

Etapy rozwoju skolskiego basenu sedymentacyjnego w kredzie i wczesnym paleogenie — dokumentacja nanoplanktonowa

Elżbieta Gaździcka*

Skały osadowe, wraz z występującymi w nich skamieniałościami i zespołem struktur sedymentacyjnych, stanowią najdoskonalszy zapis procesów geologicznych, warunków paleoekologicznych i paleogeograficznych. Badając je można odczytać i zrekonstruować charakter basenu sedymentacyjnego, mechanizm i kierunki transportu osadów, paleoklimat i inne fizykochemiczne parametry środowiska. Skamieniałości występujące w skałach osadowych pozwalają zjawiska te umieścić w czasie geologicznym. Skały osadowe Karpat zewnętrznych, wśród których dominują piaskowce i łupki, zawierają zwykle obfity inwentarz struktur sedymentacyjnych, lecz niezbyt liczne

skamieniałości. Nanoplankton wapienny należy jednak do tych grup skamieniałości, które można znaleźć w większości morskich skał osadowych kredy i trzeciorzędu. Jest on powszechnie stosowany w stratygrafii mezozoiku i kenozoiku ze względu na obfite występowanie, szerokie rozprzestrzenienie geograficzne oraz szybkie zmiany ewolucyjne. Rozwój stratygrafii nanoplanktonowej na świecie nastąpił w ścisłym związku z pracami wiertniczymi, związanymi z poszukiwaniem złóż węglowodorów.

W jednostce skolskiej Karpat, kredowa seria osadowa wykazuje wyraźną dwudzielność pod względem wykształcenia litologicznego (Kotlarczyk, 1985, 1988). Starszy kompleks osadowy, o miąższości nie przekraczającej kilkudziesięciu metrów, jest zdominowany przez łupki ilaste z nielicznymi przeławieniami innych odmian

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

litologicznych. Wyższy natomiast, charakteryzuje się dużą miąższością i zmiennością litologiczną, a w szczególności występowaniem sekwencji fliszowych o genezie turbiditowej. Serie te odpowiadają dwóm różnym etapom rozwoju basenu skolskiego, z których pierwszy obejmował spokojną sedymentację głębokowodnych osadów hemipelagicznych, drugi zaś był okresem gwałtownej depozycji osadów fliszowych, charakterystycznej dla tzw. basenów szczątkowych (*remnant basin*; Einsele, 1992). Seria ta powstała w basenie o konwergentnych krawędziach, który utworzył się w strefie subdukcji i kolizji płyt. Od północy basen skolski ograniczony był przez pasywny brzeg platformy europejskiej, natomiast od strony południowej sąsiedował z innymi basenami karpaccymi i wraz z nimi pozostawał pod wpływem nasuwających się ku północy teranów Karpat wewnętrznych (Golonka i in., 2000). Powstanie głównych kompleksów osadowych kredy basenu skolskiego było związane z rozwojem geodynamicznym karpacckiej części Tetydy. Precyzyjne określenie wieku poszczególnych sekwencji osadowych dostarcza informacji dotyczących okresów aktywności tektonicznej tego obszaru.

W serii ilastej, najstarszy kompleks czarnych łupków został wyróżniony jako formacja ze Spasa, natomiast wyżej leżący zespół pstrych i zielonych łupków z radiolarytami, konkrekcjami manganowymi oraz ławicami twardej margli w części przystropowej — jako formacja z Dołhego (Kotlarczyk, 1978). Dla kompleksu fliszowego, stanowiącego jedną z głównych serii osadowych jednostki skolskiej, autor ten przywrócił dawną nazwę formacji z Ropianki. W formacji tej, osiągającej miąższość 1500 m, zostały wyróżnione cztery ogniwa odpowiadające głównym cyklom sedymentacyjnym (Kotlarczyk, 1978). Zawierają one typowe sekwencje fliszowe — piaskowce o warstwowaniu frakcjonalnym i łupki oraz towarzyszące im utwory o większej zawartości węgla wapnia. Kompleksy te, tradycyjnie nazywane marglami, mają także genezę turbiditową (flisz wapienny) i są wykształcone jako cienko- lub gruboławicowe margle, arenity, siltyty oraz łupki margliste (Kotlarczyk, 1978; Leszczyński i in., 1995). Ilość osadów o wyższej zawartości węgla wapnia wzrasta ku zewnętrznej strefie jednostki skolskiej, natomiast strefa wewnętrzna była zdominowana przez sedymentację osadów silikoklastycznych. Występujące wśród osadów fliszowych warstwy pstrych łupków, utworzone w wyniku spokojnej sedymentacji hemipelagicznej, mają znaczenie warstw przewodnich, umożliwiających korelację poszczególnych sekwencji osadowych (Kotlarczyk, 1978). Osadom prądów zawieszinowych towarzyszą olistolity i olistostromy, utworzone w wyniku wpływów grawitacyjnych i osuwisk podmorskich. Wymienione elementy tworzą cykle osadowe odzwierciedlające zmienną dynamikę basenu spowodowaną zjawiskami diastrofizmu i eustatyki. Stwierdzić je można w poszczególnych częściach basenu, lecz są one wykształcone w różny sposób, co było uwarunkowane prawdopodobnie różnymi źródłami alimentacji.

