5. Paleoklimat

5. KONFERENCJA NAUKOWA: ZMIANY KLIMATYCZNE W PRZESZŁOŚCI GEOLOGICZNEJ

13–14.10.2026
WARSZAWA

REFERATY
POSTERY

Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

państwowa służba
geologiczna

Redakcja, skład DTP:
Paweł Zawada

Opracowanie graficzne okładki:
Monika Cyrklewicz

Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000, biuro@pgi.gov.pl
pgi.gov.pl

ISBN 978-83-67807-90-6

Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU OCHRONY ŚRODOWISKA i GOSPODARKI WODNEJ

Warszawa 2026

Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

państwowa służba
geologiczna

5. KONFERENCJA NAUKOWA: ZMIANY KLIMATYCZNE W PRZESZŁOŚCI GEOLOGICZNEJ 13–14.10.2026 WARSZAWA

REFERATY
POSTERY

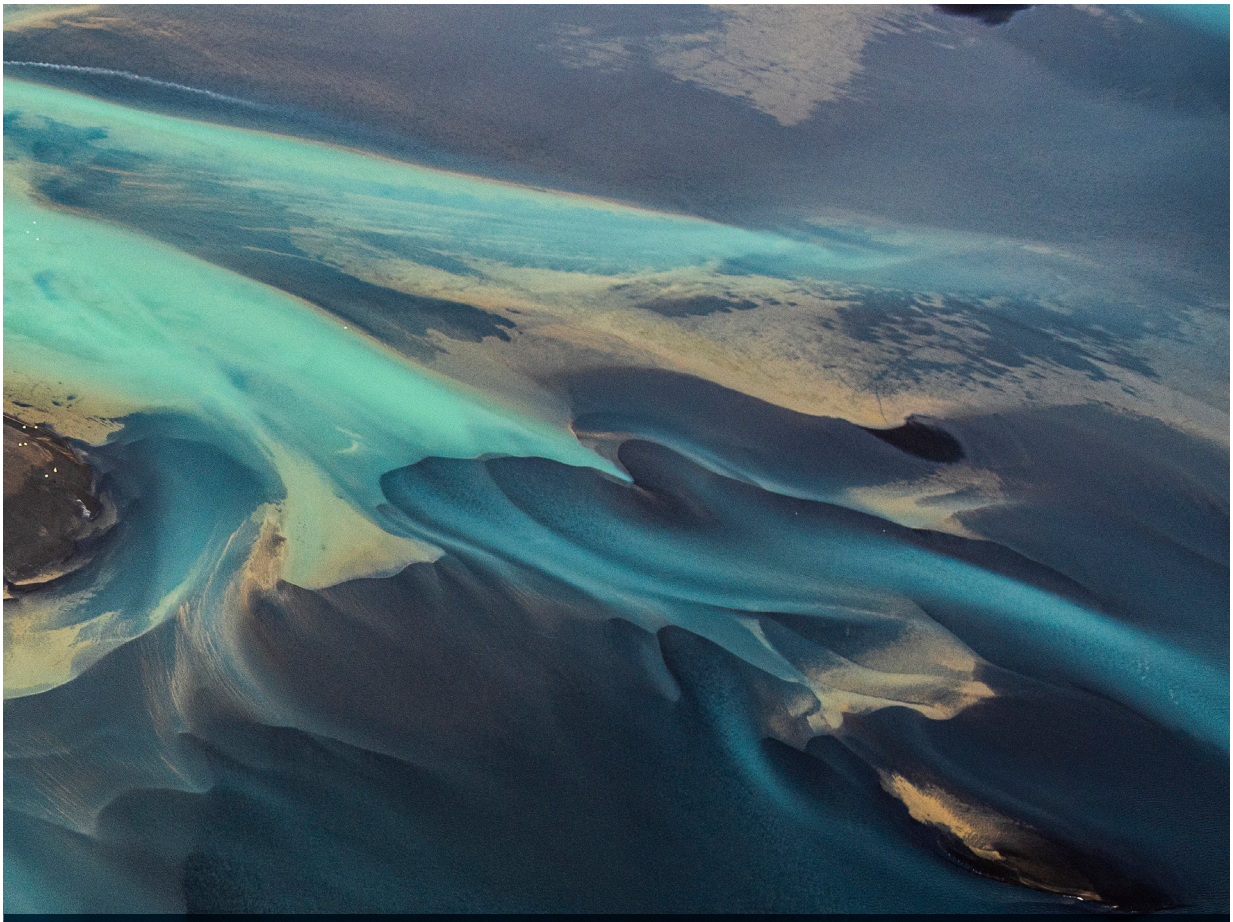
5. paleoklimat

PROGRAM:

13 PAŹDZIERNIKA 2026 (WTOREK) GMACH MUZEUM GEOLOGICZNEGO, SALA 15	
08.30–10.00	Rejestracja uczestników (gmach Muzeum Geologicznego, sala ekspozycyjna) + powitalna kawa
10.00–10.10	**Otwarcie Konferencji – prof. dr hab. Krzysztof Szamałek, Dyrektor PIG-PIB**
10.10–10.30	**Jubileuszowa 5. Konferencja „Paleoklimat" – kilka słów historii – Barbara Słodkowska, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB**
10.30–11.00	**I sesja plenarna Prowadząca – dr hab. Barbara Słodkowska, prof. PIG-PIB**
10.30–11.00	Okresy ciepłego klimatu w fanerozoiku i ich związek z wysokim stężeniem CO_2 w atmosferze oraz wydarzeniami gwałtownej emisji gazów cieplarnianych **(KEYNOTE)** – Hubert Wierzbowski, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
11.00–11.30	**Przerwa kawowa**
11.30–13.00	**II sesja referatowa Prowadzący – prof. dr hab. Jacek Grabowski**
11.30–11.50	Klimat a bioróżnorodność w ordowiku – Teresa Podhalańska, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
11.50–12.10	Zmiany paleoklimatyczne i ewolucja środowisk depozycyjnych basenu śródsudeckiego (SW Polska) w najwyższym karbonie i permie – Aleksander Kowalski, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
12.10–12.30	Cykle paleoklimatyczne różnej rangi w późnym permie północnej Pangei w odniesieniu do stratygrafii i zapisu osadowego czerwonego spągowca i cechsztynu w południowym permskim basenie Europy – Hubert Kiersnowski, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
12.30–13.00	W jakim stopniu zapis paleomagnetyczny w lessach pozwala na uszczegółowienie ich chronostratygrafii oraz rekonstrukcję kierunków dawnej cyrkulacji atmosferycznej – przykłady z Polski i Ukrainy – Jerzy Nawrocki, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
13.00–14.00	**Przerwa obiadowa**
14.00–15.00	**III sesja referatowa Prowadzący – prof. dr hab. Hubert Wierzbowski**
14.00–14.20	Jaką informację o lokalnych i regionalnych warunkach klimatycznych w późnym triasie Górnego Śląska niesie flora zachowana w wapieniu woźnickim? – Grzegorz Pacyna (Instytut Botaniki, Uniwersytet Jagielloński), Sławomir Florjan, Jadwiga Ziaja, Maria Barbacka, Anna Setlik, Joanna Białek
14.20–14.40	Zmiany stosunków izotopowych węgla ($\delta^{13}C_{carb}$) w beriasie górnym zachodniej Tetydy i ich związek z paleoklimatem, paleoproduktywnością wód oraz wahaniami poziomu morza – Jacek Grabowski (Państwowy Instytut Geologiczny – PIB), Damian Lodowski, Hubert Wierzbowski, Patrycja Wójcik-Tabol
14.40–15.00	Otwornice aglutynujące ze środowisk stresowych we fliszu polskich Karpat zewnętrznych (kreda–paleocen): analiza morfogrupowa – Andrzej Szydło, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
15.00–16.00	**IV sesja posterowa i przerwa kawowa (sala 16) Prowadzący – dr Marcin Żarski**

14 PAŹDZIERNIKA 2026 (ŚRODA) GMACH MUZEUM GEOLOGICZNEGO, SALA 15	
09.30–10.50	**V sesja referatowa** **Prowadząca dr hab. Anna Hrynowiecka, prof. PIG-PIB**
09.30–09.50	Palaeoenvironmental changes versus bryozoan assemblages during the Cenozoic of West Antarctica – Urszula Hara, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
09.50–10.10	Odkrycie pierwszego walenia z eocenu Polski i jego znaczenie dla ewolucji wczesnych Pelagiceti na tle zmian środowiskowych paleogenu – Daniel Tyborowski (Uniwersytet Warszawski), Svitozar Davydenko, Weronika Wierny, Pavel Gol'din, Lucjan Gazda
10.10–10.30	Kamienie milowe paleogeńskich i neogeńskich zmian klimatycznych zapisane w osadach z Niżu Polskiego – Barbara Słodkowska, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
10.30–10.50	Rekonstrukcja paleoklimatu i paleośrodowiska Gray Fossil Site (Tennessee, USA) na podstawie analizy palinoflory i mikroszczątków grzybów – Elżbieta Worobiec (Instytut Botaniki PAN), Grzegorz Worobiec, Yusheng (Christopher) Liu
10.50–11.20	**Przerwa kawowa**
11.20–12.20	**VI sesja referatowa** **Prowadząca dr hab. Elżbieta Worobiec**
11.20–12.00	Zapis zmian klimatycznych w osadach jeziornych interglacjałów eemskiego i mazowieckiego we wschodniej Polsce – podobieństwa i różnice. Uwarunkowania geologiczne **(KEYNOTE)** – Marcin Żarski (Państwowy Instytut Geologiczny – PIB), Katarzyna Pochocka-Szwarc, Anna Hrynowiecka, Irena Agnieszka Pidek, Renata Stachowicz-Rybka, Artur Górecki, Sylwia Skoczylas-Śniaz, Krzysztof Stachowicz
12.00–12.20	Rekonstrukcja klimatu i środowiska w trakcie interglacjału eemskiego na obszarze północnego Mazowsza – Dominika Sieradz-Bańka, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
12.20–12.40	Analiza sejsmostratygraficzna osadów paleodelty Wisły na podstawie danych ultrawysokorozdzielczych UHRS jako zapisu wahań poziomu Morza Bałtyckiego we wczesnym holocenie – Kacper Sokół (MEWO S.A.), Marta Kozioł, Bartosz Kurjański, Elżbieta Maszloch, Radosław Wróblewski
12.40–13.00	Historia sztormów w środkowym i późnym holocenie zapisana w osadach dna i wybrzeża Zatoki Gdańskiej – Szymon Uścinowicz (Instytut Budownictwa Wodnego PAN), Witold Cieślikiewicz, Urszula Pączek, Paweł Sydor, Grzegorz Uścinowicz
13.00–13.20	Integracja danych teledetekcyjnych i uczenia maszynowego w rekonstrukcji powodzi 2024 w dolinie Nysy Kłodzkiej i Odry – Mirosław Kamiński, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
13.20–14.20	**Obiad**
14.20–15.20	**VII sesja referatowa** **Prowadząca dr hab. Barbara Słodkowska**
14.20–14.40	Analiza porównawcza narracji klimatycznej w bibliografii naukowej czasopism wysokopunktowanych (*Nature*, *Science*, *Lancet* etc.) – Maciej Dąbski, opinie autorskie
14.40–15.00	Groźne zdarzenia hydrometeorologiczne – globalne trendy – Maciej Dąbski, opinie autorskie
15.00–15.20	Ocieplenie na początku XX wieku – Leszek Marks, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB
15.20–16.00	**Dyskusja, podsumowanie i zakończenie konferencji**

5. paleo klimat



REFERATY

Analiza porównawcza narracji klimatycznej w bibliografii naukowej czasopism wysokopunktowanych (*Nature*, *Science*, *Lancet* etc.)

A comparative analysis of climate narratives in high impact journals (*Nature*, *Science*, *Lancet* etc.)

Maciej Dąbski(1)

(1) opinie autorskie

Badaniom naukowym oraz rozpowszechnianiu wiedzy co do przyczyn, skali oraz skutków ocieplenia klimatu Ziemi często towarzyszy nieuzasadniona (nierzetelna) i szkodliwa narracja. Nie mam na myśli newsów medialnych, bo te ze zrozumiałych przyczyn gonią za sensacją, lecz świat naukowy, który niestety stał się bardzo upolityczniony (Cabbolet, 2025). Poniżej podaję listę słabych stron dominującej narracji klimatycznej wraz z przykładami. Jest ona rozwinięciem tego, o czy pisałem w *Przeglądzie Geologicznym* (Dąbski, 2025a, b).

1. Upieranie się przy „naukowym konsensusie" .
2. Propagowanie nieprawdziwych informacji w kwestii rosnącego trendu groźnych hydrometeorologicznych zjawisk. Dane zadające kłam narracji o globalnym kryzysie klimatycznym można znaleźć w bazie katastrof EM-DAT lub na portalu *Our World in Data*.
3. Nadmierna ufność w modele klimatyczne IPCC, które podają bardzo duży rozrzut prognozowanego ocieplenia, zdecydowanie za silne ocieplenie tropikalnej atmosfery (McKitrick, Christy, 2018) i zupełnie nie radzą sobie z rekonstrukcją zmian klimatu (Kaufman, Broadman, 2023). Praktyki stosowane przez modelarzy są z pogranicza nauki i sztuki (Voosen, 2016).
4. Stosowanie techniki unikania niewygodnych kwestii, np. ostatni raport IPCC (AR6) nie zawiera niewygodnych rekonstrukcji paleoklimatycznych (Esper i in., 2024).
5. Konstruowanie bezpodstawnych tytułów publikacji, np. Judd i in. (2024) stawiają w tytule publikacji tezę o dominującej roli CO_2 w kształtowaniu temperatury w fanerozoiku. Jednakże przedstawione dane pokazują, że przez połowę tego eonu korelacja między CO_2 a temperaturą była zerowa lub ujemna i to pomimo rekonstrukcji temperatury poprzez połączenie danych geologicznych z modelem klimatycznym!
6. Manipulowanie wykresami, np. na stronie NOAA w bieżącym roku spłaszczono wykres przedstawiającymi całkowitą irradiację słoneczną.
7. Wycofywanie artykułów opublikowanych, ale idących na przekór dominującej narracji klimatycznej (Alimonti i in., 2022; Kubicki i in., 2024).
8. Ostracyzm wobec naukowców-sceptyków (Christy, 2017), a w niektórych przypadkach usuwanie ich z pracy (patrz sprawa Petera Ridda usuniętego z JCU).
9. Nieeleganckie uwagi *ad personam* i opatrywanie naukowców-sceptyków pejoratywnym określeniem „denialista" (Lüdecke, 2023).

Prezentowane stwierdzenia wyrażają indywidualne poglądy Autora i nie są oficjalnym stanowiskiem Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego.

Literatura:

Alimonti G., Mariani L., Prodi F., Ricci R.A., 2022 – RETRACTED ARTICLE: A critical assessment of extreme events trends in times of global warming. *The European Physical Journal Plus*, 137, 112.

Cabbolet J.T.F., 2025 – All Who Believe in Science as an Open Discussion of New Ideas: A Call for Reforms to Reverse the Politicization of Science. *Journal of Academic Ethics*, 23: 2167–2176.

Christy J., 2017 – Testimony of John R. Christy Professor of Atmospheric Science, Alabama State Climatologist University of Alabama in Huntsville. U.S. House Committee on Science, Space & Technology, 29 Mar 2017.

Dąbski M., 2025a – Global climate change, CO2 and climatic catastrophes. *Przegląd Geologiczny*, 73, 5: 486-494.

