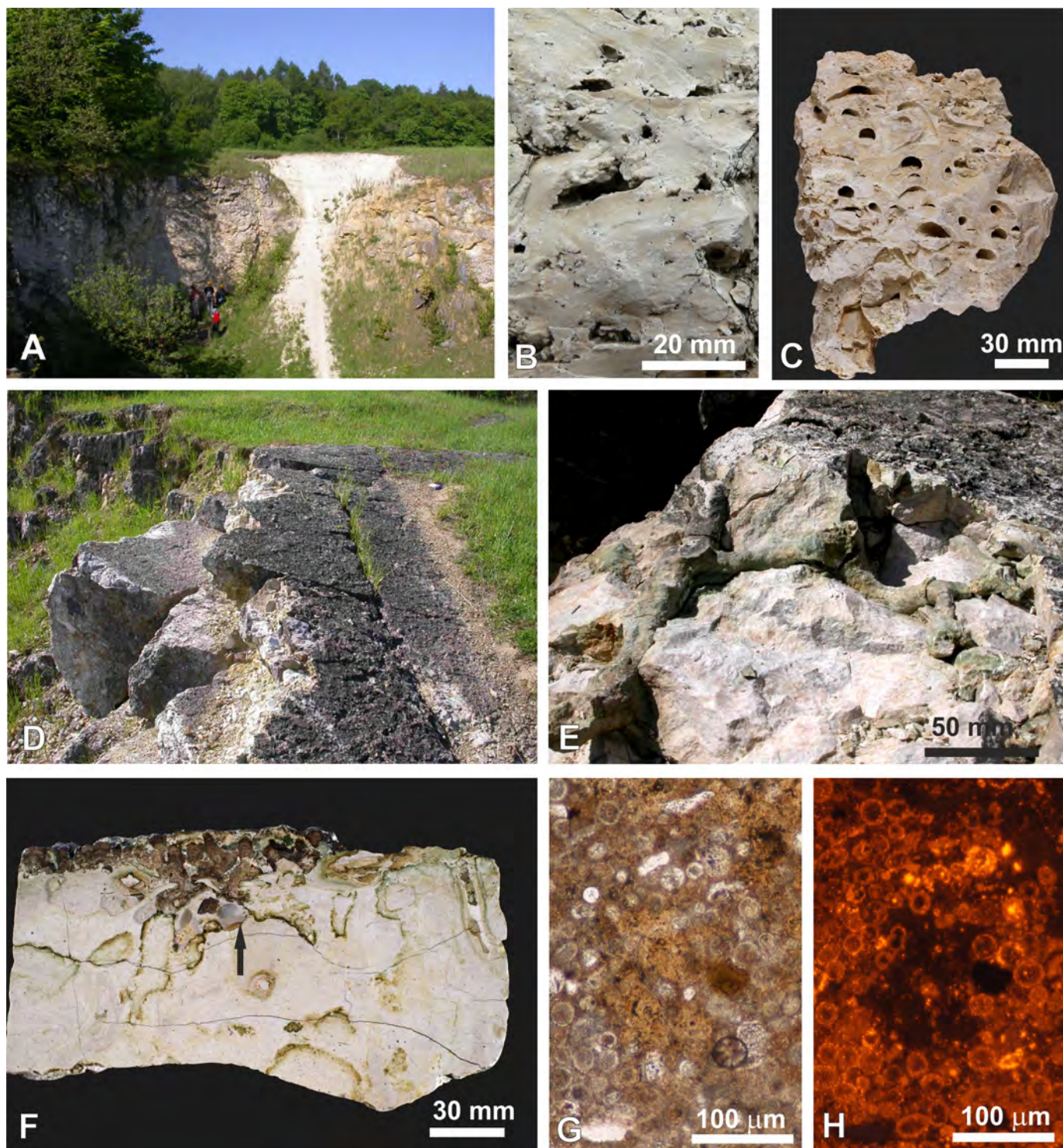


Fig. 8. Zabierzów. A – Widok ogólny na biohermę mikrobialno-„tubiphytesową”; oksford. Po prawej stronie „falszywy lej krasowy” – zwietrzelina górnokredowych margli występujących w niewielkim rowie położonym bezpośrednio na południe od wychodni oksfordu. B – struktury *stromatactis* oraz C – rurki robaków *Terebella lapilloides* występujące w obrębie biohermy. D – stropowa powierzchnia wapieni turonu. Powierzchnia ma charakter twardego dna i pokryta jest cienkim stromatolitem fosforanowym (na powierzchniach odsłoniętych tylko lokalnie zachowanych). E – stropowa powierzchnia wapieni turonu ze strukturami *Thalassinoides* isp., dokumentujących etap spoistego dna. F – stromatolit fosforanowy (późny turon?, koniak?). Poniżej stromatolitu, w wapieniach turonu występują struktury penetracyjne impregnowane glaukonitem. Strzałka wskazuje otoczek kwarcu. G–H – pakston kalcisferowy z otwornicami planktonicznymi występujący w obrębie stromatolitu. G – obraz w mikroskopie petrograficznym; H – obraz w mikroskopie katodoluminescencyjnym wyraźniej uwidacznia liczbę kalcisfer. Kalcisfery wykazują jaskrawoczerwoną luminescencję, co silnie kontrastuje z ciemnym matriks.

4 cm), miejscami wykazująca złożoną budowę, co przejawia się obecnością cienkich wkładek nielaminowanych wapieni (Fig. 8F).

Stromatolity fosforanowe występujące w regionie krakowskim datowane są na późny turon lub późny turon/najwcześniejszy koniak (Jasionowski, 1995; Krajewski et al., 2000; Olszewska-Nejbert, 2004). W obrębie stromatolitu, zostały stwierdzone otwornice planktoniczne *Dicarinella algeriana* i *D. hagni*, których obecność potwierdza wiek postulowany

przez w/w autorów. Według Krajewskiego et al. (2000) stromatolity powstały jako rezultat wytrącania się fosforanów na macie mikrobialnej przy udziale sferycznych mikroorganizmów, przypuszczalnie bakterii. Procesy te zachodziły na podmorskim wyniesieniu w warunkach wolnej, pelagicznej sedymentacji, a następnie wstrzymania sedymentacji, co umożliwiło zasiedlenie dna przez zespoły mikrobiałne. Powstanie stromatolitów odzwierciedla eutrofizację wód związaną ze wzrostem poziomu morza i powiązanych z tym



oceanograficznych i geochemicznych zmian (Krajewski et al., 2000).

