

Palinologiczny zapis granicy eocen-oligocen w polskich Karpatach fliszowych — wyniki wstępne

Przemysław Gedl*

Przełom eocenu i oligocenu w polskich Karpatach fliszowych charakteryzuje się wyraźną zmianą warunków sedimentacyjnych w basenach fliszowych. Zmiany te są odzwierciedlone w zapisie palinologicznym: utwory górnoeocenijskie charakteryzują się zazwyczaj dużym udziałem dinocyst, które zanikają w utworach dolnooligocenijskich. Zostają one zastąpione sporomorfami oraz fitoklastami w przewadze pochodzenia lądowego. Przyczynami tych zmian było najprawdopodobniej spływanie basenów karpaccich, ograniczenie ich połączeń z oceanem światowym oraz zwiększona dostawa wody słodkiej. Kryzys jaki dotknął dinocysty w basenach karpaccich na granicy eocenu i oligocenu wydaje się mieć ograniczone znaczenie regionalne, gdyż nie zaznacza się w innych, niekiedy nieodległych rejonach (np. w utworach Niżu Polskiego).

Słowa kluczowe: granica eocen-oligocen, dinocysty, palinofacje, margle globigerynowe, Karpaty fliszowe, Polska

Przemysław Gedl — **Palynology of the Eocene-Oligocene boundary in the Polish Flysch Carpathians — preliminary results.** *Prz. Geol.*, 47: 394–398.

S u m m a r y. The Eocene-Oligocene boundary in the Polish Flysch Carpathians is characterized by a distinct change of sedimentary conditions in marine basins. These changes are visible in the palynological record: Upper Eocene deposits are characterized by often high occurrence of dinocysts which almost completely disappear in the Lower Oligocene deposits. Dinocysts are then replaced by sporomorphs and mainly phytoclasts of terrestrial origin. Causes of these changes are, possibly: shallowing of the Carpathian marine basins, their progressive isolation and increased influx of freshwater. The Eocene-Oligocene dinocyst crisis that happened in the Carpathian basins seems to have been of restricted regional significance only: there is no record of this event in the neighbouring areas (e. g., Polish Lowlands).

Key words: Eocene-Oligocene boundary, dinocysts, palynofacies, Globigerina marls, Flysch Carpathians, Poland

*Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1,
31-002 Kraków; ndgedl@cyf-kr.edu.pl

Granica eocenu z oligoceniem charakteryzuje się spokojniejszym i bardziej rozłożonym w czasie zanikiem występowania wielu taksonów planktonicznych w porównaniu z np. granicą kredy z trzeciorzędem. Corliss i Keigwin (1986) w ogóle kwestionują celowość używania terminu „masowe wymieranie” dla granicy eocenu-oligocenu. Inną różnicą jest brak wyraźnej „eksplozji” różnorodności planktonu w oligocenie, co było cechą charakterystyczną dla niektórych grup planktonicznych w paleocenie (Perch-Nielsen, 1985; Bujak & Williams, 1979).

Dinocysty oligoceńskie, w przeciwieństwie do eoceńskich, cechuje stosunkowo niewielkie zróżnicowanie, oraz niska liczba pierwszych pojawiających się, zwłaszcza we wczesnym oligocenie (Bujak & Williams, 1979). Zupełnie inny przebieg ma granica eocenu z oligoceniem w polskich Karpatach fliszowych: zaszły tutaj bardzo istotne zmiany paleogeograficzne, które pociągnęły za sobą zarówno zmiany warunków depozycji, jak i olbrzymie zmiany w świecie organicznym. Dominująca w eocenie sedimentacja jasnych (zielonkawych) utworów drobnoklastycznych została zastąpiona przez ciemne, bogate w materię organiczną utwory, tzw. warstw menilitowych. Zubożeniu podlegają we wczesnym oligocenie bogate zespoły mikroorganizmów eoceńskich (np. Olszewska, 1985a). Zmiany w charakterze depozycji i świecie organicznym jakie zaszły w tym okresie w basenach karpaccyckich można bardzo dobrze śledzić w zapisie palinologicznym. Wydaje się, że nie przebiegały one jednakowo we wszystkich basenach sedimentacyjnych polskich Karpat fliszowych, z których basen magurski zajmuje szczególną pozycję.