Dąbski M., 2025b – Reply to Response by Summerhayes *et al*. to Dąbski (2025): *Global climate change, CO2 and climatic catastrophes. Przegląd Geologiczny*, 73, 11: 966-973.
Esper J., Smerdon J.E., Anchukaitis K.J., Allen K., Cook E.R., D'Arrigo R., Guillet S., Ljungqvist F.C., Reinig F., Schneider L., Sigl M., Stoffel M., Trnka M., Wilson R., Büntgen U., 2024 – The IPCC's reductive Common Era temperature history. *Communications Earth & Environment*, 5, 222.
Judd E.J., Tierney J.E., Lunt D.J., Montañez I.P., Huber B.T., Wing S.L., Valdes P.J., 2024 – A 485-million-year history of Earth's surface temperature. *Science*, 385, eadk3705.
Kaufman D.S., Broadman E., 2023 – Revisiting the Holocene global temperature conundrum. *Nature*, 614: 425–435.
Kubicki J., Kopczyński K., Młyńczak J., 2024 – RETRACTED ARTICLE: Climatic consequences of the process of saturation of radiation absorption in gases. *Applications in Engineering Science*, 17, 100170.
Lüdecke H.J., 2023 – Analysis of the Moreno *et al.* (2022) Publication on EIKE Using Peter Gleick's Toolbox. *International Journal of Communication*, 17: 2068–2076.
McKitrick R., Christy J., 2018 – A test of the tropical 200- to 300-hPa warming rate in climate models. *Earth and Space Science*, 5: 529–536.
Voosen P., 2016 – Climate scientists open up their black boxes to scrutiny. *Science*, 354, 6311: 401–402.

Groźne zdarzenia hydrometeorologiczne – globalne trendy

Hazardous hydrometeorological events – global trend

Maciej Dąbski(1)

(1) opinie autorskie

W różnych częściach świata zmiany klimatyczne lub pogodowe przyczyniają się do występowania określonych problemów środowiskowych, takich jak niedobory wody pitnej czy zwiększone ryzyko powodzi błyskawicznych lub powodzi związanych z topnieniem lodowców. Teza o globalnym kryzysie klimatycznym, mającym objawiać się rosnącą liczbą katastrof naturalnych, jest jednak wyolbrzymiona i sprzeczna z informacjami zawartymi w międzynarodowej bazie danych o klęskach żywiołowych (EM-DAT). Literatura, na której opieram swoje tezy jest bardzo obfita i została podsumowana w moich publikacjach (Dąbski, 2025a–c).

Najnowsze wyniki badań wykazują, że wzrost średniej rocznej temperatury powietrza nie skutkuje większą liczbą ani większą energią cyklonów tropikalnych. Nie ma żadnych podstaw do stawiania tezy o rosnącej liczbie lub sile trąb powietrznych czy burz piaskowych w dłużej perspektywie czasowej. W skali globalnej liczba ofiar śmiertelnych spowodowanych powodziami utrzymuje się na zbliżonym poziomie, a w przeliczeniu na pojedyncze zdarzenie wykazuje tendencję spadkową. W Europie w XXI wieku odnotowuje się mniej powodzi, mniej ofiar spowodowanych tym zjawiskiem oraz niższy procentowy uszczerbek w PKB. Obserwuje się wzrost liczby dni z wysoką temperaturą (fale upałów), jednak nie ma żadnych podstaw, że w skali świata jest to trend bezprecedensowy. Rejestr fal upałów w Stanach Zjednoczonych dokumentuje znacznie silniejsze upały w latach 30. XX wieku niż obecnie. Niskie temperatury nadal powodują ok. dziesięć razy więcej zgonów niż fale upałów, także w tropikach. Zasięg suszy na świecie od 1980 r. wykazuje silne wahania z roku na rok i jedynie w okresie 2021–2023 objął wyjątkowo dużą powierzchnię (ok. 5 punktów procentowych większą niż typowe wartości), co w dużej mierze było uwarunkowane silnym El Nino i wyjątkowo niskim zachmurzeniem w skali globalnej. W latach 2024 i 2025 zasięg suszy stopniowo się zmniejszał (GDO, 2025; Barichivich i in., 2026). W ciągu ostatnich dwóch dekad powierzchnia terenów dotkniętych pożarami na świecie zmniejszyła się o około 25%, co przyczyniło się do ograniczenia emisji dwutlenku węgla oraz pyłów PM2.5.

Istnieją twarde dowody na to, że w ciągu ostatnich 50 lat znacząco obniżyła się podatność społeczeństw w skali świata na zagrożenia związane z groźnymi zdarzeniami hydrometeorologicznymi. Dzieje się to z powodu rozwoju gospodarczego umożliwiającego lepszy monitoring, systemy ostrzegania i ewakuacji, ale także dlatego, że większość z wymienionych zagrożeń hydrometeorologicznych nie wykazuje znaczących trendów rosnących w dłuższej skali czasowej. W przypadku wzrostu powierzchni obszarów suchych, ale także tempa topnienia lodowców i podnoszenia się poziomu morza, nie ma podstaw do twierdzenia, że zmiany te są bezprecedensowe i/lub nabierają tempa. Istnieją badania wykazujące, że w okresie przedindustrialnym niebezpieczne zjawiska hydrometeorologiczne wykazywały większą częstotliwość lub siłę niż w obecnych czasach. Nie oznacza to jednak, że działalność człowieka nie wpływa na zmiany klimatu, ale siła antropopresji jest nadal przedmiotem debaty naukowej, a narracja o globalnym kryzysie klimatycznym jest zdecydowanie przesadzona (Dąbski, 2025a-c).

Prezentowane stwierdzenia wyrażają indywidualne poglądy Autora i nie są oficjalnym stanowiskiem Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW.

Literatura:

Barichivich J., Osborn T.J., Friedman A.R., Harris I., van der Schrier G., Jones P.D., 2026 – Monitoring drought using the self-calibrating Palmer drought severity index. W: State of the Climate in 2025 (red. J. Blunden, J. Reagan). Bulletin of the American Meteorological Society, 107, 8: 71–72.

Dąbski M., 2025a – Global climate change, CO_2 and climatic catastrophes. *Przegląd Geologiczny*, 73, 5, 486–494.

Dąbski M., 2025b – Reply to Response by Summerhayes *et al.* to Dąbski (2025): Global climate change, CO_2, and climatic catastrophes. *Przegląd Geologiczny*, 73, 11: 966–973.

Dąbski M., 2025c – Współczesne trendy środowiskowe i ekstremalne zjawiska pogodowe w dobie zmian klimatycznych. W: Geograficzne spotkania przy Krakowskim Przedmieściu: wykłady o świecie, Polsce i Warszawie (red. S. Dudek-Mańkowska, A. Tyszkiewicz). Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

GDO, 2025 – Global Drought Overview, National Centers for Environmental Informations NOAA, https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/monthly-report/global-drought/202513; dostęp 16.06.2026.

Zmiany stosunków izotopowych węgla ($\delta^{13}C_{carb}$) w beriasie górnym zachodniej Tetydy i ich związek z paleoklimatem, paleoproduktywnością wód oraz wahaniami poziomu morza

Changes in carbon isotope ratios ($\delta^{13}C_{carb}$) during the Upper Berriasian of the western Tethys and their relationship to paleoclimate, water paleoproductivity, and sea-level fluctuations

Jacek Grabowski(1), Damian G. Lodowski(1), Hubert Wierzbowski(1), Patrycja Wójcik-Tabol(2)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jacek.grabowski@pgi.gov.pl, damian.lodowski@pgi.gov.pl, hubert.wierzbowski@pgi.gov.pl
(2) Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; p.wojcik-tabol@uj.edu.pl

Stratygrafia beriasu górnego pelagicznych i hemipelagicznych sukcesji zachodniej Tetydy jest dobrze rozpoznana dzięki integracji metod bio- i magnetostratygraficznych. Interwał ten jest na ogół wykształcony w facjach wapienno-marglistych o dość wysokim tempie sedymentacji (powyżej 10 m/mln lat). Obejmuje on poziom kalpionellowy Calpionellopsis (podpoziomy Simplex i Oblonga) i jest skorelowany z magnetozonami od M16r do M14r (Grabowski i in., 2016).

Krzywa izotopowa węgla węglanowego ($\delta^{13}C_{carb}$) zachodniej Tetydy w beriasie górnym wykazuje generalnie opadający długoterminowy trend, w jej obrębie są jednak obserwowane fluktuacje niższego rzędu, pomiędzy wartościami 0,9 i 1,4‰. Korelują się one zadziwiająco dobrze pomiędzy odległymi profilami z sukcesji reglowej polskich Tatr (Rówienka), zachodnich Bałkanów (Barlya, Bułgaria), basenu wokontyjskiego (płd.-wsch. Francja). Zmiany wartości $\delta^{13}C_{carb}$ w profilach Rówienka i Barlya wykazują odwrotną korelację ze zmianami paleoproduktywności, obliczonej na podstawie prędkości sedymentacji autigenicznych składowych wybranych pierwiastków (np. fosforu, cynku, kadmu). Jednocześnie, przedziały o podwyższonych wartościach $\delta^{13}C_{carb}$ korelują się z interwałami pogorszenia warunków natlenienia wód dennych (wzrost stosunku U/Th) i zwiększoną akumulacją materii organicznej. Podwyższone wartości $\delta^{13}C_{carb}$ są obserwowane w dolnej części beriasu górnego (magnetozona M16r). Wartości $\delta^{13}C_{carb}$ spadają ku środkowej części magnetozony M16n i następnie znowu wzrastają w kierunku granicy berias/walanżyn (magnetozony M15r do M14r), na pograniczu zon Calpionellopsis i Calpionellites (Grabowski i in., 2021).

Zmiany stosunków izotopowych węgla mogą być związane z wahaniami względnego poziomu morza (np. Jarvis i in., 2006). Podwyższone i obniżone wartości $\delta^{13}C_{carb}$ mogą się korelować, odpowiednio, z wysokim i niskim poziomem morza. Podczas wysokiego poziomu morza i zwiększonej powierzchni mórz szelfowych dochodzi do bardziej efektywnego pogrzebania materii organicznej, bogatej w izotop ^{12}C, w osadach morskich, co prowadzi do wzbogacenia rezerwuaru węgla morskiego strefy fotycznej w cięższy izotop (^{13}C) i podwyższenia wartości $\delta^{13}C$ węglanowych skorupek morskich organizmów. Z kolei spadek poziomu morza, zmniejszenie powierzchni szelfów oraz odsłonięcie i erozja morskich osadów zdeponowanych na szelfie prowadzą do utlenienia wcześniej zdeponowanej materii organicznej i lepszego mieszania się wód płytkich i głębokich, co powoduje spadek wartości $\delta^{13}C_{carb}$.

Literatura:

Grabowski J., Lakova I., Petrova S., Stoykova K., Ivanova D., Wójcik-Tabol P., Sobień K., Schnabl P., 2016 – Paleomagnetism and integrated stratigraphy of the Upper Berriasian hemipelagic succession in the Barlya section, Western Balkan, Bulgaria: Implications for lithogenic input and paleoredox variations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 461: 156–177.
Grabowski J., Stoykova K., Wierzbowski H., Wójcik-Tabol P., 2021 – Upper Berriasian chemostratigraphy, clay minerals and calcareous nannofossils of the Barlya section (Western Balkan, Bulgaria): Implications for palaeoclimate and productivity changes, and stratigraphic correlations across the Alpine Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 567, 110252.
Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M., 2006 – Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: A new $\delta^{13}C$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143: 561–608.

Palaeoenvironmental changes versus bryozoan assemblages during the Cenozoic of West Antarctica

Zmiany paleośrodowiskowe a zespoły faun mszywiołowych w czasie kenozoiku w Antarktyce Zachodniej

Urszula Hara(1)

(1) emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; urszula.hara@pgi.gov.pl

The evolution of the Paleogene along with Neogene bryozoan biota represents a crucial time in Cenozoic, coming between the Cretaceous with the K-T boundary, which hamper the extinction and survival of many bryozoan taxa, and the leaving cheilostome-dominated communities, which successfully expanded and thrive over the large areas of the continental shelfs of the marine settings from Arctic to Antarctic at the present day.

Palaeoenvironmental and taxonomical investigations of the Recent bryozoan faunas from the Admiralty Bay (South Shetland Islands), with dominant ascophoran umbunolomorps and lepraliomorphs, among which *Arachnopusia*, *Cellarinella* and *Osthimosia* occur with a high frequency (Pabis *et al.*, 2014), confirm a dynamic history of this highly endemic fauna of the Antarctic, which evolved largely over a long period of time perhaps streaching back to the early Cenozoic, expanded in numbers and range through the cooler conditions of the Cenozoic. Together with sponges and polychaete worms, bryozoan are the most significant components of the marine benthic communities and their skeletons comprise the larger part of the sea bottom sediments.

In the 800-meters thick stratigraphical profile of the La Meseta Formation of Seymour Island (Antarctic Peninsula) in the basal facies of the (Telm1), the earliest – late Early Eocene bryozoans are represented by the internal moulds of the loosely encrusting, unizooidal, flexible articulated or rooted colonies belonging to cheilostome buguloids and catenicelloideans. At present, representatives of Beanidae, Catenicellidae, Savignyellidae and Calwelliidae are widely occur in the tropical-warm temperate latitudes in the shallow-marine settings (Hara, 2015). Higher in the same profile within the 2-meters thick interval of the basal, initial marine transgressive facies of the la Meseta Formation the bryozoans with the dominance of the stenohaline cerioporinids of the multilamellar, hemispherical, mashroom-shaped massive multilamellar colonies, are mostly represented by the cyclostome cerioporids and diverse ascophoran cheilostomes, dominated by celleporiforms (Hara, 2001). The lower part of the LMF bryozoans revealed a spectacular diversification of cheilostomes and cyclostomes of the higher taxonomical levels (20 families and 30 genera) enhanced by a significant proportion of a new species of Macroporidae, Smittinidae, Celleporidae, Bitectiporidae, Philodoporidae and Sclerodomidae what indicates a short episode in the history of the early Paleogene Antarctic bryozoans faunas connected with the global Paleocene–Eocene turnover, that marks a significant radiation of cheilostome ascophorans (Hara, 2001, 2007).

This multilayered growth is characteristic for a limited substrata and represented by over 90% colonies of Telm1, occurred at the base of the transgressive facies, in a high-energy environment (Hara, 2001). The stable isotopic $\delta^{18}O$ analyses of the bryozoan skeletons from the lower part of the LMF show the temperature range from 13.4 to 14.6°C (Hara, 2022). The distinct free-living lunulitiforms from the Ypresian/Lutetian of the middle part of the La Meseta Fm. (Telm4-6) are represented by the disc-shaped colonies, which are characteristic for the temperate warm, shallow-shelf environment, with the bottom temperature, which are never lower than 10 to 12°C (Hara *et al.*, 2018). Biogeographically, the free-living lunulitiforms (*Lunulites* and *Otionellina*) are valuable climatic indicators, inhabited in the Recent the circumtropical, tropical-subtropical to warm-temperate Australasian sand environment, strong currents, low sedimentation rate, on sandy bottoms in shallow and warm waters.

Contrary; the Late Eocene bryozoans from the upper part of the LMF (Telm6–7), are represented by the scarce lepraliomorphs accompanied by the crustaceans, brachiopods and gadiform fish remains. what is consistent with the overall pattern of Eocene cooling up to around 10,5°C in Telm6 and 7 (Hara, 2001).

As with many other groups, the post-Eocene record has been assumed to be very poor indeed, but recent investigations of inter-

mittently exposed glacial and interglacial deposits in the northern Antarctic Peninsula region have revealed a surprising number of isolated occurrences. For example, fossil bryozoans have now been recorded from two glaciomarine sedimentary formations exposed on south-eastern King George Island, South Shetland Islands: the middle-late Oligocene Polonez Cove Formation and the earliest Miocene Cape Melville Formation (Hara, 1992, 1997; Hara, Crame, 2004, 2026 in review).

Bryozoans occur at least intermittently through the late Miocene-Pliocene glaciomarine Hobbs Glacier Formation of the James Ross Island group (Pirrie *et al.*, 1997) as well as they were recognized in the Pliocene-Pleistocene Cape Lamb diamictities of the Vega Island (Antarctic Peninsula) see Adamonis *et al.*, 2015.