Na podstawie analizy zespołów nanoplanktonu wapiennego określono wiek formacji ze Spasa, z Dołhego i z Ropianki, a w przypadku tej ostatniej, również pozycję stratygraficzną poszczególnych ogniwi i warstw przewodnich. Zaproponowano korelację sekwencji osadowych występujących w różnych strefach facjalnych jednostki skolskiej. Wyróżnione poziomy biostratygraficzne zgodne są ze standardowymi podziałami — kredy (Sissingh, 1977) i trzeciorzędu — (Martini, 1971). W osadach formacji spaskiej, najuboższych pod względem ilości nanoflory, wyróżniono poziom nanoplanktonowy CC 8 *Prediscosphaera*

columnata, który odpowiada wyższej części albu dolnego. W formacji z Dołhego zidentyfikowano poziomy CC 9 *Eiffellithus turriseiffeli*, obejmujący górny alb i najniższy cenoman oraz CC 11 *Quadrum gartneri*, odpowiadający wczesnemu turonowi. W formacji ropianieckiej wyróżniono czternaście poziomów biostratygraficznych, obejmujących okres od późnego koniak (poziom CC 14 *Micula decussata*) do wczesnego paleocenu (poziom NP 3 *Chiasmolithus danicus*). Ogniwo z Cisowej, obejmujące margle krzemionkowe oraz kompleks łupkowo-piaskowcowy zwieńczony warstwą pstrych łupków z Kanasina, zostało utworzone w okresie od późnego koniak do późnego kampanu (poziomy nanoplanktonowy CC 14 *Micula decussata* — CC 21 *Quadrum sissinghii*). Sukcesja osadowa ogniwa z Wiaru, w skład której wchodzi margle fukoidowe oraz flisz piaszczysto-łupkowy, była deponowana od późnego kampanu do późnego mastrychtu (poziomy CC 21 — CC 25 *Arkhangelskiella cymbiformis*), natomiast ogniwo z Leszczyn zawierające olistostromy margli bakulitowych — od późnego mastrychtu do najniższego paleocenu (poziomy CC 25 — NP 2 *Cruciplacolithus tenuis*). Ogniwo z Woli Korzenieckiej, charakteryzujące się przewagą łupków ilastych, powstało we wczesnym paleocenie (poziom NP 3 *Chiasmolithus danicus*). Warstwy pstrych łupków, stanowiące horyzonty korelacyjne w obrębie formacji ropianieckiej, odpowiadają następującym poziomom nanoplanktonowym: I) warstwa z Terszowa — CC 15 *Reinhardtites anthophorus* (dolny santon), II) warstwa z Kanasina — CC 21 *Quadrum sissinghii* (niższa część kampanu górnego), III) warstwa z Sopotnika — CC 22 *Quadrum trifidum* (wyższa część kampanu górnego), IV) warstwa z Borysławki — CC 23 *Tranolithus phacelosus* (najniższy mastrycht), V) warstwa z Horodzennego — CC 24 *Reinhardtites levis* (wyższa część wczesnego mastrychtu).

Analiza nanoplanktonu wapiennego z kredowych sukcesji osadowych jednostki skolskiej wykazała brak ciągłości stratygraficznej pomiędzy starszym, ilastym kompleksem osadowym formacji ze Spasa i z Dołhego, a fliszowymi osadami formacji z Ropianki. Luka stratygraficzna obejmuje co najmniej turon górny i najniższy koniak i może być spowodowana brakiem depozycji wywołanym oddaleniem obszarów alimentacyjnych i długo utrzymującym się wysokim poziomem morza lub transferem osadów do innych, głębszych stref basenu. Przebudowa tektoniczna, polegająca na zamykaniu basenu wywołanym ruchem teranów Karpat wewnętrznych ku północy, znalazła odzwierciedlenie w zmianie charakteru sedymentacji. Dźwiganie krawędzi i stref marginalnych basenu mogło być mechanizmem spustowym prądów zawieszinowych, wpływów grawitacyjnych i osuwisk podmorskich. Okres nasilenia podmorskich ruchów masowych w basenie skolskim, które doprowadziły do powstania olistostrom, olistolitów, obrywów skalnych, wpływów i osuwisk podmorskich, przypada na najwyższy mastrycht (poziom nanoplanktonowy CC 26 *Nephrolithus frequens*). Odpowiada zatem wczesnolaramijskiej fazie alpejskich ruchów tektonicznych.

Literatura

- EINSELE G. 1992 — Sedimentary basins. Evolution, facies and sedimentary budget. Springer-Verlag, Berlin.
 GOLONKA J., OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 2000 — Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70: 107–136.

KOTLARCZYK J. 1978 — Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej w Karpatach. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. Kraków, 108.

KOTLARCZYK J. 1985 — An outline of the stratigraphy of marginal tectonic units of the Carpathian orogen in the Rzeszów–Przemyśl area. Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XIII Congr., Cracow. Guide to excursion 4.

KOTLARCZYK J. 1988 — Problemy sedimentologii, stratygrafii i tektoniki Karpat przemyskich oraz ich najbliższego przedpola. Przew. 59 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Przemyśl, 1988.

LESZCZYŃSKI S., MALIK K. & KĘDZIERSKI M. 1995 — Margle krzemionkowe i fukoidowe w rejonie Rybotycz: nowe dane litofacjalne i stratygraficzne (Płaszczowina skolska, kreda, Karpaty). Roczn. Pol. Tow. Geol., 65: 43–62.

MARTINI E. 1971 — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. II Planktonic Conference, Roma 1970, Part 2: 739–785.

SISSINGH W. 1977 — Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geologie en Mijnbouw, 56: 97–65.