

Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych

Barbara Słodkowska¹, Jacek Robert Kasiński¹



B. Słodkowska



J.R. Kasiński

Paleogene and Neogene – a time of dynamic changes of climate. *Prz. Geol.*, 64: 15–25.

Abstract. The paper discusses the causes of climate change in the latest Cretaceous and the Paleogene (impact event or huge volcanic eruptions?). The climatic evolution (global and – more specifically – in the territory of Poland) during the Paleogene and Neogene in relation to the major climatic events of these periods (PETM, EECO, C4 grassland, Messinian Salinity Crisis) are described and their causes are discussed. Tectonic transformation, volcanic events and earthquakes led to the change in the position of the continents and in the circulation of ocean currents, as well as to increased emission of greenhouse gases – methane and carbon dioxide. These were the main causes of climate changes during the Paleogene and Neogene.

Keywords: *Paleogene, Neogene, climatic evolution, climatic events*

Era kenozoiczna obfituje w wydarzenia klimatyczne o fundamentalnym znaczeniu, prowadzące do przejścia od świata cieplarnianego bez lodolodów (*greenhouse*) do świata, w którym pojawiają się zlodowacenia (*icehouse*). W tym czasie najpierw na Antarktydzie, a potem na półkuli północnej rozwinęły się pokrywy lodowe.

Paleogen i neogen to odcinek dziejów Ziemi, w którym ostatecznie ukształtował się świat współczesny zarówno pod względem rozkładu mórz i lądów, jak i zasiedlającej je flory i fauny. Wielkie wymieranie, w wyniku którego uległo zagładzie ok. 75% gatunków zwierząt (Archibald i in., 2010), w tej liczbie także amonity i dinozaury, stanowiło dramatyczną cezurę pomiędzy światem organicznym mezozoiku i kenozoiku. Geneza tego wymierania jest dyskusyjna. Do niedawna uważano, że jest to rezultat kolizji Ziemi z planetoidą lub uderzenia meteorytu, na co wskazywałyby warstewka irydowa, stwierdzana powszechnie w profilach osadów na granicy kredy i paleogenu (Alvarez i in., 1980). Obecnie przeważa hipoteza o wpływie niezwykle intensywnej działalności wulkanicznej związanej z powstaniem trapów dekańskich, które zaczynały się tworzyć nieco wcześniej, bo już w późnym mastrychcie (chron C29r). Wydarzenia te miały charakter katastroficzny, trwając zaledwie ok. 300 tys. lat (Keller i in., 2009; Keller, 2012, 2014).

Znaczne obszary Europy przez większą część paleocenu i cały eocen pokrywało morze, dlatego podstawowym wskaźnikiem paleoklimatycznym są zmiany stosunków izotopowych tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) w skorupkach otwornic bentosowych oraz stosunków izotopowych węgla ($\delta^{13}\text{C}$) w skałach węglanowych tego wieku. Badania izotopowe pozwoliły na skonstruowanie wykresu zmian klimatycznych w ciągu ostatnich 65 mln lat (Zachos i in., 2001, 2008). Na krzywej zawartości izotopów tlenu (ryc. 1) zaznacza się szereg punktów (ekstremów) odpowiadających zmianom klimatu (Zachos i in., 2008), które decydowały o dalszej ewolucji środowiska. Uzyskanie informacji na temat zróżnicowania geograficznego klimatu oraz sezonowych amplitud paleotemperatury jest możliwe m.in. na podstawie badań regionalnych zmian świata organicznego.

Praca ma na celu przedstawienie głębokich zmian klimatycznych w paleogenie i neogenie jako implikacji globalnych zjawisk geotektonicznych i czynników kosmicznych (ekscentryczność orbity, precesja osi ziemskiej).

PALEOCEN (66,0–56,0 MLN LAT TEMU)

We wczesnym paleocenie świat organiczny zaczął odradzać się po masowym wymieraniu. W osadach lądowych najniższego paleocenu zaznacza się zwiększony udział roślin pionierskich – mchów i paprotników, wkraczających na ląd po globalnych pożarach spowodowanych czynnikami o charakterze katastroficznym (Vajda & McLoughlin, 2004; Ocampo i in., 2006). Panował wówczas klimat ciepły, w umiarkowanych szerokościach geograficznych od ciepłomiarkowanego do subtropikalnego. Na obszarze Polski we wczesnym paleocenie panowały warunki morskie. Stopniowy wzrost temperatury był dokumentowany narastającą ekspansją ciepłolubnej mikrofauny z zachodu (Pożaryska & Szczuchura, 1968; Giel, 1981), a temperatura wody morskiej wzrastała od 17 do 19°C (Krzowski, 1995). Po regresji morza wczesnego i środkowego paleocenu (dano-zelandzkiego), w późnym paleocenie (tanecie) panował początkowo klimat ciepły i wilgotny, a pod koniec zapanały warunki tropikalne z licznymi epizodami osuszania klimatu (Albers, 1981).

Na przełomie paleocenu i eocenu, około 56 mln lat BP, miało miejsce największe w kenozoiku optimum klimatyczne, nazywane paleoceńsko-eoceńskim maksimum termicznym (PETM – *Paleocene-Eocene Thermal Maximum*). Jak na zjawisko geologiczne trwało ono niezwykle krótko, bo tylko ok. 170 tys. lat. Nastąpił wówczas wzrost temperatury wód oceanicznych o 6°C, a w Arktyce temperatura wód przypowierzchniowych dochodziła do 24°C (Moran i in., 2006; Sluijs i in., 2006). Zasięg występowania organizmów tropikalnych zarówno morskich, jak i lądowych, sięgał aż do stref okołobiegunowych. W oceanie (również w tych strefach) nastąpił masowy zakwit ciepłolubnego planktonu roślinnego (Dinoflagellata z rodzaju *Apectodi-*

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; barbara.slodkowska@pgi.gov.pl, jacek.kasinski@pgi.gov.pl.



Ryc. 2. Paleocenyjskie pokrywy zwietrzelinowe *in situ* na skałach bazaltowych przedpola Sudetów w niecce żyłtawskiej (Kopalnia Węgla Brunatnego „Turów”)

Fig. 2. Paleocene weathering covers *in situ* on basaltic rocks in the Sudetic Foreland in the Zittau Basin (“Turów” lignite opencast mine)

nium – Crouch i in., 2001; Sluijs i in., 2006) i zwierzęcego (otwornice z rodzaju *Morozovella* – Kelly i in., 2001; Luciani i in., 2011). Rozkład masowo występujących szczątków organicznych spowodował zakwaszenie przydennej warstwy wód oceanicznych i stał się przyczyną intensywnego wymierania organizmów bentosowych. Wymarło wówczas 30–50% gatunków, w tym koralowce i niektóre gatunki otwornic (Speijer, 1994; Thomas, 1998). W środowisku lądowym PETM stanowiło między innymi impuls dla przyspieszonej specjacji ssaków (Hooker, 1998).

W klimacie subtropikalnym i tropikalnym w warunkach lądowych zachodziło niezwykle intensywne wietrzenie chemiczne. Na przykład, na wypiętrzonych wcześniej, w fazie laramijskiej orogenezy alpejskiej, krystalicznych utworach bloku przedsudeckiego i Sudetów pokrywy wietrzeniowe *in situ* osiągają miąższość do 150 m (ryc. 2), a na Niżu Polskim dochodzą do 75 m (Piwocki, 2004).

Przyczyn globalnego ocieplenia na przełomie paleocenu i eocenu upatruje się w uwolnieniu do oceanów i atmosfery dużej ilości gazów cieplarnianych – metanu i dwutlenku węgla – wskutek rozpadu Laurazji i Gondwany, a także kolizji płyt związanej z globalną przebudową tektoniczną. Wzrost emisji gazów cieplarnianych był związany z destabilizacją hydratów metanu i intensywnym rozpuszczaniem węglanu wapnia na dnie oceanów (Kaitlin i in., 2015).