Diverse well-preserved encrusting bryozoan faunas were recognized from the early Pliocene Cockburn Island Formation (CIF) on Cockburn Island (West Antarctica). The Pliocene well-preserved bryozoans, which occur encrusting the extinct scallop, *Australochlamyss anderssoni* (Hennig), the dominant macroinvertebrate fossil of the Cockburn formation, in terms of the higher taxa this assemblage is moderately rich and dominated by the ascophoran umbonulomorphs comprising families Arachnopusiidae Jullien, Inversiulidae Vigneaux, Bryocryptellidae Vigneaux, and Romancheinidea Jullien plus lepraliomorhps with Smittinidae Levinsen, Bitectiporidae Vigneaux, Schizoporellidae Jullien, Microporellidae Hincks, Lacernidae Jullien, and Celleporidae Johnston. The abundance of the encrusting colony form in the CIF together with the accompanying biota suggests sedimentation in a shallow-water environment and may indicate an interglacial palaeoenvironment for the deposition of the Cockburn Island Formation in the Pliocene (Hara, Crame, 2026 in review).

Analyses of the taxonomic composition, biodiversity, frequency and the type of the colonial growth-form allow to state that bryozoans through the geological time have inhabited a different array of ecosystems ranging from greenhouse to icehouse in the Cenozoic history of Antarctica.

References:

Adamonis S., Hara U., Concheyro A., 2015 – Late Cenozoic Bryozoa from diamictites of Cape Lamb, Vega Island, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 4: 325–341.

Hara U., 1992 – Cyclostomatous Bryozoa from the Polonez Cove Formation (Oligocene) of King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research*, 13, 3/4: 255–263.

Hara U., 1997 – Tertiary bryozoans of West Antarctica and their ecological and biogeographical implications. Polish Polar Studies, 24th Polar Symposium, Warszawa, 1997: 115–140.

Hara U., 2001 – Bryozoa from the Eocene of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Palaeontologia Polonica*, III, 60: 33–156.

Hara U., 2007 – Biogeographical relationship of the South America – Antarctic Cenozoic bryozoan biota: The example of austral genus *Aspidostoma*. A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES X, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond *et al.*, USGS open File Report 2007-1047, Extended Abstract 214, 6 p.; http://pubs.usgs.gov/of/2007/1047.

Hara U., 2015 – Bryozoan internal moulds from the La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 36: 25-49; doi: 10.1515/popore-2015-0003.

Hara U., 2022 – Geochemistry of the fossil and Recent bryozoan faunas in the natural diagenetic environments and their significance for the reconstruction of biota and climatic regimes in Cenozoic. Archive PGI-NRI, no. 5210/2022.

Hara U., Crame J.A., 2004 – A new aspidostomatid bryozoan from the Cape Melville Formation (Lower Miocene) of King George Island, West Antarctica. *Antarctic Sciences*, 16, 3: 319–327.

Hara U., Crame J.A., 2026 – Bryozoan fauna of the Cockburn Island Formation (early Pliocene), Antarctica and its paleobiological implications. *Geological Quarterly* [in review].

Hara U., Mors T., Hagstrom J., Reguero M.A., 2018 – Eocene bryozoans assemblages from the La Meseta Formation of Seymour Island, Antarctica. *Geological Quarterly*, 62: 705–728.

Pabis K., Hara U., Presler P., Siciński J.U., 2014 – Structure of bryozoan communities along the glacial disturbance gradient of the Antarctic fjord (Admiralty Bay, South Shetlands). *Polar Biology*, 37: 737–751.

Pirrie D., Crame A., Riding J., Butcher A., Taylor P., 1997 – Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region: the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. *Geological Magazine*, 136: 745–762.

Integracja danych teledetekcyjnych i uczenia maszynowego w rekonstrukcji powodzi 2024 w dolinie Nysy Kłodzkiej i Odry jako współczesnego analogu ekstremalnych zdarzeń klimatyczno-hydrologicznych

Integration of remote sensing data and machine learning in the reconstruction of the 2024 flood in the Nysa Kłodzka and Oder river valleys as a contemporary analogue of extreme hydroclimatic events

Mirosław Kamiński(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; miroslaw.kaminski@pgi.gov.pl

Ekstremalne powodzie są istotnym czynnikiem kształtującym rzeźbę dolin rzecznych i zapis osadów aluwialnych. Analiza współczesnych wezbrań może wspierać interpretację śladów dawnych powodzi w zapisie geologicznym. Powódź z września 2024 r. objęła znaczną część dorzecza Odry, w tym zlewnię Nysy Kłodzkiej, powodując rozległe zalania i ekstremalne wzrosty stanów wód (Państwowe Gospodarstwo Wodne Wody Polskie, 2025). Dane o współczesnych i dawnych powodziach pozwalają lepiej oceniać zmienność ekstremów hydrologicznych i ich związek ze zmianami klimatu (Harrison i in., 2025).

Celem badań była rekonstrukcja zasięgu powodzi na odcinku Lewin Brzeski–Brzeg oraz ocena wpływu rzeźby terenu na rozmieszczenie obszarów zalanych. Wykorzystano zobrazowania Sentinel-2 z 18 i 21 września 2024 r. i wskaźnik MNDWI (Xu, 2006), co umożliwiło rozpoznanie stref utrzymującego się i cofającego zalewu. Dla Brzegu zastosowano numeryczny model terenu z danych ALS LiDAR, dopasowany do siatki zobrazowań satelitarnych. Wyznaczono cechy rzeźby terenu oraz odległość od stref wodnych. Dane wysokościowe zwiększają dokładność odwzorowania lokalnych warunków odpływu i granic zalewu (Bates i in., 2003).

Przetwarzanie danych i modelowanie wykonano w środowisku Python z wykorzystaniem m.in. bibliotek NumPy, Rasterio, scikit-learn i XGBoost. Modelowanie nadzorowane przeprowadzono algorytmami Random Forest i XGBoost (Breiman, 2001; Chen, Guestrin, 2016). Porównano model oparty wyłącznie na MNDWI z wariantami uwzględniającymi odległość od stref wodnych i cechy topograficzne. Zastosowano pięciokrotną przestrzenną walidację krzyżową z blokami około 300 × 300 m.

Najlepszy wynik walidacji wewnętrznej uzyskał pełny model XGBoost: F1 = 0,938, IoU = 0,883, zrównoważona dokładność = 0,951 i ROC AUC = 0,992. Random Forest osiągnął F1 = 0,932 i IoU = 0,873, a wariant oparty wyłącznie na MNDWI F1 = 0,880 i IoU = 0,786. Niezależna walidacja względem georeferencjonowanej mapy Copernicus (Krullikowski i in., 2023) dała dla XGBoost F1 = 0,724 i IoU = 0,568, a dla Random Forest F1 = 0,713 i IoU = 0,555. Oba modele częściowo niedoszacowywały zasięg zalewu, przy czym XGBoost generował mniej fałszywie dodatnich klasyfikacji.

Wyniki wskazują, że integracja zobrazowań optycznych, danych LiDAR i uczenia maszynowego poprawia rekonstrukcję zasięgu powodzi i pozwala identyfikować obniżenia sprzyjające stagnacji wody oraz potencjalnej depozycji drobnoziarnistego materiału. Powódź z 2024 r. może być traktowana jako współczesny analog procesów odpowiedzialnych za zapis ekstremalnych zdarzeń hydrologicznych w dolinach rzecznych.

Literatura:

Bates P.D., Marks K.J., Horritt M.S., 2003 – Optimal use of high-resolution topographic data in flood inundation models. *Hydrological Processes*, 17, 3: 537–557; https://doi.org/10.1002/hyp.1113.
Breiman L., 2001 – Random forests. *Machine Learning*, 45, 1: 5–32; https://doi.org/10.1023/A:1010933404324.
Chen T., Guestrin C., 2016 – XGBoost: A scalable tree boosting system. Proceedings of the 22nd ACM SIGKDD International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining: 785–794; https://doi.org/10.1145/2939672.2939785.
Harrison S., Macklin M.G., Toonen W.H.J., Benito G., Cohen K.M., 2025 – Robust climate attribution of modern floods needs palaeoflood science. *Climatic Change*, 178, 71; https://doi.org/10.1007/s10584-025-03904-9.
Krullikowski C., Chow C., Wieland M., Martinis S., Bauer-Marschallinger B., Roth F., Matgen P., Chini M., Hostache R., Li Y., Salamon P., 2023 – Estimating ensemble likelihoods for the Sentinel-1-based Global Flood Monitoring product of the Copernicus Emergency Management Service. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 16: 6917–6930; https://doi.org/10.1109/JSTARS.2023.3292350.
Państwowe Gospodarstwo Wodne Wody Polskie, 2025 – Raport z przeglądu i aktualizacji wstępnej oceny ryzyka powodziowego w 3. cyklu planistycznym. Załącznik nr 7: Powódź we wrześniu 2024 (wersja 1.00, 24 stycznia 2025 r.). Państwowe Gospodarstwo Wodne Wody Polskie.
Xu H., 2006 – Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 27, 14: 3025–3033; https://doi.org/10.1080/01431160600589179.

Cykle paleoklimatyczne różnej rangi w późnym permie północnej Pangei w odniesieniu do stratygrafii i zapisu osadowego czerwonego spągowca i cechsztynu w południowym permskim basenie Europy

Palaeoclimatic cycles of various orders in the Late Permian of northern Pangea in relation to the stratigraphy and sedimentary record of the Rotliegend and Zechstein in the Southern Permian Basin of Europe

Hubert Kiersnowski(1)

(1) emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; hubert.kiersnowski@pgi.gov.pl

Zmiany klimatu w permie na obszarze północnej Pangei były odzwierciedleniem zmian na południu Pangei (Gondwanie). Na Gondwanie począwszy od późnego karbonu po wczesny perm zlodowacenia były cykliczne. Ich trwałość i skala były tak ogromne, że odcisnęły piętno na obszarze Pangei północnej w niższych szerokościach geograficznych w postaci cyklicznych zmian klimatu, gdzie okres zlodowaceń odpowiadał globalnym cyklom zwilgotnienia klimatu (Roscher, Schneider, 2006). Wyróżniono jednak okres zwilgotnienia klimatu w późnym permie, kiedy nie było dowodów na istnienie zlodowaceń Gondwany, poza epizodycznymi zlodowaceniami na obszarze dzisiejszej wschodniej Australii w środkowym permie.

Na obrzeżach północnej Pangei w środkowym i późnym permie obserwuje się znaczące cykle eustatyczne, głównie w postaci cykli transgresywno-regresywnych (T-R) . W późnym permie, pomimo braku znanych zlodowaceń Gondwany, są udokumentowane cykle zmian eustatycznych obserwowane na obrzeżach północnej Pangei na morzu borealnym (Basen Sverdrup), na Svalbardzie, wschodniej Grenlandii i południowej części morza Barentsa. W rejonie Svalbardu wydzielono 7 sekwencji transgresywno-regresywnych (T-R) na szelfie kontynentalnym w warunkach klimatu chłodnego lub umiarkowanego o skali trwania około 4–5 milionów lat. Począwszy od końca artinskianu do changhsigianu sekwencje te maja dobra korelację z sekwencjami wydzielonymi w basenie Sverdrup w północnej Kanadzie.

Cykliczne zmiany eustatyczne, miały istotny wpływ na rozwój osadów lądowych i morskich w permskim południowym i północnym basenie europejskim. Dotyczy to ingresji morskich do północnoniemieckiego basenu czerwonego spągowca oraz cyklicznych ingresji do basenu cechsztyńskiego. Ingresje wkraczały poprzez Viking Graben pomiędzy lądem Grenlandii i Norwegii oraz Central Graben.

W basenie południowoeuropejskim są obserwowane cykle klimatyczne w zapisie osadowym czerwonego spągowca w formie okresów klimatu suchego lub półsuchego i cyklicznego rozwoju rozległych pustyń piaszczystych i słonych jezior (Kiersnowski, 2013). Ponieważ rozwój osadów czerwonego spągowca i cechsztynu był najpełniejszy w centralnej części basenu północnoniemieckiego, co było związane z jego długotrwałą subsydencją. W zapisie osadowym wyróżniono również cykliczność astronomiczną związaną z periodycznymi zmianami parametrów orbity ziemskiej, obejmującymi ekscentryczność i nachylenie ekliptyki oraz precesję – parametrami określanymi jako cykle Milankowicza. W niemieckim basenie czerwonego spągowca wyróżniono takie cykle w skalach 20 000, 100 000 i 400 000 lat (Gast i in., 2010).

Skala cykli T-R we wschodniej Grenlandii wydzielona w obrębie permskiej formacji Wagener Halvø Fm zawierała się w zakresie około: 1,1 mln, 0,8 mln, i 1,2 mln lat, co przypomina skalę czasową zlodowaceń w plejstocenie. Powiązanie skali czasowej tych cykli z ogniwami wydzielonymi w obrębie formacji Dethlingen i Hannover wskazuje że czas powstania osadów poszczególnych ogniw odpowiada sekwencji ok. 400 000 lat. Echem tej cykliczności, w polskim i niemiecko-holendersko-brytyjskim basenie czerwonego spągowca były zmiany poziomów wód gruntowych, rozwój lub zanik plaji i związane z tym korelacyjne zasięgi MFS (*Maximum Flooding Surface*) oraz okresowy rozwój palegleb (Kiersnowski, Buniak, 2016). Jednak zapis lądowy w osadach basenu czerwonego spągowca jest niekompletny i obejmuje czas od granicy z cechsztynem ok. 5,6–6,0 mln lat wg interpretacji z basenu północnoniemieckiego. Nie mamy zapisu osadowego z okresu od 15 do 20 mln lat (stratygraficzna luka pangejska), kiedy klimat się zmieniał. Jednak brak zapisu osadowego nie pozwala wyciągać wniosków co do charakteru i częstotliwości zmian klimatu. Możemy się posiłkować odległymi danymi, jak np. kompletną stratygrafią sekwencji z basenu Sverdrup, zakładając, że cykle T-R są związane z cyklicznymi zmianami klimatu i być może z okresami dotąd nie udowodnionych cyklicznych lądowych zlodowaceń. Rekonstrukcja zmian paleoklimatycznych w obrębie stratygraficznej luki pangejskiej w południowoeuropejskim basenie czerwonego spągowca byłaby ułatwiona, gdyby zostało przyjęte, że epizod normalnego namagnesowania w spągu osadów formacji Parchim nie dotyczy granicy paleomagnetycznej rangi Illawarra Reversal (Słowakiewicz i in., 2009).

Widoczna jest cykliczność w osadach morza cechsztyńskiego połączonego z morzem borealnym na północy. Skala tych cykli (7 cykli w basenie północnoniemieckim i 5 cykli w basenie polskim) zależała częściowo od potencjału akomodacyjnego basenu, ale mogła być związana z megacyklami klimatycznymi. Czas trwania depozycji osadów cechsztynu jest szacowany na około 6,5 miliona lat.

Zmiany eustatyczne morza w rejonie północnej Pangei, obserwowane cykle T-R, wskazują na znaczne fluktuacje klimatu w późnym permie. Przyczyna i regularność tych fluktuacji jest nieznana

Literatura:

Gast R.E., Dusar M., Breitkreuz C., Gaupp R., Schneider J.W., Stemmerik L., Geluk M.C., Geisler M., Kiersnowski H., Glennie K.W., Kabel S., Jones N.S., 2010 – Rotliegend. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 101–121. EAGE Publications b.v., Houten.

Kiersnowski H., 2013 – Late Permian aeolian sand seas from the Polish Upper Rotliegend basin in the context of palaeoclimatic periodicity. *Geological Society Special Publications*, 376: 431–456.

Kiersnowski H., Buniak A., 2016 – Sand sheets interaction with aeolian dune, alluvial and marginal playa beds in Late Permian Upper Rotliegend setting (western part of the Poznań Basin, Poland). *Geological Quarterly*, 60, 4: 771–800.

Roscher M., Schneider J.W. 2006 – Permo-Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in a regional and global context. W: Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology (red. S.G. Lucas, G. Cassinis, J.W. Schneider). *Geological Society, London, Special Publications*, 265: 95–136.

Słowakiewicz M., Kiersnowski H., Wagner R., 2009 – Correlation of the Middle and Upper Permian marine and terrestrial sedimentary sequences in Polish, German, and USA Western Interior Basins with reference to global time markers: *Palaeoworld*, 18: 193–211.