Biostratygrafia

Wiek radiometryczny granicy eocen-oligocen został wyznaczony przez Cande i Kenta (1992) na 33,7 mln lat. Brak jest jednak całościowej korelacji tej granicy na podstawie badań mikropaleontologicznych, gdyż poszczególne grupy mikroskamieniałości dają rozbieżne wyniki. Martini i in. (1986) umieszczają granicę eocen-oligocen pomiędzy nannoplanktonowymi zonami NP20–NP21 (ryc. 1). Z kolei na podstawie otwornic planktonicznych (Pomerol & Premoli-Silva, 1986) wyznaczono tę granicę (ryc. 1) na ostatnim pojawieniu się gatunków z grupy *Hantkenina-Cribohantkenina*, co odpowiada granicy P17–P18 w zonacji Blowa (1969). Granica ta jest korelowana ze środkową częścią nannoplanktonowej zony NP21 Martiniego (1971) oraz subzony CP16 a Okady i Bukry'ego (1980). Na podstawie dinocyst, najczęściej uznawanym wydarzeniem biostratygraficznym, wyznaczającym granicę eocenu i oligocenu jest ostatnie pojawienie się gatunku *Areosphaeridium diktyoplokus* (ryc. 2**) (m.in. Costa & Manum, 1988; Köthe, 1990; Manum i in., 1988; Biffi & Manum, 1988; ryc. 1). Badania

występowania dinocyst na granicy eocenu i oligocenu w stratotypowym profilu Massignano (centralne Włochy) przeprowadzone przez Brinkhuisa i Biffiego (1993) nie wykazały żadnych istotnych zmian w zespołach dinocyst. Sama granica, oparta na ostatnim wystąpieniu hantkeninidów (=granica zon P17–P18), nie jest odzwierciedlona w jakimkolwiek wydarzeniu wśród zespołów dinocyst (ryc. 3) i została umieszczona w obrębie zony *Achomosphaera alaicornu* (ryc. 4). Zona ta została skalibrowana na środkową część zony NP21 (Martini, 1971) oraz CP16a (Okada & Bukry, 1980). Ostatnie pojawienie się *Areosphaeridium diktyoplokus* (ryc. 2), ogólnie uznanego wyznacznika granicy eocen-oligocen (np. Köthe, 1990; Brinkhuis & Visscher, 1995), zostało stwierdzone w najniższym wczesnym oligocenie, w obrębie zony P18 (Blow, 1969), NP21 (Martini, 1971) oraz CP16b (Okada & Bukry, 1980). W najnowszej pracy, Brinkhuis i Visscher (1995) skrytykowali wyznaczenie granicy eocen-oligocen na podstawie wymarcia hantkeninidów, wykazując że nastąpiło ono w środkowej części stratotypowego profilu priabonu. Równocześnie zaproponowali zdefiniowanie granicy eocen-oligocen na podstawie ostatniego pojawienia *Areosphaeridium diktyoplokus*, które zaznacza się w stropowej partii stratotypowego profilu priabonu i jest korelowane z chronem C13n oraz globalnym pikiem $\delta^{18}O$.

W polskich Karpatach fliszowych granicę eocen-oligocen umieszcza się w obrębie szeroko rozpowszechnionego poziomu margli globigerynowych (m. in., Blaicher, 1970; Van Couvering i in., 1981; Olszewska, 1985b; Oszczytko, 1996). Margle globigerynowe oddzielają dwa rodzaje utworów w Karpatach fliszowych: (1) utwory górnocoeńskie przeważnie pelagiczne, o jasnych barwach takie jak łupki pstre, łupki zielone i tzw. „warstwy” hieroglifowe oraz (2) utwory oligoceńskie ciemnobrązowe, bardzo bogate w materię organiczną, takie jak tzw. „warstwy” menilitowe (por. Leszczyński, 1997, fig. 2). Badania palinologiczne tej granicy, zapoczątkowane przez Bujaka w jednostce śląskiej ([W:] Van Couvering i in., 1981) wykazały, że dinocysty bardzo liczne w „warstwach” hieroglifowych oraz marglach globigerynowych, zanikają niemal całkowicie wraz z rozpoczęciem sedimentacji „warstw” menilitowych (Van Couvering i in., 1981, fig. 10). Bujak, porównując opisane zespoły dinocyst do zespołów znanych z południowej Anglii oraz wschodnich wybrzeży