W obrębie stromatolitu i wkładek wapiennych występują liczne otwornice planktoniczne i kalcisfery (wapienne dinocysty). Mikroskamieniałości występujące w stromatolicie są często słabo widoczne w mikroskopie petrograficznym, a ich obecność jest lepiej widoczna w obrazie mikroskopu katodoluminescencyjnego (por. Fig. 8G i Fig. 8H). Potwierdza to użyteczność tej metody w analizie mikropaleontologicznej niektórych osadów, co wykazano w analizie otwornic z margli glaukonitowych środkowego oksfordu okolic Krakowa (Kołodziej et al., 2011).

#### STRATYGRAFIA I PALEOEKOLOGIA NA PODSTAWIE OTWORNIC

(Elżbieta Machaniec)

W osadach górnej kredy Zabierzowa występuje zarówno bogata makrofauna, wśród której stwierdzono m.in.: inoceram, jeżowce, mszywoły, gąbki, jak i najbardziej zróżnicowana mikrofauna otwornicowa w rejonie Krakowa. W jej obrębie zostały stwierdzone zespoły składające się z otwornic bentonicznych oraz planktonicznych, od umiarkowanie do mocno zróżnicowanych pod względem taksonomicznym. Zespoły te zawierają ogółem ponad 60 rodzajów otwornic, w tym ponad 100 gatunków otwornic bentonicznych i ponad 20 gatunków otwornic planktonicznych. Do badań mikropaleontologicznych pobrano 30 próbek, z których otwornice zostały zidentyfikowane zarówno z wyszlamowanego materiału jak i w płytkach cienkich. Zidentyfikowano następujące epipelagiczne otwornice planktoniczne: *Heterohelix reussi*, *H. moremani*, *G. ultramicra*, *Hedbergella delrioensis*, *H. holmdelensis*, *Whiteinella archaeocretacea*, *W. baltica*, *W. brittonensis*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *A. blowi*, *A. bosquensis*. Formy te stanowią dominujący składnik w obrębie form planktonicznych. W zespole tym występują także batypelagiczne otwornice planktoniczne: *Dicarinella concavata*, *D. primitiva*, *Marginotruncana coronata*, *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. lineiana*, *Contusotruncana fornicata*, jednakże liczebność tych form stanowi mniejszy udział w stosunku do epipelagicznych otwornic planktonicznych; udział ich waha się w przedziale od 2 do 50% (Kędzior, 1995; Machaniec et al., 2004a). W najstarszych osadach zabierzowskiego profilu, udział tej grupy otwornic osiąga nawet 100% składu całego zespołu otwornic planktonicznych (Kędzior, 1995; Machaniec et al., 2004a).

Obecność gatunków *Dicarinella primitiva* oraz *Dicarinella concavata* pozwala na ich korelację ze standardowymi poziomami tetydzkimi (wg Caron, 1985; Robaszynski & Caron, 1995), co umożliwia określenie wieku najstarszych osadów kredowych z Zabierzowa na późny turon–koniak. W badanych osadach stwierdzono wystąpienie bentonicznego gatunku *Stenioeina praeexculpta* (Machaniec et al., 2004b), który wg Jurkiewicza (1974) i zonacji Gawor-Biedowej (1984) jest charakterystyczny dla późnego turonu–koniaku. Młodsze zespoły otwornicowe nie zawierają form indeksowych charakterystycznych dla standardowej zonacji otwornicowej, zastosowano więc lokalną zonację dla osadów górnokredowych z doliny środkowej Wisły (Peryt, 1980). Wyróżniono poziom *Contusotruncana fornicata*, którego dolną granicę wyznacza pierwsze pojawienie się *Contusotruncana fornicata* notowane w pobliżu granicy koniak/santon (Caron, 1985; Lamolda et al., 1999, 2007; Dhont et al., 2007). Natomiast górną granicę wyznacza pierwsze wystąpienie *Globotruncana arca*, której obecność wyznacza następny poziom *Globotruncana arca* (wg Peryt, 1980). Poziom ten charakteryzuje się obecnością licznych form *G. arca*, *G. bulloides*, *G. mariei*, *G. cf. rugosa*. Poziomy te datują wiek osadów na santon–wczesnokampański.

Usytuowanie środowisk depozycyjnych badanych osadów

w marginalnej strefie kredowego basenu borealnego na styku z basenem tetydzkim stwarza możliwość do określenia ich przynależności paleobiogeograficznej. Obecność form charakterystycznych dla strefy tetydzkiej (*D. primitiva*, *D. concavata*, *D. hagni*) w najwyższym turonie–koniaku, wskazuje na jej wyraźne wpływy, co pozwala przypuszczać, iż istniało połączenie zbiorników epikontynentalnego i tetydzkiego. Takie połączenie było już sugerowane dla interwału cenoman–santon Niżu Polskiego (Pożaryski & Witwicka, 1956), a także dla turonu regionu krakowskiego przez Alexandrowicza (1959). Brak form indeksowych *D. asymetrica* i *G. elevata* typowych dla bioprowincji tetydzkiej (tropikalnych–subtropikalnych), jak i obecność licznych form kosmopolitycznych, oraz form charakterystycznych dla strefy przejściowej (Pożaryska & Peryt, 1979; Peryt, 1990; Walaszczyk & Peryt, 1998) sugeruje przynależność badanych zespołów w santonie i wczesnym kampanie do bioprowincji przejściowej lub borealnej.