Zmiany paleoklimatyczne i ewolucja środowisk depozycyjnych basenu śródsudeckiego (SW Polska) w najwyższym karbonie i permie

Palaeoclimatic changes and evolution of depositional environments in the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) during the latest Carboniferous and Permian

Aleksander Kowalski(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 9, 50-204 Wrocław; aleksander.kowalski@pgi.gov.pl

Basen śródsudecki należy do największych późnopaleozoicznych basenów śródgórskich ukształtowanych pod koniec orogenezy waryscyjskiej w północno-wschodniej części Masywu Czeskiego. Fragment wypełnienia osadowo-wulkanicznego tego basenu, zaliczany tradycyjnie do czerwonego spągowca, obejmuje sukcesję od najwyższego karbonu po perm i stanowi unikatowy zapis rozwoju środowisk depozycyjnych oraz zmian paleoklimatycznych. Do czerwonego spągowca zalicza się formacje z Ludwikowic, Krajanowa, Słupca i Radkowa, z których każda tworzy odrębną megasekwencję sedymentacyjną, zwykle o ziarnie drobniejącym ku górze. Cykliczność sedymentacji była związana przede wszystkim z czynnikami tektonicznymi, w tym z okresowym wypiętrzeniem obszarów źródłowych i ze zmianami tempa subsydencji w basenie. Ewolucja środowisk depozycyjnych wskazuje jednak na długookresowe zmiany klimatu podczas sedymentacji omawianych utworów.

Podstawę prezentowanych interpretacji stanowią badania sedymentologiczne prowadzone w kilkudziesięciu odsłonięciach oraz analiza 92 otworów wiertniczych z polskiej i czeskiej części basenu. Badania obejmowały analizy następstwa litofacji, struktur sedymentacyjnych i kierunków paleotransportu, a dane terenowe zestawiono z archiwalnymi profilami otworów oraz dostępnymi materiałami kartograficznymi. W obrębie badanej sukcesji wyróżniono osady systemów fluwialnych (w tym osady stożków aluwialnych i fluwialnych), równi zalewowych, środowisk eolicznych, okresowo zalewanych, przybrzeżnych równi mułowych i okresowych jezior typu *playa*, przybrzeża jeziora, równi deltowych, podwodnych skłonów delt i stożków, prodelty oraz otwartego jeziora.

Najstarsza formacja z Ludwikowic dokumentuje rozwój rozległych systemów stożków aluwialnych i fluwialnych, przechodzących ku osi basenu w środowiska równi mułowych. Udokumentowano osady eoliczne i paleogleby węglanowe. Górną część formacji tworzą osady rozległego i miejscami głębokiego jeziora, określane jako łupki antrakozjowe dolne. Sukcesja ta obejmuje etap transgresji jeziora, maksimum rozwoju otwartego zbiornika oraz późniejszą regresję związaną z progradacją delt i stopniowym wypełnianiem jeziora.

Osady leżącej wyżej formacji z Krajanowa dokumentują ponowny rozwój stożków aluwialnych i fluwialnych, odwadnianych przez systemy okresowych rzek roztokowych. Ku górze formacji wzrasta udział drobnoziarnistych osadów równi mułowych oraz płytkich jezior. Wydzielone w górnej części formacji łupki antrakozjowe górne dokumentują najprawdopodobniej rozwój płytkich jeziorzysk. Jeszcze większą zmienność środowisk sedymentacji obserwuje się w formacji ze Słupca. W jej górnej części, w obrębie łupków walchiowych, występuje kilka podrzędnych sekwencji transgresywno-regresywnych, dokumentujących wielokrotne powstawanie, pogłębianie i zanik płytkich jezior. Maksymalny rozwój tych zbiorników odzwierciedlają m.in. liczne poziomy wapieni, w tym wapienie bitumiczne, natomiast częste zmiany facjalne wskazują na znaczne wahania poziomu wody i okresowe wysychanie jezior.

Najmłodsza formacja z Radkowa wyraźnie różni się od starszych, opisanych powyżej megasekwencji. W jej obrębie dominują grubookruchowe osady stożków aluwialnych, związane ze spływami grawitacyjnymi i okresowymi, wysokoenergetycznymi przepływami wywoływanymi prawdopodobnie przez krótkotrwałe, intensywne opady. Stwierdzono także osady eoliczne. Utwory równi mułowych i środowisk płytkich jezior typu *playa* mają znaczenie podrzędne, natomiast typowych, regionalnie rozprzestrzenionych osadów otwartego jeziora dotychczas nie stwierdzono.

Porównanie kolejnych formacji czerwonego spągowca basenu śródsudeckiego wskazuje na wyraźne zmniejszanie się zasięgu, głębokości i trwałości zbiorników jeziornych od najwyższego karbonu do permu. Chociaż megacykliczny charakter sukcesji osadowej czerwonego spągowca jest w znacznym stopniu związany z aktywnością tektoniczną, to systematycznego zaniku zbiorników jeziornych nie można wyjaśnić wyłącznie zmianami tempa subsydencji i dostawy osadu do basenu. Rosnący udział osadów przepływów okresowych i osadów eolicznych oraz poziomów paleogleb węglanowych wskazuje na postępujące osuszanie klimatu i nasilanie się sezonowości opadów. Sukcesja czerwonego spągowca basenu śródsudeckiego dokumentuje tym samym regionalny zapis szerszego trendu zmian paleoklimatycznych udokumentowanych w późnokarbońskich i permskich basenach śródlądowych superkontynentu Pangei.

Ocieplenie na początku XX wieku
The warming at the beginning of the 20th century

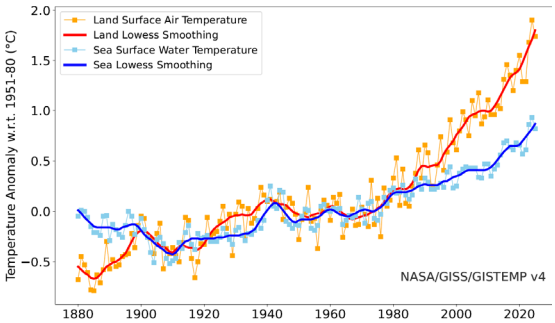
Leszek Marks(1)

(1) emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, ul Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: leszek.marks@uw.edu.pl

Postępujące ocieplenie po małej epoce lodowej charakteryzuje się cyklicznymi ochłodzeniami i ociepleniami niższego rzędu, co znajdowało swoje odzwierciedlenie w mediach i raportach organizacji, grupujących naukowców, polityków i biznesmenów (np. Klub Rzymski) w postaci zmieniających się i zwykle alarmistycznych prognoz zmiany klimatu i jego skutków. We współczesnej narracji orędowników antropogenicznego ocieplenia globalnego przeważa jednak pogląd o coraz szybszym wzroście średniej temperatury globalnej w ostatnich 200 latach, spowodowanej emisją gazów cieplarnianych (w tym przede wszystkim dwutlenku węgla) wskutek rosnącego spalania paliw kopalnych.

Wyraźne ocieplenie na początku XX wieku (Early Twentieth Century Warming – ETCW) jest udokumentowane w oficjalnych danych pomiarowych (ryc. 1) i jest również widoczne na tzw. kiju hokejowym, czyli krzywej średniej rocznej temperatury globalnej opracowanej przez Manna i in. (1998, 1999) i, mimo fundamentalnych błędów metodycznych, zawartych w kolejnych raportach Międzyrządowego Panelu ds. zmian klimatu (IPCC, 2001, 2013, 2021). Istnienie ETCW zostało jednak zupełnie zignorowane w raportach IPCC, a próby wyjaśniania jego przyczyn podejmowano jedynie sporadycznie (np. Hegerl i in., 2018), chociaż zrozumienie mechanizmu ETCW i następującego po nim ochłodzenia są kluczowe dla przetestowania naszej wiedzy o współczesnej zmianie klimatu, w tym wyjaśnienia roli naturalnej, multidekadalnej cykliczności klimatu i wpływu działalności człowieka oraz dla prognozowania przyszłych zmian klimatu i jego skutków.

W latach 30. XX wieku w środkowej części Stanów Zjednoczonych odnotowano niepobite do dziś rekordy temperatury dziennej, a także susze i burze pyłowe, co wiązano z intensywnym rozwojem rolnictwa na preriach środkowego zachodu. Jednak ETCW stwierdzono także w wielu innych regionach, m.in. w Arktyce, w postaci suszy w Australii w latach 1937–1945, osłabienia monsunu indyjskiego oraz suszy latem i falami gorąca w Europie w drugiej połowie lat 40. Podczas ETCW wzrosły wskaźniki pacyficznej oscylacji dekadalnej (PDO) i atlantyckiej oscylacji południkowej (AMO), pozostając podwyższone aż do lat 40. Wskutek długotrwałej suszy w latach 30., plony zbóż w Stanach Zjednoczonych zmniejszyły się o 30%, a ceny żywności w Indiach wzrosły dwukrotnie. W Polsce w historii pomiarów temperatury w ETCW odnotowano: latem najwyższe (Ścinawa: 40,5°C w 1943 roku, Prószków: 40,2°C w 1921 roku) i zimą najniższe temperatury (Siedlce: -41,0°C w 1940 roku i Żywiec: -40,6°C w 1929 roku).



Ryc. 1. Roczne (linie cienkie) i pięcioletnie (linie grube) odchylenia temperatury dla lądów i powierzchni morza niepokrytej lodem, uśrednione względem lat 1951-1980; według http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs/

Fig. 1. Annual (thin lines) and five-year lowess smooth (thick lines) for the temperature anomalies (vs. 1951-1980) averaged over the Earth's land area and sea surface (free of ice at all times); after http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs/

Literatura:

Hegerl G.C., Brönnimann S., Schurer A., Cowan T., 2018 – The early 20th century warming: Anomalies, causes, and consequences. *WIREs Climate Change*, 9: e522; doi.org/10.1002/wcc.522.

Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1998 – Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392: 779–787.

Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1999 – Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters*, 26: 759–762.

IPCC, 2001 – The Third Assessment Report (TAR), Working Group I: The Scientific Basis. https://www.ipcc.ch/.

IPCC, 2013 – The Fifth Assessment Report (AR5): the Physical Science Basis. https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/.

IPCC, 2021 – The Sixth Assessment Report (AR6), Climate Change: The Physical Science Basis. doi.org/10.1017/9781009157896.

Strona internetowa: http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs/ (dostęp 28.06.2026).

W jakim stopniu zapis paleomagnetyczny w lessach pozwala na uszczegółowienie ich chronostratygrafii oraz rekonstrukcję kierunków dawnej cyrkulacji atmosferycznej – przykłady z Polski i Ukrainy

To what extend does the paleomagnetic record allow for a more detailed chronostratigraphy and reconstructing the past directions of atmospheric circulation in loess – examples from Poland and Ukraine

Jerzy Nawrocki(1, 2)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jerzy.nawrocki@pgi.gov.pl
(2) Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin

Od dziesięcioleci wyniki badań magnetostratygraficznych wspierają chronostratygrafię lessów z całego świata. Wsparcie to ogranicza się jednak w dużej mierze do wyznaczenia miejsca w obrębie lessów starszych, gdzie nastąpiła walna zmiana polarności magnetycznej z odwrotnej na normalną, czyli określenia granicy chronów magnetycznych Brunhesa i Matuyamy. W znacznie mniejszym stopniu zastosowanie na tym polu znajdują wycieczki paleomagnetyczne, czyli krótkotrwałe odwrócenia polarności magnetycznej. Z różnych względów ich zapis w osadach lessowych jest bardzo rzadki. Lessy z południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy, należące do prowincji zimnej i suchej, wydają się być jednak wyjątkowo przydatnymi do rekonstrukcji subtelnych zmian pola geomagnetycznego, w tym jego zmian wiekowych o okresach około tysiąca lat i krótszych. Zapis tych zmian może pozwolić na znacznie szczegółowszy podział chronostratygraficzny lessów ze wskazanego regionu niż ten zapewniany wynikami datowań TL i OSL.

Anizotropia podatności magnetycznej lessów znalazła zastosowanie w badaniach związanych z rekonstrukcją dawnej cyrkulacji atmosferycznej. Lessy z południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy należą i w tym zakresie do najbardziej przydatnych. Zapisane w nich zmiany kierunków wiatrów są związane ze zmianami konfiguracji lądolodu skandynawskiego. Jego nasuwaniu się w kierunku południowym towarzyszyło pojawienie się na obszarach lessowych północnych wiatrów katabatycznych. Tempo zmiany cyrkulacji atmosferycznej w zależności od lokalizacji profili lessowych wynosiło w Europie Centralnej od około 30 lat do nieco ponad 100 lat.

Jaką informację o lokalnych i regionalnych warunkach klimatycznych w późnym triasie Górnego Śląska niesie flora zachowana w wapieniu woźnickim?

What can the flora preserved in the Woźniki Limestone tell us about the local and regional climate of Late Triassic Upper Silesia?

Grzegorz Pacyna(1), Sławomir Florjan(2), Jadwiga Ziaja(3), Maria Barbacka(3), Anna Setlik(4), Joanna Białek(4)

(1) Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii, Instytut Botaniki, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków; grzegorz.pacyna@uj.edu.pl
(2) Uniwersytet Jagielloński, Centrum Edukacji Przyrodniczej, ul. Gronostajowa 5, 30-387 Kraków; slawomir.florjan@uj.edu.pl
(3) Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. Władysława Szafera, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; j.ziaja@botany.pl, maria.barbacka@gmail.com
(4) Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Instytut Nauk Geologicznych, Muzeum Geologiczne im. Henryka Teisseyre, ul. W. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław; anna.setlik@uwr.edu.pl, joanna.bialek@uwr.edu.pl

Ogniwo wapienia woźnickiego to zespół uławiconych jasnych wapieni mikrytowych (tzw. wapień woźnicki) i otaczających je pakietów iłowcowo-mułowcowych o miąższości do 40 m, występujących w górnej części formacji z Grabowej. Wiek tego ogniwa był przez różnych autorów podawany jako norycki, retycki lub wczesnojurajski. Obecnie przeważa pogląd o jego noryckim wieku, poparty licznym występowaniem w tym ogniwie roślin iglastych o ulistnieniu typu *Brachyphyllum–Pagiophyllum*, podobnie jak w noryckim ogniwie z Patoki, którego ogniwo wapienia woźnickiego jest przynajmniej częściowo lateralnym odpowiednikiem. Wapień woźnicki występuje w wąskim pasie pomiędzy Porębą a Lublińcem, gdzie tworzy wyraźny element geomorfologiczny, zwany progiem górnotriasowym. Wapień ten powstał na dużym obszarze źródliskowym w strefie uskokowej Kraków–Lubliniec, a wody zawierające rozpuszczone węglany pochodziły z krasowienia hydrotermalnego występujących w podłożu wapieni triasowych i paleozoicznych. Najnowsza interpretacja genezy wapienia woźnickiego jest autorstwa Szulca i współautorów (2006). Kwestionują oni wcześniejsze poglądy o jeziornym pochodzeniu tego wapienia i dowodzą, że tworzył się on na obszarze źródeł i na terenach podmokłych, na które rozlewały się wody bogate w rozpuszczony węglan wapnia. Wapień tworzył się podczas faz osuszenia klimatu pomiędzy fazami jego zwilgotnienia, kiedy powstawały towarzyszące mu osady klastyczne. Szczątki roślin występują w trawertynach z facji źródliskowej (Ligota, Poręba) i wapieniach facji obszarów podmokłych – bagien i mokradeł (Myszków, Poręba). Skamieniałości roślin w wapieniu woźnickim zostały odkryte przez F. Roemera (1867, 1870). Oznaczył on dwa gatunki paproci z niewielkiego kamieniołomu w Ligocie koło Woźnik (obecnie część miasta Woźniki). Niedługo później M. Raciborski podczas przeglądania kolekcji Roemera rozpoznał w jego materiale szczątki wątrobowca, które opisał jako nowy rodzaj i gatunek *Palaeohepatica roemeri* (Raciborski, 1892, 1893). Kolejne okazy roślin zachowanych w wapieniu woźnickim zostały pozyskane podczas badań geologicznych S.Z. Różyckiego, S. Siedleckiego, S.M. Gąsiorowskiego i J. Szulca (Gąsiorowski, Piekarska, 1977; Szulc i in., 2006). Znalezione skamieniałości roślinne pochodzą z Myszkowa (Nowej Wsi) i Poręby; należą do skrzypowych i iglastych. Materiały te nie zostały szczegółowo opracowane paleobotanicznie, jedynie okazy zebrane przez Gąsiorowskiego zostały wstępnie udokumentowane w niepublikowanej pracy magisterskiej I. Zgierskiej (1976), wykonanej pod kierunkiem M. Reymanówny. Niestety w żadnej publikacji nie został narysowany profil odsłonięcia wapienia woźnickiego ze wskazaniem poziomów występowania flory, co bardzo utrudnia interpretacje paleoekologiczne. Jedynie w pracy Zgierskiej został przedstawiony uproszczony profil 3-metrowego odsłonięcia wapienia woźnickiego w kamieniołomie w Myszkowie. W obrębie tego profilu na głębokości 135–110 cm występuje warstwa z odlewami gałązek iglastych, a wyżej – na głębokości 85–50 cm – warstwa z odlewami pędów skrzypów. Litologia wapienia wskazuje na jego bagienne pochodzenie. Prawdopodobnie mamy tu do czynienia z mokradłem śródleśnym, do którego zostały napławione stosunkowo duże (średnio

około 10 cm długości) gałązki iglaste. W kolejnej fazie mokradło uległo spłyceniu i zarośnięciu przez skrzypy, które zachowały się w pozycji wzrostu.

