





# Od redaktora



*W imieniu Autorów przedstawiam czwarty numer z serii wydawniczej Muzeum Ewolucji. Tym razem większość artykułów poświęcona jest paleontologii okresu kredowego w kontekście środowiskowym.*

*Pierwszy tekst opowiada o odkryciu anomalii geochemicznej na granicy kreda–paleogen w Lechówce koło Chełma i jej znaczeniu dla problematyki wymierania, które zakończyło erę dinozaurów. Drugi przedstawia zastosowanie otwornicy dla interpretacji morskich środowisk kredowych. Trzeci traktuje o trudach życia gąbek na grząskim dnie kredowego morza. Czwarty, przedstawiony w języku angielskim, opisuje imponującą historię badań paleontologicznych w Muzeum Historii Naturalnej w Maastricht (Holandia). Ostatni tekst opisuje natomiast warunki życia jurajskich koralii w Polsce.*

*Znaczną część kosztów druku pokryła gmina Siedliszcze, na której terenie znajduje się stanowisko w Lechówce. Artykuł o tamtejszych odkryciach z pewnością szeroko spopularyzuje walory geoturystyczne gminy.*

*Zapraszam do lektury oraz do zwiedzania Muzeum Ewolucji!*

*Marcin Machalski  
redaktor Rocznika*

*Instytut Paleobiologii PAN  
ul. Twarda 51/55  
00-818 Warszawa  
mach@twarda.pan.pl*

# Ślad kosmicznej katastrofy w Lechówce

Marcin MACHALSKI i Marian HARASIMIUK

Opuszczone wyrobisko kopalni opok odwapnionych z pogranicza kredy i paleogenu w Lechówce (gmina Siedliszcze, powiat chełmski) stało się niedawno miejscem sensacyjnego odkrycia. Stwierdzono tu pierwszy w Polsce zapis kosmicznego kataklizmu, który 66 mln lat temu zakończył okres kredowy i doprowadził do wyginięcia dinozaurów. Jednak nie wszystko w Lechówce pasuje do powszechnie przyjmowanego scenariusza kosmicznego Armagedonu. Powstała w wyniku odległego uderzenia meteorytu anomalia irydowa (czyli wzbogacenie skały w iryd) jest tu przesunięta w dół o 10 cm w stosunku do warstwy iłu, który wyznacza granicę kreda–paleogen. Zaobserwowane w Lechówce oznaki „wędrówki” irydu w skale wskazują, że w niektórych przypadkach anomalia irydowa nie musi być precyzyjnym wyznacznikiem granicy kreda–paleogen.

W 1980 r. zespół amerykańskich badaczy pod kierunkiem laureata Nagrody Nobla Luisa Alvareza oraz jego syna Waltera opublikował sensacyjną hipotezę. Głosiła ona, że przyczyną wymarcia dinozaurów i innych stworzeń ery mezozoicznej, takich jak amonity, było uderzenie w Ziemię wielkiego meteorytu (Alvarez i in. 1980). Ta kosmiczna katastrofa (impakt) wydarzyła się około 66 milionów lat temu, na granicy kredy i paleogenu (K–Pg), zwanej też do niedawna granicą kreda–trzeciorzęd (K–T). Po ponad 30 latach od chwili ogłoszenia hipotezy impaktu, jego ślady znaleziono także w Polsce, w miejscowości Lechówka nieopodal Chełma.

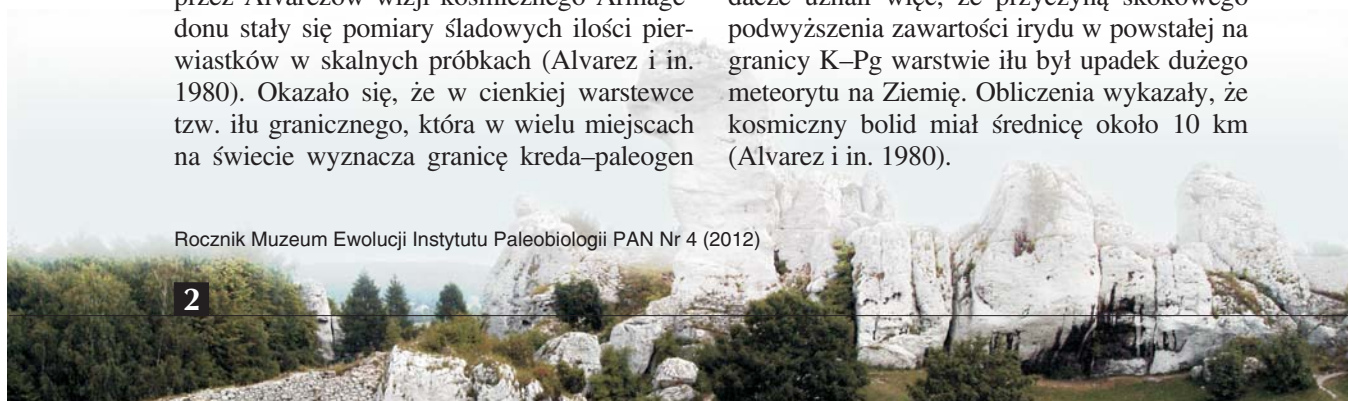
## Hipoteza impaktu

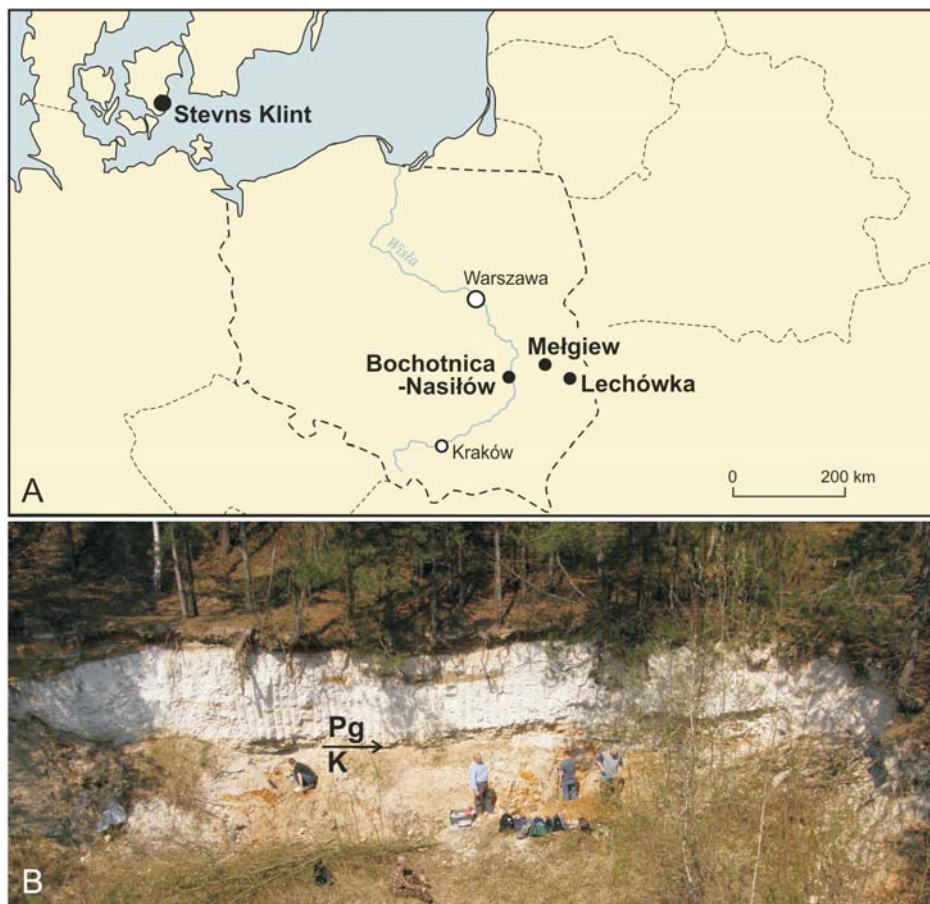
Bezpośrednim impulsem dla przedstawionej przez Alvarezów wizji kosmicznego Armagedonu stały się pomiary śladowych ilości pierwiastków w skalnych próbkach (Alvarez i in. 1980). Okazało się, że w cienkiej warstewce tzw. iłu granicznego, która w wielu miejscach na świecie wyznacza granicę kreda–paleogen

(w podziale na piętra to granica mastrycht–dan), występuje o wiele więcej irydu, niż w otaczających skałach węglanowych. W próbkach iłu granicznego z Gubbio w Apeninach zawartość irydu przekraczała 9 ppb (ang. *parts per billion*, czyli części na miliard). Natomiast w ile granicznym odsłoniętym na kredowych klifach Stevns Klint w Danii stwierdzono jeszcze więcej irydu, bo aż 29 ppb.

Koncentracja irydu w skorupie ziemskiej wynosi około 0.1 ppb. Nic więc dziwnego, że podwyższona koncentracja tego pierwiastka na granicy K–Pg została określona przez zespół Alvarezów jako „anomalia irydowa”. Szukając przyczyn jej powstania, zespół Alvarezów zwrócił uwagę na obecność znacznych ilości irydu w meteorytach, zwłaszcza w chondrytach, które zawierają od 500 do 700 ppb irydu. Badacze uznali więc, że przyczyną skokowego podwyższenia zawartości irydu w powstałej na granicy K–Pg warstwie iłu był upadek dużego meteorytu na Ziemię. Obliczenia wykazały, że kosmiczny bolid miał średnicę około 10 km (Alvarez i in. 1980).

Rocznik Muzeum Ewolucji Instytutu Paleobiologii PAN Nr 4 (2012)





Tło geograficzne odkrycia pierwszej w Polsce anomalii irydowej na granicy kreda–paleogen (mastrycht–dan). **A.** Lokalizacja omawianych w tekście stanowisk w Polsce i Danii. **B.** Widok odsłonięcia w Lechówce, K – kreda, Pg – paleogen (fot. M. Machalski).

Z początku świat naukowy odnosił się z niedowierzaniem do sensacyjnej hipotezy. Klóciła się ona bowiem z zakorzenionym od czasów Lyella przeświadczeniem, że dzieje życia na Ziemi były kontrolowane tylko przez powolne procesy, takie jak zmiany klimatu lub wahania poziomu światowego oceanu. Jednak w miarę postępu badań znajdowano coraz więcej dowodów na rzecz kosmicznej katastrofy. Były wśród nich ziarna „zszokowanego” na skutek impaktu kwarcu (tak silnie zmienione ziarna tego minerału są znajdowane w kraterach meteorytowych oraz lejach po próbnym eks-

plozjach atomowych), a także kulki stopionego szkliwa. Wreszcie na Jukatanie zlokalizowano krater uderzeniowy o średnicy 180 km, ukryty pod młodszymi utworami geologicznymi. Także związek impaktu w wymieraniu wielu grup organizmów pod koniec kredy przestał budzić wątpliwości większości badaczy.

### Amonity wskazują kierunek

W naszym kraju przez długi czas nie znajdowano profili geologicznych z kompletnym zapisem wydarzeń na granicy K–Pg. Jedynie



w 1989 roku polsko-duński zespół badawczy odnotował nieznaczne podwyższenie zawartości irydu (do 1.8 ppb) w słynnych stanowiskach w Bochothnicy i Nasiłowie koło Kazimierza Dolnego, w warstwie piaskowca osadzonego w płytkim morzu, które zalewało we wczesnym paleogenie obszar dzisiejszej Lubelszczyzny (Hansen i in. 1989). Ta niewielka anomalia irydowa została stwierdzona w wypełnieniach skamieniałych muszli wyerodowanych we wczesnym paleogenie (danie) przez prądy morskie ze starszego podłoża (Hansen i in. 1989; patrz także Machalski 1998, 2007).

Prowadzone przez jednego z autorów niniejszego artykułu badania nad ewolucją amonitów z grupy skafitów (gatunek *Hoploscaphites constrictus*) sugerowały jednak możliwość istnienia bardziej kompletnego zapisu wydarzeń na przełomie kredy i paleogenu w rejonach położonych na wschód od Kazimierza Dolnego (Machalski 2005a, b). W miejscowości Mełgiew koło Lublina, tuż pod rozmytym stropem utworów kredowych, można bowiem znaleźć skamieniałe muszle reprezentujące podgatunek *Hoploscaphites constrictus johnjagti*, który występuje tuż poniżej ilitu granicznego w Stevns Klint w Danii, a którego brak w stropie kredowych utworów (zwanym opokami) w okolicach Kazimierza Dolnego (Machalski 2005a, b).

## Odkrycie w Lechówce

Jednym z możliwych punktów występowania kompletnego zapisu wydarzeń na granicy



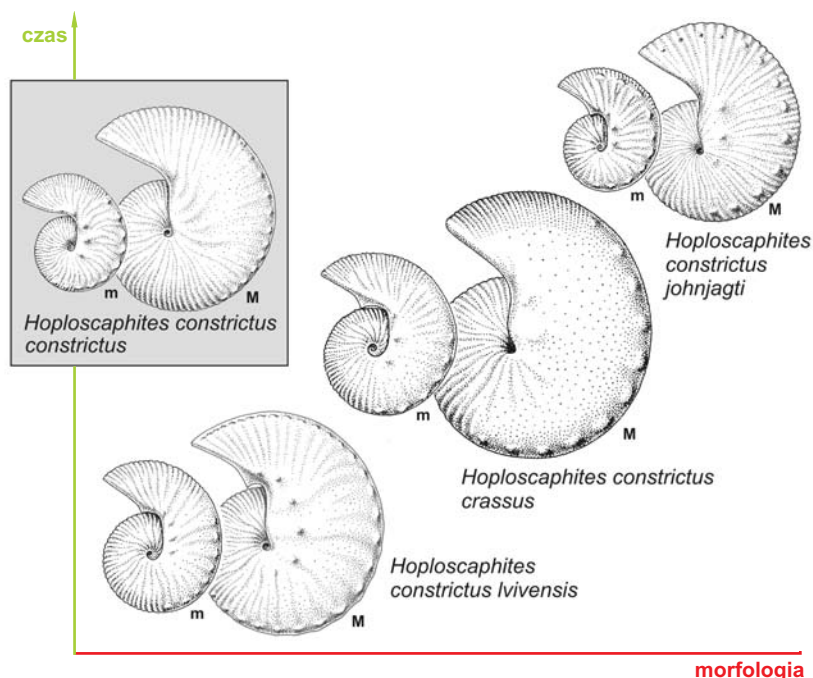
Granica kreda–paleogen w Bochothnicy koło Kazimierza Dolnego. Neil Landman wskazuje poziom piaskowca glaukonitowego zawierający wyerodowane z podłoża skamieniałości najwyższej kredy oraz najniższego paleogenu; poniżej w jasnych skałach kredy widać nory raków wypełnione piaskowcem glaukonitowym (fot. Cyprian Kulicki).

K–Pg była, położona jeszcze bardziej na wschód niż Mełgiew, nieczynna kopalnia odkrywkowa w Lechówce koło Chełma (gmina Siedliszcze). Wydobywano tu niegdyś surowiec dla przemysłu chemicznego, tzw. opokę odwapnioną (typowa opoka to skała zbudowana z krzemionki i węgla wapnia, opoka z Lechówki jest w większości pozbawiona tego drugiego składnika). Obecnie do bezpośrednich obserwacji dostępny jest tylko niewielki fragment dawnego wyrobiska, które w znacznej mierze zarosło roślinnością.

Profil Lechówki był od dawna znany geologom (np. Harasimiuk i Rutkowski 1984), którzy zwracali uwagę na cienką warstwę ilitu

Podsumowanie dzisiejszego stanu wiedzy na temat hipotezy Alvarezów zawierają artykuły Molina i in. (2006) oraz Schulte i in. (2011); warte przeczytania są także krytyczne komentarze do tego ostatniego artykułu ze strony przeciwników hipotezy (np. Keller i in. 2010). Popularne omówienie hipotezy impaktu przedstawił Walter Alvarez w swojej książce (Alvarez 1999), zaś wyczerpującą dyskusję problematyki masowych wymierań w dziejach życia na Ziemi zawiera opracowanie Rackiego (1999). Historię oraz najnowszą wersję tabeli czasu geologicznego zaprezentowali natomiast Machalski i Ryszkiewicz (2012).





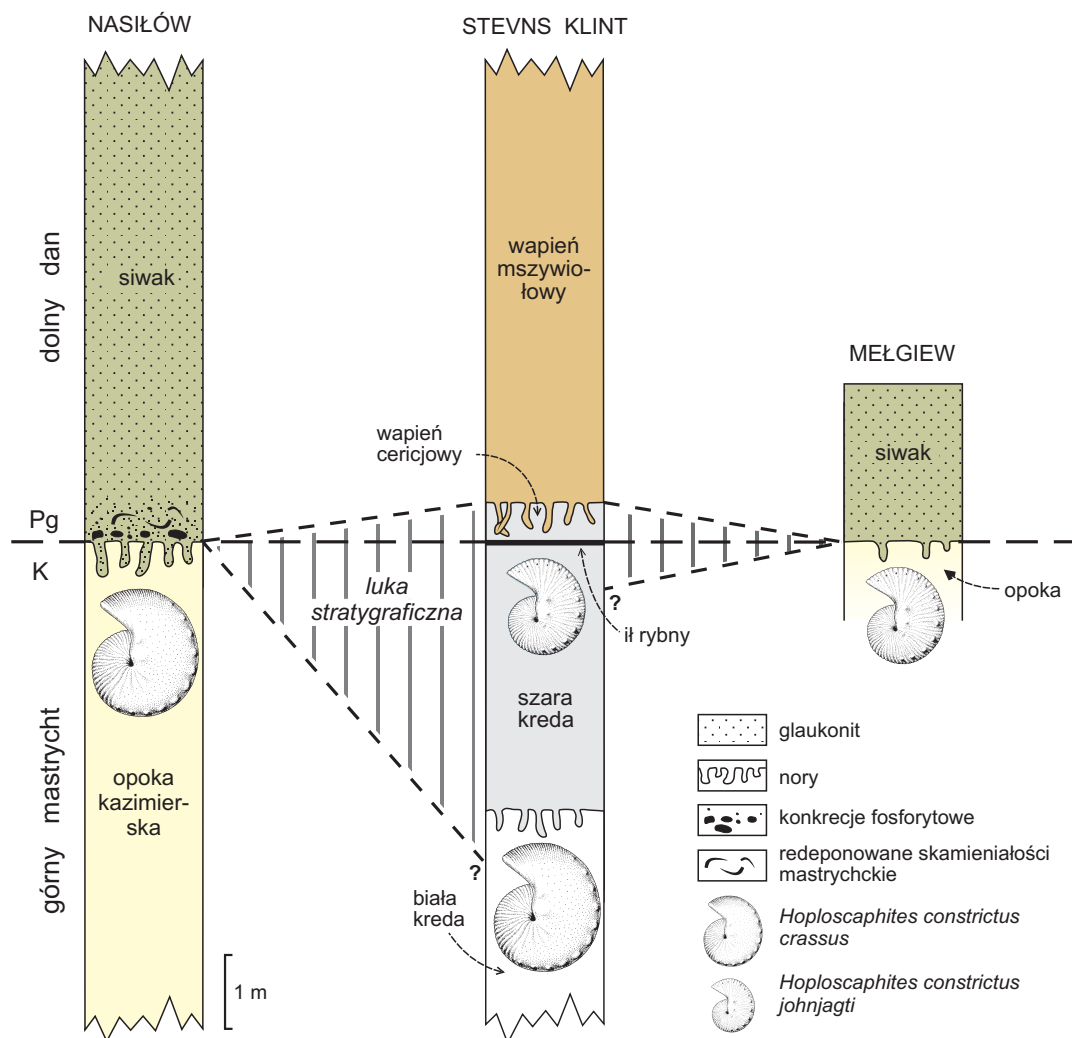
Szereg ewolucyjny *Hoploscaphites constrictus*. Przedstawiono pary dymorficzne należące do trzech kolejnych późnomastytychskich podgatunków w porównaniu z parą wczesnomastytychskiego podgatunku *Hoploscaphites constrictus constrictus*. Zapewne osobniki większe (makrokonchy, M) to samice, zaś mniejsze (mikrokonchy, m) to samce (wg Machalski 2005a).

widoczną w odsłonięciu, jednak z braku dowodów paleontologicznych nie mogli jej poprawnie zinterpretować w kategoriach czasu geologicznego. Dopiero badania przeprowadzone przez jednego z autorów (Machalski 2005a) pozwoliły ustalić, że poniżej ilitu występują kredowe skamieniałości, a powyżej niego paleogeńskie. Było więc wysoce prawdopodobne, że odsłonięta w Lechówce warstwa ilasta jest odpowiednikiem ilitu granicznego K–Pg znanego z innych części świata. Oznaczałoby to, że w przeciwieństwie do okolic Kazimierza Dolnego, warstwy pograniczne K–Pg nie zostały w Lechówce rozmyte we wczesnym paleogenie.