Czas (mln lat)	Magneto-chrono-stratygrafia	Wiek	Otwornice planktoniczne			Nannoplankton wapienny			Dinocysty				
			zona	FO	wydarzenie	LQ	zona	FO	wydarzenie	LO	FO	LO	
28,5	C10 (pars)	rupel	P21 (pars)	A	<i>Chiloguembolina</i> spp. <i>G. angustifurcata</i>	NP24 (pars)							
30,0	C11		P20		<i>G. ampliapertura</i>	NP23		<i>S. ciperensis</i> <i>D. pygmaea</i> <i>S. distensus</i>					
32,0	C12		P19		<i>Pseudohastigerina</i> spp.	NP22		<i>R. umbilica</i> <i>I. recurvus</i>					
34,0	C13		P18		<i>Hantkenina</i> spp. <i>C. inflata</i>	NP21		<i>R. umbilica</i> <i>E. formosa</i>					
36,0	C15		P17			NP19-20		<i>D. saipanensis</i> <i>D. barbadiensis</i> <i>C. grandis</i>					
	C16		P16			NP18		<i>I. recurvus</i>					
	C17 (pars)		P15 (pars)					<i>C. oamaruensis</i>					

Ryc. 1. Porównanie biostratygrafii otwornicowej Blowa (1969), nannoplanktonowej Martiniego (1971) oraz dinocystowej (Stover i in., 1996) późnego eocenu i wczesnego oligocenu
Fig. 1. Comparison of the foraminifera (Blow, 1969), nannoplankton (Martini, 1971) and dinocyst (Stover i in., 1996) biostratigraphy of the Late Eocene and Early Oligocene

**Uwaga: ryc. 2 — p. okładka (górny); ryc. 9 p. okładka (dolny); ryc 4–6 i 8–11 p. str.399 (III str. Okł.)

Czas (mln lat)	Wiek	Zonacja otwornic plankt. (Blow, 1969)	Zonacja nannopl. wapien. (Martini, 1971)	NW Europa				N Atlantyk	Morze Beringa		Włochy		Ukraina, Armenia i Azerbejdżan	
				Costa i Downie (1976)	Costa i Manum (1988)	Powell (1992)	Chateauneuf i Gruas-Cavagnetto (1978)	Koethe (1990)	Williams (1975)	Bujak (1984)	Matsuoka i Bujak (1988)	Biffi i Manum (1988)	Brinkhuis i Biffi (1993); Wilpshaar i in. (1996)	Andreeva-Grigorovich (1991)
30,0	rupel	P21 (pars)	NP24 (pars)	D14	Phthanoperidinium coreoides	W14 Wetzeliella gochtii	D14nb	C. dispersum (pars)	Spiniferites sp. cf. S. membranaceus	Impagidinium velorum	DO2 (pars)	Clo	DP14 - C. partispinat. sensu lato (pars)	b (pars)
		P20	NP23											
32,0		P19	NP 22	Wetzeliella gochtii										
		34,0		P18	NP21			D13						
36,0	priabon			P17				D12nc						
		P16	NP 19-20	Rhombodinium perforatum	D12	Rhombodinium perforatum	W13 Kisselovia clathrata subsp. angulosa	D12nb	Diphyes colligerum (pars)	Trinovantedinium boreale (pars)	Areosphaeridium diktyoplokus (pars)	DE	Melita-sphaeridium pseudo-recurvatum	DP12 Wetzeliella symmetrica Phth. amoenum
		P15 (pars)	NP18											

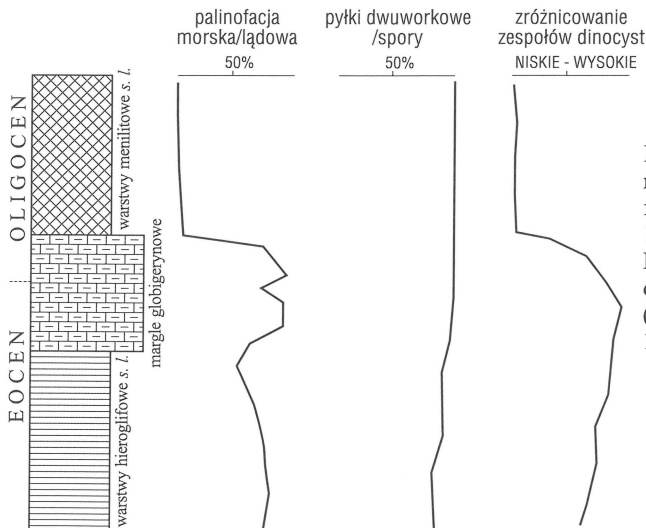
Ryc. 3. Schematy zonacji dinocystowych wczesnego eocenu i późnego oligocenu
Fig. 3. Late Eocene and Early Oligocene dinocyst zonation schemes