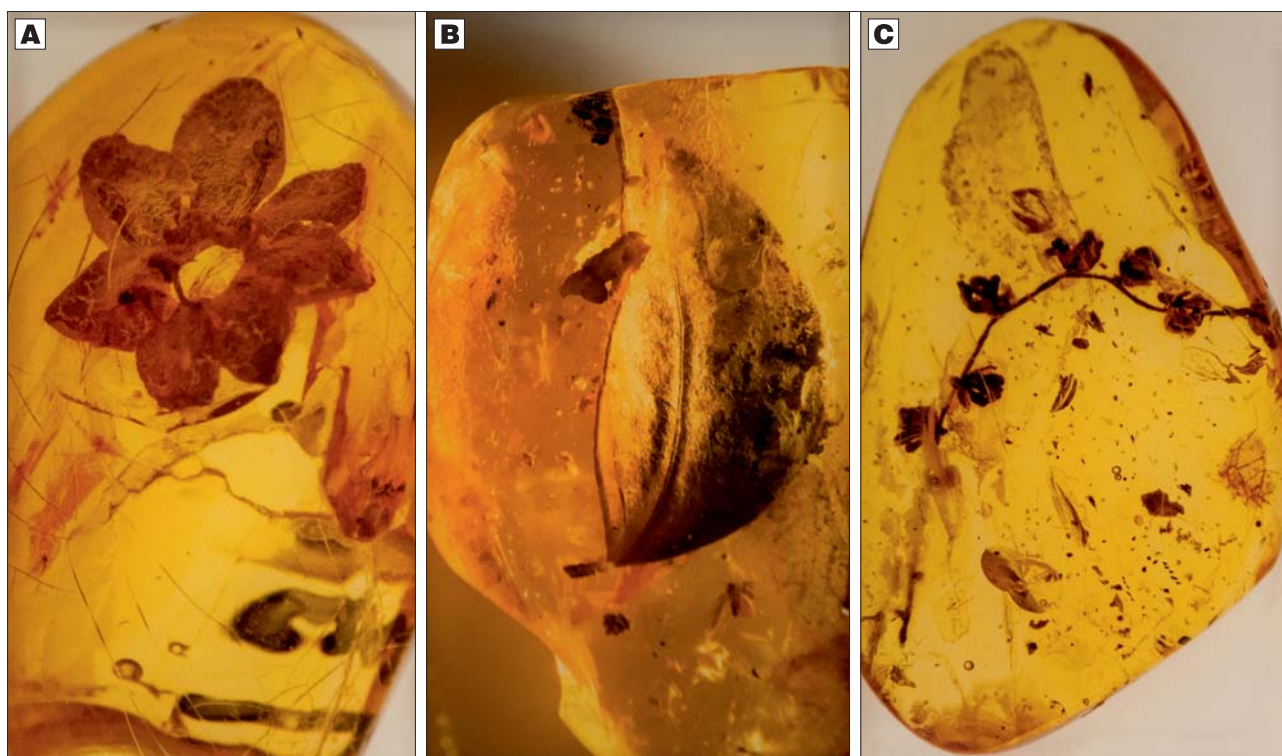
EOCEN (56,0–33,9 MLN LAT TEMU)

We wczesnym eocenie, po zdarzeniu PETM, przez ok. 8 mln lat panował stabilny, bardzo ciepły klimat ze średnią temperaturą roczną 25°C (Crowley, 2012), przy braku wyraźnie zaznaczających się stref klimatycznych. Najcieplejszy okres eocenu, określane jako wczesnoeocenyjskie optimum klimatyczne (EECO – *Early Eocene Climatic Optimum*), nastąpił pomiędzy 52 a 50 mln lat BP. Wzrost temperatury był przyczyną bujnego rozwoju szaty roślinnej, która we wczesnej fazie optimum miała charakter

leśny. Tropikalne i subtropikalne zbiorowiska roślinne charakteryzowały się ogromnym zróżnicowaniem gatunkowym. Lasy deszczowe sięgały aż do 45°N szerokości geograficznej, a w okolicach podbiegunowych panowały w tym czasie lasy klimatu umiarkowanego ciepłego z cyprysnikiem i sekwoją (Greenwood & Basinger, 1994; Maxbauer i in., 2014). Na Alasce, Grenlandii, w północnej Kanadzie (Nunavut) i w północnej Europie w osadach z tego okresu są znajdowane makroszczątki i pyłek palm (Archibald i in., 2010). O składzie tych lasów można sądzić również na podstawie szczątków makro- i mikroflory zatopionych w bursztynie bałtyckim (ryc. 3, 4).

Wczesnoeocenyjskie optimum klimatyczne zakończyło się około 49 mln lat BP, gdy Ocean Arktyczny został odcięty barierą lądową od oceanu światowego, a jego wody uległy wysłodzeniu (Brinkhuis i in., 2006). Nastąpiło wówczas masowe zasiedlenie Oceanu Arktycznego przez paproć wodną z rodzaju *Azolla*, która ściśle pokryła powierzchnię wody i związała ogromną ilość atmosferycznego CO₂. Stężenie tego gazu w atmosferze obniżyło się z 3500 do 650 ppm, co oznacza spadek o ponad 80% (Brinkhuis i in., 2006; Speelman i in., 2009). Gwałtowne zmniejszenie stężenia CO₂ dało początek długotrwałemu trendowi ochłodzenia, trwającemu z niewielkimi wahaniami przez ok. 15 mln lat, aż do późnego eocenu. W jego wyniku temperatura powierzchniowych wód Oceanu Arktycznego obniżyła się z 13 do –2°C współcześnie (Shellito i in., 2003; Sluijs i in., 2006). Po tych wydarzeniach na półkuli północnej tropikalne warunki klimatyczne już nigdy nie powróciły, a ok. 45 mln lat BP (środkowy eocen), w okresie zimowym zaczął pojawiać się dryfujący lód morski. Pierwsze efemeryczne zlodowacenia rozpoczęły się ok. 34 mln lat BP (przy granicy eocen/oligocen). W historii klimatu kenozoiku nastąpił konsekwentny i długotrwały okres pogłębiającego się ochładzania (Escutia i in., 2011).

Postępujące ochłodzenie spowodowało zmianę w składzie leśnych zbiorowisk roślinnych, porastających we wczesnym eocenie lądy półkuli północnej. W średnich sze-



Ryc. 3. Szczątki roślin z lasów bursztynodajnych zachowane w bursztynie (ze zbiorów Muzeum Bursztynu w Ribnitz-Damgarten): **A** – kwiat ostrokrzewu (okrytozalążkowe), wielkość 0,8 cm; **B** – liść okrytozalążkowych, wielkość 2,4 cm; **C** – kwiaty dębu, wielkość 2,0 cm

Fig. 3. Plant remains from the amber-producing forest, preserved in amber (from the collection of the German Museum of Amber in Ribnitz-Damgarten): **A** – holly flower (Angiosperms), 0.8 cm in size; **B** – leaf of angiosperms, 2.4 cm in size; **C** – oak flowers, 2.0 cm in size

rokościach geograficznych dominowały wówczas szerokoliste, wiecznie zielone lasy, zbliżone do współczesnych ciepłumiarkowanych i subtropikalnych lasów Chin i Japonii. Zaznaczyły się również sezonowe zmiany klimatyczne i z czasem lasy wiecznie zielone zostały zastąpione przez lasy mieszane i liściaste, zrzucające liście w porze zimowej. Być może spadek temperatury był istotnym czynnikiem stresogennym, powodującym wzmożone żywicowanie drzew. Znaczne nagromadzenia żywicy kopalnej, występującej *in situ* wraz z kopalnym drewnem i ściółką leśną, opisano z osadów lutetu (środkowy eocen) na polarnej wyspie Axela Heiberga w archipelagu Ziemi Baffina (Greenwood & Basinger, 1994; Jahren, 2007). Podobne zjawiska – zapewne w tym samym okresie – zachodziły także w Europie Środkowo-Wschodniej (ryc. 5), gdzie lasy bursztynodajne rosły na obszarze Fennoskandii oraz wzdłuż wschodnich (tarcza ukraińska) i południowych (blok małopolski) wybrzeży eoceńskiego morza epikontynentalnego (Ślōdkowska i in., 2013). W wyniku wielokrotnej redepozycji zdiagenezowanych żywic kopalnych powstały duże złoża bursztynu bałtyckiego (sukcynitu) w osadach eocenu górnego (Półwysep Sambijski i północna Lubelszczyzna), oligocenu dolnego (Wołyń), miocenu (Saksonia-Anhalt), plejstocenu (N i NE Polska) i rozsypaniskowe złoża holocenijskie południowego Bałtyku.