Dla zbadania ewentualnego występowania anomalii irydowej na granicy K–Pg w Lechówce utworzony został międzynarodowy zespół w składzie: Grzegorz Racki oraz Marcin Machalski (Instytut Paleobiologii PAN),

Marian Harasimiuk (UMCS Lublin) oraz Christian Koeberl (Uniwersytet i Muzeum Historii Naturalnej w Wiedniu). Profil w Lechówce został opróbowany w 2009 roku. Wyniki wykonanych w Austrii analiz okazały się zgodne z przewidywaniami. Okazało się, że w Lechówce rzeczywiście występuje podwyższona koncentracja irydu, która sięga prawie 10 ppb (Racki i in. 2011). Jest więc porównywalna do słynnej anomalii irydowej na granicy K–Pg w Gubbio.

Nie wszystko w Lechówce jest jednak zgodne z ogólnie przyjętym scenariuszem wydarzeń na granicy K–Pg. Tutejsza anomalia irydowa występuje bowiem nie w ile granicznym, lecz 10 cm poniżej niego. A zatem została zapisana w skałach, które powstały jeszcze pod koniec okresu kredowego. Ten nietypowy zapis należy zapewne tłumaczyć skomplikowaną historią geologiczną, jaką przeszły oko-



Porównanie kompletności profili pogranicznych kredy i paleogenu (piętra mastrycht i dan) w Polsce oraz Danii na podstawie występowania podgatunków amonita *Hoploscaphites constrictus* (zmodyfikowane wg Machalski 2005a).

lice dzisiejszej Lechówki. Występujące tu skały zostały silnie zmienione przez krążące w skałach roztwory. Proces ten zachodził szczególnie intensywnie w warunkach wilgotnego i tropikalnego klimatu, który zapanował w Polsce po wycofaniu się wczesnopaleogeńskiego morza. To zapewne wtedy doszło do odwapnienia występujących w Lechówce opok,

a także do wtórnego przemieszczenia irydu w tutejszych skałach (Racki i in. 2011).

### Wędrujący iryd i wymieranie

Rezultaty badań w Lechówce (Racki i in. 2011) wskazują, że w pewnych warunkach iryd mógł się przemieszczać, a następnie sku-



## Geoturystyczny hit gminy Siedliszcze

Wyniki badań stanowiska w Lechówce mają znaczenie nie tylko na poziomie światowej nauki, lecz także znaczenie lokalne. Jak dotąd za najciekawsze geostanowiska z pogranicza kredy i paleogenu uważano klasyczne odsłonięcia w Nasiłowie i Bochońcu w okolicach Kazimierza Dolnego. Z pewnością należą one do najważniejszych naukowo i geoturystycznie punktów na obszarze projektowanego geoparku Małopolski Przełom Wisły (Harasimiuk i in. 2011). Jednak najniższe utwory paleogenu, w tym ił graniczny z anomalią irydową, zostały nad Wisłą rozmyte we wczesnym danie (Hansen i in. 1989; Machalski 1998, 2007). Tymczasem w Lechówce warstwy te zachowały się w komplecie, choć zostały silnie zmodyfikowane na skutek późniejszych procesów geologicznych. Jest to jak dotąd jedyne stwierdzone w Polsce stanowisko z geochemicznym zapisem impaktu, który zakończył erę dinozaurów. Zasluguje więc na objęcie ochroną, conajmniej w postaci odpowiednio oznakowanego i zabezpieczonego punktu dokumentacyjnego, dostępnego dla zwiedzających. Tak wyróżniony punkt stanowiłby z pewnością jeden z kluczowych elementów na krajoznawczej mapie gminy Siedliszcze.

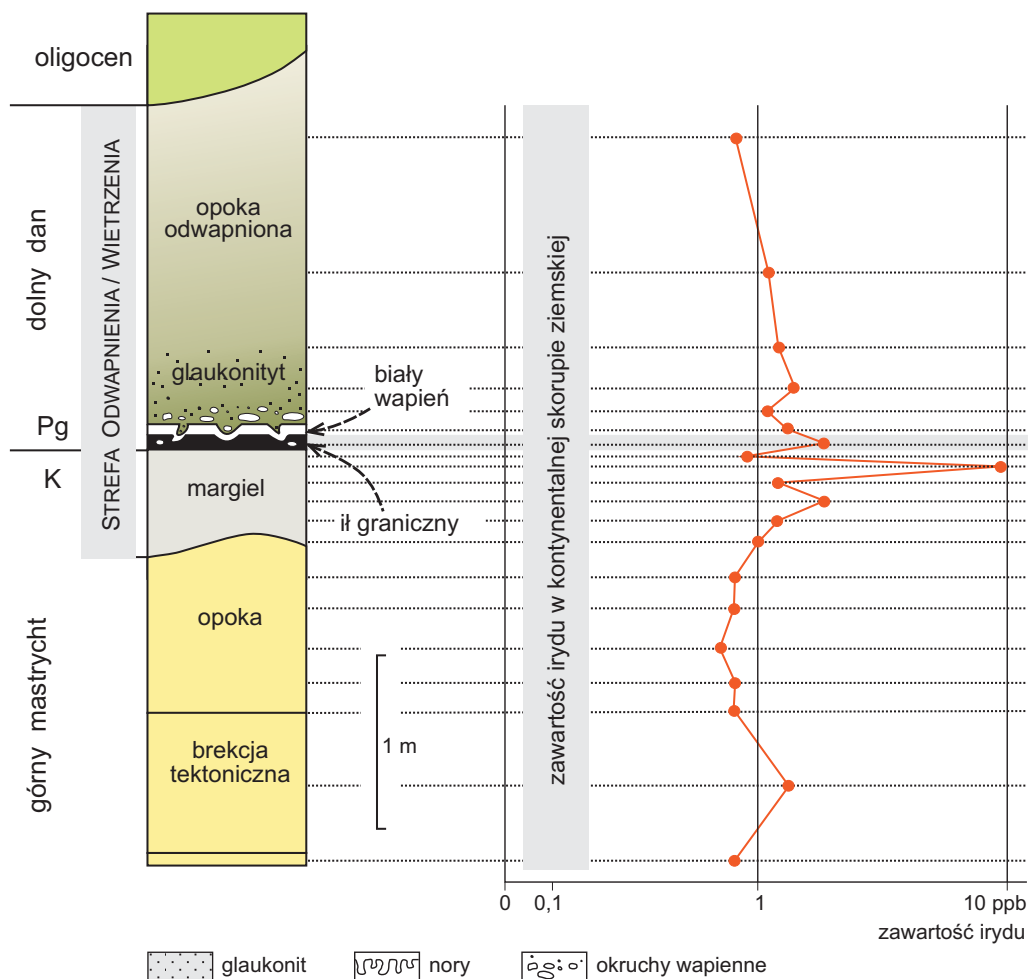
piąc w poziomach, które nie były bezpośrednio związane z impaktem. Ta obserwacja nakazuje zachowanie szczególnej ostrożności przy stosowaniu anomalii irydowej jako bezpośredniego wyznacznika granicy K–Pg. Wniosek ten wydają się potwierdzać wyniki badań zespołu Kennetha Millera z Rutgers University (Miller i in. 2010).

Kierowany przez Millera zespół przeprowadził analizę zapisu koncentracji irydu na granicy K–Pg w szeregu odsłonień w New Jersey, USA. Tamtejsze odsłonięcia od kilku lat interesowały paleontologów. Powodem tego stanu rzeczy było występowanie licznych i dobrze zachowanych skamieniałości amonitów powyżej anomalii irydowej (Landman i in. 2007). Paleontolodzy zastanawiali się nawet, czy amonity z New Jersey nie były przypadkiem wczesnopaleogeńskimi niedobitkami tej charakterystycznej dla mezozoiku grupy głowonogów (Landman i in. 2007). Omówienie problematyki ewentualnego przeżycia przez amonity kataklizmu na granicy kreda–paleogen zawiera artykuł jednego z autorów niniejszego tekstu wraz ze współpracownikami (Machalski i in. 2009).

Zdaniem zespołu Millera anomalia irydowa z New Jersey była pierwotnie położona ponad warstwą z amonitami (Miller i in. 2010). A jej dzisiejsze położenie pod nią jest wynikiem wtórnej redystrybucji irydu przez krążące w skale roztwory. Jeśli tak, to domniemane paleogeńskie amonity z New Jersey żyły



Warstwa iłu na granicy kreda–paleogen (strzałki) w Lechówce koło Chelma (fot. M. Machalski).



Profil geologiczny utworów z pogranicza kreda–paleogen (mastrycht–dan) w Lechówce oraz anomalia irydowa w tych utworach (zmodyfikowane wg Racki i in. 2011).

w kredzie. Niezależnie od losu ostatnich amonitów, polska nauka zabrała wreszcie głos w sprawie jednej z najbardziej spektakularnych hipotez naukowych 20 wieku. Dalsze badania na terenie Lubelszczyzny są w toku.

## Podziękowania

Autorzy dziękują panu Hieronimowi Zonikowi, wójtowi gminy Siedliszcze, za okazane zainteresowanie oraz wsparcie finansowe ni-

niejszego wydawnictwa, a także Grzegorzowi Rackiemu (Uniwersytet Śląski) oraz Christianowi Koeberlowi (Uniwersytet Wiedeński oraz Muzeum Historii Naturalnej w Wiedniu) za owocną współpracę. Pierwszy z autorów dziękuje także Michałowi Andziakowi (Instytut Paleobiologii PAN) za pomoc w pracach w Lechówce, Bogusławowi Waksmundzkemu za piękne rekonstrukcje muszli kredowych amonitów, a także Oli Hołda-Michalskiej za obróbkę komputerową ilustracji.



## Literatura cytowana

- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. i Michel, H.V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction. *Science* 208: 1095–1108.
- Alvarez, W. 1999. *Dinozaury i krater śmierci*. 192 s. Prószyński i S-ka, Warszawa.
- Hansen H.J., Rasmussen K.L., Gwozdz R., Hansen J.M. i Radwański A. 1989. The Cretaceous/Tertiary boundary in Poland. *Acta Geologica Polonica* 39: 1–12.
- Harasimiuk, M., Domonik, A., Machalski, M., Pinińska, J., Warowna, J. i Szymkowiak, A. 2011. Małopolski Przełom Wisły – projekt geoparku. *Przegląd Geologiczny* 59: 405–416.
- Harasimiuk, M. i Rutkowski, J. 1984. Osady pogranicza kredy i trzeciorzędu rejonu Chełma i Rejowca (Staw). W: M. Harasimiuk (red.), *Przewodnik LVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Lublin, 6–8 września 1984*, 157–164.
- Keller, G., Adatte, T., Pardo, A., Bajpai, S., Khosla, A. i Samant, B. 2010. Cretaceous extinctions: Evidence overlooked. *Science* 328: 974–975.
- Landman, N.H., Johnson, R.O., Garb, M.P., Edwards, L.E. i Kyte, F.T. 2007. Cephalopods from the Cretaceous/Tertiary boundary interval on the Atlantic coastal plain, with a description of the highest ammonite zones in North America. Part III. Manasquan River Basin, Monmouth County, New Jersey. *Bulletin of the American Museum of Natural History* 303: 1–122.
- Machalski, M. 1998. Granica kreda–trzeciorzęd w przełomie Wisły. *Przegląd Geologiczny* 46: 1153–1161.
- Machalski, M. 2005a. The youngest Maastrichtian ammonite faunas in Poland and their dating by scaphitids. *Cretaceous Research* 26: 813–836.
- Machalski, M. 2005b. Late Maastrichtian and earliest Danian scaphitid ammonites in central Europe: taxonomy, evolution, and extinction. *Acta Palaeontologica Polonica* 50: 653–696.
- Machalski, M. 2007. Wydarzenia na granicy kreda–paleogen w Małopolskim Przełomie Wisły. W: M. Harasimiuk, T. Brzezińska-Wójcik, R. Dobrowolski, P. Mroczek i J. Warowna (red.), *Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery*, 229–234. UMCS, Lublin.
- Machalski, M., Jagt, J.W.M., Heinberg, C., Landman, N.H. i Hakansson, E. 2009. Dańskie amonity – obecny stan wiedzy i perspektywy badań. *Przegląd Geologiczny* 57: 486–493.
- Machalski, M. i Ryszkiewicz, M. 2012. Ziemia jest dzieckiem czasu. *Wiedza i Życie*, numer specjalny 2/2012: 40–49.
- Miller, K.G., Sherell, R.M., Browning, J.V., Field, P.M., Gallagher, W., Olsson, R.K., Sugarman, P.J., Tuorto, S. i Wahyudi, H. 2010. Relationship between mass extinction and iridium across the Cretaceous–Paleogene boundary in New Jersey. *Geology* 38: 867–870.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N. i Zaghib-Turki, D. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision. *Episodes* 29: 263–273.
- Racki, G. 2009. Wielkie wymierania i ich przyczyny. *Kosmos* 58: 529–545.
- Racki, G., Machalski, M., Koeberl, C. i Harasimiuk, M. 2011. The weathering-modified iridium record of a new Cretaceous–Paleogene site at Lechówka near Chełm, SE Poland, and its palaeobiologic implications. *Acta Palaeontologica Polonica* 56: 205–215.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A., Gulick, S.P., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T. i Willumsen, P.S. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous–Paleogene boundary. *Science* 327: 1214–1218.



# Kredowy mikroświat

ZOFIA DUBICKA

**W okresie kredowym otwornice stanowiły zróżnicowaną i bujnie rozwijającą się grupę jednokomórkowych organizmów. Ich skorupki stanowią główny składnik wielu typów skał kredowych. Ponadto otwornice są wykorzystywane do datowania skał (czyli do biostratygrafii), a także stanowią cenne źródło informacji na temat zmian środowiska, w którym żyły.**

Jeden z podstawowych podziałów w paleontologii opiera się na rozmiarach badanych obiektów. Makroskamieniałości to duże, widoczne gołym okiem szczątki dawnych mieszkańców Ziemi, takie jak kości dinozaurów, czy muszle amonitów. Natomiast mikroskamieniałości to skamieniałe pancerzyki lub skorupki dawnych mikroorganizmów. Możemy je dostrzec dopiero po rozłusowaniu próbki skalnej, przy użyciu specjalnej aparatury, takiej jak lupa binokularowa lub skaningowy mikroskop elektronowy.

Do czołowych kredowych mikroskamieniałości stosowanych do interpretacji paleośrodowiskowych należą otwornice. Tworzą one ogromną i niezwykle zróżnicowaną grupą jednokomórkowych organizmów zwierzęcych, należących do pierwotniaków (Protoza). Od innych przedstawicieli pierwotniaków otwornice odróżniają się występowaniem sieci granulo-retikulopodiów (wypustek plazmatycznych posiadających organelle m. in. wakuole i mitochondria), które biorą udział w procesach życiowych, takich jak ruch, pobieranie pokarmu, wstępne trawienie czy budowa skorupki (Goldstein 1999; Murray 2006). Skorupki otwornic mogą być zbudowane z substancji organicznych, węgla wapnia, zlepionych fragmentów osadu (otwornice aglutynujące) lub z krzemionki (w niewielu przypadkach). To właśnie dzięki

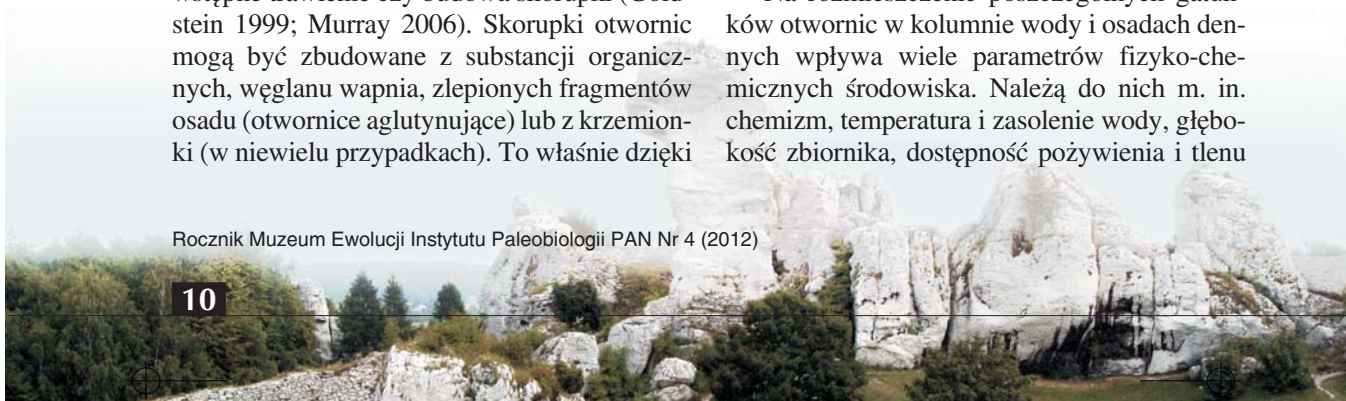
posiadaniu skorupki otwornice zachowują się w stanie kopalnym. Istnieją również otwornice, które nie wytwarzają skorupki, przyjmując ameboidalny wygląd, przez co nie zachowują się w stanie kopalnym i nie stanowią przedmiotu badań paleontologicznych.

## Burzliwe dzieje otwornic

Otwornice pojawiły się w przedziale czasu od 1115 do 690 milionów lat temu (Pawlowski i in. 2003) i żyją do dziś. W okresie kredowym organizmy te przeżywały bujny rozwój, charakteryzując się ogromnym zróżnicowaniem gatunkowym i szybkim tempem specjacji (czyli powstawania gatunków). Dzięki temu otwornice stanowią jedną z głównych grup skamieniałości przewodnich dla kredy. Ponadto w kredzie, podobnie jak dziś, otwornice zasiedlały większość środowisk morskich. Występowały w strefie przypowierzchniowej, będąc składnikiem zooplanktonu, a także na dnie zbiorników morskich, stanowiąc znaczny udział fauny bentosowej.

Na rozmieszczenie poszczególnych gatunków otwornic w kolumnie wody i osadach dennych wpływa wiele parametrów fizyko-chemicznych środowiska. Należą do nich m. in. chemizm, temperatura i zasolenie wody, głębokość zbiornika, dostępność pożywienia i tlenu

Rocznik Muzeum Ewolucji Instytutu Paleobiologii PAN Nr 4 (2012)



### Budulec kredowych skał

Pomimo swych niewielkich rozmiarów kopalne mikroorganizmy stanowią często główny składnik skał osadowych. Przykładem powszechnie występującej skały zbudowanej prawie w 90% z mikro- i nanoskamieniałości jest kreda pisząca (to od niej wziętą nazwę okres kredowy). Skała ta powstawała w okresie kredowym w płytkich, ciepłych morzach pokrywających ówczesne kontynenty (czyli w morzach epikontynentalnych). Jej głównymi składnikami są wapienne elementy glonów z grupy Coccolithophoridae, czyli kokolity, a także skorupki otwornic i pancerzyki małżoraczków. W Polsce kreda pisząca występuje i jest wydobywana w wielu miejscach, np. w Chełmie na Lubelszczyźnie oraz Mielniku nad Bugiem.



Kopalnia kredy piszącej mastrychtu w Chełmie (fot. K. Kąkol).

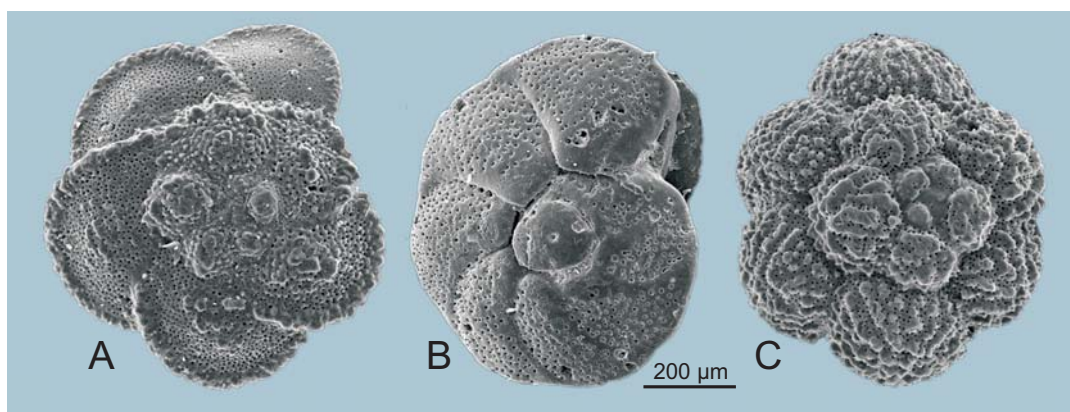
oraz układ prądów morskich. Otwornice są bardzo wrażliwe na wahania warunków środowiskowych, a ich strategie życiowe przekładają się na kształt skorupki. W konsekwencji wraz ze zmianami parametrów biotopu pojawiają się zespoły otwornicowe charakteryzujące się odmienną morfologią skorupki. Stosując zasadę aktualizmu, tzn. zakładając, że takie same czynniki fizyko-chemiczne i biologiczne miały podobny wpływ na budowę i rozmieszczenie współczesnych i kopalnych otwornic, możemy odtworzyć zmiany warunków życia w dawnych zbiorni-

kach morskich. Opieramy się przy tym na analizie zmian składu taksonomicznego kopalnych zespołów otwornic, a także udziału poszczególnych morfogrów (charakteryzujących się podobnym kształtem skorupki) w tych zespołach. Równoległe do badań otwornic warto posilko- wać się badaniami opartymi na innych grupach mikroskamieniałości lub makroskamieniałości, badaniami sedimentologicznymi i geochemicznymi. Zastosowanie kilku metod badawczych znacznie zwiększa stopień poprawności naszych interpretacji.