Kanady, wydzielił zonę *Rhombodinium perforatum* (sensu Costa & Downie, 1976) oraz równowiekową zonę *Diphyes colligerum* (sensu Williams, 1975) dla utworów „warstw” hieroglifowych oraz niższej części margli globigerynowych, natomiast zonę *Wetzeliella gochtii* (sensu Costa & Downie, 1976) lub *Deflandrea heterophlycta* (sensu Williams, 1975) — dla wyższej części margli globigerynowych oraz „warstw” menilitowych. Wyróżnione zony *Rhombodinium perforatum* oraz *Diphyes colligerum* odpowiadają najwyższemu eocenowi i są korelowane z nannoplanktonowymi zonami NP18–20. Zona *Deflandrea heterophlycta* obejmuje utwory najwyższego eocenu oraz wczesnego oligocenu, natomiast zona *Wetzeliella gochtii* jest charakterystyczna dla utworów wczesnego oligocenu (NP21–22–23; ryc. 3). Pierwsze pojawienie się tego ostatniego taksonu uważane jest za charakterystyczne dla utworów wczesnego oligocenu (m. in. Powell, 1992; ryc. 1). *Wetzeliella gochtii* (ryc. 5), w dotychczas opracowanych profilach, po raz pierwszy pojawia się w wyższej części margli globigerynowych. Jednocześnie taksony charakterystyczne dla eocenu, których ostatnie pojawienie odpowiada granicy eocen-oligocen (ryc. 1) — *Rhombodinium perforatum* oraz *Areosphaeridium diktyoplokus* występują wyłącznie w utworach podścielających margle globigerynowe lub w ich niższych częściach (P. Gedl, niepubl.).

Tym samym, wstępne wyniki badań dinocyst na granicy eocenu i oligocenu w polskich Karpatach fliszowych wydają się potwierdzać rezultaty opracowań otwornicowych (m.in. Blaicher, 1970; Olszewska, 1985b).

Paleośrodowisko

Zmiana litologii pomiędzy utworami eoceńskimi a oligoceńskimi w polskich Karpatach fliszowych (z wyjątkiem jednostki magurskiej) zaznacza się bardzo wyraźnie w zmianie zespołów dinocyst oraz palinofacji utworów granicznych (Bujak [W:] Van Couvering i in., 1981; Stachowicz, 1997; Usyk, 1998). Jasno zabarwione utwory górnioeocieńskie charakteryzują się bogatymi zespołami dinocyst (ryc. 6), które mają duży udział w palinofacji (ryc. 7). W niektórych profilach (np. w Krośnie), stanowią one aż 100% palinofacji. Wśród dinocyst licznie występuje takson *Deflandrea* (ryc. 8), pojawia się również rodzaj *Impagidinium*. Ten ostatni rodzaj jest uważany za charakterystyczny dla otwartych wód oceanicznych (m.in. Harland, 1983), podczas gdy rodzaj *Deflandrea*, opisywany często z utworów estuariowych, prawdopodobnie może występować również w wodach oceanicznych. Zespoły dinocyst z utworów podścielających margle globigerynowe charakteryzują się pewnym zróżnicowaniem w zale-



Ryc. 7. Schematyczny rozkład palinofacji w utworach granicznych eocenu i oligocenu jednostek zewnętrznych polskich Karpat fliszowych (na podstawie: Van Couvering i in., 1981; Stachowicz, 1997; Usyk, 1998.)

Fig. 7. Palynofacies changes within the Eocene-Oligocene boundary deposits of the outer units of the Polish Flysch Carpathians (based on: Van Couvering et al., 1981; Stachowicz, 1997; Usyk, 1998)

ności od położenia profilu w danej jednostce tektonicznej. Różnice te odzwierciedlają zapewne lokalne zróżnicowania paleośrodowiskowe.