Dla określenia paleobatymetrii środowisk depozycji badanych osadów przeprowadzono analizę grup morfologicznych (Corliss, 1985; Jones & Charnock, 1985; Corliss & Chen, 1988) oraz analizę ilościową otwornic planktonicznych. Analiza ilościowa stosunku form planktonicznych bez listewek brzeżnych (epipelagicznych) do planktonicznych z listewkami brzeżnymi (batypelagicznych) wykazała w osadach najwyższego turonu–koniaku/wczesnego santonu dominację form batypelagicznych tzw. K–strategów, nad formami epipelagicznymi tzw. r–strategami. Oszacowano, że w czasie późnego turonu–koniaku/wczesnego santonu głębokość basenu mogła odpowiadać głębokościom zewnętrznego szelfu, a nawet najwyższej części skłonu kontynentalnego, natomiast w późnym santonie/wczesnym kampanie głębokość zbiornika mogła odpowiadać głębokościom środkowego/zewnętrznego szelfu. Określona batymetria zbiornika późnoturońsko–koniackiego potwierdza hipotezę Jasionowskiego (1995) co do zakresu głębokości powstawania stromatolitu. Zmiany batymetryczne odzwierciedlające wahania poziomu morza w późnokredowym basenie wykazują zgodność z krzywą eustatyczną drugiego rzędu (Haq et al., 1987, 1988). W basenie późnoturońsko–koniackim–wczesnosantonim zaobserwowano trend podnoszenia się poziomu morza, który we wczesnym santonie osiągnął najwyższy poziom, potem kolejno nastąpiło jego obniżenie, aby pod koniec santonu/początku wczesnego kampanu ponownie wystąpił trend podnoszenia się poziomu morza. Zmiany te stanowią przykład nakładania się zmian o charakterze globalnym na zmiany o charakterze lokalnym (Kędzior, 1995; Machaniec et al., 2004a).

#### PUNKT 3C. ?DOLNY MIOCEN

W kamieniołomie występują leje krasowe wypełnione osadami rezidualnymi: nieodwapnionym rumoszem, zielonymi iłami i białymi piaskami będącymi produktem wietrzenia margli i wapieni górnokredowych. W najlepiej odsłoniętym obecnie leju występuje brekcja zawierająca bloki charakterystycznych grubokrystalicznych kalcytów miodowych. Osady paleokrasu są najstarszymi skałami kenozoicznymi w okolicach Krakowa, osadzonymi przed transgresją morza miocenijskiego, a ich wiek uważany jest za wczesnomiocenijski (Felisiak, 1992; Felisiak & Matyszkiewicz, 2001).

#### BIBLIOGRAFIA:

- Alexandrowicz, S.W., 1954. Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 4: 361–390.  
Alexandrowicz, S.W., 1956. Zespoły globotruncan w turonie okolic Krakowa. *Acta Geologica Polonica*, 6: 206–212.  
Alexandrowicz, S.W. 1959. Osady górnokredowe w Nowej



- Cerekwi koło Głubczyc. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 29: 165–179.
- Brochowicz-Lewiński, W., Gąsiewicz, A., Strzelecki, R., Suffczyński, S., Szatkowski, K., Tarkowski, R., & Żbik, M., 1984. Anomalia geochemiczne na pograniczu jury środkowej i górnej w południowej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 32: 647–650.
- Bromley, R.G., Kędzierski, M., Kołodziej, B. & Uchman, A., 2009. Large chambered sponge borings on a Late Cretaceous abrasion platform at Cracow, Poland. *Cretaceous Research*, 30: 149–160.
- Caron, M., 1985. Cretaceous planktonic foraminifera. W: Boli, H.M., Saunders, J., Perch-Nielsen, K., (eds). *Plankton Stratigraphy*. pp. 17–86. Cambridge University Press, Cambridge.
- Cecca, F., Martin Garin, B., Marchand, D., Lathuiliere, B. & Bartolini, A., 2005. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222: 10–32.
- Cieślak, A., 2012. *Wykształcenie i geneza kelowejskich stromatolitów rejonu Żalasu k/Krzyszowic*. Praca magisterska, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.
- Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314: 435–438.
- Corliss, B.H. & Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16: 716–719.
- Ćwizewicz, M. & Szulc, J., 1989. Warunki klimatyczne środowiska sedymentacji martwicy karniowickiej. *Przegląd Geologiczny*, 37: 180–187.
- Dawson, J.W., 1867. On the discovery of a new pulmonate mollusk (*Zonites* (*Conulus*) *priscus*, Cpr.) in the coal-formation of Nova Scotia, with a description of the species by Philip P. Carpenter. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 23: 330–333.
- Dembicz, K., & Praszkiar, T., 2007. Kelowej południowo-wschodniej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Tomy Jurajskie*, 4: 71–76.
- Dhondt, A.V., Lamolda, M.A. & Pons, J.M. 2007. Stratigraphy of the Coniacian-Santonian transition. Preface. *Cretaceous Research*, 28: 1–4.
- Dromart, G., Garcia, J.-P., Picard, S., Atrops, F., Lécuyer, C. & Sheppard, S.M.F., 2003. Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters*, 213: 205–220.
- Dupraz, C., Reid, P.R., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, S.R. & Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96: 141–162.
- Dźułyński, S., 1952 (za 1951). Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 21: 125–180.
- Dźułyński, S., 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 3: 325–440.
- Feliśiak, I., 1992. Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 173–207.
- Feliśiak, I. & Matyszkiewicz, J., 2001. Sedymentacja w późnej jurze, trzeciorzędowa tektonika uskokowa i kras przed bade-nem. W: Paulo, A. & Krobicki, M. (eds), *Przewodnik LXXII Zjazdu PTG, Kraków 12-15 września 2001*, Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków, 26–37.
- Gawor-Biedowa, E., 1984. Foraminiferal zonation of the Upper Cretaceous deposits in Poland (except for the Carpathians and Sudetes). W: Oertli, H.J., (ed), *Benthos '83, 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera Pau (France), April 11-15, 1983. Elf Aquitaine, ESSO REP and TOTAL CFP, Pau & Bordeaux*, pp. 213–223.
- Giżejewska, M. & Wieczorek, J., 1977. Remarks on the Cretaceous and Lower Oxfordian of the Żalas area (Cracow Upland, Southern Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série Sciences des Sciences de la Terre*, 24: 167–175.
- Główniak, E. & Matyja, B.A., 2006. Młynka quarry. Lower to lower Middle Oxfordian. W: Wierzbowski, A., Aubrecht, R., Golonka, J., Gutowski, J., Krobicki, M., Matyja, B.A., Pieńkowski, G. & Uchman, A. (eds). *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Kraków, September, 6-18 2006*, pp. 138–141.
- Gradziński, R., 1961. Ochrona Bonarki pod Krakowem. *Ochrona Przyrody*, 27: 239–251.
- Gradziński, R., 1972. *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 334 pp.
- Gradziński, R., 2009. Mapa geologiczna obszaru krakowskiego bez osadów czwartorzędowych i lądowych utworów trzeciorzędowych w skali 1:100000. Instytut Nauk Geologicznych PAN, Kraków.
- Gradziński, R. & Gradziński, M., 1994. Budowa geologiczna i rzeźba. W: Gradziński, R., Gradziński, M. & Michalik, S. *Natura i kultura w krajobrazie Jury*. Tom III: *Przyroda*. Zarząd Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych w Krakowie, pp. 11–56.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156–1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. W: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 42: 71–108.
- Hoffmann, M., 1983. *Stratygrafia jury okolic Mirowa i Podłęża*. Praca magisterska, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.
- Hoffmann, M. & Gradziński, M., 2003. Zmienność facjalna utworów keloweju obszaru krakowskiego – efekt zróżnicowanej morfologii podłoża czy tektoniki synsedymencyjnej? *Tomy Jurajskie*, 1: 118–119.
- Hoffmann, M. & Matyszkiewicz, J., 1989. Wykształcenie litologiczne i sedymentacja osadów jury w kamieniołomie Młynka. W: Rutkowski, J. (ed), *Przewodnik LX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 14–16 września 1989*, Kraków. Polskie Towarzystwo Geologiczne, s. 78–83.
- Hoffmann, M. & Matyszkiewicz, J., 1997. Stop 1. Zabierzów-quarry. W: *3rd IFAA Regional Symposium & IGCP 380 International Meeting, Kraków, 1997, Guidebook & Abstracts*, Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Kraków, pp. 16–22.
- Jenkyns, H. C., 1971. The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4: 327–352.
- Jasionowski, M., 1995. Kredowa powierzchnia niedepozycji w okolicach Krakowa (Mydlniki, Zabierzów): rycia, drażnienia, stromatolity. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65: 63–77.
- Jones, R.W. & Charnock, M.A., 1985. “Morphogroups” of ag-