## Plankton i zmiany poziomu morza

Dzięki zależności między morfologią skorupki otwornic a minimalną głębokością zbiornika, na której występują (m. in. Caron i Homewood 1983), otwornice planktonowe są dobrymi wskaźnikami zmian głębokości i zasięgu dawnych mórz, czyli transgresji i regresji morskich. Współczesne otwornice planktonowe praktycznie ograniczają swój zasięg do otwartych zbiorników morskich o normalnym zasoleniu i stosunkowo czystej wodzie (Armstrong i Brasier 2005). Żyją w toni wodnej, od powierzchni do głębokości kilkuset metrów. Ich największe nagromadzenie występuje na

Poza dostępnością pożywienia i światła, na rozmieszczenie otwornic w kolumnie wody wpływa ich cykl życiowy, podczas którego odbywa się pionowa migracja otwornic w kolumnie wody. Zanurzają się one wówczas na znaczne głębokości. Maksymalna głębokość zanurzenia jest indywidualna dla danej grupy i ściśle powiązana z morfologią skorupki. Krótkie, zachodzące na niewielkich głębokościach cykle życiowe są charakterystyczne dla małych otwornic o słabo ornamentowanych i bezkiliowych skorupkach. Osiągają one bardzo szybko dojrzałość i mają wysoki potencjał reprodukcyjny. Natomiast otwornice o długim cyklu życiowym wymagają dużej głębokości w fazie repro-

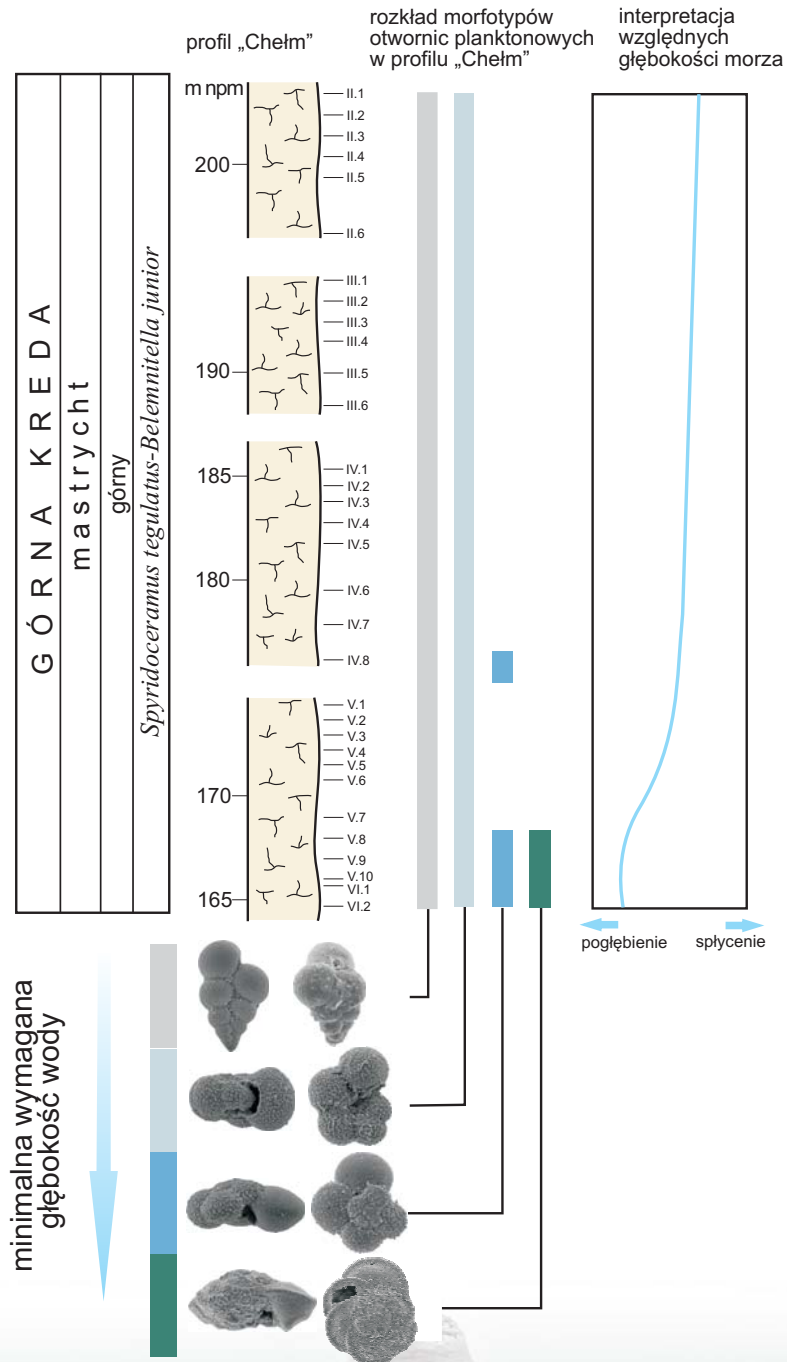


Przykłady otwornic kredowych. **A.** *Globotruncana arca*; mastrycht, Chotcza. **B.** *Gavelinella monterelensis*; mastrycht, Chotcza. **C.** *Rugoglobigerina milamensis*; mastrycht, Kamyanopil, Ukraina. A i C to otwornice planktonowe, B to otwornica bentosowa (fot. D. Peryt).

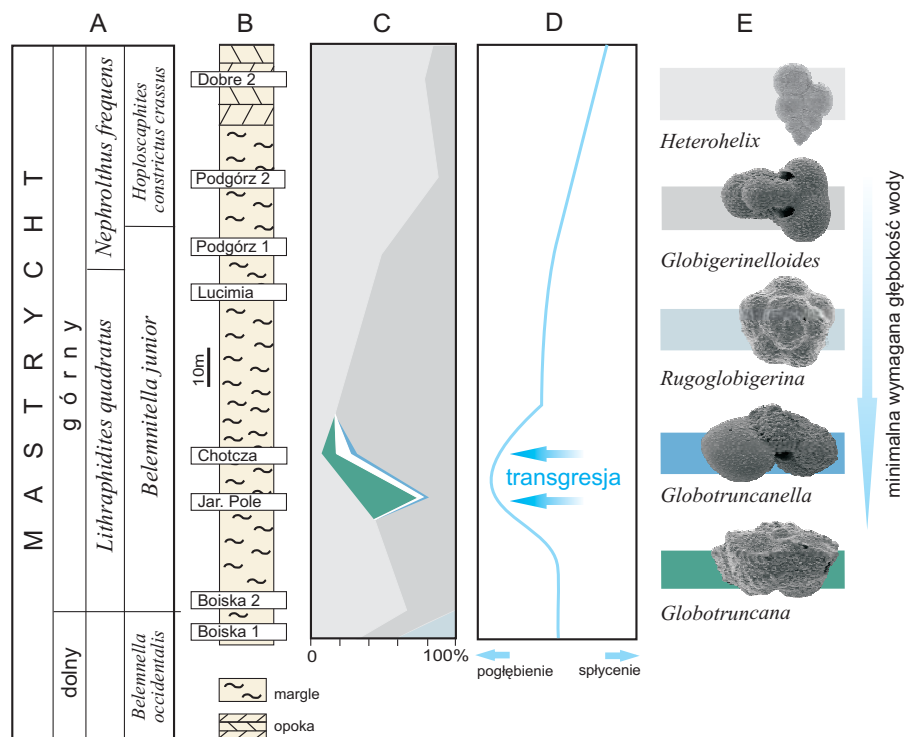
głębokości od 0–50 m (Boersma 1978), a poniżej głębokości 300 m ilość osobników drastycznie spada. Gatunki wymagające środowiska bogatego w pokarm żyją w strefie powierzchniowej, gdzie jest największy dopływ światła i najwięcej pożywienia (fitoplanktonu). Natomiast gatunki tolerujące niedostatek składników odżywczych oraz niższe temperatury i większą gęstość wody, zajmują głębsze strefy poniżej 100 metrów (Leckie 1987; Armstrong i Brasier 2005).

dukcji, są większe i mają silnie ornamentowane skorupki z kilem (Hemleben i in. 1998; Premoli Silva i Sliter 1995; Price i Hart 2002). Zbyt mały słup wody w zbiorniku uniemożliwia odbycie całego cyklu życiowego u form bardziej skomplikowanych morfologicznie i eliminuje je ze środowisk płytkomorskich. Dzięki zależności między morfologią skorupki a minimalną głębokością zbiornika, na której występują otwornice planktonowe, są one dobrymi wskaźnikami zmian głębokości morza.





Interpretacja zmian głębokości morza późnomastyrychckiego na podstawie analizy zespołów otwornic planktonowych w profilu kredy piszącej cementowni w Chełmie (zmodyfikowane wg Dubicka i Peryt 2012b).



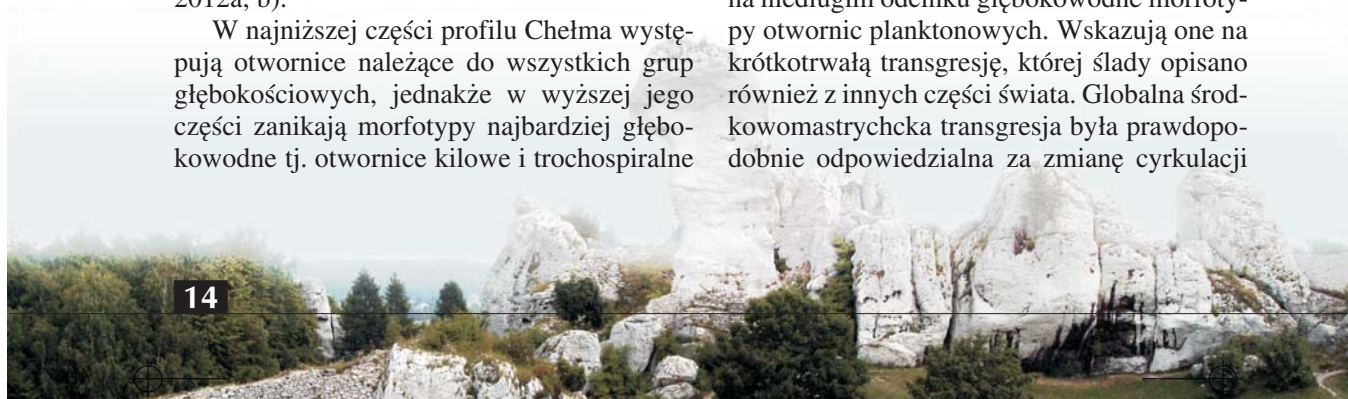
Stratygrafia, wahania poziomu morza i otwornice w środkowej części utworów mastrychtu profilu Wisły. **A.** Stratygrafia, wg Gaździckiej (1978) oraz Błaszkwicz (1980). **B.** Profil litologiczny. **C.** Procentowy udział morfotypów otwornic planktonowych. **D.** Krzywa wahań poziomu morza. **E.** Morfotypy otwornic planktonowych (zmodyfikowane wg Dubicka i Peryt 2012b).

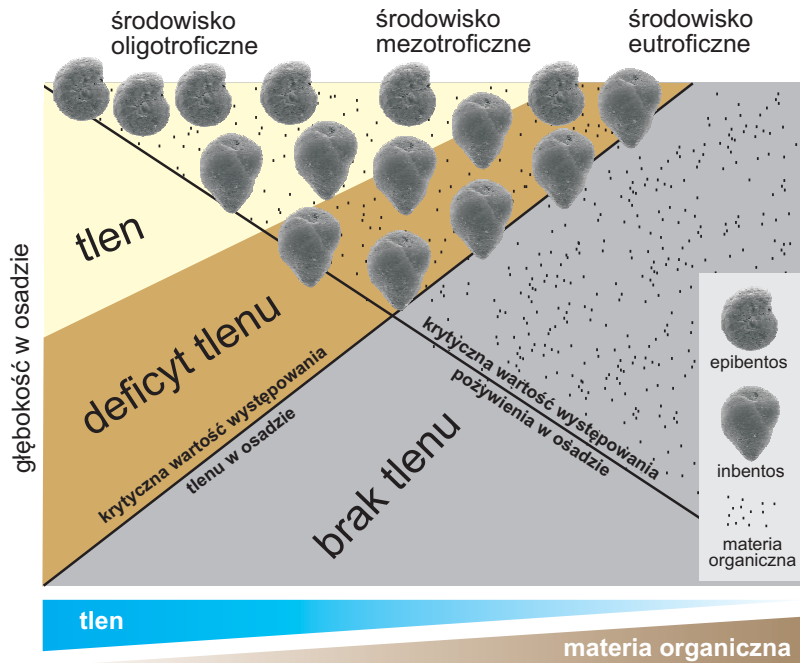
Analizując kopalny zespół otwornic planktonowych w profilu geologicznym możemy oszacować głębokość zbiornika, a także względne wahania poziomu morza podczas sedymentacji badanych osadów. Przykładowo zostaną tutaj omówione zespoły otwornic występujące w profilu kopalni kredy piszącej cementowni „Chełm” koło Chełma oraz w mastrychckim odcinku profilu doliny środkowej Wisły, który stanowi klasyczny profil osadów górnokredowych w Polsce (Dubicka i Peryt 2012a, b).

W najniższej części profilu Chełma występują otwornice należące do wszystkich grup głębokościowych, jednakże w wyższej jego części zanikają morfotypy najbardziej głębokowodne tj. otwornice kilowe i trochospiralne

o zwężonych komorach. Kopalny zespół otwornic planktonowych w wyższej części profilu chełmskiego zdominowany jest przez formy płytkowodne: dwu- i trójseryjne oraz planispiralne (płaskospiralne). Powyższy rozkład zespołów otwornic w profilu Chełma wskazuje na spłylenie morza (regresję) podczas sedymentacji badanych osadów.

W środkowej części mastrychtu profilu doliny środkowej Wisły (tj. nieznacznie powyżej granicy dolny–górny mastrycht) pojawiają się na niedługim odcinku głębokowodne morfotypy otwornic planktonowych. Wskazują one na krótkotrwałą transgresję, której ślady opisano również z innych części świata. Globalna środkowomastrychcka transgresja była prawdopodobnie odpowiedzialna za zmianę cyrkulacji





Model rozmieszczenia otwornic bentosowych w osadzie w zależności od dostępu pożywienia i tlenu (wg Jorissen i in. 1995 oraz Van der Zwaan i in. 1999).

oceanicznej, a ta z kolei za zmiany klimatyczne (ochłodzenie) (Gomez-Alday i in. 2004). Ich wynikiem był prawdopodobnie również zanik otwornic planktonowych z grupy *Rugoglobigerina* (Dubicka i Peryt 2012a, b), która dominowała w dolnomastychckim zespole otworcowym.

### Bentos a żyzność zbiorników morskich

Ze współczesnych środowisk znanych jest około 5 tysięcy gatunków otwornic bentosowych. Zajmują one niemal wszystkie środowiska wodne, począwszy od wód śródlądowych, wód brakicznych przez środowiska pływowe, szelfowe aż po głębiny oceaniczne, a także od ciepłych wód równikowych po chłodne strefy podbiegunowe (Armstrong i Brasier 2005). Środowiska przybrzeżne, szelfowe oraz skłony kontynentalne zamieszkiwane są w większym

stopniu przez otwornice wapienne, podczas gdy głębie oceaniczne zamieszkiwane są głównie przez otwornice o skorupkach aglutynujących, co jest związane z trudnościami w wytrącaniu węglanu wapnia w chłodniejszych wodach. Otwornice bentosowe zasiedlają powierzchnię dna oceanicznego (epifauna) lub żerują w głębi osadu (infauna). Głównymi parametrami kontrolującymi współczesne – a zapewne także kopalne – zespoły otwornic bentosowych są dostępność pożywienia i natlenienie osadu (van der Zwaan i in. 1999; Brüchert i in. 2000). Dlatego też otwornice bentosowe są jednym z lepszych wskaźników troficzności (czyli produktywności biologicznej) dawnych zbiorników morskich oraz natlenienia strefy przydennej. Dostępność tlenu determinuje głębokość, do której mogą żyć otwornice w osadzie. Jeżeli zawartość tlenu jest wystarczająca, to pionowe rozmieszczenie organizmów w osadzie jest uwarunkowane dostępnością pożywienia.

Jorissen i in. (1995) oraz Van der Zwaan i in. (1999) zaproponowali model pionowego rozmieszczenia otwornic bentosowych w osadzie w zależności od dostępności tlenu i materii organicznej. Model ten zakłada, że w środowiskach wysoko-oligotroficznych głębokość, do której mogą żyć otwornice w osadzie, jest zdefiniowana przez wartość krytyczną dostępności pożywienia. Dzieje się tak, gdyż prawie wszystkie szczątki pokarmowe są konsumowane lub utleniane na powierzchni i w głąb osadu przedostaje się tylko nieznaczna ilość materii organicznej, co powoduje prawie całkowity brak infauny i zdominowanie populacji przez tlenolubną epifaunę. Przemieszczając się w kierunku środowiska mezotroficznego, zmniejszeniu zawartości tlenu towarzyszy wzrost zawartości materii organicznej w głębi osadu i dlatego wzrasta udział infauny o umiarkowanych wymaganiach tlenowych. W środowiskach eutroficznych na dno zbiornika dostaje się bardzo duża ilość materii organicznej, przez co większość tlenu zostaje zużyta na jej rozkład, a głębokość życia w osadzie wynika z wartości krytycznej zawartości tlenu. W tych środowiskach zespoły otwornicowe zdominowane są przez formy infaunalne. W sytuacjach ekstremalnych cały tlen może zostać zużyty do rozkładu materii organicznej i w osadzie będą występować warunki anoksygenne.

## Literatura cytowana

- Armstrong, H.A. i Brasier, M.D. 2005. *Microfossils*. 296 s. Blackwell Publishing, Oxford.
- Błaszkiwicz, A. 1980. Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River Valley, Poland: a stratigraphic-paleontological study. *Prace Instytutu Geologicznego* 92: 1–63.
- Boersma, A. i Premoli Silva, I. 1989. Atlantic Paleogene biserial heterohelical foraminifera and oxygen minima. *Paleoceanography* 4: 271–286.
- Brüchert, V., Pérez, M.E. i Lange, C.B. 2000. Coupled primary production, benthic foraminiferal assemblages, and sulfur diagenesis in organic-rich sediments of the Benguela upwelling system. *Marine Geology* 163: 27–40.
- Dubicka, Z. i Peryt, D. 2012a. Lower/Upper Maastrichtian boundary interval in the Lublin Syncline (SE Poland, Boreal realm): new insight into foraminiferal stratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy* 45: 139–150.
- Dubicka, Z. i Peryt, D. 2012b. Latest Campanian and Maastrichtian paleoenvironmental changes: Implications from an epicontinental sea (SE Poland and western Ukraine). *Cretaceous Research* 37: 272–284.
- Gaździcka, E. 1978. Calcareous nannoplankton from the uppermost Cretaceous and Paleogene deposits of the Lublin Upland. *Acta Geologica Polonica* 23: 335–375.
- Goldstein, S.T. 1999. Foraminifera: A biological overview. W: B.K. Sen Gupta (red.), *Modern Foraminifera*, 37–70. Kulwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Gomez-Alday, J.J., Lopez, G. i Elorza, J. 2004. Evidence of climatic cooling at the Early/Late Maastrichtian boundary from inoceramid distribution and isotopes: Sopelana section, Basque Country, Spain. *Cretaceous Research* 25: 649–668.
- Hemleben, C., Spindler, M. i Anderson, O.R. 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. 363 s. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Jorissen, F.J., Stigter, H.C. i Widmark, J.G.W. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology* 26: 3–15.
- Leckie, R.M. 1987. Paleocology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: A comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *Micropaleontology* 33: 164–176.
- Murray, J.W. 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. 426 s. Cambridge University Press, Cambridge.
- Pawlowski, J., Holzmann, M., Berney, C., Fahrni, J., Gooday, A. J., Cedhagen, T., Habura i A. i Bowser, S.S. 2003. The evolution of early Foraminifera. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 100 (20): 11494–11498.
- Premoli Silva, I. i Sliter, W.V. 1999. Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution. W: E. Barrera, i C.C. Johnson (red.), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America Special Paper* 332: 301–328.
- Price, G.D. i Hart, M.B. 2002. Isotopic evidence for early to mid Cretaceous ocean temperature variability. *Marine Micropaleontology* 46: 45–58.
- Van der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T. i Kouwenhoven, T.J. 1999. Benthic foraminifera: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth Science Reviews* 46: 213–236.