Stopniowe ochładzanie w środkowym i późnym eocenie pogłębiło się gwałtownie na przełomie eocenu i oligocenu, około 33 mln lat BP, kiedy na skutek postępującego rozpadu południowego kontynentu Gondwany powstała Cieśnina Drake’a, ostatecznie oddzielająca Antarktydę od Ameryki Południowej. Wokół Antarktydy utworzył się wtedy zimny prąd oceaniczny, który odciął ten kontynent

od cieplejszych wód z północy, powodując izolację termiczną i początek glacji Antarktydy. Na półkuli północnej w tym czasie pojawiały się efemerycznie „góry lodowe”. Rozpoczął się trwający do dzisiaj okres zlodowaceń (*icehouse*). Nastąpił dalszy spadek zawartości CO₂ w atmosferze i związanie znacznej ilości wody w lądolodzie antarktycznym, co doprowadziło do znacznego obniżenia poziomu oceanu światowego (Pearson i in., 2009).

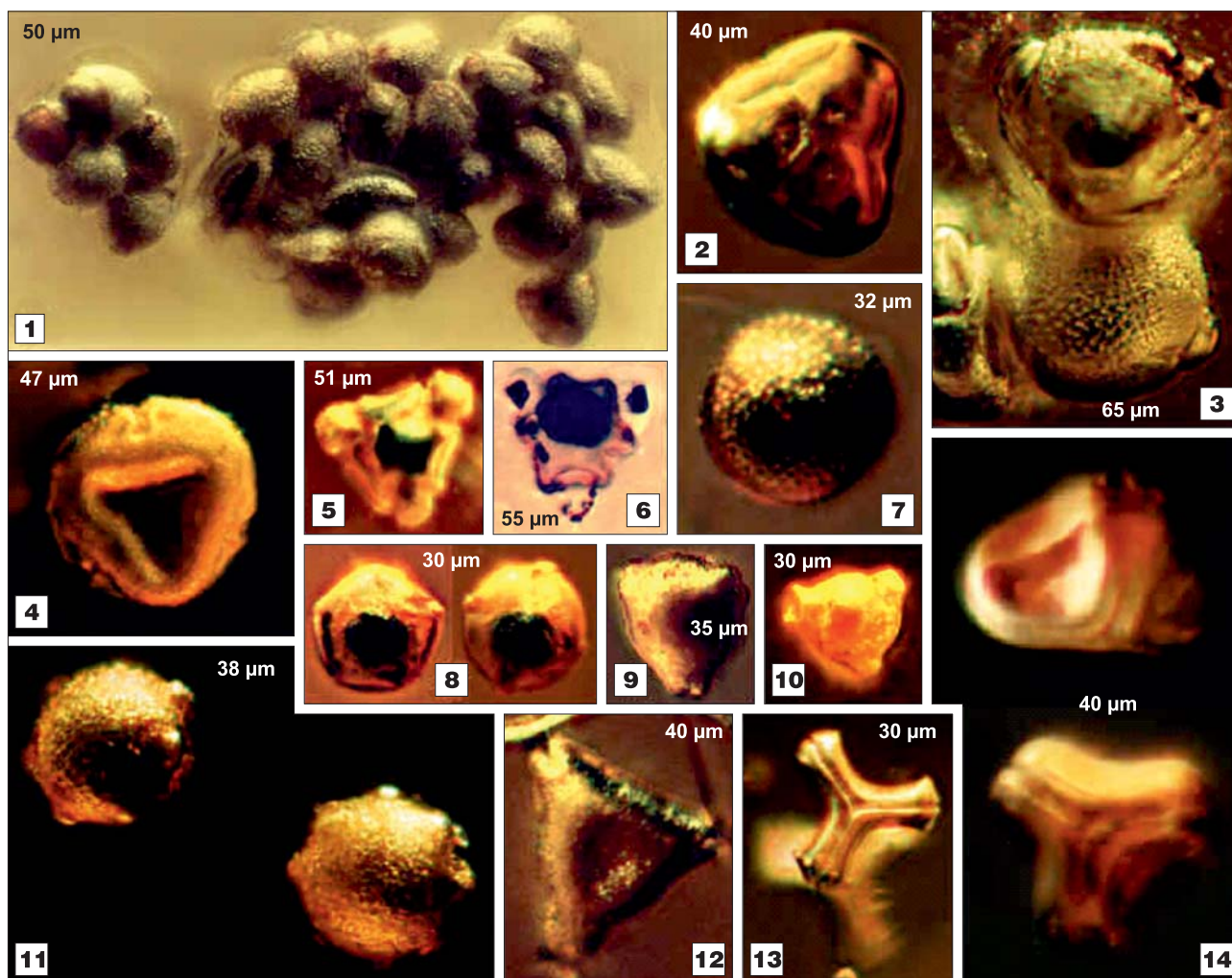
OLIGOCEN (33,9–23,03 MLN LAT TEMU)

Ochłodzenie u schyłku eocenu doprowadziło do wymarcia wielu ciepłolubnych gatunków roślin (koniec epoki *greenhouse*). Na kontynentach półkuli północnej rozpoczął się okres dominacji lasów mieszanych, a flora, która ukształtowała się we wczesnym oligocenie, była już zbliżona do współczesnej.

W tym czasie nie odnotowano drastycznych zmian klimatycznych, była to epoka o względnie wyrównanych warunkach temperatury i wilgotności. Jedynie w późnym oligocenie ok. 26 mln lat BP miało miejsce niewielkie ocieplenie spowodowane krótkotrwałym zanikiem lodów antarktycznych, które ponownie pojawiły się na początku miocenu (Escutia i in., 2011).

MIOCEN (23,03–5,33 MLN LAT TEMU)

Polska to obszar modelowy do prześledzenia zmian klimatu we wczesnym i środkowym miocenie półkuli północnej. Znanych jest wiele stanowisk roślinności kopalnej



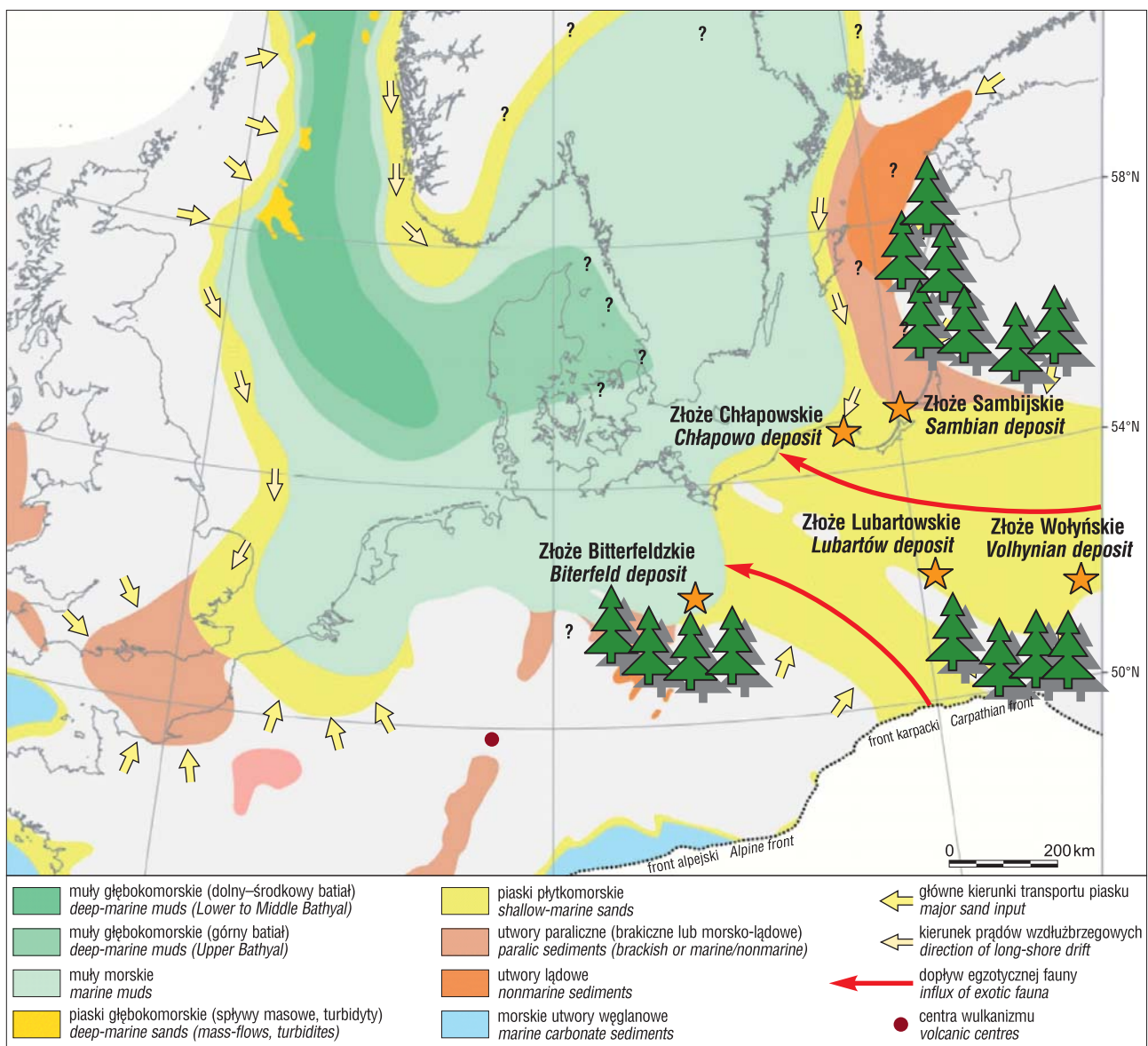
Ryc. 4. Ziarna pyłku w bursztynie bałtyckim (sukcynicie); Muzeum w Albersdorf, oznaczenia pyłków V. Arnold, zweryfikowane
Fig. 4. Pollen grains inside the Baltic amber (succinate); Albersdorf Museum for Archaeology and Ecology, pollendeterminations by V. Arnold, verified)