W utworach bezpośrednio podścielających margle globigerynowe pojawia się więcej dinocyst z rodzaju *Glaphyrocysta*, *Areoligera* (ryc. 9) i *Homotryblium* (ryc. 10) — taksonów typowych dla wód szelfowych (por. Brinkhuis, 1992). Zmianie ulega też wykształcenie palinofacji: pojawia się znacznie więcej elementów lądowych (ryc. 7), takich jak sporomorfy (głównie pyłki dwuworkowe) czy fragmenty tkanek roślin lądowych (ryc. 11).

Charakter zespołu dinocyst w marglach globigerynowych jest uzależniony w dużym stopniu od litologii. Jasne margle są przepełnione dobrze zachowanymi, zróżnicowanymi zespołami dinocyst, podczas gdy w ciemnych wkładkach w obrębie margli globigerynowych wzrasta udział amorficznej materii organicznej (najprawdopodobniej lądowego pochodzenia) oraz często pojawiają się jednogatunkowe zakwity dinocyst z rodzaju *Homotryblium* (ryc. 10) (Stachowicz, 1997; Usyk, 1998). Wzrost udziału *Homotryblium* oraz takich rodzajów jak *Glaphyrocysta* zaznacza się również w osadach o jasnych barwach w wyższych częściach profili margli globigerynowych.

Wraz z rozwojem ciemnych utworów reprezentujących różnie wykształcone „warstwy” menilitowe *sensu lato* następuje całkowita zmiana palinofacji, która w odróżnieniu od palinofacji utworów górnioeocieńskich ma charakter lądowy (ryc. 11; ryc. 7). Składa się ona w 99–100% z elementów lądowych, którymi — w zależności od profilu — są różnie zachowane fragmenty tkanek roślinnych lub sporomorfy (w przeciwieństwie do zróżnicowanych zespołów sporomorfofów z utworów górnioeocieńskich, są to prawie wyłącznie pyłki dwuworkowe). Dinocysty zanikają niemal zupełnie: w niektórych profilach można rozpoznać pojedyncze formy reprezentujące podrodziny *Wetzeliellaceae* (ryc. 11) lub *Caligodinium* sp. (= ?*Chytroisphaeridia* sp. Bujaka [W:] Van Couvering i in., 1981) oraz rodzaj *Deflandrea* (por. Usyk, 1998).

Powyżej omówione zmiany palinofacjalne dotyczą utworów granicznych eocenu z oligocenem z jednostek zewnętrznych polskich Karpat fliszowych. Nieco inne wyniki otrzymano z analogicznych wiekowo (por. Birkenmajer & Oszczytko, 1989) utworów jednostki magurskiej — formacji malcowskiej. Znacznie bardziej zróżnicowane zespoły dinocyst z tej formacji nie przypominają palinofacji „warstw” menilitowych jednostek zewnętrznych. W chwili obecnej nie można wyciągnąć jednak dalej idących wniosków bez bardziej precyzyjnych datowań tej formacji.

Tak wyraźne zmiany palinofacji wskazują na zasadniczą przebudowę basenów fliszowych. Górnioeocieńskie utwory powstawały w stosunkowo głębokich basenach, w których dominowała sedymentacja hemipelagiczna. Powstanie utworów margli globigerynowych (eocen-oligocen) wiąże się z rozpoczęciem sedymentacji pelagicznej (m.in. Książkiewicz, 1975; Leszczyński, 1997). Na ten rodzaj sedymentacji wskazują również zespoły dinocyst z margli globigerynowych, z tym, że zmiany jakościowe jakim podlegają te zespoły sugeruje splotenie basenów sedymentacyjnych. Wraz z rozwojem sedymentacji „warstw” menilitowych nastąpiło dalsze splotenie oraz intensyfikacja dostawy lądowej materii organicznej. Okres sedymentacji „warstw” menilitowych najprawdopodobniej wiązał się ze wzmożonym dopływem wody słodkiej — niesącej dużą ilość lądowej materii organicznej i nieorganicznej. Efektem tego było wystąpienie przypowierzchniowej warstwy wody morskiej prowadzące do zubożenia lub zaniku planktonu. Świadczy o tym obecność silnie zredukowanego zespołu dinocyst uważanych za charakterystyczne dla środowisk brakicznych (*Wetzeliellaceae* — ryc. 11; czy *Deflandrea* — ryc. 8). Duża dostawa materii organicznej doprowadziła najprawdopodobniej do zubożenia wody morskiej w tlen, co spowodowało zubożenie bento (por. Olszewska, 1985a).