# Życie na grzaskim dnie

Ewa ŚWIERCZEWSKA-GŁADYSZ i Danuta OLSZEWSKA-NEJBERT

Gąbki należą do powszechnie spotykanych makroskamieniałości w utworach kredowych. Szczególnie liczne są w utworach górnej kredy odsłaniających się w pasie wyżyn południowej Polski. W późnej kredzie te bentosowe organizmy przeżyły wielki rozkwit, związany z utworzeniem się rozległego morza epikontynentalnego, które pokryło znaczną część obecnej Europy, w tym także prawie cały obszar Polski. Na dnie tego morza gromadził się węglanowy muł, złożony głównie z kokolitów, otwornic, a niekiedy też z rozproszonych igieł obumarłych gąbek. Kredowe gąbki przystosowały się do życia na tym miękkim i grzaskim dnie, stosując różne strategie osiedlania się, w większości przypadków nieznanne u współczesnych przedstawicieli tej grupy.

Gąbki są najprostszymi organizmami wielokomórkowymi, które pojawiły się już u schyłku proterozoiku. Są to osiadłe, głównie morskie organizmy. Podczas ich ewolucji powstało szereg grup, które różnią się pod względem chemizmu i budowy szkieletu. Kilkakrotnie w dziejach Ziemi gąbki miały znaczenie skałotwórcze. Niekiedy tworzyły one na dnie morskim biohermy, czyli budowle o soczewkowatym kształcie. Największe biohermy, utworzone przez gąbki o szkielecie krzemionkowym, powstały w jurze. Pas bioherm rozciągał się wtedy na północnym szelfie praoceanu Tetyda od Portugalii przez Hiszpanię, Niemcy, Polskę, Ukrainę, aż po USA i Kanadę (Trammer 1982, Krautter i in. 2001). W Polsce ich pozostałością jest pas wapiennych skałek na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Niewielkie biohermy gąbkowe rozwijały się jeszcze we wczesnej kredzie (np. Rosales i in. 1995), a z początkiem późnej kredy zniknęły całkowicie z morskich ekosystemów.

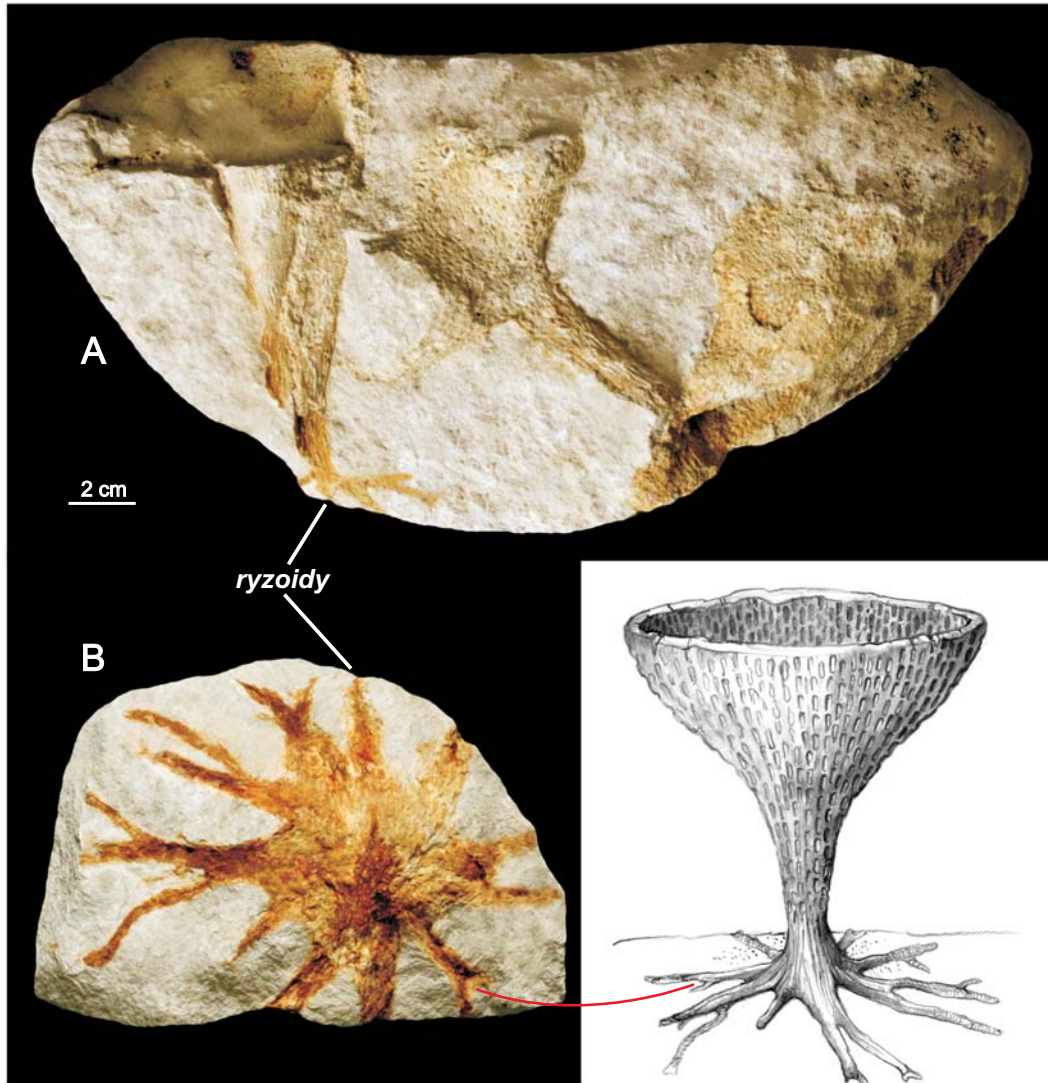
W późnej kredzie miała miejsce jedna z największych transgresji morskich w dziejach Ziemi. Zalane zostały ogromne obszary

epikontynentalnej Europy. Głównym składnikiem planktonu mórz epikontynentalnych były glony, zaliczane do złoconic (Chrysophyta). Komórki tych glonów pokryte są płytkami wapiennymi – kokolitami o mikroskopijnych rozmiarach 2–10 µm. Po obumarciu organizmu, płytki najczęściej rozpadają się i opadają na dno morza. W późnej kredzie grupa ta była tak liczna, że ogromne obszary dna morskiego zostały pokryte grzaskim mułem kokolitowym. Dla wielu organizmów, przystosowanie się do takich warunków życia stało się dużym wyzwaniem. Można śmiało powiedzieć, iż gąbki sprostały temu wyzwaniu „na szóstkę”.

## Gąbki z „korzonkami”

W okresie kredowym bujnie rozwijały się gąbki szklane z rzędów Lychniscosida i Hexactinosida (rzędy te wchodziły w skład gromady Hexactinellida), u których igły są ze sobą połączone i tworzą sztywny szkielet (tzw. szkielet diktyonalny). Gąbki te określane są wspólną nazwą diktydy. Zwarta konstrukcja szkieletu



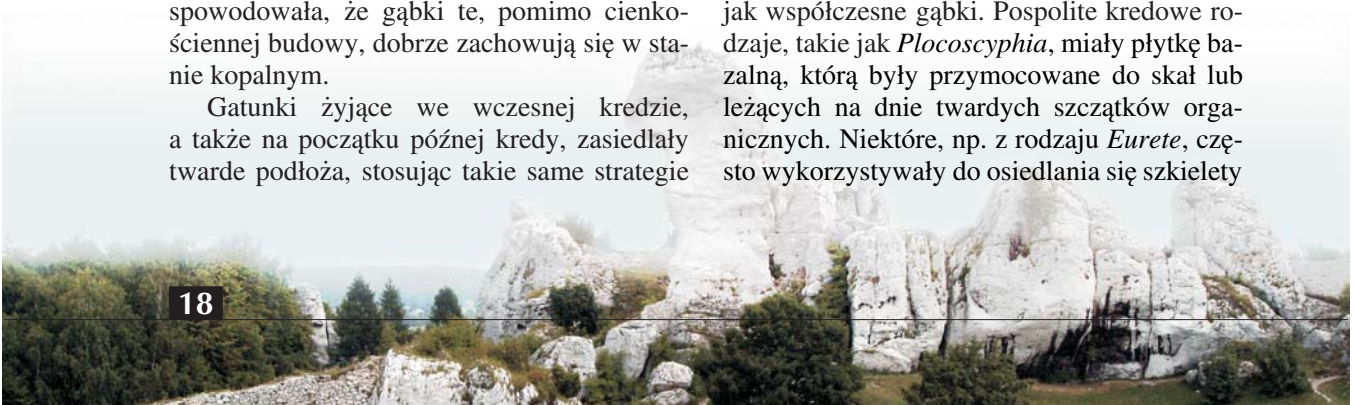


Wentrikulitydy i rekonstrukcja ich przedstawiciela. **A.** *Rhizopoterion cribrosum* (centralnie i z lewej strony zdjęcia) i *Sporadoscinia decheni* (z prawej); górny mastrycht, Nasiłów (fot. Grażyna Bartłomiejczyk). **B.** Rozeta korzeniowatych wyrostków *Rhizopoterion cribrosum*; górny mastrycht, Kazimierz Dolny (fot. Grażyna Bartłomiejczyk).

spowodowała, że gąbki te, pomimo cienkościennego budowy, dobrze zachowują się w stanie kopalnym.

Gatunki żyjące we wczesnej kredzie, a także na początku późnej kredy, zasiedlały twarde podłoża, stosując takie same strategie

jak współczesne gąbki. Pospolite kredowe rodzaje, takie jak *Plocoscyphia*, miały płytkę bazalną, którą były przymocowane do skał lub leżących na dnie twardych szczątków organicznych. Niektóre, np. z rodzaju *Eurete*, często wykorzystywały do osiedlania się szkielety



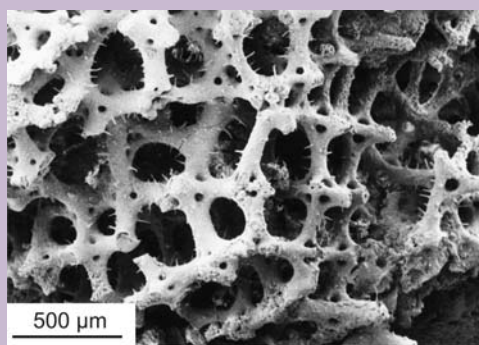
innych obumarłych gąbek. W ten sposób przytwierdzają się dzisiejsze gąbki z szelfu Kolumbii Brytyjskiej, tworzące jedyną znaną współczesną rafę gąbkową (Austin i in. 2007). Mniej liczne gatunki wczesnokredowe i cenomańskie, o zaokrąglonej lub bulwiastej podstawie, żyły na miękkim podłożu z podstawą pogrążoną w osadzie.

Począwszy od turonu nastąpił wielki rozkwit diktyidów, zwłaszcza z rodziny Ventriculitidae. Na powierzchni niektórych warstw wapieni marglistych w rejonie Opola na 1 m<sup>2</sup> można znaleźć aż 8–10 gąbek z tej rodziny, głównie z rodzajów *Ventriculites*, *Leiostracosia* i *Sporadoscinia*. Dno kredowego morza w miejscach zasiedlanych przez wentrikulitidy przypominało łąkę. Gąbki te miały kształt kielicha, trąbki lub parasolki, a stabilne mocowania w miękkim osadzie zapewniała im rozeta ryzoidów (jakby korzonków) na końcu trzonka. Ze względu na występujące w trzonku oraz ryzoidach podłużne kanały, elementy te przypominają budowę wewnętrzną kości kręgowców, z którymi są mylone przez mniej wprawnym zbieraczy skamieniałości. O pomyłkę tym łatwiej, że ryzoidy osiągają nawet kilkanaście centymetrów długości. Natomiast całe osobniki wentrikulitidów znajdowane w utworach kampanu i mastrychtu dochodzą do 30 cm wysokości (Świerczewska-Gładysz 2006). Wśród nich najbardziej pospolitym gatunkiem jest *Rhizopoterion cribrosum*.

Różnego kształtu korzonkopodobne wyrostki pojawiły się u bardzo wielu przedstawicieli późnokredowych diktyidów, np. z rodzaju *Coeloptychium*, *Becksia* i *Pleurostoma*. Miały je także gąbki z rodzaju *Aphrocallistes*. Współcześnie żyjący przedstawiciele tego rodzaju zasiedlają wyłącznie twarde podłoże (Austin i in. 2007). Niezwykłym kredowym przedstawicielem był *Aphrocallistes alveolites*, który wytwarzał ścielące się po podłożu długie, rozgałęzione wypustki i skierowane ku górze małe kubkowate odgałęzienia (Helm i Kosma 2006). Promieniście rozchodzące się

### Gąbki krzemionkowe (Hexactinellida)

Gąbki te charakteryzują się obecnością szkieletu zbudowanego z opalu (SiO<sub>2</sub>·nH<sub>2</sub>O). W późnej kredzie przeżywały one wyjątkowo bujny rozkwit, po czym stopniowo zaczęły wymierać (Pisera 1999). Obecnie znanych jest ok. 500 gatunków Hexactinellida. Budowa i funkcje życiowe tych cienkościennych gąbek przystosowane są do warunków głębokowodnych, gdzie ma miejsce wolna sedymentacja, panują niskie temperatury, a ruchliwość wód jest znikoma; w dodatku wody te są ubogie w składniki pokarmowe (Tabachnick 1991; Krautter 1997). Gąbki krzemionkowe osiągają różną wysokość – od kilku centymetrów do 1,3 metra. Ich szkielety są bardzo spektakularne, gdyż opalowe igły tworzą „koronkowe” konstrukcje (np. *Euplectella aspergillum* nazywana koronkowcem lub koszyczkiem Wenery). Z tego powodu używane są do celów dekoracyjnych, a ich konstrukcje szkieletowe są „podpatrywane” przez specjalistów i wykorzystywane w nanotechnice i budownictwie.

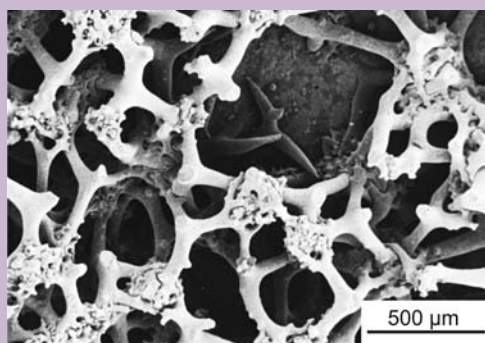


Szkielet diktonalny gąbki *Cyclostigma maeandrina*; górny kampan, Piotrawin.

## Gąbki zmiennoskieletowe (Demospongiae)

Szkielety gąbek zmiennoskieletowych zbudowane są z igieł krzemionkowych i/lub substancji organicznej (sponginy). Grupa ta, bardzo licznie reprezentowana w stanie kopalnym, znana jest już z późnego proterozoiku. Należy do niej większość współczesnych gąbek. Pospolitym przedstawicielem jest żyjąca w Morzu Śródziemnym gąbka szlachetna, która ze względu na „miękką” sponginowy szkielet pozyskiwana jest do celów higienicznych i farmaceutycznych. Większość tych gąbek zasiedla dna płytkich mórz, ale można je też spotkać niemalże na wszystkich głębokościach. Nieliczne żyją także w wodach słodkich.

W Polsce występuje nadecznik stawowy, którego kolonie osiągają nawet do 1 m średnicy. Kopalne słodkowodne gąbki są prawdziwą rzadkością. Należy do nich np. *Palaeospongilla chubutensis*, gatunek znany z osadów rzecznych dolnej kredy północnej Patagonii (Ott i Volkheimer 1972).



Zwarty szkielet gąbki *Turonia* z grupy litistidów, zbudowany z zespolonych tetraktonów; górny masywcy, Janowiec.

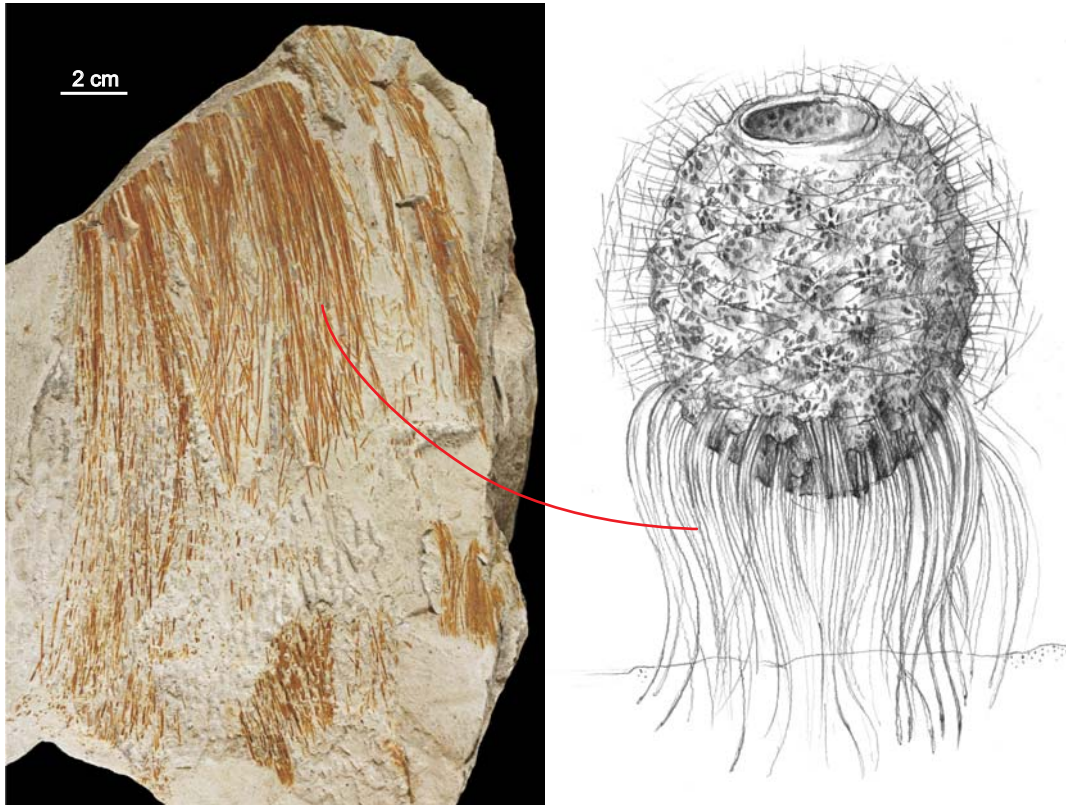
wypustki jednej gąbki mogły pokryć nawet ok. 0,5 m<sup>2</sup> dna.

Powszechne u diktyidów przystosowanie się do życia na miękkim podłożu spowodowało, że zdominowały one późnokredowe zespoły gąbkowe, które rozwijały się na mulistym dnie głębszych obszarów mórz epikontynentalnych. Takie zespoły znane są głównie z opok odsłaniających się w dolinie środkowej Wisły na odcinku od Ciszycy Kolonii do Puław (Świerczewska-Gładysz 2006) oraz w rejonie Krakowa (Bieda 1933; Hurcewicz 1968). Bardzo liczne i zróżnicowane gatunkowo diktydy można także znaleźć w marglach i wapieniach marglistych santonu w okolicach Krakowa (Olszewska-Nejbert i Świerczewska-Gładysz 2009; Świerczewska-Gładysz 2010), w kredzie piszącej Mielnika nad Bugiem (Olszewska-Nejbert i Świerczewska-Gładysz 2011), a także w obrębie piaskowca glaukonitowego tworzącego spąg skał paleogenu w Nasiłowie i Bochojniczy koło Kazimierza Dolnego (Świerczewska-Gładysz 2006; Świerczewska-Gładysz i Olszewska-Nejbert 2006). Występujące tu gąbki uległy fosfatacji, po czym osad, w którym pierwotnie tkwiły, został usunięty w wyniku podmorskiej erozji. Odgrzebane gąbki często długo leżały na dnie, drążone przez skałotoczce. Niekiedy były też wleczone po dnie przez prądy morskie, co doprowadziło do ich pokruszenia i obtoczenia zanim ponownie przykrył je osad.

## Gąbki z długimi igłami

Współczesne gąbki szklane z rzędów Lyssacinosida i Amphidiscosida (rzędy w obrębie gromady Hexactinellida) mają szkielet zbudowany z luźnych igieł opalowych. Część z nich zasiedla twarde podłoże, ale są też liczne gatunki, np. z rodzaju *Rossella*, których przedstawiciele żyją zakotwiczeni w miękkim dnie za pomocą cienkich igieł bazalnych. Igły te wystają poza ciało gąbki i zwykle są zebrane w jeden lub kilka luźnych pęków, albo są skręcone





Igły bazalne i rekonstrukcja gąbki z rzędu Lyssacinosa; górny kampan, Rzezuśnia. Okaz ze zbiorów Instytutu Nauk Geologicznych UJ, dar Tadeusza Jurkowskiego (fot. Grażyna Bartłomiejczyk).