1 – Angiospermae, Sambia; 2 – *Eriopites* sp., Sambia; 3 – Betulaceae, Bitterfeld; 4 – *Tiliapollenites* sp., Sambia; 5 – Angiospermae, Bitterfeld; 6 – Angiospermae, Bitterfeld; 7 – *Milfordiapollenites* sp., Bitterfeld; 8 – *Alnipollenites* sp., Bitterfeld; 9 – *Nudopollis* sp., Sambia; 10 – *Betulaepollenites* sp., Bitterfeld; 11 – *Ulmipollenites* sp., Sambia; 12 – *Basopollis* sp., Sambia; 13 – *Gothanipollis* sp., Sambia; 14 – Loranthaceae, Bitterfeld

tego wieku (Ważyńska, 1998). Z opracowanych danych paleoflorystycznych wynika, że w porównaniu z paleogenem w miocenie wahania klimatyczne były stosunkowo niewielkiej skali. W Europie Środkowej był to okres o wilgotnym ciepłumiarkowanym klimacie, w którym na obszarach niżowych rozwijały się bujne lasy bagienne z *Taxodium*, *Nyssa* i *Glyptostobus*, a także tworzyły się rozległe torfowiska. Dopływ ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa (z nad Paratetydy) zapewniał przez długi czas stabilne warunki sprzyjające bujnej roślinności, czyli wysoką temperaturę i stałą, dużą wilgotność powietrza. Z obfitości produkowanej materii fitogenicznej utworzyły się mięszcze pokłady węgla brunatnego. Rozwój bagien i torfowisk akumulujących duże ilości materii roślinnej, rozpoczęty już w oligocenie, największą intensywność osiągnął we wczesnym i środkowym miocenie, miał wówczas charakter ponadregionalny i dotyczył średnich szerokości geograficznych całej półkuli północnej. Dlatego ten odcinek czasu jest uznawany za jeden z dwóch najważniejszych okresów antrakogenicznych.

Mimo niewielkich zmian temperatury globalnej akumulacja materii fitogenicznej miała w tym okresie charakter cykliczny, zapisany w postaci kolejnych epizodów węglotwórczych na Niżu Środkowoeuropejskim. Można wyróżnić pięć takich epizodów o dużej skali (Kasiński, 2010), z którymi są związane kolejne (V, IV, III, II, i I) pokłady węgla brunatnego na Niżu Polskim (ryc. 6). Sprzyjający klimat był bowiem niezbędnym, ale nie jedynym warunkiem aktywności procesów powstawania węgla. Nie mniej istotne było zapewnienie odpowiedniej przestrzeni depozycyjnej, ponieważ akumulacja znaczniejszych ilości materii fitogenicznej *in situ* wymagała zachowania równowagi dynamicznej pomiędzy narostem roślinności torfotwórczej a subsydencją powierzchni depozycyjnej (Bouroz, 1960).

Optimum klimatyczne miocenu (MMCO – *Mid-Miocene Climatic Optimum*) na półkuli północnej przypada na 15–17 mln lat BP (Foster i in., 2012; Goldner i in., 2013). Za jego globalną przyczynę uważa się wzrost poziomu CO₂, wywołany częściowym ustąpieniem lądolodu antarktycznego, co sprawiło podniesienie się temperatury.



Ryc. 5. Rozprzestrzenienie eoceńskich lasów bursztynodajnych i różnowiekowych paleogeńskich złóż bursztynu we wschodniej części basenu Pramorza Północnego w Europie Północno-Wschodniej (wg Knox i in., 2010, uzupełnione)

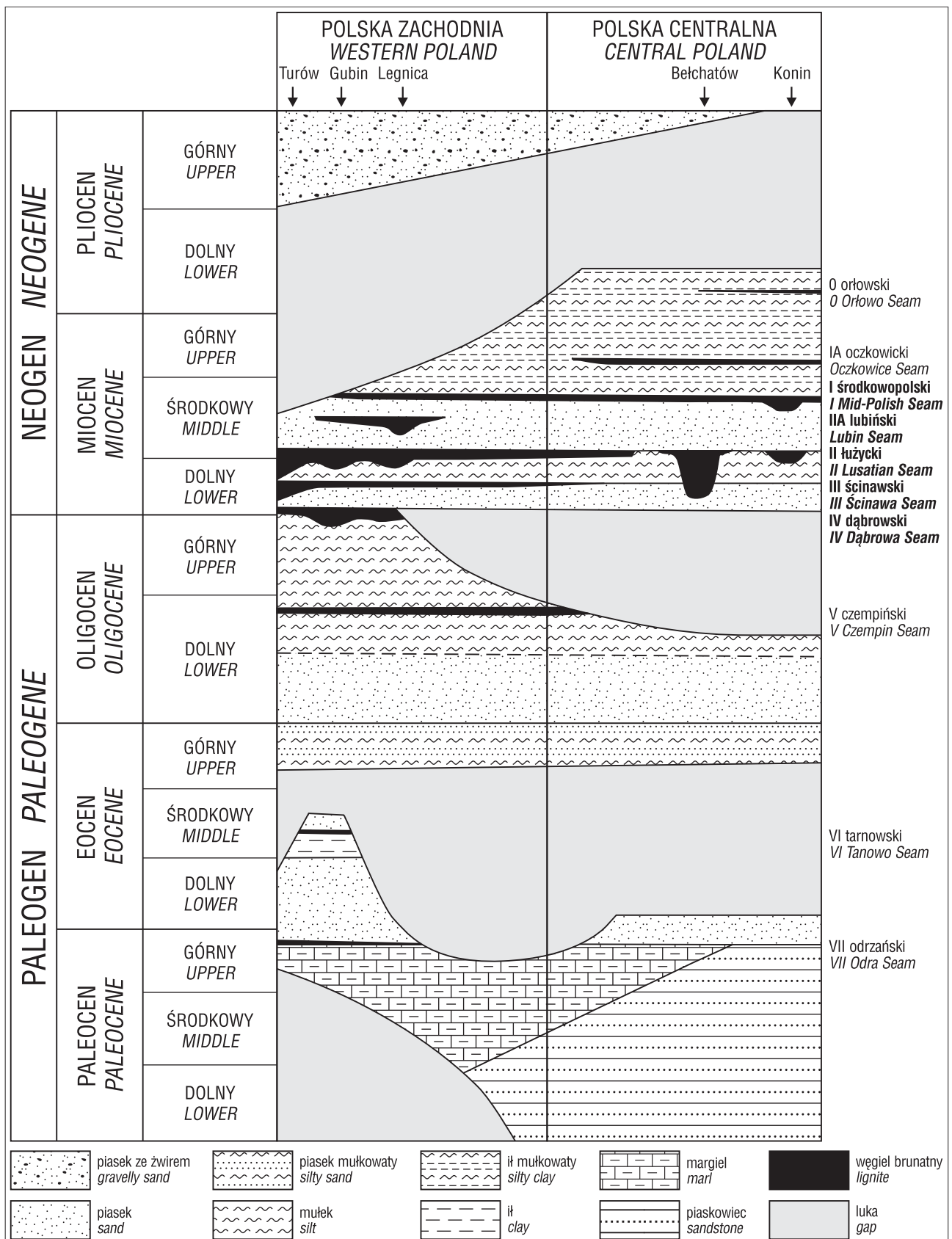
Fig. 5. Distribution of Eocene amber-producing forests and different-age Paleogene amber deposits in the eastern part of the pre-North Sea Basin in North-Eastern Europe (after Knox et al., 2010, completed)