Badania finansowane przez Narodowe Centrum Nauki, granty nr 2021/43/B/ST10/00941 i 2022/45/B/NZ8/02000.

Literatura:

Gąsiorowski S.M., Piekarska E., 1976 (1977) – Woźniki Limestone (? Lower Jurassic, Upper Silesia). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences de la Terre*, 24, 3/4: 177–182.
Raciborski M., 1892 – Zapiski paleobotaniczne. 11. Najstarszy znany wątrobowiec. *Kosmos*, 17, 11/12: 526–533.
Raciborski M., 1893 – Ueber ein neues fossils Lebermoos. *Jahres-Bericht der Schlesischen Gesellschaft für Vaterländische Cultur*, 70: 26–27.
Roemer F., 1867 – Neuere Beobachtungen über die Gliederung des Keupers und ihn zunächst überlagernden Abteilung der Juraformation in Oberschleschien und ihn den angrenzenden Theilen von Polen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesselschaft*, 19: 255–269.
Roemer F., 1870 – Geologie von Oberschlesien. Nischkowsky, Breslau.
Szulc J., Gradziński M., Lewandowska A., Heunisch C., 2006 – The Upper Triassic crenogenic limestones in Upper Silesia (southern Poland) and their paleoenvironmental context. *Geological Society of America Special Paper*, 416: 133–151.
Zgierska I., 1976 (niepubl.) – O szczątkach roślinnych z wapieni woźnickich. Praca magisterska, Zakład Paleobotaniki, Instytut Botaniki, Uniwersytet Jagielloński, 32 str.

Klimat a bioróżnorodność w ordowiku

Climate and biodiversity in the Ordovician

Teresa Podhalańska(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; teresa.podhalanska@pgi.gov.pl

Ordowik to okres największych zmian różnorodności biologicznej w historii Ziemi: wielkiej radiacji we wczesnym środkowym ordowiku oraz masowego wymierania w późnym ordowiku. Decydujący wpływ na bioróżnorodność miały zmiany klimatyczne: długi okres cieplarniany (*greenhouse*) z wysoką zawartością CO_2 w atmosferze we wczesnym środkowym ordowiku i krótkotrwały spadek poziomu CO_2 w hirnancie w fazie glacjalnej (*icehouse*) oraz związane z nimi eustatyczne fluktuacje poziomu morza, temperatury i cyrkulacji oceanicznej. Czynnikami sprzyjającymi wielkiej ordowickiej radiacji były także: paleogeografia, wulkanizm oraz wielki rozkwit fitoplanktonu jako podstawowego ogniwa łańcucha pokarmowego.

Wielkie wymieranie w hirnancie, jak się przyjmuje drugie co do wielkości w historii świata organicznego, dotknęło w skali globalnej zarówno organizmy pelagiczne, jak i bentosowe i było związane przede wszystkim ze zmianami klimatycznymi i wielkim zlodowaceniem Gondwany. Zmianom w środowisku abiotycznym, takim jak zmiany facji, warunków oksydacyjno-redukcyjnych, składu chemicznego i temperatury oceanów i mórz, towarzyszą zmiany biotyczne w krytycznym interwale czasowym. Identyfikacja zmian bioróżnorodności pozwoliła na wydzielenie szeregu zespołów biotycznych w ordowiku górnym i sylurze dolnym oraz faz ich rozwoju: fazy sprzed okresu wymierania, fazy wymierania, fazy przeżycia, oraz fazy odrodzenia i rozkwitu. Także w zespole planktonicznych organizmów, jak graptolity, można wyróżnić charakterystyczne dla epizodów masowych wymierań fazy rozwoju w późnym ordowiku i wczesnym sylurze: wymierania i przeżycia, stagnacji oraz odrodzenia i rozkwitu. Obecność fauny *Hirnantia* oraz dropstonów w górnoordowickich profilach wielu regionów świata w tym Polski datuje maksimum zlodowacenia paleokontynentu Gondwany, ochłodzenia klimatycznego i regresji w niższej części hirnantu.

Po globalnej destabilizacji ekosystemów w późnym ordowiku nastąpiło ocieplenie klimatyczne, szybka transgresja i postępująca anoksja.

Wymarcie fauny *Hirnantia* było związane z pogłębiającą się transgresją morską postępującą w miarę globalnego ocieplenia już w późnym hirnancie, zatapianiem uprzednio odsłoniętych obszarów szelfowych, wzrostem produktywności i pogarszających się warunków tlenowych w strefie dennej. Szybki rozkwit graptolitów sylurskich po fazie wymierania w hirnancie był związany przede wszystkich ze wzrostem pierwotnej produktywności i dostarczania ogromnej ilości składników odżywczych w strefach upwellingów.

Zmiany bioróżnorodności można korelować ze zmianami zachodzącymi w środowisku abiotycznym szelfów w tym szelfu Bałtyki: zmianami facji, zmianami warunków oksydacyjno-redukcyjnych, zmianami składu chemicznego i stosunków izotopowych w skale. Zmiany biotyczne i abiotyczne zarejestrowane w osadach ordowiku górnego i syluru dolnego basenu bałtyckiego uwarunkowane czynnikami glacieustatycznymi umożliwiają korelację z innymi obszarami dawnego kontynentu Bałtyki i korelację międzyregionalną.

Rekonstrukcja klimatu i środowiska w trakcie interglacjału eemskiego na obszarze północnego Mazowsza

Reconstruction of vegetation and climate during the Eemian Interglacial in northern Masovia

Dominika Sieradz-Bańka(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; dominika.sieradz-banka@pgi.gov.pl

Interglacjał eemski jest najbliższym holocenowi okresem ciepłym, w którym na naturalne zmiany klimatyczne nie nakładał się wpływ działalności człowieka. Dlatego jest to niezwykle ważny okres dla modelowania przyszłych zmian klimatycznych.

Osady z tego okresu na terenie Polski są stosunkowo dobrze rozpoznane i najczęściej opisuje się je z obszaru pomiędzy zlodowaceniem odry (Saalian), a maksymalnym zasięgiem zlodowacenia wisły (Vistulian) z obszaru tzw. kopalnego pojezierza eemskiego (Bruj, Roman, 2007). Jako obszar badań wybrano obszar północnego Mazowsza utożsamiany w tym przypadku z Niziną Północnomazowiecką według podziału fizycznogeograficznego Polski (Richling i in., 2021). Obszar ten jest stosunkowo słabo rozpoznany pod względem występowania osadów interglacjału eemskiego, a także istnieje tu stosunkowo niewielka liczba dobrze opracowanych pod kątem palinologicznym stanowisk. Dodatkowo są one głównie usytuowane na granicy obszaru, natomiast centralna część pozostaje nadal słabo zbadana.

Do przeprowadzenia rekonstrukcji klimatu i środowiska wykorzystano najnowsze dane ze stanowisk Białe Błota i Srebrna, opracowanych w ramach grantu tutorialnego pt. „Rekonstrukcja zmian klimatu w wybranych stanowiskach północnego Mazowsza w okresie od integlacjału eemskiego do vistulianu (MIS5-MIS2)" (Sieradz i in., 2024a, b) stanowiska Stara Maryśka II (Rychel i in., 2022) oraz danych z sześciu stanowisk opracowanych przez K. Krupińskiego, tj. Zieluń, Śniedzanowo, Nadolnik, Studzieniec, Dąbrówki oraz Leszczyno (Krupiński, 2005; Krupiński i in., 2006). Porównanie to uwidoczniło zarówno różnice, jak i podobieństwa między profilami z północnego Mazowsza z okresu interglacjału eemskiego. Rekonstrukcje klimatyczne i środowiskowe dla tego regionu opracowano na podstawie dostępnych szczegółowych danych palinologicznych, uwzględniając takie czynniki, jak wielkość i głębokość poszczególnych zbiorników jeziornych oraz zmieniające się w czasie tempo ich sedymentacji (Sieradz-Bańka, 2026).

Literatura:

Bruj M., Roman M., 2007 – Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna lądolodów zlodowaceń środkowopolskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 425: 29–36.

Krupiński K.M., 2005 – Badania paleobotaniczne młodoplejstoceńskich osadów jeziornych Wysoczyzny Płockiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 184.

Krupiński K.M., Kotarbiński J., Skompski S., 2006 – Osady jeziorne interglacjału eemskiego w Leszczynie – Wysoczyzna Płocka. *Przegląd Geologiczny*, 54, 7: 632–638.

Richling A., Solon J., Macias A., Balon J., Borzyszkowski J., Kistowski M. (red.), 2021 – Regionalna geografia fizyczna Polski: 276-285. Praca zbiorowa. Bogucki Wydawnictwo Naukowe.

Rychel J., Sieradz D., Massalska B., Standzikowski K., Wasiluk R., Woronko B., Nawrocki J., 2022 – Rekonstrukcja zmian paleośrodowiskowych w eemskich zagłębieniach bezodpływowych przedpola lądolodu ostatniego zlodowacenia na przykładzie stanowiska Stara Maryśka II (Północne Mazowsze, Polska Centralna). *Landform Analysis*, 41: 53–68; doi: 10.12657/landfana-041-004.

Sieradz D., Mirosław-Grabowska J., Rychel J., 2024a – Organic shales in some Polish Eemian deposits: The case study of the Srebrna palaeolake. Geological Quarterly, 68, 44; https:// doi.org/10.7306/gq.1772.

Sieradz D., Mirosław-Grabowska J., Rychel J., Massalska B., Zbucki Ł., 2024b – Evolution of a kettle hole from the late Saalian to the Holocene: A case study from Białe Błota, northern Masovia, central Poland. *Catena*, 245, 108299; https://doi.org/10.1016/j.catena.2024.108299.

Sieradz-Bańka D.. 2026 – Reconstruction of vegetation and climate during the Eemian Interglacial in northern Masovia, central Poland. *Quaternary International*, 768, 110232.

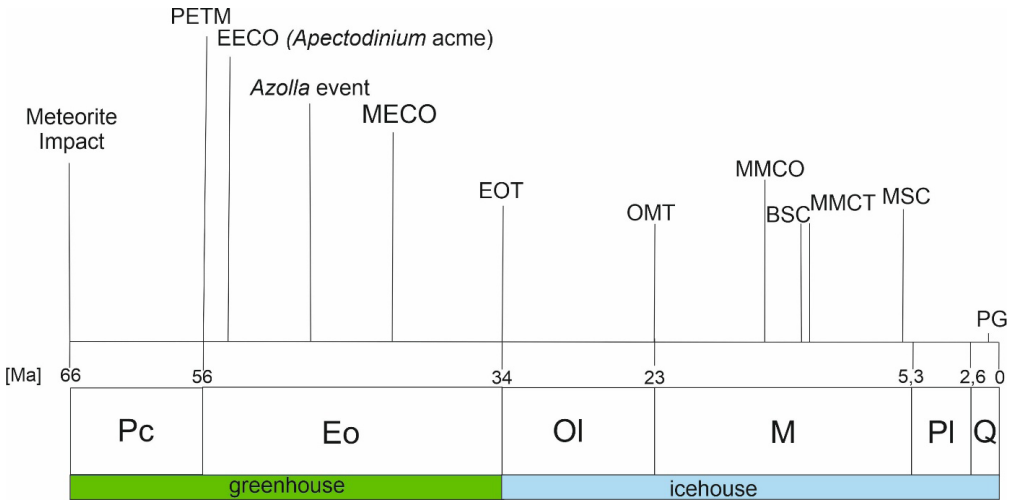
Kamienie milowe paleogeńskich i neogeńskich zmian klimatycznych zapisane w osadach z Niżu Polskiego

Milestones of Paleogene and Neogene climate change recorded in sediments from the Polish Lowlands

Barbara Słodkowska(1), Jacek Robert Kasiński(2)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; barbara.slodkowska@pgi,gov.pl
(2) emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, ul Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jacekkasinski02@gmail.com

Zmiany klimatyczne w paleogenie i neogenie zapisały się jako kamienie milowe, określone punkty na osi czasu, jako wydarzenia przełomowe wyznaczające trendy w ewolucji klimatu. Paleogen i neogen obfitował w wydarzenia tej rangi mające wpływ na rozwój świata organicznego i zmiany środowisk sedymentacji osadów. Śledząc koleje tych zmian odtwarzamy burzliwą historię potwierdzając, że klimat nie jest zjawiskiem stałym, a podlega ciągłym oscylacjom i przemianom.