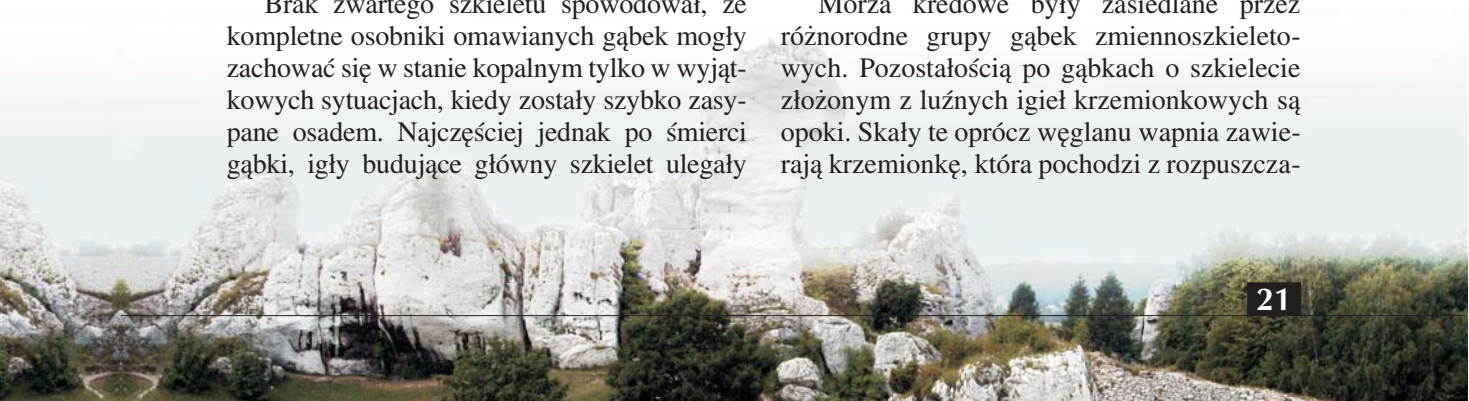
razem i tworzą rodzaj trzonka, np. u rodzaju *Hyalonema*. Igły bazalne mają przeciętnie długość od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, ale u niektórych gatunków mogą dochodzić nawet do 3 metrów długości (Wang i in. 2008). Zaopatrzone w pęki igieł bazalnych gąbki szklane żyły także w morzach kredowych, ale są one bardzo słabo poznane. Do tej pory opisano zaledwie kilka gatunków, głównie z koniaku Bornholmu (Brückner 2006).

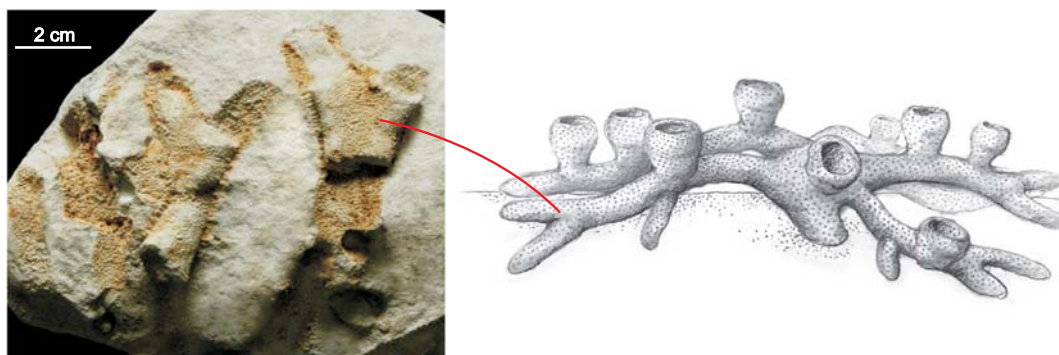
Brak zwartego szkieletu spowodował, że kompletne osobniki omawianych gąbek mogły zachować się w stanie kopalnym tylko w wyjątkowych sytuacjach, kiedy zostały szybko zasypane osadem. Najczęściej jednak po śmierci gąbki, igły budujące główny szkielet ulegały

rozproszeniu. Tak zachowane w skałach kredowych pęki igieł bazalnych są niekiedy mylone z „trawami morskimi” lub szczątkami glonów. W Polsce są one stosunkowo częstymi skamieniałościami w osadach górnego kampanu w rejonie Krakowa (Świerczewska-Gładysz i Jurkowska w druku).

### Gąbki z masywnymi wspornikami

Morza kredowe były zasiedlane przez różnorodne grupy gąbek zmiennoszkieletowych. Pozostałością po gąbkach o szkielecie złożonym z luźnych igieł krzemionkowych są opoki. Skały te oprócz węgla wapnia zawierają krzemionkę, która pochodzi z rozpuszcza-





Fragmenty płożących się po podłożu gałązek gatunku *Aphrocallistes alveolites* i rekonstrukcja gąbki; górnymajstrycht, Kazimierz Dolny (fot. Grażyna Bartłomiejczyk).

nia igieł gąbek. Opoki odslaniają się w Polsce między innymi w dolinie Wisły, począwszy od Annapola po Puławę.

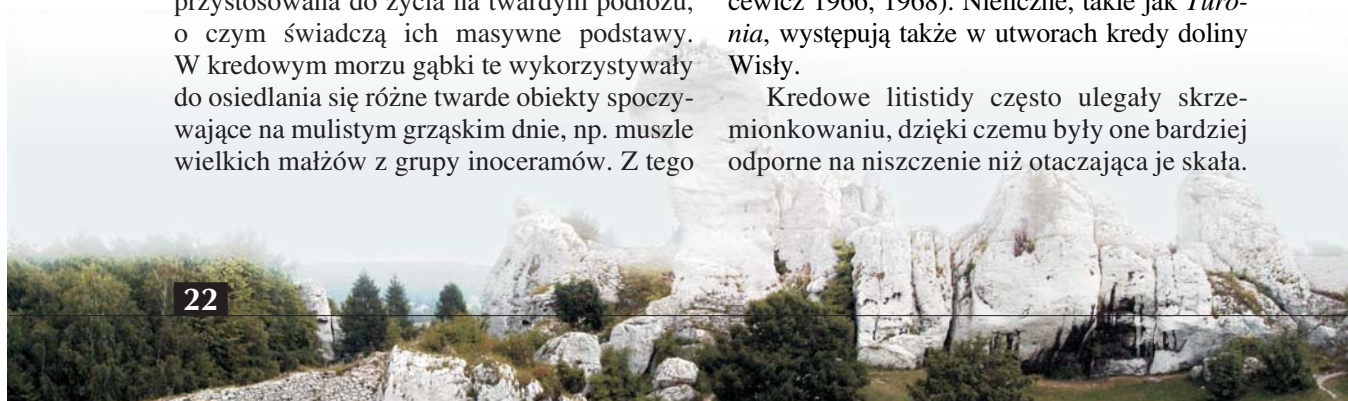
W osadach kredowych znacznie lepiej zachowały się gąbki kamienne (tzw. litistidy), których rozgałęzione na końcach igły (desmy) tworzyły zwarty szkielet. Gąbki kamienne były pospolitymi organizmami bentonicznymi, zasiedlającymi głównie płytsze strefy mórz szelfowych. Niektóre gatunki budowały wczesnokredowe i cenomańskie biostromy (budowle o warstwowej geometrii) gąbkowe, znane m.in. z Niemiec (Kauffman i in. 2000). Na terenie Polski duże skupiska tych gąbek występują w osadach piaszczystych albu, w rejonie Wolbromia (Małecki 1979). Niektóre z nich osiągały nawet 30 centymetrów wysokości. Ich pojawienie się było związane z wkroczeniem na ten obszar pod koniec wczesnej kredy płytkiego morza.

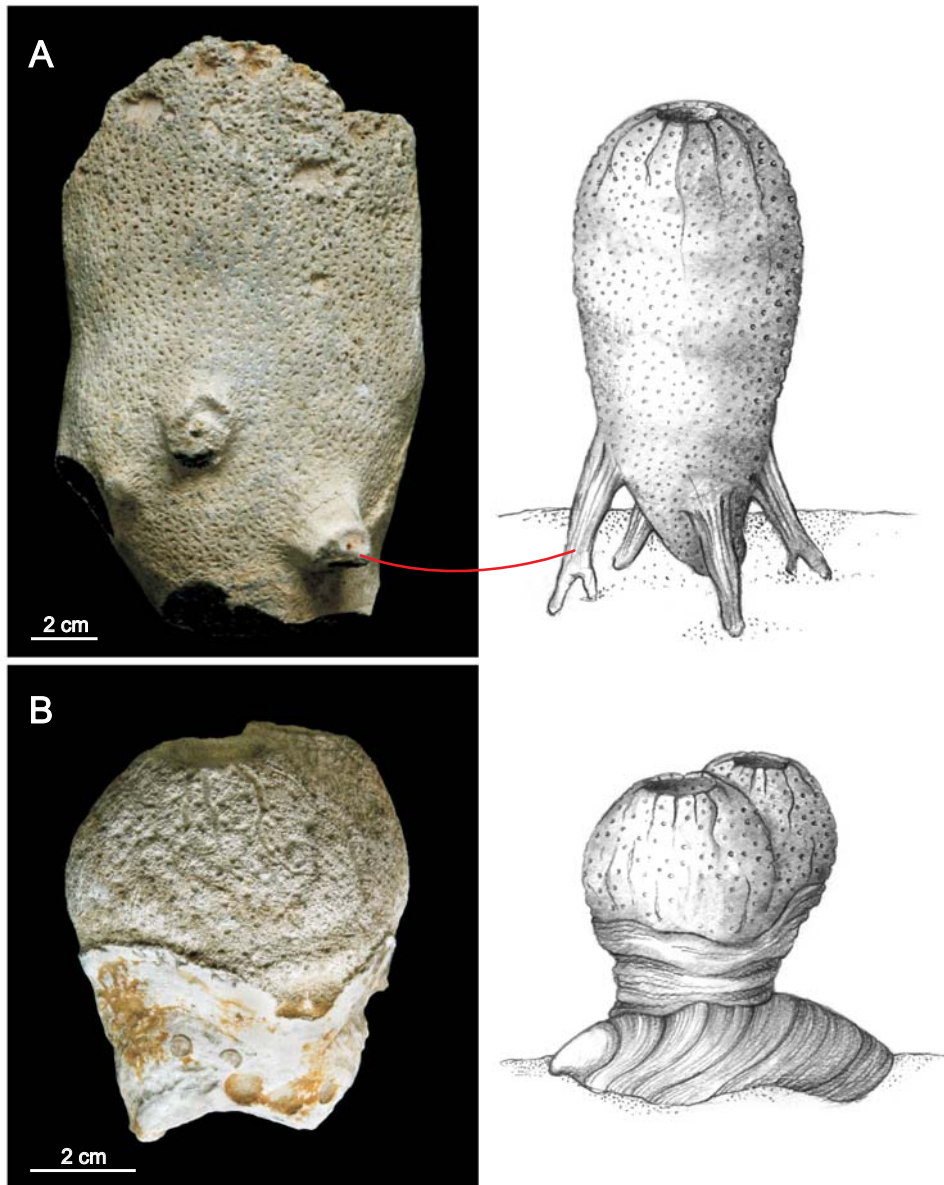
W porównaniu z gąbkami szklanymi, gąbki kamienne nie są zbyt częste w węglanowych osadach górnej kredy Polski. Większość z nich, podobnie jak współczesne litistidy, była przystosowana do życia na twardym podłożu, o czym świadczą ich masywne podstawy. W kredowym morzu gąbki te wykorzystywały do osiedlania się różne twarde obiekty spoczywające na mulistym grząskim dnie, np. muszle wielkich małżów z grupy inoceramów. Z tego

względu ich podstawy są często wklęsłe, dopasowane do wypukłego kształtu muszli małża. Gąbki o takiej podstawie występują np. w osadach turonu i koniaku w rejonie Opola.

Upowszechnianie się węglanowych osadów spowodowało, że niektóre litistidy z kampanu i mastrychtu poszły w ślady gąbek szklanych i zaczęły wytwarzać wyrostki stabilizujące je w miękkim osadzie. W czasie wyjmowania znalazisk ze skał, wyrostki zwykle ulegają obłamaniu, ale ślady po nich są widoczne na wielu okazach. W przeciwieństwie do cienkościennych gąbek szklanych, gąbki kamienne są zwykle bardzo masywne, dlatego też ich wyrostki były niezbyt liczne, ale za to grube. Wyrastały one w różnych miejscach w dolnej części ciała gąbek, często asymetrycznie i skierowane były zwykle pionowo w dół. Wbite w osad, tworzyły solidną podporę dla ciała gąbki. Tylko nieliczne litistidy (np. *Phymatella*) miały długi cienki trzonek zakończony palczastymi wyrostkami. Gąbki kamienne zaopatrzone w wyrostki są pospolite w osadach kampanu w rejonie Koniecpola, Lelowa, Miechowa i Krakowa (Hurciewicz 1966, 1968). Nieliczne, takie jak *Turonina*, występują także w utworach kredy doliny Wisły.

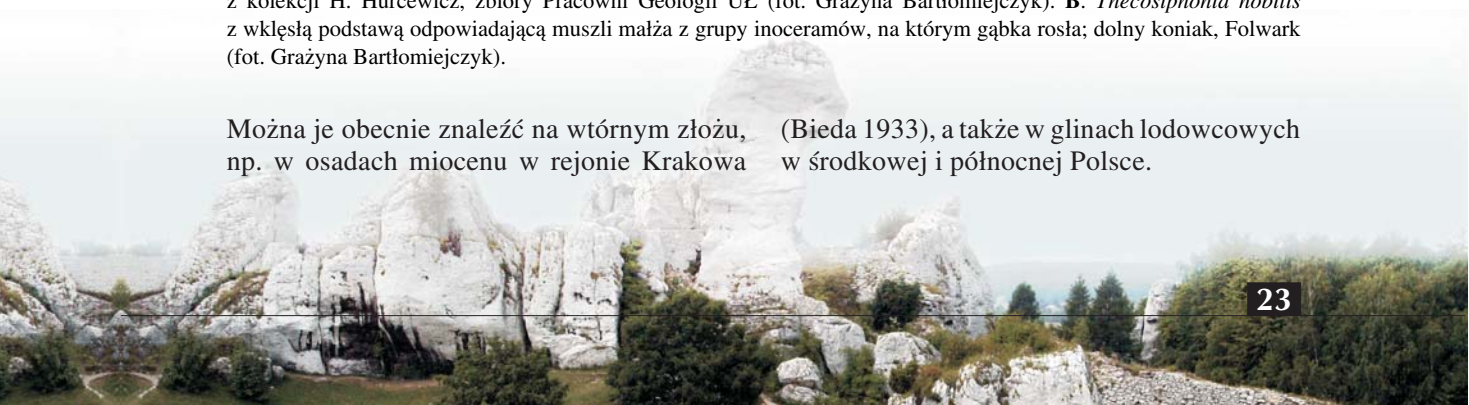
Kredowe litistidy często ulegały skrzemionkowaniu, dzięki czemu były one bardziej odporne na niszczenie niż otaczająca je skała.





Gąbki kamienne i ich rekonstrukcje. **A.** *Siphonia tubulosa* z obłamanymi wyrostkami; dolny kampan, Zbuczyn. Okaz z kolekcji H. Hurcewicz, zbiory Pracowni Geologii UŁ (fot. Grażyna Bartłomiejczyk). **B.** *Thecosiphonia nobilis* z wklęsłą podstawą odpowiadającą muszli małża z grupy inoceramów, na którym gąbka rosła; dolny koniak, Folwark (fot. Grażyna Bartłomiejczyk).

Można je obecnie znaleźć na wtórnym złożu, (Bieda 1933), a także w glinach lodowcowych np. w osadach miocenu w rejonie Krakowa w środkowej i północnej Polsce.



## Niezależne kuleczki

Jedną z najbardziej charakterystycznych skamieniałości w utworach górnej kredy jest *Porosphaera*, mała kulista gąbka wapienna, osiągająca 3 cm średnicy. Znana jest głównie z obszaru Europy, ale została znaleziona także w Iranie (Wilmsen i in. 2012). Gąbki te występują także w Polsce, w osadach kampanu w rejonie Krakowa (Hurcewicz 1960) oraz w kredzie piszącej Mielnika nad Bugiem (Olszewska 1987). W profilach kredy *Porosphaera* pojawia się tylko w niektórych poziomach, ale za to zawsze masowo, dlatego też niektóre warstwy w Anglii są nazywane „*Porosphaera* beds”. Gąbki te rozwiązały problem osiedlania się na miękkim dnie w sposób niekonwencjonalny dla tej grupy zwierząt, a mianowicie całkowicie zrezygnowały z przytwierdzania się do podłoża. Muliste dno kredowych mórz było usłane małymi kuleczkami. Pomimo niewielkich wymiarów gąbki te nie były narażone na zasypianie, gdyż żyły w stosunkowo głębokich, spokojnych wodach, gdzie tempo depozycji osadu było znikome.

Wiele okazów *Porosphaera* posiada cylindryczne otworki, które dawniej interpretowano jako efekt obrastania przez gąbkę jakiegoś obiektu na dnie morza. Obecnie uważa się, że otworki te wydrążyły niewielkie, robakokształ-



Gąbki wapienne *Porosphaera globularis*; dolny kampan, Bonarka. Okazy z kolekcji H. Hurcewicz, zbiory Pracowni Geologii UŁ (fot. Grażyna Bartłomiejczyk).

ne zwierzęta z grupy sikwiaków (Neumann i in. 2008). Lekkie porowate szkielety martwych gąbek były wykorzystywane przez sikwiaki jako przenośne domki, zapewniając im schronienie przed drapieżnikami.

Na przełomie kredy i paleogenu pospolite w kredzie grupy gąbek zaczęły stopniowo wymierać. Związane to było głównie z zanikiem rozległych mórz epikontynentalnych. Do dziś przetrwały tylko nieliczne rodzaje gąbek, które były pospolite w kredzie.

## Gąbki wapienne (Calcarea)

Szkielet współczesnych gąbek wapiennych ma zwykle postać luźnych, rzadziej połączonych ze sobą lub scementowanych igieł wapiennych ( $\text{CaCO}_3$ ). Kopalne gąbki o takim typie szkieletu, tzw. „faretronidy” znane są od permu, ale pojedyncze igły, mogące należeć do gąbek wapiennych, znajdowane są już w utworach dolnego kambru (Manuel i in. 2002). Zarówno formy kopalne, jak i współczesne, są niezbyt duże i rzadko przekraczają 10 cm wysokości. Oprócz osobniczych gąbek w kształcie wazonu, częste są też formy nieregularne, masywne oraz kolonijne, złożone z wielu drobnych rurek. Współczesne gąbki wapienne żyją wyłącznie w morzach o dużym zasoleniu, zawsze przytwierdzone do twardego podłoża. Najczęściej spotyka się je u wybrzeży mórz tropikalnych, zwłaszcza w podmorskich jaskiniach, ale niektóre żyją także głębiej, w strefie batialnej (Vacelet i in. 2002).



## Podziękowania

Autorki serdecznie dziękują Grażynie Bartłomiejczyk za wykonanie fotografii okazów gąbek, Cyprianowi Kulickiemu za wykonanie zdjęć skaningowych, Aleksandrze Hołda-Michalskiej za graficzne opracowanie rekonstrukcji gąbek, Józefowi Drywulskiemu i pracownikom kopalni „Mielnik”, Joachimowi Wilczkowi i pracownikom kopalni Folwark oraz pracownikom kopalni „Odra” za umożliwienie wykonania prac terenowych na ich terenie.