Na obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego transgresja ciepłego morza Paratetydy postępująca ku północy spowodowała ocieplenie i zwilgotnienie klimatu na lądzie. Z tym wydarzeniem wiąże się powstanie III i II (ścinańskiego i łuzyckiego) pokładów węgla brunatnego. Analizy palinologiczne wskazują, że na Niżu Polskim obraz roślinności bagiennej, tworzącej pokłady węgla brunatnego, jest podobny we wszystkich cyklach węglotwórczych. Różnice w składzie florystycznym kolejnych pokładów zaznaczają się głównie w roślinności pochodzącej spoza torfowiska (Kasiński i in., 2010), co pozwala na rozróżnianie poszczególnych cykli węglotwórczych (tab. 1).

Po optimum klimatycznym miocenu rozpoczyna się kolejny okres postępującego ochłodzenia. Spektro palinologiczne kolejnych pokładów węgla miocenijskich wskazują na ubożenie zbiorowisk roślinnych w elementy ciepłolubne, co dowodzi, że klimat stopniowo stawał się coraz chłodniejszy (Słodkowska, 1998).

W wysychającym miocenijskim morzu Paratetydy, zajmującym zapadliska przedgórskie dźwigających się łańcuchów Alp i Karpat, ok. 13,7 mln lat BP, zaistniały warunki sprzyjające tworzeniu się złóż soli kamiennej (np. Bukowski, 2011). Zwłaszcza ograniczenie połączeń z otwartym morzem, spływanie i izolacja panwi solnych oraz panowanie ciepłego śródziemnomorskiego klimatu przyczyniło się do powstawania serii ewaporatowych, głównie złóż soli, a także gipsów, które tworzyły się w kilku cyklotemach przez kilkanaście tysięcy lat (de Leeuw i in., 2010).

Wypiętrzony w fazie styryjskiej orogenezy alpejskiej (12,6 mln lat BP) górski łańcuch Karpat zablokował cyrkulację ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa na północ Europy. Klimat późnego miocenu uległ znacznemu ochłodzeniu (Jiménez-Moreno & Suc, 2007; Ivanov i in., 2011), co zakończyło wielkie cykle sedymentacji węglowej. Okres ochłodzenia po miocenijskim optimum klimatycznym charakteryzuje pojawienie się w Arktyce efemerycznych wystąpień dryfującego lodu morskiego, a od ok. 14 mln lat



Ryc. 6. Schemat stratygraficzny cykli węglotwórczych w paleogene i neogene na Niziu Polskim (wg Kasińskiego, 2010)

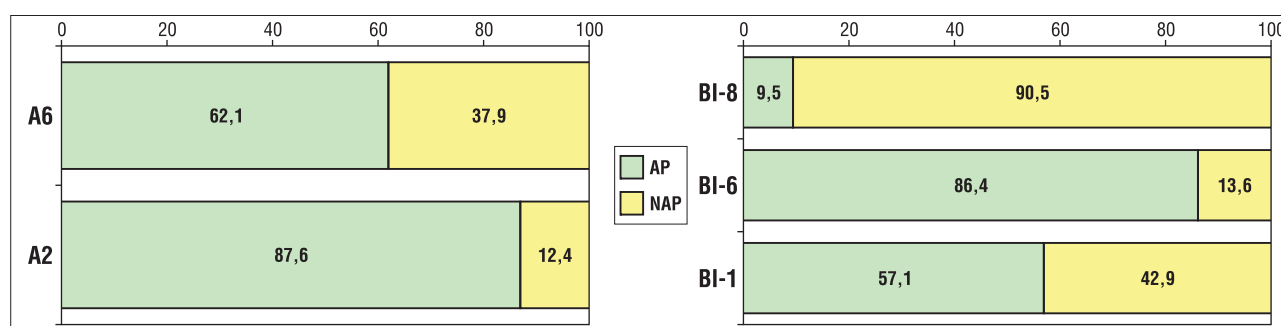
Fig. 6. Stratigraphic scheme of the coal-forming cycles during the Paleogene and Neogene in the Polish Lowlands (after Kasiński, 2010)

BP także pierwszych zlodowaceń kontynentalnych na półkuli północnej (Morze Barentsa). Jednym z dowodów istnienia lodu dryfującego są znaleziona na szelfie Grenlandii gła-

cialne osady sprzed około 7 mln lat, które zostały tam przytransportowane przez dryfujące góry lodowe (Larsen i in., 1994; Escutia i in., 2011). Związanie dużej ilości wód oce-

Tab. 1. Rekonstrukcja klimatu neogenu na podstawie badań palinologicznych w profilach z Polski Zachodniej
Table 1. Reconstruction of Neogene climate on the basis of palynological data of profiles from Western Poland

Chronostratygrafia <i>Chronostratigraphy</i>	Litostratygrafia <i>Lithostratigraphy</i> (Piwocki, 2004)	Pokłady węgla brunatnego <i>Lignite seams</i>	Profile <i>Profiles</i>	Poziomy sporowo-pyłkowe <i>Spore-pollen zones</i> (Ziemińska-Tworzydło, 1998)	Zbiorowiska roślinne/srodowisko <i>Plant community/environment</i>	Klimat <i>Climate</i>
MIOCEN ŚRODKOWY <i>MIDDLE MIOCENE</i>	formacja poznańska <i>Poznań Formation</i>	IA oczkowicki <i>IA Oczkowice</i>	Mirostowice	IX <i>Tricolporopollenites pseudocingulum</i>	las bagienny, zarośla krzewiaste /zbiornik słodkowodny <i>swamp forest, shrubs/freshwater</i>	ciepłumiarkowany, wilgotny <i>warm temperate, wet</i>
		I środkowopolski <i>I Mid-Polish</i>	Tuplice Babina 24/40 Babina 52/40 Nowe Czaple (rejon)	VIII <i>Celtipollenites verus</i>	las bagienny, las łęgowy/zbiornik słodkowodny, wpływy morskie <i>swamp forest, riparian forest / freshwater, marine influences</i>	ciepłumiarkowany, wilgotny <i>warm temperate, wet</i>
	formacja pawłowska (seria Mużaków) <i>Pawłowice Formation (Mużaków Series)</i>		Grzędawa 28B/Bis Tuplice	VII <i>Iteapollis angustoporus</i>	las iglasty, las mieszany, zarośla krzewiaste /zbiornik słodkowodny, wpływy morskie <i>coniferous forest, mixed forest, shrubs / freshwater, marine influences</i>	umiarkowany, suchy <i>temperate, dry</i>
		IIA lubiński <i>IIA Lubin</i>	Grzędawa 28B/Bis Babina 24/40 Babina 52/40 Babina 72/40 Babina 104/40 Mosty 32/22 Mosty 62/26 Nowe Czaple Nowe Czaple (rejon)	VI <i>Tricolporopollenites megaexactus</i>	zarośla krzewiaste, las mezofilny/zbiornik słodkowodny, wpływy morskie <i>shrubs, mesophilous forest/ freshwater, marine influences</i>	ciepłumiarkowany, suchy <i>warm temperate</i>
		II łżycki <i>II Lusatia</i>	Grzędawa 28B/Bis Babina 24/40 Babina 52/40 Babina 72/40 Babina 104/40 Mosty 32/22 Mosty 62/26 Nowe Czaple Nowe Czaple (rejon)	V <i>Quercoidites henrici</i>	las mezofilny, las bagienny/zbiornik słodkowodny, wpływy morskie <i>mesophilous forest, swamp forest/ freshwater, marine influences</i>	ciepłumiarkowany, wilgotny <i>warm temperate, wet</i>
MIOCEN DOLNY <i>LOWER MIOCENE</i>	formacja ścinawska <i>Ścinawa Formation</i>		Grzędawa 28B/Bis Nowe Czaple	IV <i>Ulmipollenites undulosus</i>	zarośla krzewiaste, las łęgowy/zbiornik słodkowodny, wpływy morskie <i>shrubs, riparian forest/freshwater, marine influences</i>	umiarkowany, wilgotny <i>temperate, wet</i>
		III ścinawski <i>III Ścinawa</i>	Grzędawa 28B/Bis Babina 24/40 Babina 52/40 Babina 72/40 Mosty 32/22 Mosty 62/26	III <i>Arecipites parareolatus</i>	las mezofilny, zarośla krzewiaste/zbiornik słodkowodny, wpływy morskie <i>mesophilous forest, shrubs/freshwater, marine influences</i>	ciepłumiarkowany na pograniczu z subtropikalnym <i>warm temperate to subtropical</i>
	formacja rawicka <i>Rawicz Formation</i>		Grzędawa 28B/Bis	II <i>Alnipollenites verus</i>	las iglasty, las łęgowy/zbiornik słodkowodny <i>coniferous forest, riparian forest/ freshwater</i>	umiarkowany, suchy <i>temperate, dry</i>
		IV dąbrowski <i>IV Dąbrowa</i>	Grzędawa 28B/Bis	I <i>Otaxipollis matthesi</i>	zarośla krzewiaste, las mezofilny/zbiornik słodkowodny <i>shrubs, mesophilous forest/ freshwater</i>	ciepłumiarkowany na pograniczu z subtropikalnym <i>warm temperate to subtropical</i>