Ryc. 1. Globalne zdarzenia klimatyczne w paleogenie i neogenie: PETM – *Paleocene Eocene Termal Maximum* – paleoceńsko-eoceńskie maximum termalne, EECO – *Early Eocene Climatic Optimum* – wczesnoeoceńskie optimum klimatyczne, MECO – *Middle Eocene Climatic Optimum* – środkowoeoceńskie optimum klimatyczne, EOT – *Eocene Oligocene Transition* – eoceńsko-oligoceńskie przejście, OMT – *Oligocene Miocene Transition* – oligoceńsko-mioceńskie przejście, MMCO – *Middle Miocene Climatic Optimum* – środkowomioceńskie optimum klimatyczne, BSC – *Badenian Salinity Crisis* – badeński kryzys salinarny, MMCT – *Middle Miocene Climatic Transition* – środkowomioceńskie przejście, MSC – *Mesinian Salinity Crisis* – messyński kryzys salinarny, PG – *Pleistocene Glaciations* – zlodowacenia plejstoceńskie; Pc – paleocen, Eo – eocen, Ol – oligocen, M – miocen, Pl – pliocen, Q – czwartorzęd (źródło: Słodkowska, Kasiński, 2025).
Fig. 1. Global climatic events: PETM – Paleocene Eocene Thermal Maximum, EECO – Early Eocene Climatic Optimum, MECO – Middle Eocene Climatic Optimum, EOT – Eocene Oligocene Transition, OMT – Oligocene Miocene Transition, MMCO – Middle Miocene Climatic Optimum, BSC – Badenian Salinity Crisis, MMCT – Middle Miocene Climatic Transition, MSC – Mesinian Salinity Crisis, PG –Pleistocene Glaciations, Pc - Paleocene, Eo - Eocene, Ol - Oligocene, M - Miocene, Pl - Pliocene, Q - Quaternary

Takich globalnych zmian klimatycznych było w tym czasie kilkanaście, większość z nich ma swój zapis w osadach paleogenu i neogenu. Przyczynami tych zmian były najczęściej czynniki geotektoniczne lub orbitalne. Zapis zmian rozpoczyna się od spektakularnego wydarzenia na granicy ery mezozoicznej i kenozoicznej, czyli ostatniego wielkiego wymierania większości organizmów, spowodowanego upadkiem meteorytu, a także wylewami lawy na Dekanie. Z powodu utrzymujących się długotrwale pyłów po wybuchach wulkanów, osłabła insolacja i klimat uległ ochłodzeniu. Taka globalna katastrofa pociągnęła za sobą przebudowę świata organicznego na całym świecie, który ewoluował w kierunku współczesności. Zapis tego epizodu klimatycznego zachował się w kilku miejscach w Polsce. Ważnym wydarzeniem o charakterze globalnym jest paleogeńsko-eoceńskie maksimum termiczne (PETM), krótkotrwałe bardzo znaczące ocieplenie, które spowodowało ekspansję ciepłolubnych gatunków fauny i flory do stref okołobiegunowych. Na obszarze Niżu Polskiego z tym zdarzeniem można wiązać powstanie nadbrzeżnych bagnisk, z których utworzył się VII odrzański pokład węgla brunatnego w NW Polsce. Kolejnym globalnym zdarzeniem było wczesnoeoceńskie optimum klimatyczne (EECO), w tym czasie na obszarze Polski niżowej panowały warunki lądowe i rosły bujne, wielogatunkowe lasy. Skutki tego ocieplenia zapisały się w środkowym i późnym eocenie w postaci osadów bursztynonośnych. Żywica tych drzew dała początek bogatym złożom bursztynu. Schyłek eocenu i początek oligocenu to zdarzenie klimatyczne wysokiego rzędu. Nastąpiło wówczas przejście od świata cieplarnianego (bez pokryw lodowych) *greenhouse,* do świata chłodniejszego, zlodowaconego, ze stałymi pokrywami lodowymi na obu biegunach *icehouse.* To zdarzenie nazywane jest również eoceńsko-oligoceńską przemianą (EOT). Zmiana klimatu doprowadziła do zmian roślinności, od tego czasu notuje się początek strefowości roślinnej i sezonowości. Nastąpił koniec starożytnego tropikalnego świata roślinnego, wiele gatunków wymarło. Oligocen to czas, w którym zaczęła panować roślinność zbliżona do współczesnej. W miocenie zaznaczyły się wyraźne cykliczne oscylacje klimatyczne. Na obszarze Niżu Polskiego przy sprzyjających warunkach klimatycznych tworzyły się pokłady węgla brunatnego. Stabilne warunki wysokiej temperatury i wilgotności panowały ponad 11 mln lat, od oligocenu do miocenu. Ta węglotwórczość swoją największą intensywność osiągnęła w miocenie środkowym, kiedy to powstały III ścinawski, II łużycki i I koniński pokłady węgla brunatnego. Ma to związek ze środkowmioceńskim optimum klimatycznym (MMCO). Stopniowe wypiętrzanie się łuku Alp i Karpat stworzyło barierę orograficzną utrudniającą dopływ wilgotnych i ciepłych mas powietrza z południa. To zjawisko jest znane jako środkowomioceńska przemiana klimatyczna (MMCT). Nastąpił wówczas schyłek węglotwórczości, klimat stał się chłodniejszy i bardziej suchy, nie sprzyjający rozwojowi rozległych bagnisk. Na przedpolu wypiętrzającego się orogenu karpackiego, w kurczącym się i wysychającym morzu Paratetydy, przy przewadze parowania nad opadami w kilku cyklotemach, utworzyły się sole kamienne i gipsy (badeński kryzys salinarny – BSC). W późnym miocenie nastąpił spadek temperatury i wilgotności, który spowodował zmiany w zbiorowiskach roślinnych, rozluźnienie i mniejszy zasięg pokrywy leśnej. Ważnym wydarzeniem klimatycznym u schyłku miocenu był kolejny, kryzys salinarny – messyński (MSC), podczas którego w rejonie śródziemnomorskim przy znacznej ewaporacji powstały osady solne. Echem tego zdarzenia na obszarze Polski są polewy pustynne na Roztoczu. Epoka pliocenu to czas dalszego, stopniowego ochładzania i osuszania klimatu, nastąpiła adaptacja roślin do zmniejszonej zawartości CO_2. Panowały bezdrzewne, otwarte zbiorowiska roślinne typu stepu, sawanny, prerii, nastąpiła wówczas ekspansja traw. Na obszarze Niżu Polskiego dominowały osady klastyczne facji rzecznych. Ten typ sedymentacji dominował przez ponad 4 miliony lat, aż do starszego, przedglacjalnego czwartorzędu, kiedy to około 0,9 mln lat temu nastąpiła transgresja plejstoceńskich lądolodów.

Literatura:

Słodkowska B., Kasiński J., 2025 – Global and regional palaeoclimate records from the Paleogene and Neogene: Selected examples from the Polish Lowland. *Przegląd Geologiczny*, 73, 2: 139–144; doi: http://dx.doi.org/10.7306/2025.12.

Analiza sejsmostratygraficzna osadów paleodelty Wisły na podstawie danych ultrawysokorozdzielczych UHRS jako zapisu wahań poziomu Morza Bałtyckiego we wczesnym holocenie

Seismostratigraphic analysis of Vistula paleodeltaic sediments on Ultra-High Resolution Seismic data as a record of sea level fluctuations during early Holocene

Kacper Sokół(1), Marta Kozioł(1), Bartosz Kurjański(2), Elżbieta Maszloch(1), Radosław Wróblewski(1, 3)

(1) MEWO S.A., ul. Starogardzka 17A, 83-010 Straszyn; ksokol@mewo.eu, mkoziol@mewo.eu, emaszloch@mewo.eu
(2) University of Aberdeen, King's College, Aberdeen, AB24 3FX, Scotland, UK; bkurjanski@abdn.ac.uk
(3) Uniwersytet Morski w Gdyni, Instytut Morski, ul. Roberta de Plelo 20, 80-548 Gdańsk; rwroblewski@im.umg.edu.pl

Zrozumienie zmian względnego poziomu wody w basenie obecnej południowej części Morza Bałtyckiego po wycofaniu się lądolodu skandynawskiego (~15 ka) ma kluczowe znaczenie dla rekonstrukcji paleośrodowisk depozycyjnych i paleogeografii w późnym glacjale i holocenie. Jest to szczególnie istotne w przypadku stadiów Bałtyckiego Jeziora Lodowego i Jeziora Ancylusowego, kiedy to ten obszar był odcięty od oceanu światowego, a zmiany poziomu wody były niezależne od eustatycznych zmian poziomu morza. Bliskość wycofującego się lądolodu i wynikające z tego ruchy izostatyczne skorupy ziemi jeszcze bardziej skomplikowały ten obraz.

O ile rekonstrukcja przeszłych poziomów wody Bałtyku na obszarach obecnie wyniesionych jest relatywnie dobrze poznana i opisana (na przykład na podstawie datowania zachowanych paleowybrzeży), o tyle dużo uboższe są dane dotyczące obszarów obecnie znajdujących się pod wodą. W tym kontekście paleodelta Wisły jest bardzo wartościowym obszarem.

Przedstawione wstępne wyniki analizy danych sejsmicznych ultrawysokiej rozdzielczości (UHRS), pozyskanych w rejonie paleodelty Wisły (Zatoka Gdańska) w ramach prac badawczych realizowanych przez MEWO S.A., pozwalają na szczegółowe prześledzenie zmian poziomu wody w trakcie formowania się stożka. Na podstawie interpretacji obrazów sejsmicznych rozpoznano osady budujące dno Zatoki Gdańskiej do głębokości 140 m p.p.m. Zidentyfikowano osady kredy, których nierówny, erozyjny strop zalega na głębokości 100–110 m p.p.m. Są one przykryte osadami czwartorzędu, w obrębie których wyróżniono trzy główne serie: zdeformowane osady o genezie glacjalnej ze stropem na głębokości 60–70 m p.p.m. oraz dwie serie osadów paleodelty zalegające na osadach glacjalnych. Starsza seria deltowa charakteryzuje się wyraźnym poziomem erozyjnym w stropie, położonym na głębokości 30–50 m p.p.m., oraz obecnością śladów kanałów rozprowadzających na powierzchni równi deltowej. Młodsza seria osadów deltowych z erozyjnym stropem położonym na głębokości około 35 m p.p.m. jest przykryta nieciągłą, cienką warstwą współczesnych osadów morskich. Analogiczna sekwencja wyraźnych trzech serii osadowych zalegających na osadach kredy została rozpoznana również w osadach przedpola paleodelty, na głębokości od około 90 do 55 m p.p.m.

Uzyskane wyniki wskazują na możliwość korelacji rozpoznanych serii osadowych paleodelty Wisły ze zmianami poziomu morza zachodzącymi od fazy Bałtyckiego Jeziora Lodowego do początku transgresji litorynowej. Świadczą one o bardzo dynamicznych wahaniach poziomu wody w późnym glacjale i holocenie oraz otwierają nowe możliwości uszczegółowienia dotychczasowej wiedzy na ten temat.

Otwornice aglutynujące ze środowisk stresowych we fliszu polskich Karpat zewnętrznych (kreda–paleocen): analiza morfogrupowa

Agglutinated foraminifera from stress environments in the flysch of the Polish Outer Carpathians (Cretaceous–Paleocene): Morphogroup analysis

Andrzej Szydło(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; aszy@pgi.gov.pl

Środowiska morskie na całym świecie są narażone na niekorzystne skutki niedotlenienia i zakwaszenia, wzmagane zmianami cyrkulacji oceanicznej i atmosferycznej, a także poziomu morza. Czynniki te znacząco wpływają na mikroorganizmy zasiedlające te obszary, co zaobserwowano w ich morfologii i różnorodności. Zależność tę zbadano z wykorzystaniem aglutynowanych otwornic bentonicznych z kredowo-wczesnopaleogeńskiego fliszu polskich Karpat. Mikrofauna pochodziła z łupków tworzących odrębne jednostki litologiczne (łupki cieszyńskie górne, łupki wierzowskie i łupki spaskie) lub występujących jako przewarstwienia w obrębie turbidytów (formacja z Lgoty, formacja z Istebnej). Zebrane otwornice przeanalizowano pod kątem ich morfologii, pozycji życiowej i preferencji żywieniowych, aby zdefiniować morfogrupy przydatne w dokumentowaniu kryzysów środowiskowych. Grupy te obejmują: 1) formy głęboko osadowe żywiące się bakteriami beztlenowymi (*Reophax, Bolivinopsis*), 2) formy powierzchniowe (*Ammodiscus, Rzehakina*), 3) epifaunę wyprostowaną (*Rhizammina, Rhabdammina*) lub 4) infaunę i semiinfaunę (*Glomospira, Trochammina, Haplophragmoides, Recurvoides, Plectorecurvoides*), żywiącą się osadami i zawiesinami. Zależności te omówiono w kontekście oceanicznych zdarzeń beztlenowych (OAE) i procesów geochemicznych. Otwornice dysaerobowe i eutroficzne występują w ciemnych, bogatych w materię organiczną łupkach, odzwierciedlając okresy niedoboru tlenu spowodowane uwalnianiem dużych ilości węgla organicznego, metanu lub gazów wulkanicznych w środowiskach morskich. Intensywny rozkład materii organicznej doprowadził do powstania stref dysoksycznych, w których osady były pozbawione tlenu i wzbogacone w metale śladowe wrażliwe na reakcje redoks. Siedliska bentosowe, bogate w fosfor, żelazo i materię organiczną (typ III) oraz zawierające minerały ilaste (kaolinit) wskazują na napływ wód bogatych w składniki odżywcze w okresach ciepłego klimatu. Zmiany w zespołach otwornic dokumentują również procesy sedymentacyjne, indukowane przez wysoką aktywność geotektoniczną, które doprowadziły do powstania turbidytów na tym obszarze. W rezultacie udokumentowano dwa typy mikrofauny. Pierwszy, pochodzący z kompleksów łupkowych, odzwierciedla okresy niedoboru tlenu w późnym walanżynie, wczesnym apcie (OAE 1a), wczesnym albie (OAE 1b) oraz na granicy cenomanu i turonu (OAE 2). Drugi, pochodzący z łupków znajdujących się w turbidytach, wskazuje na strefowe i krótkotrwałe zmiany natlenienia i przezroczystości wód przydennych w albie, kampanie, mastrychcie i wczesnym paleocenie.

Odkrycie pierwszego walenia z eocenu Polski i jego znaczenie dla ewolucji wczesnych Pelagiceti na tle zmian środowiskowych paleogenu

The discovery of the first Eocene whale from Poland and its significance for the evolution of early Pelagiceti in the context of Paleogene environmental changes

Daniel Tyborowski(1), Svitozar Davydenko(2), Weronika Wierny(3), Pavel Gol'din(2), Lucjan Gazda(4)

(1) Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; d.tyborowski@uw.edu.pl
(2) Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Instytut Zoologii im. I.I. Szmalhauzena, Vul. B. Khmelnytskogo, 15, 01054 Kijów, Ukraina; yurgenvorona@ukr.net, pavelgoldin412@gmail.com
(3) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; wwie@pgi.gov.pl
(4) Państwowa Akademia Nauk Stosowanych w Chełmie, ul. Pocztowa 54, 22-100 Chełm; lgazda@panschelm.edu.pl

Eocen był okresem jednej z najważniejszych transformacji ewolucyjnych w dziejach ssaków – przejścia waleni od lądowych przodków do całkowicie morskich form należących do kladu Pelagiceti obejmującego bazylozaurydy oraz linie prowadzące do współczesnych waleni (Neoceti) (Uhen, 2008; Gingerich, 2012). Proces ten przebiegał równolegle z głębokimi zmianami środowiskowymi zachodzącymi w oceanach paleogenu, obejmującymi reorganizację sieci troficznych, zmiany poziomu morza oraz przebudowę połączeń pomiędzy basenami oceanicznymi.

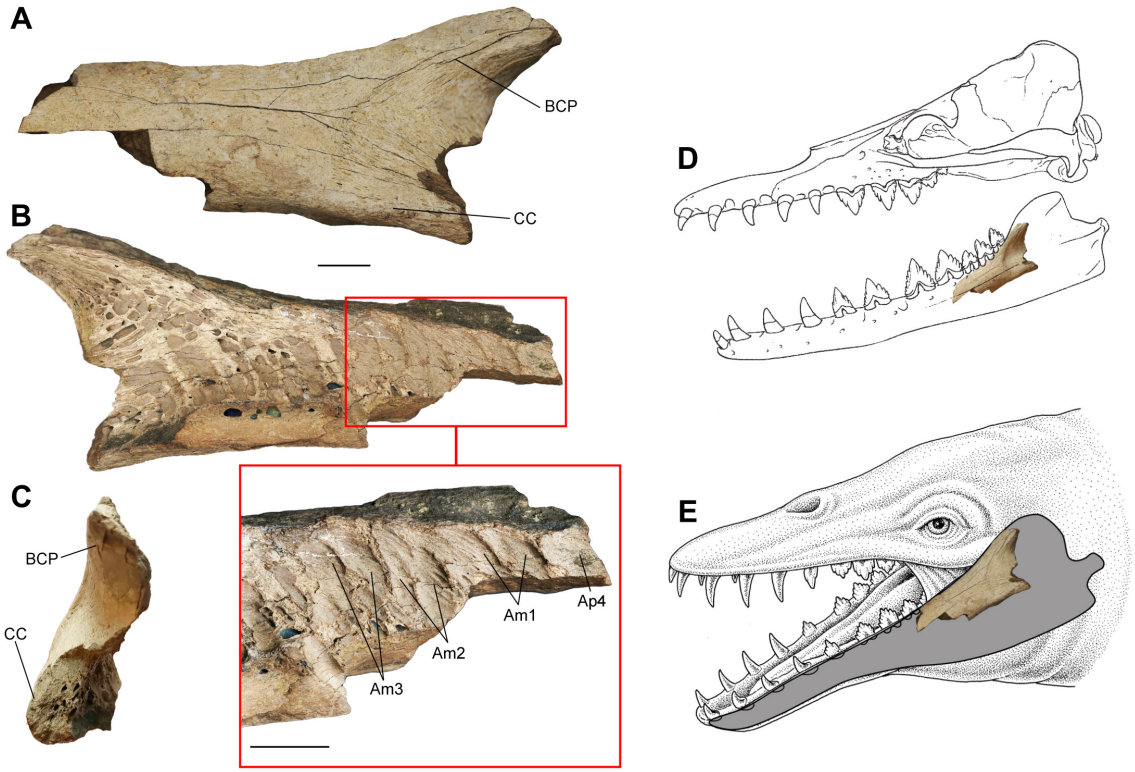
Podczas prac prowadzonych w kopalni bursztynu Fundusz Operator koło Lubartowa odkryto fragment tylnej części lewej żuchwy walenia (ryc. 1A–E) pochodzący z glaukonitowych osadów formacji z Siemienia (Tyborowski i in., 2026). Analiza zespołów nanoplanktonu wapiennego i dinocyst pozwala datować warstwy zawierające okaz na pogranicze bartonu i priabonu (~38 Ma). W późnym eocenie obszar dzisiejszej Lubelszczyzny stanowił część rozległego, płytkiego morza epikontynentalnego rozwiniętego na obrzeżeniu Platformy Wschodnioeuropejskiej, łączącego Basen Morza Północnego z obszarami wschodniej Tetydy i przyszłej Paratetydy. Zachowane cechy anatomiczne, obejmujące obecność parzysto rozmieszczonych zębodołów dla dwukorzeniowych zębów policzkowych (ryc. 1B), wydłużony i bocznie spłaszczony trzon żuchwy oraz rozwinięty grzebień mięśniowy (ryc. 1C), pozwalają zaliczyć okaz do Pelagiceti indet. i wykluczyć jego przynależność do ssaków lądowych czy innych grup kręgowców. Analiza porównawcza rozmiarów zębodołów wskazuje, że długość ciała zwierzęcia wynosiła około 1,7–2,1 m, co czyni go jednym z najmniejszych znanych w pełni morskich waleni eocenu.