- glutinating foraminifera: their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo) ecological studies. *Revue de Paleobiologie*, 4: 311–320.
- Jurkowska, A. & Kołodziej, B., 2013. Taphonomic differentiation of Oxfordian ammonites from the Cracow Upland, Poland. *Paläontologische Zeitschrift*, 87: 67–82.
- Jurkiewicz, H. 1973. Węgrzynów IG-1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 7: 15–46.
- Jurkiewicz, H. (ed.), 1999. Jędrzejów IG-1. *Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 92: 1–61.
- Kędzierski, M., 2001. Nanoplankton wapienny z dolnego oksfordu okolic Krakowa. W: *Materiały konferencyjne z II spotkania Polskiej Grupy Roboczej Systemu Jurajskiego "Jurassica"*, Starachowice 27–29.09.2001, p. 17.
- Kędzior, A., 1995. *Analiza mikropaleontologiczna osadów koniak i santonu w profilu Zabierzów*. (niepublikowana Praca magisterska) Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytet Jagielloński, Kraków.
- Kołodziej, B., Jurkowska, A., Banaś, M. & Ivanova, D., 2011. Improving detection of foraminifera by cathodoluminescence. *Facies*, 57: 571–578.
- Kołodziej, B., Szulc, J., Machaniec, E., Kędzierski, M. & Duda, M., 2010. Injection dykes as evidence of Campanian synsedimentary tectonics on the Kraków Swell, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 285–301.
- Koszarski, A., 1995. Tradycja a nowoczesność w interpretacji warunków powstania wapieni w górnej jury krakowskiej. Szczególna rola procesów redepozycji. Studium terenowe. W: Doktor, M., Głuszek, A., Gmur, D. & Słomka, T. (eds). *Tradycja a nowoczesność w interpretacjach sedimentologicznych. Materiały konferencyjne IV Krajowego Spotkania Sedymetologów*, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków, pp. 9–22.
- Krajewski, K.P., Leśniak, P.M., Łącka, B., Zawidzki, P., 2000. Origin of phosphatic stromatolites in the Upper Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sedimentary Geology*, 136: 89–112.
- Krautter, M., Conway, K.W., Barrie, J.V., Neuweiler, S., Neuweiler, M., 2001. Discovery of a „Living Dinosaur”: Globally Unique Modern Hexactinellid Sponge Reefs off British Columbia, Canada. *Facies*, 44: 265–282.
- Lamolda, M.A., Melinte, M.C. & Peryt, D., 1999. Datos micropaleontológicos preliminares Sobre el Limite Coniaciense-Santonense en Olazagutía (Navarra, España). *Revista Española de Micropaleontología*, 31: 337–345.
- Lamolda, M.A., Peryt, D. & Ion, 2007. Planktonic foraminiferal bioevents in the Coniacian/Santonian boundary interval at Olazagutia, Navarra province, Spain. *Cretaceous Research*, 28: 18–29.
- Lazăr, I. Grădinaru, M. & Petrescu, L., 2012. Ferruginous microstromatolites related to Middle Jurassic condensed sequences and hardgrounds (Bucegi Mountains, Southern Carpathians, Romania). *Facies*, 59: 359–390.
- Leinfelder, R. R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D. U., Krautter, M., Laternser, Tokacs, M. & Hartmann, D., 1996. Paleoeology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, Sb2: 227–248.
- Lewandowska, A. & Rospondek, M. (eds), 2009. Permo-Carboniferous volcanism of the Kraków region. *Fourth VENTS Field Workshop VENTS 4, Miękinia, 21–25.05. 2009. Mineralogia, Special Papers*, 34: 1–69.
- Lipiński, I., 1971. Dolnopermska flora martwicy karniowickiej koło Krakowa. *Instytut Geologiczny, Prace*, 58: 5–112.
- Machaniec, E., Kędzior, A. & Zapałowicz-Bilan, B., 2004a. Biostratigraphy and paleoecology of the Late Cretaceous marls of the Kraków area (Poland) based on foraminifera. W: Zlinska, A. (ed.), 5. *Paleontologická Konferencia, Bratislava, 17–18 Jún 2004. Zborník Abstraktov. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra*, Bratislava, s. 69–71.
- Machaniec, E., Kędzior, A. & Zapałowicz-Bilan, B., 2004b. Analysis of Upper Cretaceous deposits in the southern part of European Platform (Zabierzów Quarry, Kraków area, Poland) on the base of foraminifera. W: Pena dos Reis, R., Callapez, P. & Dinis, P. (eds), *23rd IAS Meeting of Sedimentology, Abstract Book*, Coimbra, s. 181.
- Machaniec, E. & Zapałowicz-Bilan, B., 2005. Foraminiferal biostratigraphy and palaeobathymetry of Senonian marls (Upper Cretaceous) in the vicinity of Kraków (Januszowice-Korzkiew area, Bonarka quarry) – preliminary study. *Studia Geologica Polonica*, 124: 285–295.
- Machaniec, E. & Zapałowicz-Bilan, B., 2008. Biostratygrafia górnokredowych osadów marglistych rejonu Krakowa na podstawie otwornic. In: Haczewski, G. (ed.), *1st Polish Geological Congress, 26–28.06.2008 Kraków, Abstracts*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 68.
- Małecki, J., 2002. Gąbki krzemionkowe i wapienne oksfordu z Zalas pod Krakowem. *Geologia: kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 28: z. 1-3.
- Marcinowski, R., 1974. The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geologica Polonica*, 24: 117–217.
- Matyja, B.A., 2006. Stop A17 – Zalas Quarry – Callovian transgressive to condensed pelagic deposits, Lower to lowermost Middle Oxfordian deposits of sponge megafacies. W: Wierzbowski, A., Aubrecht, R., Golonka, J., Gutowski, J., Krobicki, M., Matyja, B.A., Pieńkowski, G. & Uchman, A. (eds.), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Kraków, September, 6–18 2006*, s. 70–72.
- Matyja, B.A. & Tarkowski, R., 1981. Lower and Middle Oxfordian ammonite biostratigraphy at Zalas in the Cracow Upland. *Acta Geologica Polonica*, 31: 1–14.
- Matyszkiewicz, J., 1997a. Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen area (Schwäbische Alb) and the Cracow area (Cracow-Wieluń Upland, Poland). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, E21: 1–111.
- Matyszkiewicz, J., 1997b. Stromatactis cavities and stromatactis-like cavities in the Upper Jurassic carbonate buildups at Młynka and Zabierzów (Oxfordian, Southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 45–55.
- Matyszkiewicz, J., 2004. Górnourajskie mikrobiality z Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej jako wskaźnik paleośrodowiska. W: Muszer, J. (ed), *XIX Konferencja naukowa paleobiologów i biostratygrafów PTG "Zapis paleontologiczny jako wskaźnik paleośrodowisk"*; Wrocław 16-18.09.2004; Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, pp. 42-44.
- Matyszkiewicz, J., Kochman, A. & Duś, A., 2012. Influence of local sedimentary conditions on development of microbialites in the Oxfordian carbonate buildups from the southern part of the Kraków-Częstochowa Upland (South Poland). *Sedimentary Geology*, 263-264: 109-132.
- Matyszkiewicz, J. & Krajewski, M., 1996. Lithology and sedimentation of Upper Jurassic massive limestones near Bole-