Ryc. 7. Stosunek udziału pyłku drzew (AP) do zielnych (NAP) w osadach z pogranicza miocenu i pliocenu w odsłonięciu w Łęczycach (okolice Lęborka, północna Polska) – stanowiska A i BI (Kramarska i in., 2015)

Fig. 7. Relation between pollen grains of trees (AP) and herbaceous plants (NAP) in the Miocene/Pliocene transition deposits from the Łęczycze outcrop (near Lębork) – A and BI sites (Kramarska et al., 2015)

anicznych w lodach Grenlandii spowodowało eustatyczne obniżenie poziomu oceanu światowego. Od tego zdarzenia zapanowała dwubiegunowa symetria zmian klimatycznych.

Ważnym wydarzeniem u schyłku miocenu, wywołanym po części przez czynniki klimatyczne, był kryzys messyński (MSC – *Messinian Salinity Crisis*) 5,96–5,33 mln lat BP (Faquette i in., 2006). W gorącym i suchym klimacie, przy przewadze parowania nad dostawą wód rzecznych i opadami, rozpoczęło się wysychanie Morza Śródziemnego (Krijgsman i in., 1999). W pierwszym etapie znalazło to odbicie w niewielkim obniżeniu poziomu morza, a w strefach brzeżnych basenu zaczęła się sedymentacja starszego piętra utworów ewaporatowych o niezbyt wielkiej miąższości (Clauzon i in., 2015). Etap drugi miał początek 5,60 mln lat BP, wraz z zamknięciem połączenia pomiędzy Morzem Śródziemnym a Atlantykiem wskutek ruchu ku północy kontynentalnej płyty afrykańskiej (Garcia-Castellanos & Villaseñor, 2011). Temperatura wody osiągnęła wtedy 35°C. Z tym etapem jest związana intensywne sedymentacja młodszego piętra utworów ewaporatowych (gipsów, anhydrytów i soli kamiennych) o znacznej miąższości (Govers i in., 2009). W wyniku wzmożonej ewaporacji poziom bazy erozyjnej zaczął się gwałtownie obniżać, co doprowadziło do erozji rzecznej na wielką skalę; na obszarze Morza Śródziemnego doliny erozyjne, utworzone w 3–5 fazach procesów erozyjnych, osiągnęły ponad 3000 m głębokości (Gargani & Rigollet, 2007). Echem kryzysu messyńskiego na obszarze Polski mogą być polewy pustynne w utworach górnego miocenu na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu (Maruszczak, 2001).

We florze późnego miocenu i pliocenu zaznaczyły się postępujące zmiany w dominujących zbiorowiskach roślinnych, prowadzące do rozrzedzenia pokrywy leśnej i pojawienia się zbiorowisk stepowych, obserwowane m.in. w północnej Polsce w okolicach Lęborka (ryc. 7).

Wydarzeniem klimatycznym dokumentującym to zjawisko jest ekspansja traw (*C4 grassland*) przypadająca na późny miocen–pliocen i datowana na 4–8 mln lat BP. W tym czasie miało miejsce rozprzestrzenienie zbiorowisk bezdrzewnych typu stepu, sawanny, prerii etc. Rozluźnieniu uległa panująca w miocenie roślinność leśna i jej miejsce zajęły trawy, co było przypuszczalnie związane z ogólnym osuszeniem klimatu (Osborne, 2008). Przyczyny tego zjawiska nie są do końca jednoznaczne, wśród wielu powodów zmian wegetacji podaje się spadek intensywności procesów tektonicznych, z czym wiąże się zmniejszona

zawartość CO₂ w atmosferze, być może również z powodu postępującego rozwoju czap lodowych na półkuli północnej (Pagani i in., 1999). Odpowiedzią na te zmiany była adaptacja roślin do fotosyntezy typu C₄ w warunkach mniejszej ilości CO₂ w suchym i gorącym klimacie. Ten mechanizm wiązania dwutlenku węgla pozwala na zwiększenie jego udziału w komórkach, co sprawia, że rośliny typu C₄ cechuje wyższa wydajność fotosyntezy i szybsza produkcja biomasy (Cotton i in., 2014). U schyłku miocenu zaznaczyła się sezonowość, polegająca na naprzemiennym występowaniu pory suchej i deszczowej w związku z intensyfikacją monsunów azjatyckich. Trawy przystosowały się do tej zmiany, nie bez znaczenia były też częste pożary stepów (Kelley & Rundel, 2005). Spowodowało to arydyzację klimatu w pliocenie. Wśród ssaków wzrosła rola roślinożerców, nastąpiła ekspansja kopytnych i ewolucja pierwszych hominidów. Ekspansja roślin typu C₄ była największa w ciepłych regionach niskich szerokości geograficznych (Winslow i in., 2003).

PLIOCEN (5,33–2,58 MLN LAT BP)

W pliocenie lodowce pokrywały już Arktykę, północno-wschodnią Azję i Alaskę. Pokrywa lodowa pojawiła się też dwukrotnie na Grenlandii, w okresie 3,5–3,0 mln lat BP i 2,7–2,5 mln lat BP (Bailey i in., 2013). W tym czasie największą rolę odgrywały zbiorowiska roślinne otwartych przestrzeni typu C₄, choć u schyłku pliocenu jeszcze raz zaznaczył się większy udział zbiorowisk leśnych związany z późnopliocenijskim ociepleniem.

Rozwój pokryw lodowych spowodował zmianę poziomu absorpcji energii słonecznej na znacznych połaciach kuli ziemskiej. Większa ilość energii słonecznej ulegała odbiciu od białych powierzchni lodu, co przyczyniło się do narastającego ochłodzenia klimatu (Ballantyne i in., 2010).

PRZYCZYNY ZMIAN KLIMATYCZNYCH

Przyczyn zmian klimatycznych zarejestrowanych w osadach paleogenu i neogenu można upatrywać głównie w procesach geotektonicznych – przebudowie tektonicznej, wulkanizmie i trzęsieniach ziemi, które doprowadziły do zmian w rozkładzie lądów i oceanów oraz zwiększyły emisję gazów cieplarnianych – metanu i dwutlenku węgla. Rearanżacja tektoniczna miała również wpływ na zmianę cyrkulacji wód oceanicznych, nastąpiło zamknięcie kory-

tarza wokółrównikowego prowadzącego ciepłe prądy morskie (nasuwanie się płyty afrykańskiej na Europę, kolizja Dekanu z płytą azjatycką, zamknięcie Przesmyku Panamskiego etc.). Nie bez znaczenia mogły być także zmiany w dopływie energii słonecznej zależne od zmiany orbity Ziemi. Jedną z istotnych przyczyn wtórnych był także wzrost albedo, związany (1) ze zmianami w szacie roślinnej wskutek spadku zalesienia na korzyść otwartych, stepowych siedlisk, (2) pojawieniem się dryfującego lodu i (3) stopniowo rosnącą powierzchnią obszarów zlodowocnych. Te wszystkie wymienione przyczyny ukształtowały współczesny klimat wraz z jego elementami – temperaturą, opadami, nasłonecznieniem, wiatrami itp.