## Literatura cytowana

- Austin, W.C., Conway, K.W., Barrie, J.V. i Krautter, M. 2007. Growth and morphology of a reef-forming glass sponge, *Aphrocallistes vastus* (Hexactinellida), and implications for recovery from widespread trawl damage. W: M.R. Custódio, G. Lôbo-Hajdu, E. Hajdu, i G. Muricy (red.), *Porifera Research: Biodiversity, Innovation & Sustainability*, 139–145. Rio de Janeiro.
- Bieda, F. 1933. Sur les Spongiaires siliceux du Sénonien des environs de Cracovie. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 9: 1–41.
- Brückner, A. 2006. Taxonomy and paleoecology of lyssacinosan Hexactinellida from the Upper Cretaceous (Coniacian) of Bornholm, Denmark, in comparison with other postpaleozoic representatives. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft* 564: 1–103.
- Helm, C. i Kosma, R. 2006. Reconstruction of the Late Cretaceous hexactinellid sponge *Aphrocallistes alveolites* (Roemer, 1841). *Paläontologische Zeitschrift* 80: 22–33.
- Hurcewicz, H. 1960. *Porosphaera* z górnej kredy okolic Krakowa. *Acta Geologica Polonica* 5: 435–449.
- Hurcewicz, H. 1966. Siliceous sponges from the Upper Cretaceous of Poland; Part I, Tetraxonia. *Acta Palaeontologica Polonica* 11: 15–129.
- Hurcewicz, H. 1968. Siliceous sponges from the Upper Cretaceous of Poland; Part II, Monaxonia and Triaxonia. *Acta Palaeontologica Polonica* 13: 3–96.
- Kauffman, E.G., Herm, D., Johnson, C.C., Harries, P. i Höfling, R. 2000. The ecology of Cenomanian lithistid sponge frameworks, Regensburg area, Germany. *Lethaia* 33: 214–235.
- Krautter, M. 1997. Aspekte zur Paläökologie postpaläozoischer Kieselschwämme. *Profil* 11: 199–324.
- Krautter, M., Conway, K. W., Barrie, J.V. i Neuweiler, M. 2001. Discovery of a “Living Dinosaur”: Globally unique modern hexactinellid sponge reefs of British Columbia, Canada. *Facies* 44: 265–282.
- Małeck, J. 1979. Sponges from Albian sandstone at Glanów near Wolbrom. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia* 5: 85–91.
- Manuel, M., Borojevic, R., Boury-Esnault, N. i Vacelet, J. 2002. Class Calcarea Bowerbank, 1864. W: J.N.A. Hooper i R.W.M. van Soest (red.), *Systema Porifera. A Guide to the Classification of Sponges*, 1103–1110. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- Neumann, C., Wisshak, M. i Bromley, R.G. 2008. Boring a mobile domicile: an alternative to the conchicolous life habit. W: M. Wisshak i L. Tapanila (red.), *Current Developments in Bioerosion*, 307–328. Springer, Berlin.
- Olszewska, D. 1987. *Wykształcenie facjalne i sedymentacja kredy piszącej w Mielniku nad Bugiem*. 133 s. Praca magisterska, Archiwum IGP UW.
- Olszewska-Nejbert, D. i Świerczewska-Gładysz, E. 2009. The phosphatized sponges from the Santonian (Upper Cretaceous) of the Wielkanoc Quarry southern Poland) as a tool in stratigraphical and environmental studies. *Acta Geologica Polonica* 59: 483–504.
- Olszewska-Nejbert, D. i Świerczewska-Gładysz, E. 2011. Campanian (Late Cretaceous) hexactinellid sponges from the white chalk of Mielnik (Eastern Poland). *Acta Geologica Polonica* 61: 383–417.
- Ott, E. i Volkheimer, W. 1972. *Palaeospongilla chubutensis* n. g. et n. sp. ein Süßwasserschwamm der Kreide Patagoniens. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 140: 49–63.
- Pisera, A. 1999. Postpaleozoic history of the siliceous sponges with rigid skeleton. *Memoirs of the Queensland Museum* 44: 473–478.
- Rosales, I., Mehl, D., Fernández-Mendiola, P.A. i García-Mondéjar, J. 1995. An unusual poriferan community in the Albian of Islares (north Spain): Palaeoenvironmental and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 119: 47–61.
- Świerczewska-Gładysz, E. 2006. Late Cretaceous siliceous sponges from the Middle Vistula River Valley (Central Poland) and their palaeoecological significance. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 76: 227–296.
- Świerczewska-Gładysz, E. 2010. Late Hexactinellid sponges from the Santonian deposits of the Kraków area (southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 80: 253–284.
- Świerczewska-Gładysz, E. i Jurkowska, A. (w druku). Occurrence and paleoecological significance of lyssacinosid sponges in the Upper Cretaceous deposits of Southern Poland. *Facies*.

- Świerczewska-Gładysz, E. i Olszewska-Nejbert, D. 2006. Pochodzenie sfosforyzowanych gąbek z warstwy dańskiego piaskowca glaukonitowego z Nasilowa (dolina środkowej Wisły). *Przegląd Geologiczny* 54: 710–719.
- Tabachnick, K.R. 1991. Adaptation of the Hexactinellid sponges to deep-sea. W: J. Reitner i H. Keupp (red.), *Fossil and Recent Sponges*, 378–386. Springer Verlag, Berlin.
- Trammer, J. 1982. Lower to Middle Oxfordian sponges of Polish Jura. *Acta Geologica Polonica* 29: 1–39.
- Vacelet, J., Borojevic, R., Boury-Esnault, N. i Manuel, M. 2002. Order Lithonida Vacelet, 1981, Recent. W: J.N.A. Hooper i R.W.M. van Soest (red.), *Systema Porifera. A Guide to the Classification of Sponges*, 1185–1192. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- Wang, X., Boreiko, A., Schlossmacher, U., Brandt, D., Schröder, H.C., Li, J., Kaandorp, J.A., Götz, H., Duschner, H. i Müller, W.E. 2008. Axial growth of hexactinellid spicules: formation of cone-like structural units in the giant basal spicules of the hexactinellid *Monorhaphis*. *Journal of Structural Biology* 164: 270–280.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T. i Majidifard, M.R. 2012. *Porosphaera globularis* (Phillips, 1829) (Porifera, Calcarea) from the Maastrichtian Farokhi Formation of Central Iran. *Cretaceous Research* 33: 91–96.



# Homeland of the mosasaur

## One hundred years of palaeontological research at the Natuurhistorisch Museum Maastricht

John W.M. JAGT

---

The city of Maastricht has a long tradition of fossil collecting from rocks of latest Cretaceous age in the area. In the early days, skeletal remains of large vertebrates such as mosasaurs and cheloniid turtles in particular, were held as curiosities in cabinets at home. Later, attention shifted and such pieces were considered genuine scientific material in need of illustration, description and proper curation. In 1912, the Natuurhistorisch Museum Maastricht was founded by local members of the Natuurhistorisch Genootschap in Limburg, a learned society of professional and amateur biologists, botanists, entomologists, geologists and palaeontologists. To date, the museum is widely viewed as the “museum of the type Maastrichtian”, and palaeontological specimens (both on display and in storage) are being used as educational and scientific tools to inform the general public and the scientific community alike.

---

A century and a half prior to the foundation of the Natuurhistorisch Museum Maastricht in 1912, there already existed a keen interest in fossils, in particular of vertebrates such as mosasaurs and marine turtles that were recovered from the friable biocalcarenes of late Maastrichtian (Late Cretaceous) age of the St. Pietersberg and environs, south of Maastricht (the Netherlands). In those days, however, only well-educated people such as clergymen, physicians, army officers and some businessmen could allow themselves to have such a “hobby” – the prized objects were put on display at home, in cabinets. Rarely, however, were such specimens described scientifically. Two generations later, the time was right for serious scientific interpretation and more targeted collecting was carried out, mostly of invertebrates. Collections made in the second half of the nineteenth

century by local non-professional palaeontologists disappeared, after their deaths, to museums abroad. To put a stop to this, the Natuurhistorisch Museum Maastricht (NHMM) was founded in 1912; at first, it contained only private holdings of the members of the founder society. Later, it was realised that more than such eclectic collections was needed, and that the general public was to be informed and “educated”. Staff members of the museum actively acquired material. In addition, contributions by amateur collectors, who often are more professional than the professionals, have become increasingly important. This, coupled with the hugely improved ways of transportation and communication (internet, email), explains the notable increase in output by staff members and their “amateur” associates alike. The 100th anniversary of the museum is marked by the most



active period in palaeontological research of the type Maastrichtian. Here a brief overview of such research is given, subdivided into four periods, two prior to the foundation of the museum, and two subsequent.

Situated close to the mediaeval city wall, the NHMM is but a few kilometres north of the stratotype of the Maastrichtian Stage, the youngest time slice of the Cretaceous Era, dated between 72 and 65.5 Ma. Naturally, anniversary celebrations at the museum reflect on what has been achieved in recent decades, but also home in on future developments, intimately connected as they are with the halt of quarrying activities at the ENCI-HeidelbergCement Group quarry in July 2018. Seeing that each generation stands on the shoulders of the previous one(s), it is only fair to kick off with two periods prior to the moment when the museum first opened its doors to the public in 1912. The southern part of the Dutch province of Limburg, of which Maastricht is the capital, could not be further removed from the clays, sands and marshes that form the remainder of this country. This alone explains part of the appeal that the Maastricht area has had to palaeontologists since the end of the eighteenth century.

## The early days (1765–1850)

Ever since the first documented find of mosasaur skull material in 1766 (see Bardet and Jagt 1996), cabinets in the city of Maastricht started to be filled to the edges with huge pieces of jaw and backbone of mosasaurs and carapaces and plastrons of marine turtles. In fact, there appears to have been quite a lively competition amongst collectors who all wanted to have the largest and best-preserved specimens. Collecting fossils was something that only educated and well-to-do people were in a position to do. Material was either collected personally, or bought from local quarrymen, the so-called “blokbrekers”, who were more than pleased to up their meagre salaries earned in pitchdark and damp underground galleries of the St. Pietersberg and surroundings. Vertebrate fossils were the most sought-after objects, but the various cabinets will also have contained the odd echinoid and larger bivalve and gastropod shells (Van Regteren Altena 1957). Rarely were specimens in such cabinets described scientifically. There are exceptions, of course. Jean-Léonard Hoffmann, a Swiss-born local army surgeon had some of the artic-



Early years of palaeontological exploration in the Maastricht area **A.** Barthélemi Faujas de Saint-Fond (1741–1819). **B.** The type skull of *Mosasaurus hoffmanni* ready to be transported (1780?) from the subterranean galleries at the St. Pietersberg, south of Maastricht (from Faujas de Saint-Fond 1802–1804?). The naturalist Faujas accompanied the French revolutionary troops during their looting of cabinets in Maastricht and vicinity, and much embellished the tale of the actual acquisition (see Pieters *et al.* 2012).





The ENCI-HeidelbergCement Group quarry, around 1985, with subterranean galleries in the Nekum Member (Maastricht Formation); view towards the north. It is from the upper part of the section exposed in those galleries that the type specimen of *Mosasaurus hoffmanni* stems (see Felder and Jagt 1998) (phot. W.M. Felder).

ulated mosasaur skeletal elements in his possession painted in great detail.

The capture of the city of Maastricht by the French revolutionary army in 1794 meant that many (if not all) of such cabinets were plundered. The most precious specimen in the hands of the local canon Theodorus Joannes Godding, the skull of what was subsequently to become the type of *Mosasaurus hoffmanni*, was also taken and put on transport to Paris, as a war trophy for which there was no compensation (see Pieters *et al.* 2012). In his book *Histoire naturelle de la Montagne Saint-Pierre de Maastricht*, the scientist in charge, Barthélemy Faujas de Saint-Fond (1741–1819), also illustrated typical invertebrate taxa of the friable biocalcarenites that were exploited in subterranean galleries. Although these were superficially compared to extant marine animals, Faujas de Saint-Fond (?1802–1804) never named any of his fossils. Other workers abroad, mostly in Germany and France, did that; Dutch scientists

apparently could not be bothered. This act of robbery heralded in a period of quiescence on the palaeontological front – we know next to nothing about the decades that followed.

### The nineteenth-century revival (1850–1900)

Although a number of cities in neighbouring Belgium (Leuven, Liège) and Germany (Aachen, Bonn) had illustrious universities in the second half of the nineteenth century, the city of Maastricht was more or less intellectually barren. Only a handful of amateur collectors rose to fame in those days. One of them, Johannes Theodorus Binkhorst van den Binkhorst, Amsterdam-born and with a military and political career to his name, produced two important books as well as a number of smaller articles. He went to great lengths to collect material (either by himself, or acquired from quarrymen, as customary in those days) and to have



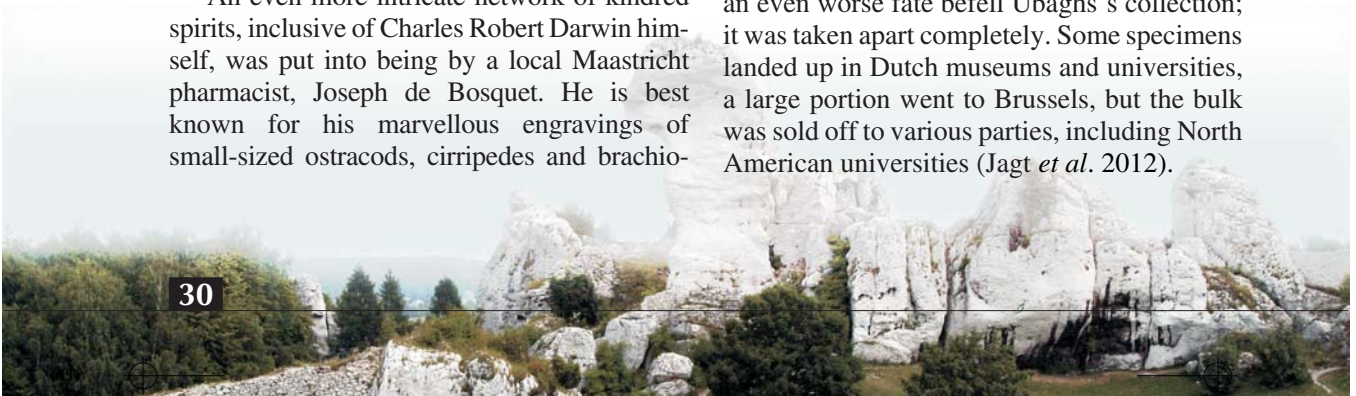
The main entrance to the Natuurhistorisch Museum Maastricht, de Bosquetplein 7, Maastricht (phot. J.W.M. Jagt).

this illustrated and described in detail. His 1861–1862 monograph on Late Cretaceous ammonites, belemnites, nautiloids and gastropods was well received by his contemporaries. It remains a valuable source of information even to this day! Soon after his death in 1876, the large collection (which contained also undescribed material such as bivalves, dinosaur bones, echinoderms and even terrestrial plants) was bought by the Kaiserliches Museum in Berlin, now Museum für Naturkunde.

An even more intricate network of kindred spirits, inclusive of Charles Robert Darwin himself, was put into being by a local Maastricht pharmacist, Joseph de Bosquet. He is best known for his marvellous engravings of small-sized ostracods, cirripedes and brachio-

Pods, produced by himself with the use of a kind of camera-lucida device. Despite being modest in nature, Bosquet succeeded in exchanging letters, books, articles and specimens all over Europe, and he did most of his own collecting. Having been active only between 1851 and 1868, it is astonishing to see how much printed work bears his name. His large collection, which also contained specimens from his pharmacist tutor, Frederik Henkelius, was later bought by Guillaume Suyckerbuck, a local maecenas, who then presented it to the Muséum Royal de Bruxelles. Of his well-equipped reference library, the NHMM holds a listing – the books themselves have long been dispersed.

The third “amateur” in those days, who shared with his colleagues a superb ability to observe and deduce, was Johann Casimir Ubaghs, born at Aachen. His initial interest was in bryozoans, not only from a taxonomic point of view, but even more in the way that such “tiny creatures” proved to be rock forming in southern Limburg and contiguous areas. In fact, without any formal geological education, Ubaghs succeeded in correlating such bryozoan-rich levels and concluded that faults governed their discontinuous nature. Ubaghs was also a very apt collector of fossils, especially in subterranean galleries. His attention later shifted to mosasaurs and chelonid turtles, of which he even recognised, described and named a new species. At Maastricht, where he moved in 1866, he had his own museum (open to the public for a small fee, free to students and professors), which soon hosted so many objects that a new abode had to be sought. Actually, the “Musée Ubaghs” at Tafelstraat 16 is only a few hundred metres away from the NHMM – coming full circle .... Unfortunately, an even worse fate befell Ubaghs’s collection; it was taken apart completely. Some specimens landed up in Dutch museums and universities, a large portion went to Brussels, but the bulk was sold off to various parties, including North American universities (Jagt *et al.* 2012).





One of the showcases, with latest Maastrichtian ammonites, of the Curfs quarry exhibit (March–June 2012). At this site, now disused and partially overgrown, there is a well-developed transition between the uppermost Cretaceous and the overlying lower–middle Danian, with thin clay layers just above the Cretaceous–Paleogene (K–Pg) boundary (phot. E.A. Jagt-Yazykova).

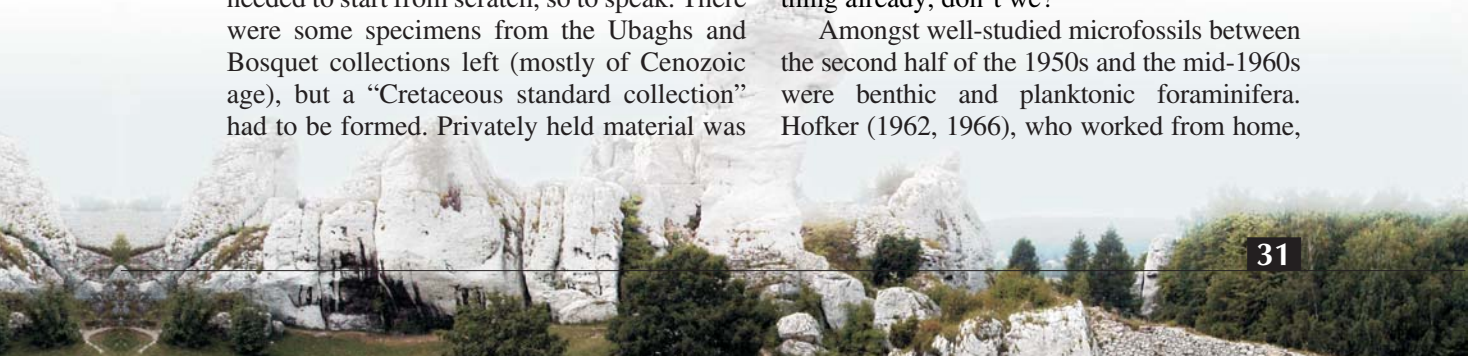
That such important collections had left Maastricht for good was something to which members of the Natuurhistorisch Genootschap in Limburg (founded in 1910) objected vehemently. Two years later, the museum opened its doors, based in the former cloister of the Grauwzusters, religious sisters who took care of physically and mentally ill people.

### The formative years – bits and pieces (1912–1980)

In view of the fact that those large and wide-ranging (i.e., biological groups represented) collections had travelled abroad and would not come back, the NHGL members needed to start from scratch, so to speak. There were some specimens from the Ubaghs and Bosquet collections left (mostly of Cenozoic age), but a “Cretaceous standard collection” had to be formed. Privately held material was

given to the museum, and upon this foundation came later acquisitions. Curators at the museum in those days were mostly keepers of collections, who only on rare occasions studied (and described) Cretaceous fossils on display and in the basement. Van de Geijn (1937, 1940) published two smaller papers in the (pre-)war days; one on neoselachians (sharks, rays), the other on rudistid bivalves, both from type Maastrichtian strata. Only in post-war years did scientific research by the museum curators become a bit more popular (see Montagne *et al.* 1998). Yet, I can’t escape the notion that in those days the general attitude towards late Maastrichtian fossils from the area must have been one of “But we know everything already, don’t we?”

Amongst well-studied microfossils between the second half of the 1950s and the mid-1960s were benthic and planktonic foraminifera. Hofker (1962, 1966), who worked from home,





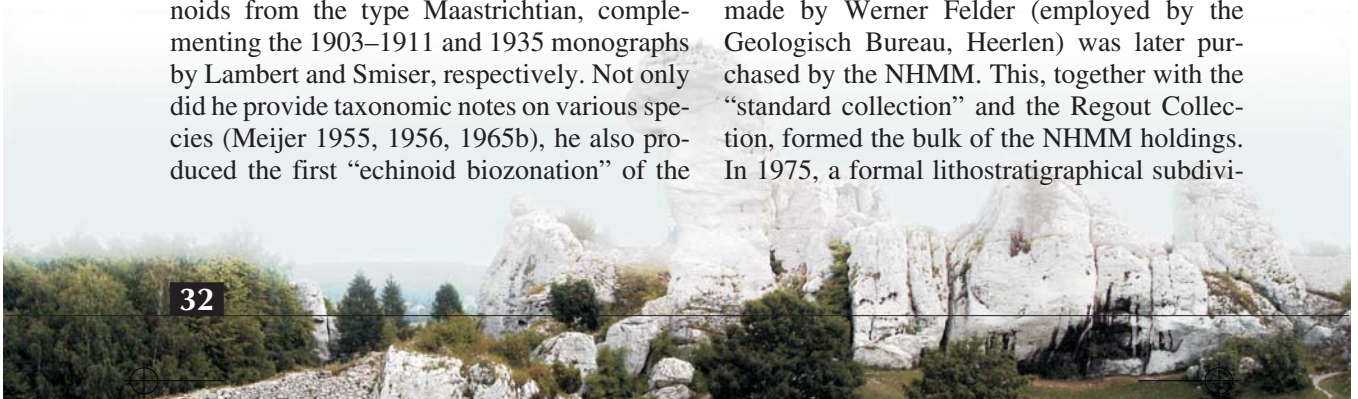
Various individuals of the bourgueticrinid crinoid *Dunnierinus aequalis*, associated with brittle stars, from the Gronsveld Member at the ENCI-HeidelbergCement Group quarry – this so-called obrution deposit testifies to a sudden burial of a live population, presumably as a result of a storm or rapid sediment influx (phot. M.J.M. Deckers).

so to speak, but who had good contacts both with the NHMM and the Geologisch Bureau (Heerlen), published a long series of smaller papers on forams in the journal *Natuurhistorisch Maandblad*. This culminated in his 1966 monograph, in which he reiterated that he was of the opinion that the “type Maastrichtian” was the equivalent of the Danian (lower Paleocene). He never did come up with a satisfactory explanation why the type Maastrichtian yielded such typically latest Cretaceous fossils as mosasaurid reptiles!