Jednym z następstw splotenia jego izolacja, która trwała granicy eocenu i oligocenu była jego izolacja, która trwała najprawdopodobniej aż do końca sedymentacji w dolnym miocenie. Wskazuje na to silne zubożenie zespołów dinocyst zarówno w oligocenie jak i we wczesnym miocenie. Dinocysty eocieńskie charakteryzują się dużym zróżnicowaniem oraz występowaniem taksonów znanych z innych rejonów (por. Bujak [W:] Van Couvering i in., 1981), podczas gdy zespoły oligocieńskie i wczesnomiocieńskie są zdominowane przez taksony długowieczne, przy braku wielu form przewodnich charakterystycznych dla innych obszarów.

Porównanie z innymi obszarami

W utworach paleogeńskich polskich Karpat wewnętrznych granica eocenu z oligocenem przebiega pomiędzy późnoeocieńskimi utworami węglanowymi szeroko pojętego „eocenu tatrzańskiego” a wyżejleżącymi utworami fliszu podhalańskiego wieku oligocieńskiego. Najprawdopodobniej jednak w tym rejonie istnieje luka erozyjna obejmująca utwory graniczne eocenu i oligocenu (Gedl, 1998; Olszewska & Wiczorek, 1998). Zapis palinologiczny paleogenu podhalańskiego odbiega dość znacznie od analogicznego z Karpat fliszowych, zwłaszcza z tektonicznymi jednostkami zewnętrznymi. Dotyczy to zwłaszcza palinofacji najstarszych utworów fliszu podhalańskiego, tzw. „warstw” szaflarskich, odpowiadających wiekowo „warstwom” menilitowym Karpat fliszowych (trudno jest jednak porównywać palinofacje utworów eocieńskich ze względu na zasadniczo różne wykształcenie litologiczne). Palinofacja „warstw” szaflarskich, w ogólnym wykształceniu podobna do palinofacji „warstw” menilitowych, charakteryzuje się stosunkowo częstym występowaniem dinocyst, które w niektórych poziomach występują masowo (Gedl, 1998). Ich obecność sugeruje znacznie lepsze warunki środowiskowe, które panowały we wczesnym oligocenie w basenie podhalańskim w porównaniu z basenami Karpat fliszowych (w jego południowej części, gdzie basenu magurskiego w jego południowej części, gdzie palinofacja utworów oligocieńskich wydaje się być podobna do palinofacji „warstw” szaflarskich).

Zupełnie inny charakter ma zapis palinologiczny utworów granicznych eocenu i oligocenu na Niżu Polskim. Utwory te charakteryzują się niewielkimi zmianami w zespołach dinocyst: zespoły dinocyst zarówno późnoeocieńskie jak i wczesnooligocieńskie są bogate i zróżnicowane (Grabowska, 1974, 1983, 1996). Zmiany te, widoczne najwyraźniej w utworach oligocieńskich, mogły być spowodowane zmianami zasolenia (Słodkowska, 1994).

Podsumowanie

Na granicy eocenu i oligocenu nie doszło do zasadniczych zmian w obrazie zespołów dinocyst w większości znanych profili świata. Nie obserwuje się zwiększonego wymierania na tej granicy. Wyjątkiem jest obszar fliszowych basenów karpaccich, gdzie na wskutek zmian paleo-

rodowiskowych doszło do katastrofalnego wymarcia bogatych górnocieńskich flor dinocystowych (dotyczy to również otwornic oraz nannoplanktonu). Przyczyną były najprawdopodobniej zmiany głębokości zbiorników (sptyczenie), obniżenie poziomu zasolenia (przynajmniej w przypowierzchniowej warstwie wody) oraz zwiększona dostawa lądowej materii organicznej, której rozkład powodował powstanie warunków beztlenowych. Zmiany paleogeograficzne doprowadziły do izolacji basenów karpaccich, czego efektem było zubożenie zespołów dinocystowych w całym oligocenie oraz najniższym miocenie.

Autor dziękuje prof. dr. Krzysztofowi Birkenmajerowi oraz anonimowemu recenzentowi za dyskusje i krytyczne uwagi dotyczące niniejszego artykułu.