Odkrycie to ma istotne znaczenie dla rekonstrukcji ewolucji i paleoekologii wczesnych Pelagiceti. W tym samym czasie w oceanach świata występowały już duże drapieżne bazylozaurydy, takie jak *Basilosaurus* czy *Dorudon*, zajmujące najwyższe poziomy troficzne (Fahlke, 2012; Voss i in., 2019). Obecność niewielkiego, prawdopodobnie rybożernego walenia w Polsce sugeruje, że zróżnicowanie ekologiczne i rozmiarowe tej grupy było dobrze rozwinięte już u schyłku eocenu środkowego. Podobne niewielkie formy znane są między innymi z Egiptu (*Tutcetus rayanensis*) oraz z innych stanowisk europejskich (Antar i in., 2023). Stanowisko lubartowskie wypełnia ponadto istotną lukę paleobiogeograficzną pomiędzy znaleziskami z Niemiec i Basenu Morza Północnego a faunami Ukrainy i wschodniej Tetydy. Wyniki badań wspierają hipotezę o istnieniu w późnym eocenie rozległych korytarzy migracyjnych przebiegających przez środkowoeuropejskie morza epikontynentalne i podkreślają znaczenie obszaru dzisiejszej Polski dla poznania wczesnej historii ewolucyjnej waleni.

Literatura:

Antar M.S., Gohar A.S., El-Desouky H., Seiffert E.R., ElSayed S., Claxton A.G., Sallam H.M., 2023 – A diminutive new basilosaurid whale reveals the trajectory of the cetacean life histories during the Eocene. *Communications Biology*, 6, 707; https://doi.org/10.1038/s42003-023-04986-w.

Fahlke J.M., 2012 – Bite marks revisited – evidence for middle-to-late Eocene *Basilosaurus isis* predation on *Dorudon atrox* (both Cetacea, Basilosauridae). *Palaeontologia Electronica*, 15, 3, 32A, 16.



Ryc. 1. Pierwszy znany waleń z eocenu Polski (Pelagiceti indet.) reprezentowany przez fragment lewej żuchwy (MWGUW ZI/125/1) z formacji z Siemienia z okolic Lubartowa (przełom bartonu i priabonu). A. Widok boczny okazu; B. Widok przyśrodkowy z powiększeniem okolicy zębodołów; C. Widok od strony tylnej; D. Rekonstrukcja położenia zachowanego fragmentu na czaszce wzorowanej na Dorudon atrox; E. Rekonstrukcja przyżyciowa głowy z zaznaczeniem przybliżonego położenia opisywanego elementu kostnego; autor rekonstrukcji Bogusław Waksmundzki. Skróty: BCP – podstawa wyrostka dziobiastego (base of coronoid process); CC – grzebień kłykciowy (condylar crest); Ap4 – zębodół czwartego przedtrzonowca (p4); Am1 – zębodół pierwszego trzonowca (m1); Am2 – zębodoły drugiego trzonowca (m2); Am3 – zębodoły trzeciego trzonowca (m3). Skale odpowiadają 1 cm

Fig. 1. The first known Eocene whale from Poland (Pelagiceti indet.), represented by a fragment of the left dentary (MWGUW ZI/125/1) from the Siemień Formation near Lubartów (Bartonian–Priabonian boundary). A. lateral view of the specimen; B. Medial view with an enlarged view of the alveolar region; C. Posterior view; D. Reconstruction of the anatomical position of the preserved fragment in a skull based on Dorudon atrox; E. Life reconstruction of the head showing the approximate position of the described skeletal element; reconstruction by Bogusław Waksmundzki. Abbreviations: BCP – base of coronoid process; CC – condylar crest; Ap4 – alveolus for the fourth premolar (p4); Am1 – alveolus for the first molar (m1); Am2 – alveoli for the second molar (m2); Am3 – alveoli for the third molar (m3). Scale bars equal 1 cm

Gingerich P.D., 2012 – Evolution of whales from land to sea. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 156: 309–323.
Tyborowski D., Davydenko S., Wierny W., Gol'din P., Gazda L., 2026 – The first Pelagiceti whale from the Eocene of Poland with its evolutionary and biogeographic significance. *The Anatomical Record*, 1–11; https://doi.org/10.1002/ar.70217.
Uhen M.D., 2008 – New protocetid whales from Alabama and Mississippi, and a new cetacean clade, Pelagiceti. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28: 589–593; https://doi.org/10.1671/0272-4634(2008)28[589:NPWFAA]2.0.CO;2.
Voss M., Antar M.S.M., Zalmout I.S., Gingerich P.D., 2019 – Stomach contents of the archaeocete *Basilosaurus isis*: Apex predator in oceans of the late Eocene. *PLoS One*, 14, 1, e0209021; https://doi.org/10.1371/journal.pone.0209021.

Historia sztormów w środkowym i późnym holocenie zapisana w osadach dna i wybrzeża Zatoki Gdańskiej

Middle and Late Holocene storm history recorded in sediments from the bottom and coast of the Gulf of Gdańsk

Szymon Uścinowicz(1), Witold Cieślikiewicz(1), Urszula Pączek(2), Paweł Sydor(3), Grzegorz Uścinowicz(2)

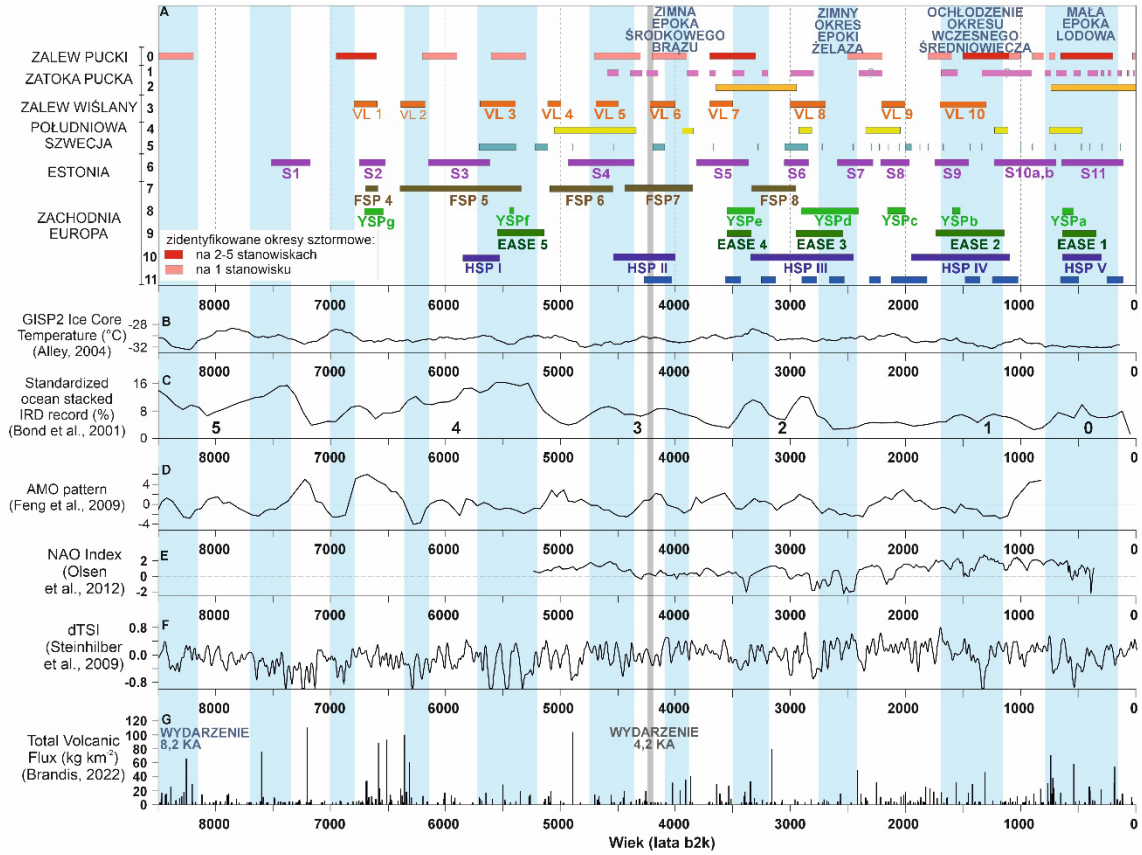
(1) Polska Akademia Nauk, Instytut Budownictwa Wodnego, ul. Kościerska 7, 80-328 Gdańsk; szymon.uscinowicz@ibwpan.gda.pl, witold.cieslikiewicz@ibwpan.gda.pl
(2) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk; urszula.paczek@pgi.gov.pl, grzegorz.uscinowicz@pgi.gov.pl
(3) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin; pawel.sydor@pgi.gov.pl

Zmiany klimatu i potencjalny wzrost częstości występowania i siły sztormów stanowią kluczowe wyzwanie dla społeczności nadmorskich. Dla ograniczenia skutków i adaptacji do zmian klimatycznych istotne jest poznanie skali i częstości występowania podobnych zdarzeń w przeszłości geologicznej. W latach 2000–2022 zrealizowano kilka projektów badawczych mających na celu poznanie zmian klimatu i poziomu morza w rejonie Zatoki Gdańskiej. Stanowiska badawcze były zlokalizowane w Zatoce Puckiej oraz na wybrzeżach Zalewów Wiślanego i Puckiego. Zakres badań obejmował: analizy granulometryczne, geochemiczne, okrzemkowe i palinologiczne. Wiek osadów określono metodą ^{14}C oraz palinologicznie, co zależnie od lokalnych warunków i ilości datowań, pozwoliło uzyskać rozdzielczość czasową zdarzeń od stuleci do dekad. Rozpoznano cztery typy warstw sztormowych z okresu ostatnich 8500 lat:

1. tempestyty – warstwy sztormowe, zapisane w osadach basenów sedymentacyjnych, odznaczające się grubszym ziarnem i obecnością domieszek okrzemek obcych w danym środowisku zapisane w osadach basenów sedymentacyjnych;
2. sztormowe warstwy piaszczysto-żwirowe z muszlami i detrytusem muszlowym powstałe w wyniku zdarzeń ekstremalnych zapisane w osadach przybrzeżnych;
3. laminy i warstwy piasków będące reliktami stożków przelewowych zapisane w torfowiskach nadbrzeżnych;
4. warstwy powodzi sztormowych zaznaczone w torfowiskach przybrzeżnych niewidocznymi makroskopowo domieszkami substancji chemicznych i okrzemek morskich.

Warstwy te, z wyjątkiem tempestytów z basenów sedymentacyjnych, zostały zdeponowane na poziomie wyższym niż średni poziom morza w danym czasie. Okresy sztormowe zidentyfikowane w osadach i na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej są zasadniczo zgodne z okresami sztormowymi rozpoznanymi w innych częściach Morza Bałtyckiego i zachodniej Europy. W skali stuleci wykazują one związek z okresami zimnymi i/lub przejściami między okresami zimnymi i ciepłymi, jednakże w przypadku większej rozdzielczości wyników ujawnia się bardziej złożony obraz powiązań z warunkami klimatycznymi – okresy sztormowe występowały też w okresach ciepłych. Ukazują to powiązania między okresami sztormowymi a zapisem temperatury z rdzenia lodowego GISP2 i zdarzeń Bonda. Istnieją również zauważalne powiązania z Atlantycką Oscylacją Wielodekadową (AMO) i Oscylacją Północnoatlantycką (NAO) (ryc. 1). Okresy chłodu oraz szczególnie częste i silne sztormy na wybrzeżach zachodniej Europy i Morza Bałtyckiego występowały w okresach superpozycji ujemnych AMO i NAO, jak na przykład we wczesnym średniowieczu (500–800 r. n.e.) i w małej epoce lodowej (1300–1800 r. n.e).

Fourierowska analiza spektralna zmienności różnych wskaźników (np. parametrów rozkładu wielkości ziarna, okrzemek obcych dla danego środowiska, wskaźników geochemicznych) wykazała występowanie okresów sztormowych z częstotliwościami około: 1100–1200, 500–600, 80–60, 21–26 lat. Wskazuje to na powiązania okresów sztormowych z cyklami klimatycznymi (m.in. Bonda, AMO i NOA), sterowanymi przez cykliczne zmiany aktywności słonecznej, odpowiednio: 1000–1100-letni cykl Eddy'ego, 550–500-letni cykl nienazwany, 70–80-letni cykl Gleissberga i 22-letni cykl nienazwany.



Ryc. 1. Okresy sztormowe nad Morzem Bałtyckim i zachodnią Europą (A) oraz podstawowe wskaźniki klimatyczne i siły sterujące zmianami klimatu (B–F). Pionowe niebieskie paski zaznaczają okresy zimne nad północnym Atlantykiem wg Feng i in. (2009), nieco zmodyfikowane. Inne oznaczenia: 0 – Sydor i in., 2026 (w druku) oraz Uścinowicz i in., 2020; 1 – Witak i in., 2025; 2 – Leszczyńska i in., 2022; 3 – Uścinowicz i in., 2022 ; 4 – Kylander i in., 2023; 5. Björck, Clemmensen, 2004; 6 – Vaasma i in., 2025; 7 – Goslin i in., 2018; 8, 9 – Pouzet i in., 2018; 10 – Sorrel i in., 2012; 11 – Orme i in., 2025

Fig. 1. Storminess periods over the Baltic Sea and western Europe (A) and possible drivers of climate variability (B–F). Vertical blue bars show the centennial epochs of cold anomalies in the North Atlantic acc. to Feng et al., (2009) – slightly modified. Other explanations: 0 – Sydor *et al.*, 2026 (in press) and Uścinowicz *et al.*, 2020; 1 – Witak *et al.*, 2025; 2 – Leszczyńska *et al.*, 2022; 3 – Uścinowicz *et al.*, 2022; 4 – Kylander *et al.*, 2023; 5. Björck, Clemmensen, 2004; 6 – Vaasma *et al.*, 2025; 7 – Goslin *et al.*, 2018; 8, 9 – Pouzet *et al.*, 2018; 10 – Sorrel *et al.*, 2012; 11 – Orme *et al.*, 2025

Literatura:

Alley R.B., 2004 – GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2004-013. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

Björck S., Clemmensen L.B., 2004 – Aeolian sediment in raised bog deposits, Halland, SW Sweden: A new proxy record of Holocene winter storminess variation in southern Scandinavia? *The Holocene*, 14, 5: 677–688.