Max Meijer rekindled interest in the echinoids from the type Maastrichtian, complementing the 1903–1911 and 1935 monographs by Lambert and Smiser, respectively. Not only did he provide taxonomic notes on various species (Meijer 1955, 1956, 1965b), he also produced the first “echinoid biozonation” of the

Upper Cretaceous and lower Paleocene strata in the area (Meijer 1965a). Later generations of echinoid workers benefitted greatly from this table, and did their own bit to refine the overall picture, adding more species. Building on the work that Bosquet had done in 1859, craniid brachiopods were monographed by Kruytzer (1969).

In the late 1950s/early 1960s, an active working group around the Felder brothers, Werner and Sjeuf, both trained mining engineers, came into being (Schins 2008). The large collection of Late Cretaceous fossils made by Werner Felder (employed by the Geologisch Bureau, Heerlen) was later purchased by the NHMM. This, together with the “standard collection” and the Regout Collection, formed the bulk of the NHMM holdings. In 1975, a formal lithostratigraphical subdivi-



sion was published, which was based on detailed measuring and interpretation of all sections (outcrops, quarries, road cuttings) available at that time. Flint levels and so-called horizons (often omission surfaces, with or without fossil hash levels on top) were used for correlation within the area. Soon it became apparent that in some areas, and at some levels, correlations based solely on lithological grounds were difficult, and a new method, ecostratigraphy, was introduced by Sjeuf Felder to counter some of these difficulties.

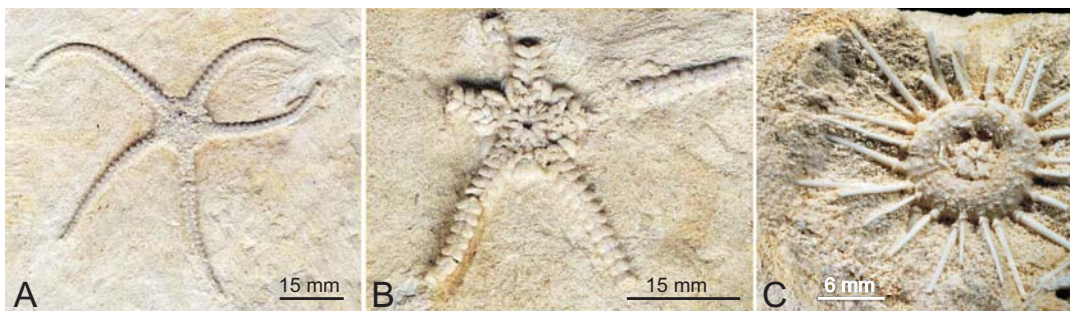
### Reappraisals and filling in the blanks (1980–now)

The method of analysing the bioclast content (counting of all fossils and fossil fragments in the size range of 1 to 2.4 mm) of all Upper Cretaceous and lower Paleocene carbonate sediments, both at outcrop and in boreholes, soon turned out to be a powerful correlation tool. The “biological signal” is captured rather than a change of lithology, and a careful check with benthic foraminifera and ostracods (smooth/ornamented) yield very reliable data that on some occasions demonstrate correlations based purely on lithology to be erroneous.

Graphic representations of the various fossil groups also presented collectors with a ready overview of their favourite biotic groups, making target collecting more rewarding. At the museum, both Sjeuf Felder and Martin Bless, then director, were involved in this project, which led to various eye openers. Reworking, fault-related deposition and large sedimentary gaps could be demonstrated, and correlations with Cretaceous rocks elsewhere in Europe became more reliable.

With the exception of some larger vertebrate remains and a few large pachydiscid ammonites recovered from temporary exposures, very little collecting of macrofossils was done between 1975 and 1991, although amateur collectors of the Afdeling Limburg (Nederlandse Geologische Vereniging) remained active in the area. In the so-called “Vijlen Groep” were assembled a number of palaeontologists, both professional and amateur, who sought to unravel the intricate nature of the Beutenaken and Vijlen members (Gulpen Formation), by opening up new trenches and doing bulk sampling. Some of this material now forms part of the NHMM collections; the remainder awaits appraisal.

The hiatuses in the Cretaceous “standard collection” have been successfully filled by the



Fossils in extraordinary preservation from the Maastrichtian deposits as exposed at the ENCI-HeidelbergCement Group quarry **A**. A complete ophiolipid brittle star; Gronsveld Member, (M.J.M. Deckers Collection). **B**. A near-complete ophiolipid brittle star; Gronsveld Member (M.J.M. Deckers Collection). **C**. Test of the regular echinoid *Gauthieria* retaining spines and elements of the jaw apparatus, also known as “Aristotle’s lantern” from the Meerssen Member (M.J.M. Deckers Collection). In order to feed on algal debris, the echinoid uses the five teeth locked in the lantern for scraping (phot. M.J.M. Deckers).

acquisition of a number of private collections (L. Blezer, P. Brock, N. Keutgen, F. Maatman, J. Meessen, P.C.M. Rademakers, S. Renkens, J. Reynders, H. Senden, H. Schillings, H. Sipman, J. Willems and J. Zijlstra) that were either donated or given in permanent loan, and these all include material from outcrops no longer accessible. From these collections, a selection of specimens have already been described as types of new genera and species, and more are likely to follow. The team of collectors currently allied with the NHMM consists of around 15 people, all of them well versed in local stratigraphy and with a keen eye for detail.



Typical fossil concentration level (NHMM MK 3820) at the top of the Meerssen Member, directly below the K–Pg boundary, with numerous species of gastropod and bivalve (phot. J.W.M. Jagt).

Invariably, their collections are well documented and co-operation with museum staff is based on mutual trust. More than once, private collectors have thus become co-authors of scientific papers, and most have already had a species, or genus, named after them, as a small token of thanks for their invaluable help.

The discovery in the underground Geulhemmerberg galleries in 1992 of what might well be described as the most spectacular K–Pg boundary section in the world, sparked a renewed interest in the type Maastrichtian, despite the fact that both the lower and upper boundaries have now been defined elsewhere, i.e. at Tercis-les-Bains (France) and El Kef (Tunisia), respectively. In 1999, the museum hosted a travelling exhibit of the Maastrichtian (*Dinosaurs, ammonites and asteroids. Life and death in the Maastrichtian*), in celebration of the 150th anniversary of the introduction of the Maastrichtian Stage (in 1849, by André H. Dumont). Partners were natural history museums in the Sultanate of Oman, Poland, Romania and New Jersey (see De Graaf *et al.* 1999; Schulp *et al.* 1999). The discovery, in August 1998, of a new species of mosasaur, also featured prominently. In all, the recovery from the quarry and painstaking preparation of this specimen took almost four years – time well spent, because it proved a first-order “publicity magnet”, which also attracted attention in far-flung places. In fact, it led to co-operation with the Natural History Museum in Beijing, and two special exhibits – one of Chinese fossil birds, and one of Chinese dinosaurs.

As far as fossils from the Maastricht area itself are concerned, three PhD theses (all at the Vrije Universiteit Amsterdam) homed in on echinoderms across the K–Pg boundary (2000), tetrapods (turtles, mosasaurs, dinosaurs, plesiosaurs, 2003) and mosasaurs (2006), leading to new projects on hadrosaurid dinosaurs, the first bird fossils to be recorded from the type Maastrichtian and the very first mammal. Being closely affiliated to North American taxa, the





The holotype skull of *Prognathodon saturator* (NHMM 1998 141) from the upper Lanaye Member at the ENCI quarry, now residing in its own glass house on the museum's inner square. In comparison to other mosasaur species from the area, this has the most robust jaw bones, well suited for devouring turtles (phot. A.S. Schulp).

last-named had far-reaching implications – a land bridge must have existed to connect North America with northern Europe during the latest Maastrichtian.

Current research projects are carried out in collaboration with a host of institutes and universities, both at home and abroad, and include isotope studies of mosasaur, turtle and shark teeth and bones; a reappraisal of terrestrial and marine higher plants (see e.g. Van der Ham *et al.* 2012) and taxonomic studies of ophiuroids, echinoids, crinoids and echinoids (compare Jagt 1999, 2000), decapod crustaceans, brachi-

opods, cirripedes, gastropods, ichnofossils and bivalves.

To celebrate the 100th anniversary of the museum, four special exhibits have been organised. The first (March–June) on the former Curfs quarry (Geulhem), illustrating the final days of the Maastrichtian, the youngest mosasaur skull known to date, the K–Pg boundary and the lower Paleocene with Danish connections, while the second (May–September) focused on the work of Robert Garcet (mosasaurs and local stratigraphy of flint levels). The third (June–November) was devoted to fossils from



the Binkhorst van den Binkhorst, Bosquet and Ubaghs collections, placed in “Victorian” Maastricht, and highlighting the impact of their work, while the fourth (December 2012–September 2013) homes in on new analytical techniques (CT scans, isotopes etc.) in mosasaur studies.

Compared to previous periods (see above), the current surge of ongoing and new projects is overwhelming and the input from amateur collectors has never been more important. All of this illustrates how a municipal museum with some 30,000 visitors *per annum* can both act on an international stage and serve the local community at the same time, raising awareness and installing pride in local heritage. The museum certainly looks ready to face the next 100 years.

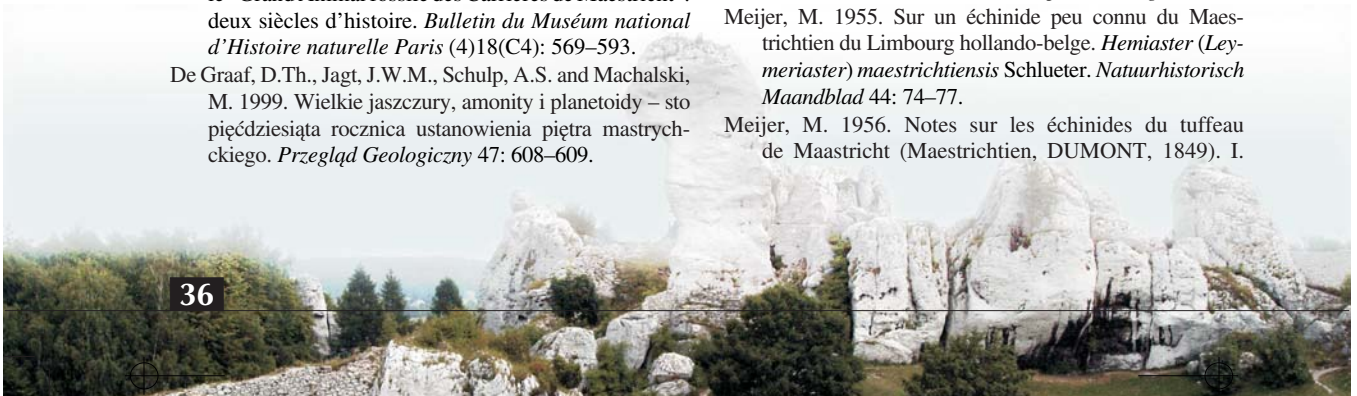
## Acknowledgements

I thank the following fellow collectors and friends: Dirk Cornelissen, Ger Cremers, Mart Deckers, Magda De Leebeeck, Rudi Dortangs, Math van Es, Dirk Eysermans, Stijn Goolaerts, Ludo Indeherberge, Paul van Knippenberg, Hein Lemmens, Kristine Mariën, Roland Meuris, Eric Nieuwenhuis, Arie de Regt, Sjur Renkens, Erik van Rijsselt, Willy van Rijsselt, Jacques Severijns, Frans Smet, Jules Snellings, Louis Verding, Wouter Verhesen, Jo Willems and Hans Zijlstra. The managements of ENCI-HeidelbergCement Group (Maastricht), Kreco, CBR-Lixhe and Ankerpoort are acknowledged for granting access to their quarry grounds.

## Literature cited

- Bardet, N. and Jagt, J.W.M. 1996. *Mosasaurus hoffmanni*, le “Grand Animal fossile des Carrières de Maastricht”: deux siècles d’histoire. *Bulletin du Muséum national d’Histoire naturelle Paris* (4)18(C4): 569–593.
- De Graaf, D.Th., Jagt, J.W.M., Schulp, A.S. and Machalski, M. 1999. Wielkie jaszczury, amonity i planetoidy – sto pięćdziesiąta rocznica ustanowienia piętrowa mastrychckiego. *Przegląd Geologiczny* 47: 608–609.

- Dortangs, R.W., Schulp, A.S., Mulder, E.W.A., Jagt, J.W.M., Peeters, H.H.G. and De Graaf, D.Th. 2002. A large new mosasaur from the Upper Cretaceous of The Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences* 81: 1–8.
- Faujas de Saint-Fond, B. 1802–1804 (for 1799). *Histoire naturelle de la Montagne de Saint-Pierre de Maëstricht*. 263 pp. H.J. Jansen, Paris.
- Felder, P.J. and Jagt, J.W.M. 1998. De stratigrafie van het type exemplaar van *Mosasaurus hoffmanni* Mantell, 1829, “Het grote dier van Maastricht”, bepaald. *Publicaties van het Natuurhistorisch Genootschap in Limburg* 41: 48–51.
- Hofker, J. 1962. Correlation of the Tuff Chalk of Maastricht (type Maestrichtian) with the Danske Kalk of Denmark (type Danian). The stratigraphic position of the type Montian and the planktonic foraminiferal faunal break. *Journal of Paleontology* 36: 1051–1089.
- Hofker, J. 1966. Maestrichtian, Danian and Paleocene Foraminifera. The Foraminifera of the type Maestrichtian in South Limburg, Netherlands, together with the Foraminifera of the underlying Gulpen Chalk and the overlying calcareous sediments; the Foraminifera of the Dansk Chalk and the overlying Greensands and Clays as found in Denmark. *Palaeontographica*, Supplement A10: ii + 1–376.
- Jagt, J.W.M. 1999. Late Cretaceous–Early Palaeogene echinoderms and the K/T boundary in the southeast Netherlands and northeast Belgium – Part 1: Introduction and stratigraphy. Part 2: Crinoids. *Scripta Geologica* 116: 1–57, 59–255.
- Jagt, J.W.M. 2000. Late Cretaceous–Early Palaeogene echinoderms and the K/T boundary in the southeast Netherlands and northeast Belgium – Part 3: Ophiuroids, with a chapter on: Early Maastrichtian ophiuroids from Rügen (Germany) and Møn (Denmark) by Manfred Kutscher & John W.M. Jagt. Part 4: Echinoids. Part 5: Asteroids. Part 6: Conclusions. *Scripta Geologica* 121: 1–179, 181–375, 377–503, 505–577.
- Jagt, J.W.M., Reuvers, S. and Schulp, A.S. 2012. *Terug van weggeweest. Maastrichtse mergelvondsten even thuis*. 32 pp. Natuurhistorisch Museum Maastricht, Maastricht.
- Krutzler, E.M. 1969. Le genre *Crania* du Crétacé supérieur et du Post-Maastrichtien de la province de Limbourg néerlandais (Brachiopoda, Inarticulata). *Publicaties van het Natuurhistorisch Genootschap in Limburg* 19: 4–42.
- Meijer, M. 1955. Sur un échinide peu connu du Maestrichtien du Limbourg hollando-belge. *Hemiaster (Leymeriaster) maestrichtiensis* Schlueter. *Natuurhistorisch Maandblad* 44: 74–77.
- Meijer, M. 1956. Notes sur les échinides du tuffeau de Maastricht (Maestrichtien, DUMONT, 1849). I.



- Echinogalerus (Rostrogalerus) transversus* (Smiser). *Natuurhistorisch Maandblad* 45: 38–44.
- Meijer, M. 1965a. The stratigraphical distribution of echinoids in the chalk and tuffaceous chalk in the neighbourhood of Maastricht (Netherlands). *Mededelingen van de Geologische Stichting, nieuwe serie* 17: 21–25.
- Meijer, M. 1965b. Sur la présence du genre *Plagiochasma* (Enchinoidea) [sic] dans les tuffeaux maastrichtien et dano-montien aux environs de Maastricht (Pays-Bas). *Natuurhistorisch Maandblad* 54: 96–102.
- Montagne, D.G., De Graaf, D.Th. and De Grood, E. 1998. *Kroniek van ruim 16 jaar Natuurhistorisch Museum Maastricht. De periode van 1 juni 1964 tot 1 december 1980*. 42 pp. Natuurhistorisch Museum Maastricht, Maastricht.
- Pieters, F.F.J.M., Rompen, P.G.W., Jagt, J.W.M. and Bardet, N. 2012. A new look at Faujas de Saint-Fond's fantastic story on the provenance and acquisition of the type specimen of *Mosasaurus hoffmanni* Mantell, 1829. *Bulletin de la Société géologique de France* 183: 55–65.
- Schins, W. 2008. *Het Fenomeen Felder. De geologische passie van twee Limburgse mijnwerkers*. 254 pp. Nederlandse Geologische Vereniging, afdeling Limburg, Valkenburg aan de Geul.
- Schulp, A.S., De Graaf, D.Th., Jagt, J.W.M., Jianu, C.-M., Machalski, M., Boekschoten, B. and Weishampel, D.B. 1999. *Dinosaurs, ammonites and asteroids. Life and death in the Maastrichtian*. 42 pp. Natuurhistorisch Museum Maastricht, Maastricht.
- Van de Geijn, W.A.E. 1937. Les élasmobranches du Crétacé marin du Limbourg hollandais. *Natuurhistorisch Maandblad* 26: 16–21, 28–33, 42–43, 56–60, 66–69.
- Van de Geijn, W.A.E. 1940. Les Rudistes du tuffeau de Maestricht (Sénonien supérieur). *Natuurhistorisch Maandblad* 29: 51–57.
- Van der Ham, R.W.J.M., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., Kieft, B.N. & Walsmit Sachs, A. 2012. *Mosacaulis spinifer* gen. et sp. nov.: an enigmatic Maastrichtian plant. *Review of Palaeobotany and Palynology* 168: 51–67.
- Van Regteren Altena, C.O. 1957. Achttiende-eeuwse verzamelaars van fossielen te Maastricht en het lot hunner collecties. *Publicaties van het Natuurhistorisch Genootschap in Limburg* 9 (1956): 83–112.

## Ojczyzna mozazaura

### Sto lat badań paleontologicznych w Muzeum Historii Naturalnej w Maastricht

John W.M. JAGT

Utwory najwyższej kredy, które odsłaniają się w okolicach Maastricht (prowincja Limburg na południu Holandii) były od dawna terenem łowów na skamieniałości. W początkowym okresie, spektakularne okazy wielkich kręgowców, takich jak gigantyczne morskie jaszczurki z grupy mozazaurów lub olbrzymie morskie żółwie, przechowywano w domowych kolekcjach jako ciekawostki natury. Później uznano je za materiał o wartości naukowej, który wymagał zilustrowania, opisu, a także właściwego przechowywania w zbiorach muzealnych. W 1912 roku zostało powołane do życia Muzeum Historii Naturalnej w Maastricht. Stało się to dzięki światłej inicjatywie miejscowych członków Towarzystwa Historii Naturalnej prowincji Limburg, które skupiało profesjonalistów i amatorów reprezentujących różne dziedziny nauk przyrodniczych, takie jak biologia, botanika, geologia, a także paleontologia. Odtąd muzeum w Maastricht jest postrzegane jako „muzeum mastrychckie” (piętro mastrycht jest ostatnim piętrem okresu kredy, które zawdzięcza swą nazwę właśnie miastu Maastricht, gdzie po raz pierwszy rozpoznano utwory geologiczne tego wieku). Ekspozowane i przechowywane w muzeum okazy paleontologiczne stanowią cenne źródło wiedzy dla odwiedzającej muzeum publiczności, a także naukowców.

# Jurajskie rafa koralowe w Polsce?

Ewa RONIEWICZ

Późnojurajskie koral obrzeżenia Gór Świętokrzyskich nie tworzyły prawdziwych raf koralowych. Warunkiem powstawania raf jest rozwój koralu w tropikalnym morzu, w strefie płytwów i przyboju fal, na trwałym podłożu oraz w strefie ruchliwej tektonicznie, co powoduje narastanie struktury rafowej ponad poziom dna morskiego. Koral świętokrzyskiej jury żyły w głębszych wodach i na dnie, które składało się z drobnoziarnistego osadu wapiennego. Takie warunki pozwalały najczęściej na rozwój warstwowanych kolonii koralowych rozproszonych na dużych połaciach dna morskiego, a tylko rzadko na powstanie niewielkich skupień koralowych.

Słowo „rafa” kojarzy się czasem ze skałami w morzu, groźnymi dla żeglugi przybrzeżnej, ale znacznie częściej z koralowymi budowlami, jakie znajdują się dziś na płycznach mórz strefy międzyzwrotnikowej (patrz przegląd problematyki dotyczącej raf w Wood 1999). Wapienne szkielety koralowe narastające przez setki lat w płytkich wodach przybrzeżnych, blisko lustra wody, mogą tworzyć dużej miąższości masy skalne dzięki obniżaniu się dna morskiego. To zjawisko jest powszechne w strefach, gdzie następują obniżające ruchy skorupy ziemskiej.