Autorzy składają serdecznie podziękowania Pani dr Marii Ziemińskiej-Tworzydło za wnikliwe spojrzenie na rękopis pracy oraz cenne i inspirujące wskazówki.

LITERATURA

- ALBERS H.J. 1981 – Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 29: 483–503.
- ALVAREZ L.W., ALVAREZ W., ASARO F. & MICHEL H.V., 1980 – Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095–1108.
- ARCHIBALD D., CLEMENS W.A., PADIAN K., ROWE T., MACLEOD N.N., BARRETT P. M., GALE A., HOLROYD P., SUES H.D., ARENS N.C., HORNER J.R., WILSON G.P., GOODWIN M.B., BROCHU C.A., LOFGREN D.L., HURLBERT S.H., HARTMAN J.H., EBERTH D.A., WIGNALL P.B., CURRIE P.J., WEIL A., PRASAD G.V.R., LOWELL D., COURTILOTT V., MILNER A.A., MILNER A., BAJPAI S., WARD D.J. & SAHN A. 2010 – Cretaceous Extinctions: Multiple Causes. *Science*, 328: 973–976.
- BAILEY I., HOLE G.M., FOSTER G.L., WILSON P.A., STOREY C.D., TRUEMAN C.N. & RAYMO M.E. 2013 – An alternative suggestion for the Pliocene onset of major northern hemisphere glaciation based on the geochemical provenance of North Atlantic Ocean ice-rafted debris. *Quatern. Sci. Rev.*, 75: 181–194.
- BALLANTYNE A.P., GREENWOOD D.R., SINNINGHE DAMSTÉ J.S., CSANK A.Z., EBERLE J.J. & RYBCZYNSKI N. 2010 – Significantly warmer Arctic surface temperatures during the Pliocene indicated by multiple independent proxies. *Geology*, 38 (7): 603–606. DOI: 10.1130/G30815.1.
- BOUROZ A. 1960 – La sedimentation des series houilleres dans leur contexte paleogeographique. *Congr. A van. Etudes Stratigraph. Geol. Carbonifere, Compte Rendu Heerlen*, 4 (1).
- BRINKHUIS H., SCHOUTEN S., COLLINSON M.E., SLUIJS A., SINNINGHE DAMSTÉ J.S., DICKENS G.R., HUBER M., CRONIN T.M., ONODERA J., TAKAHASHI K., BUJAK J.P., STEIN R., VAN DER BURGH J., ELDTRETT J.S., HARDING I.C., LOTTER A.F., SANGIORGI F., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT H., DE LEEUW J.W., MATTHIESSEN J., BACKMAN J., MORAN K. & the Expedition 302 Scientists 2006 – Episodic fresh surface-waters in the Eocene Arctic Ocean. *Nature*, 441. DOI:10.1038/nature 04692.
- BUKOWSKI K. 2011 – Badeńska sedimentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. Tom 236 z Rozprawy, Monografie – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica. Wyd. AGH, Kraków.
- COTTON J., HYLAND E.G., SHELDON N.D. 2014 – Multi-proxy evidence for tectonic control on the expansion of C4 grasses in northwest Argentina. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 395: 41–50.
- CLAUZON G., SUC J.P., GAUTIER F., BERGER A. & LOUTRE M.F. 2015 – Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology, Spec. Pap.*, 510.
- CROUCH E.M., HELLMANN-CLAUSEN C., BRINKHUIS H., MORGANS H.E.G., ROGERS K.M., EGGER H. & SCHMITZ B. 2001 – Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum. *Geology*, 29: 315–318.
- CROWLEY C.W. 2012 – An Atlas of Cenozoic Climate Zones. Master of Science in Geology thesis The University of Texas at Arlington.
- ELDTRETT J.S., HARDING I.C., WILSON P.A., BUTLER E. & ROBERTS A.P. 2007 – Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. *Nature*, 446: 176–179. DOI:10.1038/nature0559.
- DE LEEUW A., BUKOWSKI K., KRIJGSMAN W. & KUIPER K.F. 2010 – Age of the Badenian salinity crisis; impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. *Geology*, 38 (8): 715–718. DOI: 10.1130/G30982.1
- ESCUTIA C., BRINKHUIS H., KLAUS A. & the IODP Expedition 318 Scientists 2011 – From Greenhouse to Icehouse at the Wilkes Land Antarctic Margin Science Report. DOI: 10.2204/iodp.sd.12.02.2011 Science Reports.
- FAUQUETTE S., SUC J.P., BERTINI A., POPESCU S.M., WARNY S., TAOUFIQ N.B., PEREZ VILLA M.J., CHIKHI H., FEDDI N., SUBALLY D., CLAUZON G. & FERRIER J. 2006 – How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 238: 281–301.
- FOSTER G.L., LEAR C.H. & RAE J.W.B. 2012 – The evolution of pCO₂, ice volume and climate during the middle Miocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 341–344: 243–254.
- GARCIA-CASTELLANOS D. & VILLASEÑOR A. 2011 – Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, 480: 359–365. DOI: 10.1038/nature10651.
- GARGANI J. & RIGOLLET CH. 2007 – Mediterranean Sea level variations during the Messinian salinity crisis. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L10405. Doi:10.1029/2007gl029885.
- GIEL M.D. 1981 – Warm-water microfauna in the Paleocene in the Polish Lowlands. *Bull. Acad. Polon. Sci. Terre*, 29 (1): 91–97.
- GOLDNER A., HEROLD N. & HUBER M. 2013 – The challenge of simulating warmth of the mid-Miocene Climate Optimum in CESM1. *Clim. Past Discuss.*, 9: 3489–3518. DOI:10.5194/cpd-9-3489-2013.
- GOVERS R., MEIJER P. & KRIJGSMAN W. 2009 – Regional isostatic response to Messinian Salinity Crisis events. *Tectonophysics*, 463: 109–129.
- GREENWOOD D.R. & BASINGER J.F. 1994 – The paleoecology of high-latitude Eocene swamp forests from Axel Heiberg Island, Canadian High Arctic. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 81: 83–97.
- HOOVER J.J. 1998 – Mammalian faunal change across the Paleocene-Eocene transition in Europe. [W:] Aubry M.P., Lucas S.G. & Berrgren W.A. (red.), Late Paleocene-early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records. Columbia University Press: 428–550.
- IVANOV D., UTESCHER T., MOSBRUGGER V., SYABRYAJ S., DJORDJEVIĆ-MILUTINOVIĆ D. & MOLCHANOFF S. 2011 – Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys (Southeastern Europe). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 304: 262–275.
- JAHREN A.H. 2007 – The arctic forest of the Middle Eocene. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35: 509–540.
- JIMÉNEZ-MORENO G. & SUC J.P. 2007 – Middle Miocene latitudinal climatic gradient in Western Europe: Evidence from pollen records. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 253: 224–241.
- KAITLIN A., MEISSNER K.J. & BRALOWER T.J. 2015 – Sudden spreading of corrosive bottom water during the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature Geosci.* 8: 458–461.
- KASIŃSKI J.R. 2010 – Potencjał zasobowy węgla brunatnego w Polsce i możliwości jego wykorzystania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 439 (1): 87–98.
- KASIŃSKI J.R., PIWOŃKI M., SWADOWSKA E. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 2010 – Charakterystyka węgla brunatnego z miocenu Niżu Polskiego na podstawie wybranych profili. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 439 (1): 99–154.
- KEELEY J.E. & RUNDEL Ph.W. 2005 – Fire and the Miocene expansion of C₄ grasslands. *Ecology Letters*, 8: 683–690.
- KELLER G. 2012 – The Cretaceous-Tertiary Mass Extinction, Chicxulub Impact, and Deccan Volcanism [W:] Talent J.A. (red.), *Earth and life, International Year of Planet Earth, Springer Science+Business Media B.V.*
- KELLER G. 2014 – Deccan volcanism, the Chicxulub impact, and the end-Cretaceous mass extinction: Coincidence? Cause and effect? *Geol. Soc. America Spec. Pap.*, 505: 57–89.
- KELLER G., SAHNI A. & BAJPAI S. 2009 – Deccan volcanism, the KT mass extinction and dinosaurs. *J. Biosci.*, 34: 709–728.
- KELLY D.C., BRALOWER T.J. & ZACHOS J.C. 2001 – On the demise of the Early Paleogene *Morozovella velascoensis* lineage: terminal progenesis in the planktonic foraminifera. *Palaios* 16 (5): 507–523.
- KNOX R., BOSCH A., RASMUSSEN E.S., HELLMANN-CLAUSEN C., HISS M., DE LUGT I., KASIŃSKI J.R., KING C., KÖTHE A., SŁODKOWSKA B., STANDKE G. & VANDERBERGHE N. 2010 – Cenozoic. [W:] Doornenbal H. & Stevenson A. (red.), *Petroleum geo-*