- chowice, Kraków-Wieluń Upland, south Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 66: 285–301.
- Matyszkiewicz, J., Krajewski, M., Gołębiowska, B., Jędrzyński, J., Kochman, A. & Rzepa G., 2007. Rozwój i ewolucja oksfordzkich budowli węglanowych w Zalasie. *Tomy Jurajskie*, 4: 77–86.
- Matyszkiewicz, J., Krajewski, M. & Żaba J., 2006. Structural control on the distribution of Upper Jurassic carbonate buildups in the Kraków–Wieluń Upland (south Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 3: 182–192.
- Olchowy, P., 2011. Possible origin of stromatolite-like cavities in Upper Jurassic sediments from the Wielkanoc quarry near Gołcza (Kraków–Częstochowa Upland, southern Poland) – experimental studies. *Facies*, 57: 613–625.
- Olszewska-Nejbert, D., 2004. Development of the Turonian/Coniacian hardground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc quarry, Southern Poland). *Geological Quarterly*, 48: 159–170.
- Olszewska-Nejbert, D. & Świerczewska-Gładysz, E., 2013. Facies and sedimentation of Coniacian deposits of the Kraków Swell in the Wielkanoc area (southern Poland). *Geological Quarterly*, 57: 1–16.
- Panow, E., 1936. Permkarbońska fauna martwicy karniowickiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 12: 36–41.
- Peryt, D., 1980. Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. *Palaeontologica Polonica*, 41: 3–101.
- Peryt, D. 1990. Znaczenie stratygraficzne i paleoekologiczne późnokredowych otwornic prowincji przejściowej z obszaru Polski południowej. *Przegląd Geologiczny*, 38: 161–167.
- Pisera, A., 1997. Upper Jurassic siliceous sponges from the Swabian Alb: taxonomy and paleoecology. *Palaeontologia Polonica*, 57.
- Požaryska, K. & Peryt, D., 1979. The Late Cretaceous and Early Paleocene Foraminiferal Transitional Province in Poland. W: Wiedmann, J. (ed.), *Aspekte der Kreide Europas*. Stuttgart, International Union of Geological Sciences A, 6: 293–303.
- Požaryska, W. & Witwicka, E. 1956. Globotrunkany kredy górnej Polski środkowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 102: 5–18.
- Rais, P., Louis-Schimid, B., Bernasconi, S.M. & Weissert, H., 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle-Late Jurassic transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251: 527–546.
- Robaszyński, F. & Caron, M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation. Europe–Méditerranée. Bulletin de la Société géologique de France, 6: 681–692.
- Roniewicz, E., 2004. Jurassic corals in Poland. *Volumina Jurassica*, 2: 83–98
- Senowbari-Daryan, B., Bucur, I.I., Schlagintweit, F., Säsăran, E. & Matyszkiewicz, J., 2008. *Crescentiella*, a new name for “*Tubiphytes*” *morronei* Crescenti 1969: an enigmatic Jurassic–Cretaceous microfossil. *Geologia Croatica*, 61: 185–214.
- Sobczak, Ł. & Kędziński, M., 2006. Variability of the nannoplankton assemblages as a record of palaeoenvironmental changes. W: Wysocka, A. & Jasonowski, M. (eds.), *Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórzskich, Zwierzyniec, 20-23.06.2006, II Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS2*, Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, s. 161.
- Solem, A. & Yochelson, E.L., 1979. North American Paleozoic Land Snails, With a Summary of Other Paleozoic Nonmarine Snails. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1072: 1–42.
- Stworzewicz, E., Szulc, J. & Pokryszko, B.M., 2009. Late Paleozoic continental gastropods from Poland: Systematic, evolutionary and palaeoecological approach. *Journal of Paleontology*, 83: 938–944.
- Szulc, J. & Ćwizewicz, M., 1989. The Lower Permian freshwater carbonates of the Sławkow Graben, Southern Poland: sedimentary facies context and stable isotope study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70: 107–120.
- Tarkowski, R., 1989. Stratygrafia utworów jury w Zalasie. W: Rutkowski, J. (ed), *Przewodnik LX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków 14-16 września 1989*, Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków, pp. 74–78.
- Tarkowski, R., 2001. Makroskamieniałości oksfordu dolnego i środkowego Zalas koło Krakowa; ich wartość paleontologiczna, biostratygraficzna i paleogeograficzna. *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia*, 4: 15–22.
- Tarkowski, R. & Liszka, S., 1983. Otwornice i wiek piasków kredowych z Korzkwi koło Krakowa. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52: 231–238.
- Trammer, J., 1982. Lower to Middle Oxfordian sponges of the Polish Jura. *Acta Geologica Polonica*, 32: 1–39.
- 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.
- Walaszczyk, I. & Peryt, D., 1998. Inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I* 1996 (11/12): 1501–1513.
- Wieczorek, J., 1982. Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 26, 1: 117–136.
- Zapałowicz-Bilan B., Pilarz, M. & Machaniec, E., 2009. Biostratygrafia mikropaleontologiczna utworów kredy górnej i miocenu w wierceniu “Bibice” (okolice Krakowa). *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 35: 95–103.
- Zaręczny, S., 1894. *Mapa geologiczna okolic Krakowa i Chrzanowa*. Kraków, 280 pp.
- Zatoń, M., Wilson, M.A. & Zavar, E., 2011. Diverse sclerozoan assemblages encrusting large bivalve shells from the Callovian (Middle Jurassic) of southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307: 232–244.
- Żaba, J., 1999. The structural evolution of the Lower Paleozoic succession in the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland). *Prace Państwowego*

