

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

POLEO
2013
TYNIEC

Mariusz Kędzierski & Stanisław Leszczyński

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

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

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



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

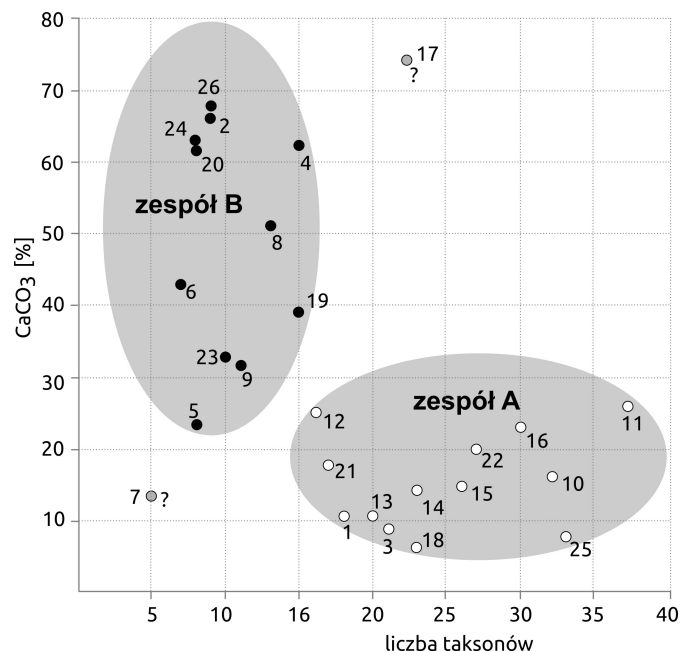


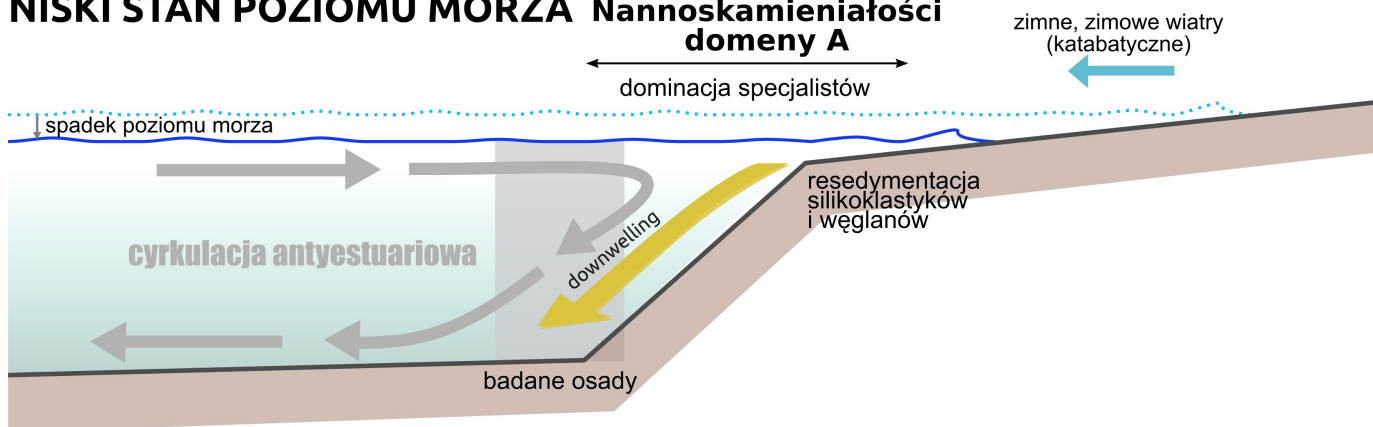
Fig. 2. Zespoły nannoplanktonu wapiennego w badanym profilu zestawione pod względem liczby taksonów w badanej próbce (oś odciętych) i jej wapnistości (oś rzędnych).

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

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

Podstawą opracowania modelu było wyróżnienie dwóch zespołów nannoplanktonu wapiennego, które charakteryzowały pakiety ze względu na ich wapnistość (Fig. 2). Zespół A, o dużej różnorodności taksonomicznej, występuje w osadach o zawartości CaCO₃ poniżej ~25%. Analogicznie, w osadach o zawartości powyżej ~25% CaCO₃, w zespole B, zmienność taksonomiczna jest znacznie mniejsza. Ponadto, w zespole A dominacja oportunistycznego rodzaju *Watznaueria* spp. w stosunku do wyspecjalizowanego rodzaju *Micula* spp. jest mniejsza (odpowiednio 1:2 do 1:2.5).

NISKI STAN POZIOMU MORZA Nannoskamieniałości domeny A



WYSOKI STAN POZIOMU MORZA Nannoskamieniałości domeny B

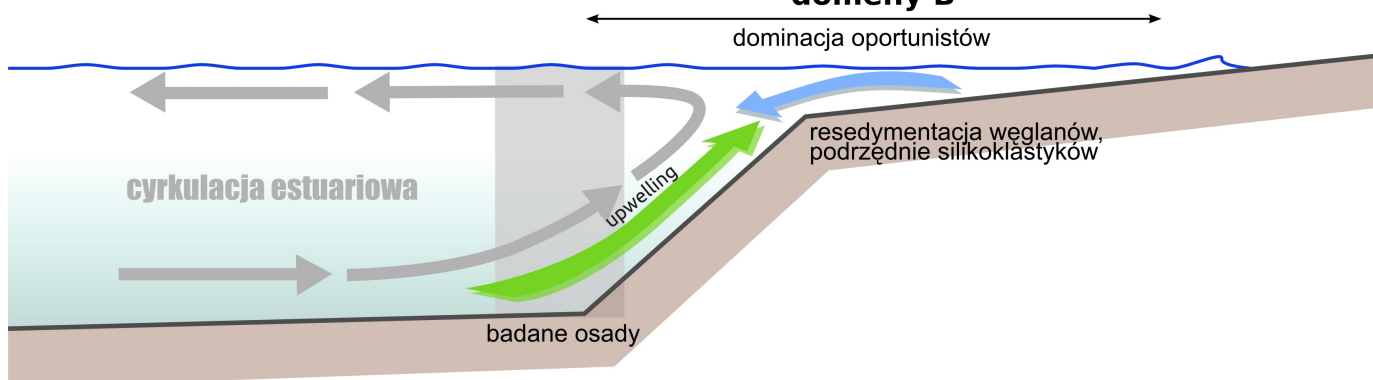


Fig. 3. Model cyrkulacji oceanicznej pogranicza kampanu i mastrychtu północnej części basenu skolskiego (wg Kędzierski & Leszczyński, 2013).

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

BIBLIOGRAFIA:

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