- logical atlas of the Southern Permian Basin area, European Ass. Geoscientists a. Engineers Publications b.v., Houten: 212–223.
- KRAMARSKA R., CZAPOWSKI G., KASIŃSKI J.R., PIWOCKI M. & SŁODKOWSKA B. 2015 – Referencyjny profil osadów neogenu Pomorza Wschodniego w Łęczycach koło Lęborka (Północna Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 461: 193–150.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., RAFFI I., SIERRO F.J. & WILSON D.S. 1999 – Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652–655.
- KRZOWSKI Z. 1995 – Paleotemperatures of the Paleogene sea basins in the Lublin area on the basis of oxygen and carbon stable isotopes. *Kwart. Geol.*, 39 (2): 229–239.
- LARSEN H.C., SAUNDERS A.D., CLIFT P.D., BEGET J., WEI W., SPEZZAFERRI S., ALI J., CAMBRAY H., DEMANT A., FITTON G., FRAM M.S., FUKUMA K., GIESKES J., HOLMES M.A., HUNT J., LACASSE C., LARSEN L.M., LYKKE-ANDERSEN H., MELTNER A., MORRISON M.L., NEMOTO N., OKAY N., SAITO S., SINTON C., STAX R., VALLIER T.L., VANDAMME D. & WERNER R. 1994 – Seven million years of glaciation in Greenland. *Pap. Earth Atmospher. Sci.*, 55: 952–955.
- LUCIANI V., BACKMAN J., GIUSBERTI L. & RIO D. 2011 – The Early Eocene Climatic Optimum (EECO) as recorded by planktonic foraminiferal and stable carbon isotope changes in the classical Tethyan Possagno section (NE Italy). *Berichte Geol. B.-A.*, 85 – CBEP, Salzburg, June 5th–8th.
- MARUSZCZAK H. 2001 – Skamieniałe szczątki drzew lasu mioceńskiego na Roztoczu (Polska SE i Ukraina NW). *Prz. Geol.*, 49 (6): 532–538.
- MAXBAUER D.P., ROYER D.L. & LEPAGE B.A. 2014 – High Arctic forests during the middle Eocene supported by moderate levels of atmospheric CO₂. *Geology*, 42 (12): 1027–1030.
- MORAN K., BACKMAN J., BRINKHUIS H.K., CLEMENS S.C., CRONIN T.S., DICKENS G.R., GATTACCECA E.J., JAKOBSSON M., JORDAN R.W., KAMINSKI M., KING J., KOC N., KRYLOV A., MARTINEZ N., MATTHIESSEN J., MCINROY D., MOORE T.C., ONODERA J., O'REGAN M., PÄLIKE H., REA B., RIO D., SAKAMOTO T., SMITH D.C., STEIN R., ST JOHN K., SUTO I., SUZUKI N., KOZO T., WATANABE M., YAMAMOTO M., FARRELL J., FRANK M., KUBIK P., JOKAT W. & KRISTOFFERSEN Y. 2006 – The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean, 441(1). DOI:10.1038/nature04800.
- OCAMPO A., VAJDA V. & BUFFETAUT E. 2006 – Unravelling the Cretaceous–Paleogene (KT) turnover, evidence from flora, fauna and geology. [W:] Cockell C., Koeberl C. & Gilmour I. (red.), *Biological processes associated with impact events*. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg.: 197–219.
- OSBORNE C.P. 2008 – Atmosphere, ecology and evolution: what drove the Miocene expansion of C₄ grasslands? *J. Ecol.*, 96: 35–45.
- PAGANI M., FREEMAN K.H. & ARTHUR M.A. 1999 – Late Miocene atmospheric CO₂ concentrations and the expansion of C₄ grasses. *Science*, 285: 876–879.
- PEARSON P.N., FOSTER G.L. & WADE B.S. 2009 – Atmospheric carbon dioxide through the Eocene-Oligocene climate Transition. *Nature*, 461: 1111–1113. DOI:10.1038/nature08447
- PIWOCKI M. 2004 – Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Podstawy stratygrafii. Paleogen [W:] Peryt T.M., Piwocki M. (red.), *Budowa geologiczna Polski*, 1, 3a. *Stratygrafia, Kenozoik, Trzeciorzęd. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa: 13–133.
- PIWOCKI M. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1995 – Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowy neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 43 (11): 916–927.
- POŻARYSKA K. & SZCZECZURA J. 1968 – Stratygrafia dolnego paleocenu w Polsce pozakarpackiej. *Kwart. Geol.*, 12 (4): 884–897.
- SHELLITO C.J., SLOAN L.C. & HUBER M. 2003 – Climate model sensitivity to atmospheric CO₂ levels in the Early-Middle Paleogene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 193 (1): 113–123. DOI:10.1016/S0031-0182(02)00718-6.
- SLUIJS A., SCHOUTEN S., PAGAN, M., WOLTERING M., BRINKHUIS H., DAMSTE J.S.S., DICKENS G.R., HUBER M., REICHAERT G.J., STEIN R., MATTHIESSEN J., LOURENS L.J., PEDENTCHOUK N., BACKMAN J. & MORAN K., 2006 – Subtropical arctic ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 441: 610–613.
- SŁODKOWSKA B. 1998 – Palynological characteristics of the Neogene brown coal seams. [W:] Ważyńska H. (red.), *Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 160: 28–33.
- SŁODKOWSKA B., KASIŃSKI J.R. & KRAMARSKA R. 2013 – Eocene climatic optimum and formation of baltic amber deposits. [W:] Kosmowska-Ceranowicz B., Gierłowski W. & Sontag E. (red.), *The International Amber Researcher Symposium: Amber – deposits, collections, the market, Polska - Amber & Jewellery*, Gdańsk: 28–32.
- SPEELMAN E.N., VAN KEMPEN M.M.L., BARKE J., BRINKHUIS H., REICHAERT G.J., SMOLDERS F.J., ROELOFS J.G.M., SANGIORGI F., DE LEEUW J.W., LOTTER A.F. & SINNINGHE DAMSTÉ J.S. 2009 – The Eocene Arctic Azolla bloom: environmental conditions, productivity and carbon drawdown. *Geobiology*, 7: 155–170.
- SPEIJER R.P. 1994 – Extinction and recovery patterns in benthic foraminiferal paleocommunities across the Cretaceous/Paleogene and Paleocene/Eocene boundaries. *Dissertation. Geologica Ultraiectina*, 124: 1–191.
- THOMAS E. 1998 – Biogeography of the Late Paleocene benthic foraminiferal extinction. *Division III Faculty Publications*, Pap. 300: 214–243.
- VAJDA V. & MCLOUGHLIN S. 2004 – Fungal proliferation at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Science*, 303: 1489.
- WAŻYŃSKA H. (red.) 1998 – Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 160: 5–45.
- WINSLOW J.C., HUNT E.R. JR. & PIPER S.C. 2003 – The influence of seasonal water availability on global C₃ versus C₄ grassland biomass and its implications for climate change research. *Ecol. Model.*, 163: 153–173.
- ZACHOS J.C., PAGANI M., SLOAN L.C., THOMAS E. & BILLUPS K. 2001 – Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65Ma to present. *Science*, 292: 686–693.
- ZACHOS J.C., DICKENS G.R. & ZEEBE R.E. 2008 – An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451. DOI:10.1038/nature06588.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1998 – Climatic phases and spore-pollen zones. [W:] Ważyńska H. (red.), *Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 160: 12–16.