# Aktualizm i antyaktualizm w paleontologii

XXII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej  
Polskiego Towarzystwa Geologicznego

Tyniec, 27–30 września 2013 r.



## PROGRAM KONFERENCJI

### PIĄTEK 27 IX

**13.30–13.45 Rozpoczęcie konferencji**

**13.45–15.35 Sesja referatowa**

13.45–14.15 *Grzegorz Racki*  
Uniformitarianizm a katastrofizm – dwie odmienne wizje historii Ziemi?

14.15–14.35 *Joanna Gęgotek*  
Aktualizm i antyaktualizm Georgesa Cuviera (1769–1832).

14.35–14.55 *Adam Gasiński, Alfred Uchman, Patrycja Wójcik-Tabol*  
Zakwaszenie wód oceanu jako przyczyna wymarcia otwornic planktonicznych na granicy masystricht–paleocen: przykład z polskich Karpat.

14.55–15.15 *Anna Kozłowska*  
Bogata fauna retiolitowa (Graptolithina) z Polski.

15.15–15.35 *Barbara Wojtasik*  
Utrwalone hipotezy naukowe w świetle nowych wyników badań, na przykładzie hipotezy przebiegu zdarzeń w schyłkowym okresie plejstocenu na obszarze Europy Środkowej i Arktyki.

**15.35–16.00 Przerwa kawowa**

**16.00–17.40 Sesja referatowa**

16.00–16.20 *Michał Zatoń, Michał Rakociński, Paweł Filipiak, Wojciech Krawczyński*  
Unikatowy zapis wczesnofameńskiego ekosystemu pelagicznego w Górach Świętokrzyskich.

16.20–16.40 *Paweł Filipiak*  
Palinostratygrafia dolnego famenu z Ruskiego

Brodu, Centralne Pole Dewońskie, Rosja.

16.40–17.00 *Michał Rakociński, Michał Zatoń, Paweł Filipiak, Wojciech Krawczyński*  
Mikrokonchidy jako dominujące organizmy inkrustujące skalne podłoże: przykład z dolnego famenu Centralnego Dewońskiego Pola w Rosji

17.00–17.20 *Anna Żylińska, Thomas Weidner*  
Egzotyczne trylobity z wyższego kambru Szwecji.

17.20–17.40 *Katarzyna Narkiewicz*  
Rewizja konodontowego gatunku *Icriodus orri* Klapper et Barrick i jego znaczenie dla biostratygrafii eiflu.