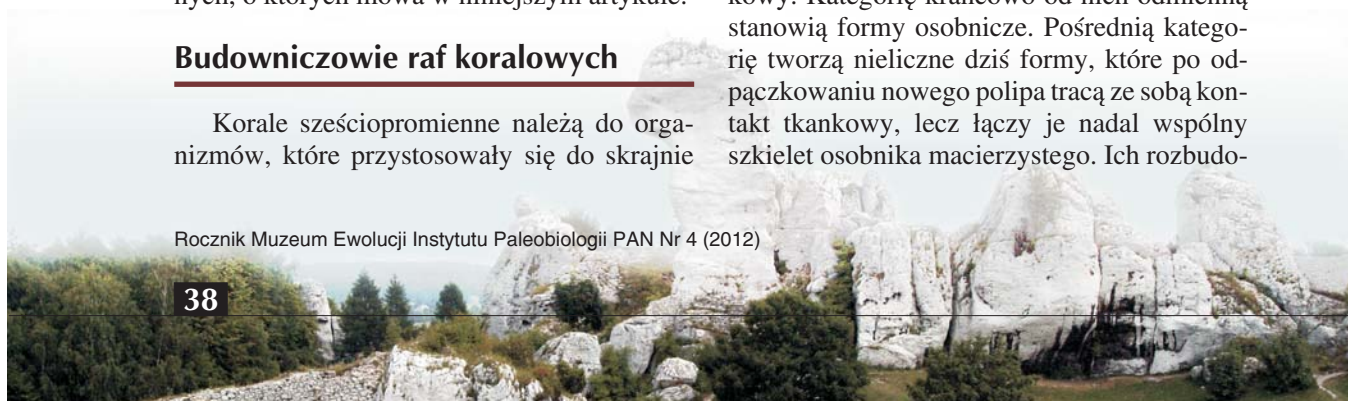
W dziejach Ziemi bardzo często powstawały skały wapienne, pochodzące ze szkieletów wapiennych glonów lub różnych organizmów zwierzęcych: gąbek wapiennych, mszywiolów, osiadłych wieloszczetów, które budują mieszkalne rurki wapienne, małżów, czy wreszcie koralu z grupy sześciopromiennych, o których mowa w niniejszym artykule.

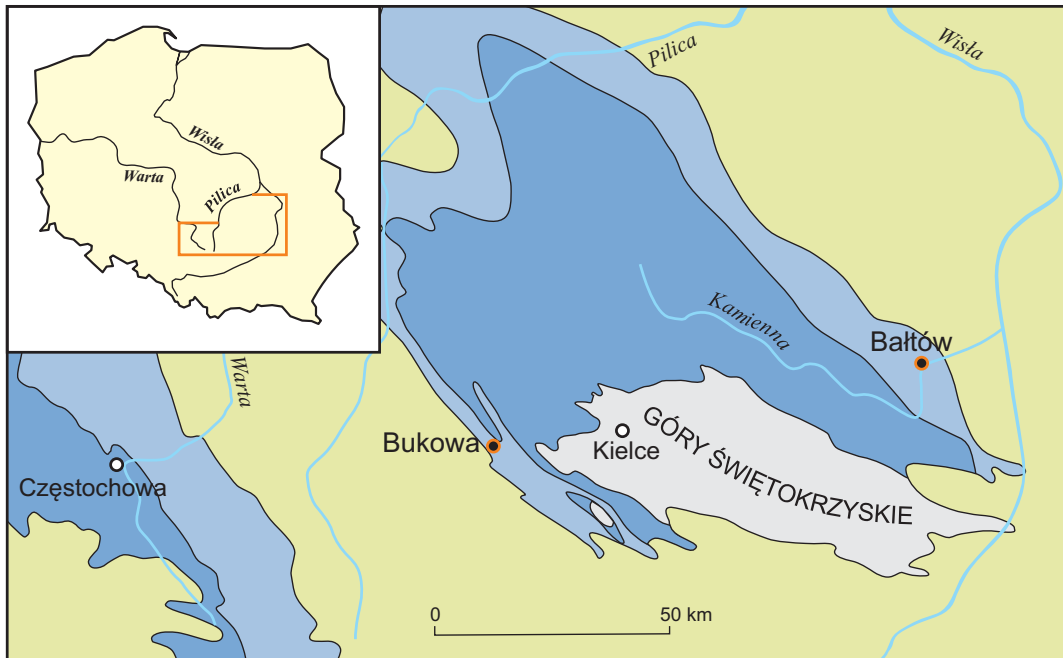
## Budowniczość raf koralowych

Koral sześciopromienne należą do organizmów, które przystosowały się do skrajnie

różnych warunków życia. Jedne z nich można znaleźć na dużych głębokościach, do 6 tys. metrów, a inne w wodach płytkich, a nawet w strefie płytwów morskich. Koral głębowodny żyje w rozproszeniu, jako osobniki nieraz dużych rozmiarów, a ponadto są cudzożywne (z wyjątkiem tych, które zamieszkują strefy o specjalnych warunkach). Natomiast koral płytkowodny żyje w symbiozie z fotosyntetyzującymi glonami z grupy zooxantelli, otrzymując od nich składniki odżywcze. Stają się zatem w pewnej mierze organizmami samożywymi w dodatku do swej naturalnej cudzożywności. Ponadto są silnie zróżnicowane pod względem sposobu życia – występują bowiem jako formy osobnicze lub zintegrowane w postaci kolonii (Roniewicz 1996). Najliczniejszą kategorię stanowią formy kolonijne, których polipy rozrastają się przez pączkowanie i zachowują ze sobą kontakt tkankowy. Kategorię krańcowo od nich odmienną stanowią formy osobnicze. Pośrednią kategorię tworzą nieliczne dziś formy, które po odpączkowaniu nowego polipa tracą ze sobą kontakt tkankowy, lecz łączy je nadal wspólny szkielet osobnika macierzystego. Ich rozbudo-

Rocznik Muzeum Ewolucji Instytutu Paleobiologii PAN Nr 4 (2012)





Zasięg utworów górnej jury (jasnoniebieskie) w środkowej Polsce (wg Roniewicz i Roniewicz 1971). Mapa przedstawia także starsze od górnej jury utwory mezozoiczne (ciemnoniebieskie), utwory młodsze od górnej jury (zielone) oraz utwory paleozoiku (jasnoszare).

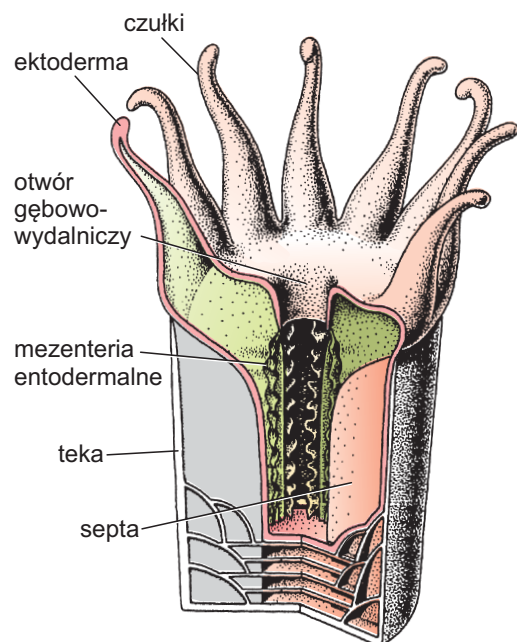
wywane latami szkielety mogą dochodzić do ponad metrowej wysokości. Te koralce nazywane są pseudokolonijnymi, gdyż poszczególne osobniki nie wymieniają się substancjami odżywczymi, ani nie koordynują działań obronnych, tak jak się to dzieje w prawdziwej kolonii. Ta kategoria koralów sześciopromiennych, dziś bardzo nieliczna, spełniała ważną rolę środowiskotwórczą przez dużą część ery mezozoicznej (Roniewicz 1996).

### Rozmieszczenie jurajskich raf w Polsce

Na terenach Polski, utwory płytkich i ciepłych mórz wieku późnojurajskiego zajmują duże obszary, lecz są przykryte najpierw morskimi utworami kredy, potem utworzonymi w różnych warunkach utworami trzeciorzędu, a wreszcie osadami epok lodowcowych. Wsku-

tek ruchów wypiętrzających skorupy ziemskiej, obszary Jury Polskiej i Gór Świętokrzyskich uległy wyniesieniu, a następnie erozji, ukazując dzięki temu swą interesującą budowę. Jura Polska zawdzięcza swe wapienne maczugi i skałki szkieletom głębokowodnych gąbek, natomiast pasmo młodszych od nich skał wapiennych, stanowiących część tzw. obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, jest w znacznej części zbudowane ze skał, które zawierają szkielety płytkowodnych koralów. Utwory te zalicza się do dwóch pięter jury górnej: oksfordu i kimerydu (Kutek 1968, 1969; Gutowski 1998, 2004). W dawnej literaturze wapień z koralami dość często określano jako wapień rafowe, widząc w nich kopalne odpowiedniki współczesnych raf koralowych.

Zasięg płytkowodnych jurajskich utworów koralowych w Polsce był znacznie większy, niż obserwuje się to obecnie na obszarze wychodni.



Budowa polipa koralu sześciopromiennego.

Dowodzą tego głębokie wiercenia geologiczne, które w rdzeniach wiertniczych wykazują obecność koralowych szkieletów (Roniewicz 2004). Strefa skupień koralu w utworach późnojurajskich została zaobserwowana w wielu wierceniach na północ od Gór Świętokrzyskich, na głębokości od 160 do blisko 900 m. Na obszarze

przedgórze Karpat, czyli na południe od Gór Świętokrzyskich, ciągnie się podobna strefa utworów jurajskich z koralami, przykrytych znacznej miąższości utworami młodszego wieku (wapienie koralowe stwierdzono tu na głębokości od 600 do 3000 m). Wynika z tego, że w późnej jurze na dużym obszarze dzisiejszej Polski rozwijały się płytkowodne skupiska koralowe (Roniewicz 2004).

### Koralowe skupiska z Bałtowa

Najlepszych przykładów utworów koralowych późnej jury (oksfordu) na obszarze Gór Świętokrzyskich dostarczają strome wapienne ściany obrzeżające dolinę rzeki Kamiennej w Bałtowie (Roniewicz i Roniewicz 1971). Morze, w którym powstały utwory koralowe, podlegało znacznym wahaniom głębokości w krótkim geologicznie czasie (Gutowski 2004). Osady najgłębszego morza są tu dostępne obserwacji u podnóża Wzgórza Pałacowego. Są to białe, dobrze uwarstwione wapienie, w których znajdujemy nieliczne skorupy małży i muszle pływających w toni wodnej amonitów. Na tych wapieniach spoczęły osady płytszego morza, w którym dno zostało opanowane przez koralu rozrastające się w postaci warstwowych kolonii.

Polipy koralu mają kształt woreczka z jednej strony zakończonego stopą, z drugiej opatrzonego otworem (gębowo-wydalniczym) otoczonym chwytnymi czułkami. Ciało złożone jest z zaledwie 2 warstw komórek: zewnętrznej (ektodermy), m.in. wytwarzającej szkielet na zewnątrz ciała i wewnętrznej warstwy (entodermy), w przeważającej części o roli trawiennej. Obie warstwy rozdziela niezorganizowana galaretowata masa, wśród której znajdują się komórki o różnym przeznaczeniu. Na zewnątrz ciała miękkiego znajduje się teka, czyli szkielet tworzony przez ektodermę polipa oraz septa, czyli wytwory fałdów ściany ciała, wnikać promieniście do wnętrza polipa. Oprócz septów otoczonych fałdem ciała, wewnątrz polipa jest promieniście podzielone miękkimi płatkami ciała – mezenteriami, które są zbudowane z wewnętrznej warstwy komórek, czyli entodermy. Koralu rozmnażają się płciowo, wyrzucając jaja i plemniki do otaczającego środowiska, oraz sposobem bezpłciowym, przez pączkowanie, które umożliwia powstawanie kolonii.





Powierzchnia wapienia z wystającymi warstewkowymi koloniami koralu; górna jura, Bałtów (fot. B. Kołodziej).

Warstwowe kolonie koralu dominują w zespole koralowcowym z Bałtowa. W jednych odsłonięciach mają one grubość kilku centymetrów, a nawet decymetrów, a w innych są cienkie. Za życia spoczywały one na miękkim osadzie, który gromadził się w stosunkowo szybkim tempie. Przeżycie kolonii zależało zatem od szybkości wzrostu szkieletu, która musiała przewyższać tempo sedymentacji. Dlatego szkielety tych koralu należą do form szybko-rosnących, porowatych i cienkowieistych. Ich wzrost był okresowo przerywany przez zasypanie osadem, a odnowa następowała często po dłuższych przerwach. Obfitość koralu kolonijnych i mięczaków o grubych skorupach świadczy o ciepłym klimacie.

Na scharakteryzowanych wyżej wapieniach, które można uznać za osad spokojnej, dobrze natlenionej i nasłonecznionej wody poza zasięgiem falowania burzowego, spoczy-

wają wapień o odmiennym składzie. Zawierają one liczne muszle małży i ślimaków i należą do osadów wody ruchliwej, takich jakie powstają na dzisiejszych płycznach morskich. W utworach tych znajdowane są całe kolonie koralu o powierzchniach wypukłych, czasem prawie kulistych, o średnicy od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, ponadto fragmenty kolonii gałązkowych i szkieletów wiązkowych, specyficznych dla ery mezozoicznej, a w końcu koralu osobnicze. Korale te są znajdowane w skale w rozproszeniu. Rozmaitość form i gatunków, współwystępowanie dużych małży i ślimaków oraz glonów wapiennych z grupy krasnorostów, świadczą o bogactwie życia w tym płytkim morzu. O istnieniu jeszcze płytszych środowisk, często wynurzonych ponad poziom morza, świadczą znajdowane w okolicy Bałtowa szczątki roślin lądowych, a także tropy dinozaurów.



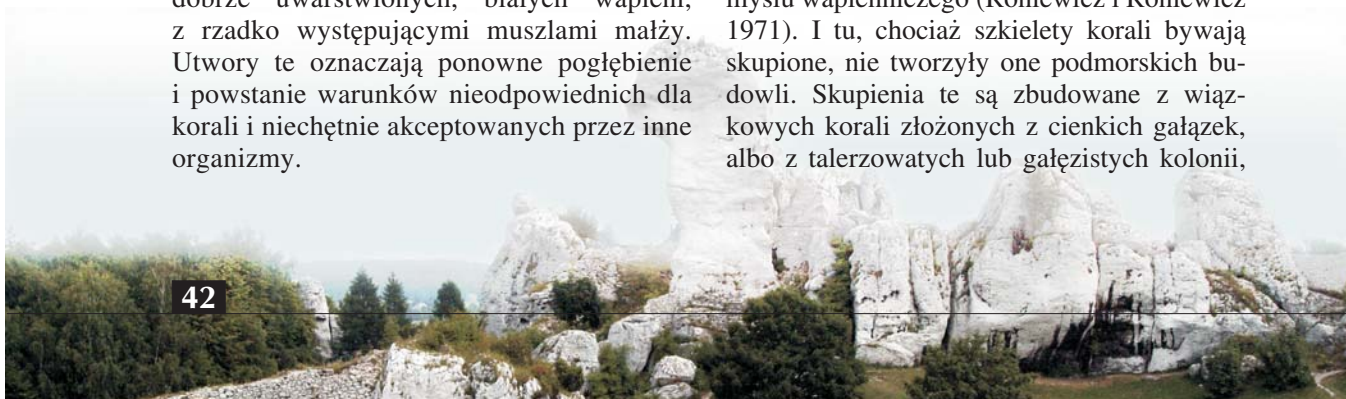
Zarys warstewkowych kolonii koralu na powierzchni skały; górna jura, Bałtów (fot. B. Kołodziej).

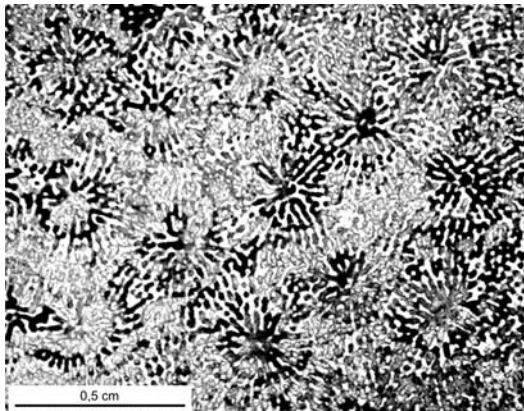
Czy bałtowskie korale tworzyły prawdziwe rafy koralowe? Obserwacja skał mówi, że organizmy te nie tworzyły budowli, które wznosiły się ponad dno morskie i sięgały blisko lustra wody, jak ma to miejsce w przypadku dzisiejszych raf koralowych, lecz spoczywały na dnie w drobnoziarnistym osadzie wapiennym, osadzonym w postaci warstw.

Omówione powyżej utwory kończą epizod koralowy w północno-wschodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Ponad nimi występuje wielometrowej miąższości seria dobrze uwarstwionych, białych wapieni, z rzadko występującymi muszlami małży. Utwory te oznaczają ponowne pogłębienie i powstanie warunków nieodpowiednich dla koralu i niechętnie akceptowanych przez inne organizmy.

### Po drugiej stronie Gór Świętokrzyskich

W nieco młodszych osadach jurajskich na południowo-zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w pasie wzgórz biegnących na południe od Chęciny ku miejscowości Małogoszcz, obserwuje się pojawienie koralu jako częstych skamieniałości. Najlepsze odsłonięcia utworów koralowych kimerydu występują w kamieniołomie Bukowa, gdzie od lat wydobywano wapień na potrzeby przemysłu wapienniczego (Roniewicz i Roniewicz 1971). I tu, chociaż szkielety koralu bywają skupione, nie tworzyły one podmorskich budowli. Skupienia te są zbudowane z wiązkowych koralu złożonych z cienkich gałązek, albo z talerzowatych lub gałęzistych kolonii,





Porowaty szkielet koralu *Actinaraeopsis araneola* w płycie cienkiej; górna jura, Bałtów (fot. E. Roniewicz).

które są otoczone drobnociarnistym osadem wapiennym. Nie ma tu druzgotu koralowego, jakiego oczekuje się w osadzie płytkiego morza, a który towarzyszy dzisiejszym koralowym skupieniom rafowym w strefie intensywnego falowania. Rozmiary poszczególnych kolonii gałęzistych mogą przekraczać jeden metr, a wysokość masywnych kolonii osiąga 20 centymetrów, co znaczy, że musiały się one spokojnie rozwijać przez dziesiątki lat na znacznej głębokości.

Podobnie, jak na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w omawianych utworach znajdujemy ułamki koralu lub całe, rozproszone kolonie warstwowe lub półkuliste. Jednak nie potrafiły one wytwarzać w płytkich wodach skupień dużych rozmiarów, które możnaby przyrównać do dzisiejszych kolonii koralu rafowych, żyjących w strefie przyboju (np. z rodzaju *Acropora*).

Późnojurajskie koral obrzeżenia Gór Świętokrzyskich nie tworzyły prawdziwych raf. Warunkiem powstawania raf jest rozwój koralu w tropikalnym morzu, w strefie pływów i przyboju fal, na trwałym podłożu oraz w strefie ru-

chliwej tektonicznie, co powoduje narastanie rafy ponad poziom dna.

W przypadku świętokrzyskich koralu spełniony był warunek wysokiej temperatury, gdyż strefa gorącego klimatu obejmowała dzisiejsze tereny Polski. Koral rozwijały się pomyślnie na różnych głębokościach w szerokich granicach strefy fotycznej, gdyż ich szkielety były budowane w obecności symbiotycznych glonów. Ich wielka różnorodność gatunkowa świadczy, że rozwijały się w sprzyjającym środowisku. To ostatnie jednak różniło się zasadniczo od dzisiejszych środowisk rafowych. Przede wszystkim dotyczyło to głębokości poniżej strefy kipieli morskiej i konsystencji dna morskiego, które składało się z drobnociarnistego osadu. Warunki te nie pozwalały na rozwój koralowych budowli, które możnaby porównać do dzisiejszych raf koralowych (Roniewicz i Roniewicz 1971; Roniewicz 2004).

## Literatura cytowana

- Gutowski, J. 1998. Oxfordian and Kimmeridgian of the northeastern margin of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Geological Quarterly* 42: 59–72.
- Gutowski, J. 2004. Dynamika rozwoju utworów koralowych środkowego oksfordu okolic Bałtowa. *Tomy Jurajskie*: 17–27.
- Kutek, J. 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Część I. Stratygrafia. *Acta Geologica Polonica* 18: 493–586.
- Kutek, J. 1969. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Część II. Paleogeografia. *Acta Geologica Polonica* 19: 221–321.
- Roniewicz, E. 1996. Kierunki ewolucyjne w rozwoju koralowców sześciopromiennych (koralowce, parzydełkowce). *Kosmos*: 687–700.
- Roniewicz, E. 2004. Jurajskie koral w Polsce. *Tomy Jurajskie* 2: 83–97.
- Roniewicz, P. i Roniewicz, E. 1971. Upper Jurassic coral assemblages of the central Polish Uplands. *Acta Geologica Polonica* 21: 399–423.
- Wood, R. 1999. *Reef evolution*. 1–414. Oxford University Press, Oxford.