Literatura

- ANDREEVA-GRIGOROVICH A. S. 1991 — Phytoplankton (dinocyst and nannoplankton) zonal stratigraphy of the Paleogene of southern SSSR. Ph. D. thesis, Akademy of Sciences of the SSSR, Institute of the Geological Sciences, Kiev: 47.
- BIFFI U. & MANUM S. B. 1988 — Late Eocene-Early Miocene dinoflagellate cyst stratigraphy from the Marche Region (central Italy). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 27: 163–212.
- BIRKENMAJER K. & OSZCZYPKO N. 1989 — Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 145–181.
- BLAICHER J. 1970 — „Globigerinae” of the Sub-Menilite Globigerina Marls. *Inst. Geol., Biul.*, 221: 137–175.
- BRINKHUIS H. 1994 — Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (northeast Italy); biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 107: 121–163.
- BRINKHUIS H. & BIFFI U. 1993 — Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Eocene-Oligocene transition in central Italy. *Mar. Micropaleont.*, 22: 131–183.
- BRINKHUIS H. & VISSCHER H. 1995 — The upper boundary of the Priabonian Stage; a reappraisal based on dinoflagellate cyst biostratigraphy. [W:] Berggren W. A., Kent D. & Hardenbol J. (eds), *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 54: 295–304.
- BLOW W. H. 1969 — Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. I Int. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva 1967*, 1: 199–422.
- BUJAK J. P. 1984 — Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, D. S. D. P. Leg 19. *Micropaleont.*, 1: 101–117.
- BUJAK J. P. & WILLIAMS G. L. 1979 — Dinoflagellate diversity through time. *Mar. Micropaleont.*, 4: 1–12.
- CANDE S. C. & KENT D. V. 1992 — A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97: 13917–13951.
- CHÂTEAUNEUF J.-J. & GRUAS-CAVAGNETTO C. 1978 — Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du bassin de Paris. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min., (deuxième série) Sec.*, 4: 55–93.
- CORLISS B. H. & KEIGWIN L. D. Jr 1986 — Eocene-Oligocene paleoceanography. [W:] Hsü K. J. (ed.) *Mesozoic and Cenozoic oceans*. Amer. Geoph. Union, Washington: 101–118.
- COSTA L. I. & DOWNIE C. 1976 — The distribution of the dinoflagellate Wetzeliella in the Palaeogene of north-western Europe. *Palaeontology*, 19: 591–614.
- COSTA L. I. & MANUM S. B. 1988 — The description of the inter-regional zonation of the Paleogene (D1–D15) and the Miocene (D16–D20). [W:] Vinken K. L., Renier P. K. i in. (eds), *The Northwest European Tertiary Basin, Results of the International Geological Correlation Programme, Project No 124*. *Geol. Jb.*, A, 100: 321–342.
- GEDL P. 1998 — Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu podhalańskiego w świetle badań palinologicznych. Praca doktorska, Instytut Nauk Geologicznych PAN, Kraków: 1–181.
- GRABOWSKA I. 1974 — Stratygrafia osadów paleogeńskich na Niżu Polskim w świetle badań mikropaleontologicznych. *Inst. Geol., Biul.*, 281: 67–92.
- GRABOWSKA I. 1983 — Palinoflora i plankton paleogeński z NW Polski. *Prz. Geol.* 7: 420–423.
- GRABOWSKA I. 1996 — Klasa Dinophyceae. [W:] Malinowska L. (red.), *Budowa geologiczna Polski, v. III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, 3a: kenozoik, trzeciorząd, paleogen*. Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa: 330–331.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. 1987 — Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156–1167.
- HARLAND, R. 1983 — Dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. *Palaeontology*, 26: 321–387.
- KÖTHE A. 1990 — Paleogene dinoflagellates from northwest Germany. *Geol. Jb.*, A1, 18: 1–111.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1975 — Bathymetry of the Carpathian Flysch Basin. *Acta Geol. Pol.*, 25: 309–367.
- LESZCZYŃSKI S. 1997 — Origin of the Sub-Menilite Globigerina Marl (Eocene-Oligocene transition) in the Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 367–427.