**17.40–18.00 Przerwa kawowa**

**18.00–18.30 Spotkanie Sekcji Paleontologicznej PTG**

**19.15–23.30 Spotkanie przy grillu (Tarasy Wiślane)**

### SOBOTA, 28 IX

**Sesja referatowa 9.00–11.00**

9.00–9.20 *Andrzej Pisera, K.R. Tabachnick*  
Gąbki z rodzaju *Laocoetis* Pomel, 1872 (Hexactinosida, Craticulariidae): żyjące skamieniałości?

9.20–9.40 *Ewa Świerczewska-Gładysz*  
Gąbki z górnego turonu i dolnego koniaku niecki opolskiej – aktualny stan badań.

9.40–10.00 *Danuta Olszewska-Nejbert, Ewa Świerczewska-Gładysz, Maciej Bąbel, Andrij Jacy-*



szyn, *Andrij Bogucki*

Unikatowe stanowisko gąbek cenomańskich na Podolu Pokuckim (zachodnia Ukraina).

10.00–10.20 *Błażej Berkowski*

Osobnicze bezdissepimentowe rugozy jako ofiary, gospodarze i epibionty. Kilka przykładów z dolnego dewonu Maroka.

10.20–10.40 *Klaudiusz Salamon*

Diageneza kredowych koralowców *Scleractinia* z okolic Miechowa.

10.40–11.00 *Katarzyna Janiszewska, Jarosław Stolarski*

Ontogeneza bazalnych koralowców w świetle promieni rentgena.

**11.00–11.30 Przerwa kawowa**

**11.30–13.10 Sesja referatowa**

11.30–11.50 *Bogusław Kołodziej*

Ewolucja raf.

11.50–12.10 *Maria Aleksandra Bitner*

Kenozoiczne ramienionogi Europy: zróżnicowanie i biogeografia.

12.10–12.30 *Barbara Studencka*

Małże Miodoborów: zapis zmian środowiska w Paratetydzie na granicy baden/sarmat.

12.30–12.50 *Krzysztof Wójcik*

Biostratygrafia konodontowa pogranicza emsu i eiflu w Górach Świętokrzyskich.

12.50–13.10 *Mariusz Kędziński, Stanisław Leszczyński*

Model paleogeograficzny basenu skolskiego pogranicza kampanu i mastrychtu na podstawie zmian w zespołach nannoskamieniałości.

**13.10–15.00 Przerwa obiadowa**

**15.00–16.40 Sesja referatowa**

15.00–15.20 *Anna Gajos, Ewa Malata*

Zęby ryb w zespołach mikroskamieniałości z wybranych profili Karpat fliszowych.

15.20–15.40 *Tomasz Jerzykiewicz*

Oazy Okawango i Sossuvlei (Afryka) jako aktualistyczne modele środowisk późnokredowych dinozaurów Pustyni Gobi (Mongolia).

15.40–16.00 *Krzysztof Owoczek*

Zmineralizowane biofilmy i inne ślady działalności mikroorganizmów w kościach dinozaurów z kotliny Nemegt (Pustynia Gobi, Mongolia).

16.00–16.20 *Dawid Surmik, Andrzej Boczarowski, Roman Pawlicki, Katarzyna Balin, Jacek Szade*

Multiinstrumentalna analiza jakości zapisu kopalnego na przykładzie szczątków gadów morskich środkowego triasu Śląska.

16.20–16.40 *Grzegorz Pacyna, Danuta Zdebska, Maria Barbacka, Jadwiga Ziaja*

Ewolucja i sukcesja flor towarzyszących szczątkom kostnymi tropom dinozaurów w górnym triasie i dolnej jurze południowej Polski.

**16.40–17.00 Przerwa kawowa**

**17.00–18.20 Sesja referatowa**

17.00–17.20 *Danuta Zdebska, Grzegorz Pacyna*  
Niezwykłe paprocie drzewiaste z kredy Polski.

17.20–17.40 *Alina Chrząstek*

Rekonstrukcja paleośrodowiska górnokredowych zlepieńców idzikowskich na podstawie skamieniałości śladowych (rów Nysy Kłodzkiej, Idzików).

17.40–18.00 *Jolanta Muszer*

Skamieniałości śladowe z formacji ze Szczawna okolic Wałbrzycha (Sudety Środkowe) – wstępne wyniki badań.

18.00–18.20 *Francisco J. Rodríguez-Tovar, Michał Stachacz, Alfred Uchman, Matías Reolid Pérez*

Dolnoordowickie płytkomorskie skamieniałości śladowe z profilu Aldeaquemada, Sierra Morena, południowa Hiszpania.

**18.20–19.15 Sesja posterowa**

**19.45–21.30 Uroczysta kolacja**

#### PREZENTACJE SESJI POSTEROWEJ

*Maria A. Bitner*

Mikrostruktura muszli Terebratulida (Brachiopoda).

*Rafał Damaziak*

Biostratygrafia i paleoekologia utworów granicznych kredy–paleogenu jednostki skolskiej Pogórza Przemyskiego.

*Katarzyna Filipiak, Michał Stachacz*

Problem redeponowanej malakofauny w osadach sarmatu na przykładzie odsłonięcia w Zreczu Małym koło Chmielnika.

*Agata Jurkowska, Ewa Świerczewska-Gładysz, Danuta Olszewska-Nejbert, Zofia Dubicka*

Występowanie gąbki wapiennej *Porosphaera globularis* (Phillips, 1829) w osadach kampanu niecki miechowskiej (południowa Polska) i Mielnika (wschodnia Polska).

Rafał Lach, L. Gale, M. Križnari, M. Novak  
Nagromadzenia enigmatycznych permskich li-  
liowców z Dovje (Karawanki, północna Słowenia).

Dorota Kapturkiewicz, Karolina Gadowska  
Efektywność preparacji utworów drobnoziarni-  
stych sekwencji turbidytowej metodami soli glau-  
berskiej i ciekłego azotu oraz wpływ metody  
dezintegracji na stan zachowania otwornic.

Wojciech Krawczyński  
Małże famenteńskie z Kamenki koło Zadońska  
(Centralne Pole Dewońskie, Rosja).

Jan Król  
Późnoeoceno-wczesnooligocenońskie biokon-  
strukcje koralowcowe basenu transylwańskiego  
(Rumunia): wstępne wyniki.

Jakub Nowicki, Anna Żylińska, Adrian Kin  
Zastosowanie metod statystycznych i graficz-  
nych w analizie zdeformowanych tektonicznie  
trylobitów z rodziny Ellipsocephalidae Matthew,  
1887 z kambru Gór Świętokrzyskich.

Michał Rakociński  
Żelaziste mikrobiocenozy w famenteńskich skon-  
densowanych wapieniach głowonogowych z Gór  
Świętokrzyskich.

Dawid Surmik, Andrzej Pelc  
Gorąca krew pletwojaszczurów – gigantotermia  
u bazalnych Sauropterygia?

Katarzyna Szczepaniak  
Współwystępowanie inkluzji jako źródło rekon-  
strukcji paleoekosystemu.

Tatiana Woroncowa-Marcinowska  
Powiązanie zjawiska progenezy u goniatytów  
Balviinae (Prionoceratidae) z globalnymi zdarze-  
niami w późnym famenteńskim – wstępne wyniki ba-  
dań.

Elżbieta Złonkiewicz  
Skarby Prągowca.

## NIEDZIELA, 29 IX

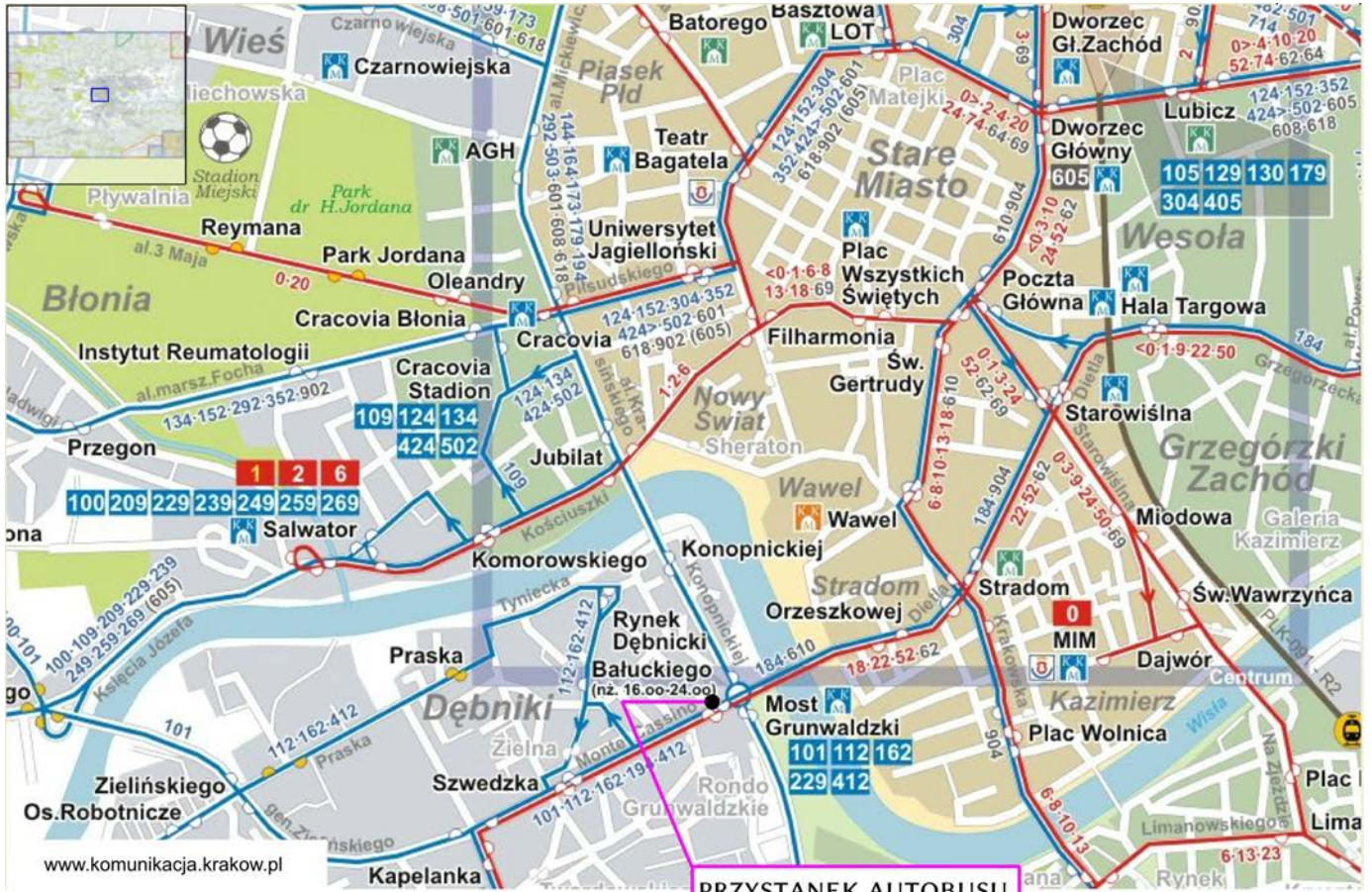
8.00 – wyjazd na sesję terenową A, kredowo-  
miocenońską (Rzeżuśnia k/Miechowa, Skotniki,  
Zwierzyniec, Szydłów).  
21.00 – planowany powrót do Tyńca.

## PONIEDZIAŁEK, 30 IX

8.30 – wyjazd na sesję terenową B w rejonie  
Krakowa (Zalas, Karniowice, Zabierzów).  
16.00 – planowany powrót do Tyńca.







PRZYSTANEK AUTOBUSU  
112 W STRONĘ TYŃCA