- MANUM S. B., BOULTER M. C., GUNNARSDOTTIR H., RANGNES K. & SCHOLZE A. 1989 — Palynology of the Eocene to Miocene sedimentary sequence of ODO Leg 104 (Norwegian Sea). [W:] Eldholm, O., Thiede, J. i in., *Proc. ODP, Initial Rep.*, 104: 611–662.
- MARTINI E. 1971 — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. [W:] Farinacci, A. (ed.), *Proc. 2nd Planktonic Confer., Roma, 1970*. Edizioni Technoscienza, Roma: 739–785.
- MARTINI E., FAHLBUSCH & HAGN H. 1986 — The Eocene-Oligocene boundary and the Latdorfian (Lower Oligocene). A statement by the German Subcommission on Tertiary Stratigraphy. *Newsl. Stratigr.*, 17: 37–43.
- MATSUOKA K. & BUJAK J. P. 1988 — Cenozoic dinoflagellates cysts from the Navarin Basin, Norton Sound and St. George Basin, Bering Sea. Nagasaki University, Faculty of Liberal Arts. *Natural Sci., Bull.*, 29: 1–147.
- OKADA H. & BUKRY D. 1980 — Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation. *Mar. Micropaleont.*, 5: 321–324.
- OLSZEWSKA B. 1985a — Otwornice warstw menilitowych polskich Karpat zewnętrznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 201–250.
- OLSZEWSKA B. 1985b — Remarks concerning the Eocene-Oligocene boundary in the Polish External Carpathians: Results of foraminiferal investigations. [W:] *Proceeding Reports of the XIII-th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Part I. Wyd. Geol.*: 57–59.
- OLSZEWSKA B. W. & WIECZOREK J. 1998 — The Paleogene of the Podhale Basin (Polish Inner Carpathians) — micropaleontological perspective. *Prz. Geol.*, 46: 721–728.
- OSZCZYPKO M. 1996 — Calcareous nannoplankton of the Globigerina Marls (Leluchów Marls Member), Magura Nappe, West Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 66: 1–15.
- PERCH-NIELSEN, K. 1985 — Cenozoic calcareous nannofossils. [W:] Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (eds), *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge: 427–554.
- POMEROL C. & PREMOLI SILVA I. 1986 — The Eocene-Oligocene transition: events and boundary. [W:] Pomerol C. & Premoli Silva I. (eds), *Terminal Eocene Events. Develop. Palaeont. Strat.*, 9: 1–24.
- POWELL A. J. 1992 — Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. [W:] Powell A. J. (ed.), *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. British Micropaleont. Soc. Publ. Ser.: 155–249.
- SŁODKOWSKA B. 1994 — Próba rekonstrukcji zbiorowisk roślinnych trzeciorzędu NW Polski na podstawie badań palinologicznych. *Prz. Geol.*, 42: 15–19.
- STACHOWICZ R. 1997 — Wykształcenie i geneza podmenilitowych margli globigerinowych w profilach w Turnicy, Leszczawie Górnej i Obarzymiu w świetle analizy litofacji i palinofacji. Praca magisterska, Archiwum ING UJ, Kraków: 60.
- STOVER L. E., BRINKHUIS H., DAMASSA S. P., DE VERTEUIL L., HELBY R. J., MONTEIL E., PARTRIDGE A. D., POWELL A. J., RIDING J. B., SMELROR M. & WILLIAMS G. L. 1996 — Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. [W:] Jansonius J. & McGregor D. C. (eds), *Palynology: principles and applications*. Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found., 2: 641–750.
- USYK M. 1998 — Wykształcenie i geneza podmenilitowych margli globigerinowych w dolinie Strwiąza w okolicy Krościenka w świetle analizy litofacji i palinofacji. Praca magisterska, Archiwum ING UJ, Kraków: 74.
- VAN COUVERING J. A., AUBRY M.-P., BERGGREN W. A., BUJAK J. P., NAESER C. W. & WIESER T. 1981 — The terminal Eocene event and the Polish connection. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 36: 321–362.
- WILLIAMS G. L. 1975 — Dinoflagellate and spore stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, offshore eastern Canada. *Geol. Surv. Canada, Paper* 74–30, 2: 107–161.
- WILPSHAAR M., SANTARELLI A., BRINKHUIS H. & VISSCHER H. 1996 — Dinoflagellate cysts and mid-Oligocene chronostratigraphy in the central Mediterranean region. *J. Geol. Soc., London*, 153: 553–561.