Bond G.C., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001 – Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294, 5549: 2130–2136.

Brandis D.L., 2022 – The Significance of a New 11,000-Year Volcanic Record from the South Pole and Inferences from Comparisons with Other Volcanic Records. *Electronic Theses and Dissertations*, 446.

Feng S., Hu Q., Oglesby R.J., 2009 – AMO-like variations of Holocene sea surface temperatures in the North Atlantic Ocean. *Climate of the Past Discussions*, 5: 2465-2496.

Goslin J., Fruergaard M., Sander L., Gałka M., Menviel L., Monkenbusch J., Thibault N., Clemmensen L.B., 2018 – Holocene centennial to millennial shifts in north-Atlantic storminess and ocean dynamics. *Scientific Reports*, 8, 1, 12778.

Kylander M.E., Martínez-Cortizas A., Sjöström J.K., Gåling J., Gyllencreutz R., Bindler R., Alexanderson H., Schenk F., Reinardy B.T.I., Chan-

dler B.M.P., Gallagher K., 2023 – Storm chasing: Tracking holocene storminess in southern Sweden using mineral proxies from inland and coastal peat bogs. *Quaternary Science Reviews*, 299, 107854.
Leszczyńska K., Stattegger K., Moskalewicz D., Jagodziński R., Kokociński M., Niedzielski P., Szczuciński W., 2022 – Controls on coastal flooding in the southern Baltic Sea revealed from the late Holocene sedimentary records. *Scientific Reports*, 12, 9710.
Olsen J., Anderson N.J., Knudsen M.F., 2012 – Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience Letters*, 5: 808-812.
Orme L.C., Ludlow F., Langton N., Sjöström J.K., Kylander M.E., Murphy C., Pyne-O'Donnell S.D.F., Turner J.N., Li N., Davies S.J., Mitchell F.J.G., Matthews J.A., 2025 – Storminess in North West Europe and volcanic activity during the Holocene. EGUsphere (preprint).
Pouzet P., Maanan M., Piotrowska N., Baltzer A., Stephan P., Robin M., 2018 – Chronology of Holocene storm events along the European Atlantic coast: New data from the Island of Yeu, France. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 42, 4: 431–450.
Sorrel P., Debret M., Billeaud I., Jaccard S.L., McManus J.F., Tessier B., 2012 – Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience Letters*, 5: 892–896.
Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C., 2009 – Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36, 19, L19704.
Sydor P., Pączek U., Uścinowicz S., 2026, w druku – Middle and Late Holocene sea-level change and records of storminess in sediments and coastal lowlands of the Puck Lagoon (southern Baltic). *Quaternary Science Reviews*.
Uścinowicz S., Witak M., Miotk-Szpiganowicz G., Burska D., Cieślikiewicz W., Jegliński W., Jurys L., Sydor P., Pawlyta J., Piotrowska N., 2020 – Climate and sea level variability on a centennial time scale over the last 1500 years as inferred from the Coastal Peatland of Puck Lagoon (southern Baltic Sea). *The Holocene*, 30, 12: 1801–1816.
Uścinowicz S., Cieślikiewicz W., Skrzypek G., Zgrundo A., Goslar T., Jędrysek M.-O., Jurys L., Koszka-Maroń D., Miotk-Szpiganowicz G., Sydor P., Zachowicz J., 2022 – Holocene relative water level and storminess variation recorded in the coastal peat bogs of the Vistula Lagoon, southern Baltic. *Quaternary Science Reviews*, 296, 107782.
Vaasma T., Vandel E., Sugita S., Tõnisson H., Suursaar Ü., Kont A., Vilumaa K., 2025 – Storminess reconstruction in the northeastern Baltic Sea region over the past 7600 years based on aeolian sand influx into coastal bogs. *The Holocene*, 35, 1: 61–74.
Witak M., Cieślikiewicz W., Granoszewski W., Hetko D., Pączek U., Piotrowska N., Uścinowicz S., 2025 – Tracing storminess variability through seabed sediments in Puck Bay, southern Baltic Sea. *The Holocene*, 35, 8: 677–700.

Okresy ciepłego klimatu w fanerozoiku i ich związek z wysokim stężeniem CO_2 w atmosferze oraz wydarzeniami gwałtownej emisji gazów cieplarnianych

Greenhouse periods of the Phanerozoic climate and their relationship with elevated atmospheric CO_2 level and abrupt emissions of greenhouse gases

Hubert Wierzbowski(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; hubert.wierzbowski@pgi.gov.pl

Badania paleoklimatyczne dowodzą, że dwa odmienne stany klimatu panującego na Ziemi, występowały w trakcie różnych okresów fanerozoiku. Klimat lodowni (ang. *icehouse climate*), cechujący się niskimi temperaturami w strefach okołobiegunowych i występowaniem lądolodów, których wielkość zmieniała się wraz z cyklami Milankovicia oraz cyrkulacją chłodnych głębokich mas wód w oceanach, był charakterystyczny dla późnego ordowiku–wczesnego syluru, karbonu–permu oraz późnego paleogenu i neogenu. Klimat cieplarniany (ang. *greenhouse climate*), charakteryzujący się mniejszym gradientem termicznym między biegunami a równikiem, brakiem zlodowaceń oraz występowaniem ciepłych głębokich mas wód w oceanach, był charakterystyczny dla większości paleozoiku, mezozoiku oraz wczesnego–środkowego paleogenu. Obydwa stany klimatu Ziemi korelują się dobrze z udokumentowanymi zmianami zawartości CO_2 w atmosferze oraz wynikami obliczeń jego zawartości opartymi na modelach obiegu węgla w przyrodzie.

Oszacowanie dokładnego wpływu gazów cieplarnianych na temperatury panujące na Ziemi oraz rekonstrukcja całościowej charakterystyki klimatu cieplarnianego mają podstawowe znaczenie dla oceny przyczyn i skutków wiekowych zmian klimatycznych, jak również możliwych następstw antropogenicznej emisji gazów cieplarnianych w najbliższej przyszłości. Należy jednocześnie zauważyć, że analiza chłodnego klimatu i stosunkowo niewielkich zmian zawartości CO_2 w atmosferze, występujących w trakcie okresów glacjalnych i interglacjalnych czwartorzędu, nie umożliwia prześledzenia pełnej zmienności klimatu Ziemi i jej przyczyn.

Typowy klimat cieplarniany, występujący w okresach jurajskim i kredowym, cechował się suchszymi niż obecnie warunkami środowiskowymi w strefach tropikalnych, w których masowo pojawiały się ewaporaty i caliche oraz przesunięciem stref klimatyczno-roślinnych (biomów) w kierunku biegunów, w stosunku do ich rozkładu znanego z czasów współczesnych (por. Boucot i in., 2013). Skutkowało to przemieszczeniem się stref maksymalnej bioproduktywności na lądach w stronę wyższych szerokości geograficznych, w których formowały się pokłady węgli. Strefy klimatu umiarkowanego chłodnego sięgały aż do obszarów okołobiegunowych. Pomimo istnienia dowodów na krótkotrwałe ochłodzenia i pojawienia się dryfującego lądu, brak jest jednoznacznych danych mogących potwierdzić występowanie lodowców lub ograniczonych przestrzennie lądolodów w wysokich szerokościach geograficznych (por. Chumakov i in., 2014). Zapis paleotemperatur jury i kredy wskazuje na średnie temperatury globalne wyższe o 5-14°C niż obecnie (Scotese i in., 2021). Należy jednak zauważyć, że temperatury te są na ogół obliczane na podstawie składu izotopowego tlenu morskich, biogenicznych węglanów i fosforanów i zależą od założonego składu izotopowego dawnej wody morskiej, który zmienia się wraz z zasoleniem. Ponadto zmiany wiekowe głębokości badanych basenów mogły mieć wpływ na zapis geologiczny temperatur ich wód.

Szczególnym przykładem wpływu gwałtownych emisji gazów cieplarnianych na klimat Ziemi są zaburzenia obiegu węgla w przeszłości geologicznej, którym towarzyszyły globalne wydarzenia beztlenowe, okresy wymierań i notowane w zapisie kopalnym maksima termiczne. Korelują się one z okresami wylewów law w wielkich prowincjach magmowych lub postulowanym upadkiem asteroidów. W ich trakcie dochodziło do węglowych wydarzeń izotopowych, zakwaszenia wód i zwiększonego dopływu składników odżywczych do mórz i oceanów, a także anoksji wód rozległych basenów morskich, kryzysów sedymentacji węglanowej oraz zmian zespołów biotycznych związanych z wymieraniami i specjacją nowych grup organizmów.

Literatura:

Boucot A.J., Xu C., Scotese C.R., Morley R.J., 2013 – Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 11: 478. Society for Sedimentary Geology, Tulsa.
Chumakov N.M., Zakharov V.A., Rogov M.A., 2014 – Did an Ice Sheet Exist in Northeast Asia at the Middle–Late Jurassic Boundary? (Critical Remarks on the Article by Y. Donnadieu et al. (2011) "A Mechanism for Brief Glacial Episodes in the Mesozoic Greenhouse"). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 22: 655–658.
Scotese C.R., Song H., Mills B.J.W., van der Meer D.G., 2021 – Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Reviews*, 215, 103503.

Rekonstrukcja paleoklimatu i paleośrodowiska Gray Fossil Site (Tennessee, USA) na podstawie analizy palinoflory i mikroszczątków grzybów

Reconstruction of the paleoclimate and paleoenvironment of the Gray Fossil Site (Tennessee, USA) based on palynoflora and fungal microfossils

Elżbieta Worobiec(1), Grzegorz Worobiec(1), Yusheng (Christopher) Liu(2)

(1) Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. W. Szafera, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e.worobiec@botany.edu.pl; g.worobiec@botany.edu.pl
(2) Indiana University Indianapolis, Department of Earth and Environmental Sciences, SL 118, 723 W. Michigan Street, Indianapolis, Indiana 46202, USA; liuchr@iu.edu

Wczesnoplioceńskie osady jeziorne stanowiska Gray Fossil Site w stanie Tennessee (USA) wypełniają liczne leje krasowe lub podobne baseny sedymentacyjne, które mogły funkcjonować jako naturalne pułapki. W bogatych w materię organiczną laminowanych osadach, powstałych w zbiornikach wodnych, z których najmniejsze były prawdopodobnie płytkie i mogły okresowo wysychać, zachowały się liczne skamieniałości zwierząt, roślin i grzybów.

Badania paleobotaniczne (makro- i mikroszczątków roślin) wykazały obecność zbiorowisk roślinnych otwartych lasów, zdominowanych przez dęby (*Quercus*), orzeszniki (*Carya*) i sosny (*Pinus*), którym towarzyszyły *Acer*, *Abies*, Apiaceae, Asteraceae, *Betula*, Amaranthaceae, *Corylus*, Cupressaceae, Fagaceae, Juglandaceae, Malvaceae, *Nyssa*, Onagraceae, *Pterocarya*, Poaceae, Rosaceae, *Sinomenium*, *Taxodium*, *Vitis* oraz *Ulmus* (Gong i in., 2010; Liu, Jacques, 2010; Ochoa i in., 2012; Worobiec E. i in., 2013). Ze stanowiska Gray Fossil Site opisano również liczne palinomorfy niepyłkowe (NPP), obejmujące szczątki grzybów (*Cephalothecoidomyces neogenicus*, *Helicoonites grayensis*, *Cenococcum* cf. *geophilum*, *Mycoenterolobium eccentricum*, *Neomycoleptodiscus pertusus* oraz niektóre grzyby nalistne), cysty bruzdnic z grupy Peridiniales oraz zygospory zielenic z rodziny Zygnemataceae, najprawdopodobniej należących do rodzajów *Spirogyra* i *Zygnema* (Worobiec E. i in., 2013; Worobiec G. i in., 2018, 2023, 2026).

Obecność *Pterocarya* (drzewa charakterystycznego dla lasów łęgowych) wraz z *Taxodium*, drzewem ściśle związanym z bagnami (Brandon, 2013), liczne szczątki *aligatorów*, bezpłucnych salamander z rodziny Plethodontidae (Schubert, Wallace, 2006; Boardman, Schubert, 2011) oraz anamorficznych grzybów należących do *aero-aquatic hyphomycetes* (*Helicoonites grayensis*, *Mycoenterolobium eccentricum*) potwierdza występowanie roślinności bagiennej (Worobiec G. i in., 2026). Współczesnym odpowiednikiem wczesnoplioceńskiego ekosystemu Gray Fossil Site są izolowane mokradła w zagłębieniach terenu, ściśle zależne od opadów atmosferycznych, zlokalizowane w południowo-wschodnich stanach USA, zwłaszcza te, które rozwinęły się w obrębie lejów krasowych. W takich mokradłach, podobnie jak we wczesnoplioceńskim ekosystemie Gray Fossil Site, charakterystycznymi elementami są *Taxodium ascendens* (cypryśnik) oraz *Alligator mississippiensis* (Kirkman i in., 2012).

Makroszczątki roślinne (zwłaszcza endokarpy *Sinomenium*), palinomorfy grzybowe (*Mycoenterolobium eccentricum i Neomycoleptodiscus pertusus*) oraz szczątki gadów, takich jak *Heloderma* oraz aligatory (*Alligator*) ze stanowiska Gray Fossil Site wskazują na ciepły, umiarkowany do subtropikalnego, pozbawiony przymrozków klimat.

Badania prowadzone przez E. Worobiec i G. Worobiec sfinansowano ze środków statutowych Instytutu Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk oraz grantu amerykańskiej agencji NSF nr EAR-0746105.

Literatura:

Boardman G.S., Schubert B.W., 2011 – First Mio-Pliocene salamander fossil assemblage from the southern Appalachians. *Palaeontologia Electronica*, 14, 2: 16A; https://palaeo-electronica.org/2011_2/257/index.html.

Brandon S., 2013 – Discovery of bald cypress fossil leaves at the Gray Fossil Site, Tennessee and their ecological significance. Undergraduate Honors Theses. Paper 145.

Gong F., Karsai I., Liu Y., 2010 – *Vitis* seeds (Vitaceae) from the late Neogene Gray Fossil Site, northeastern Tennessee, U.S.A. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162: 71–83.
Kirkman L., Smith L., Golladay S., 2012 – Southeastern depressional wetlands. W: Wetland habitats of North America – Ecology and conservation concerns (red. D. Batzer, A. Baldwin): 203–215. Berkeley, California, University of California Press.
Liu Y., Jacques F.M.B., 2010 – *Sinomenium macrocarpus* sp. nov. (Menispermaceae) from the Miocene-Pliocene transition of Gray, northeast Tennessee, USA. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 159: 112–122.
Ochoa D., Whitelaw M., Liu Y., Zavada M., 2012 – Palynology from Neogene sediments at the Gray Fossil Site, Tennessee, USA: Floristic Implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 184: 36–48.
Schubert B.W., Wallace S.C., 2006 – Amphibians and reptiles of the Mio-Pliocene Gray Fossil Site and their paleoecological implications. Abstracts of Papers, Sixty-Sixth Annual Meeting Society of Vertebrate Paleontology, Canadian Museum of Nature Marriott Ottawa Crowne Plaza Ottawa Ottawa, Ontario, Canada October 18–21, 2006. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 26, supp. 3, 122A.
Worobiec E., Liu Y., Zavada M.S., 2013 – Palaeoenvironment of late Neogene lacustrine sediments at the Gray Fossil Site, Tennessee, USA. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 83, 1: 51–63.
Worobiec G., Worobiec E., Liu Y.C., 2018 – Fungal remains from late Neogene deposits at the Gray Fossil Site, Tennessee, USA. *Mycosphere*, 9: 1014–1024.
Worobiec G., Worobiec E., Liu Y.C., 2023 – Taxonomy and palaeoecology of the fossil anamorphic fungus *Mycoenterolobium eccentricum* (R.K. Kar) G. Worobiec, n. comb. *Comptes Rendus Palevol*, 22, 28: 585–594.
Worobiec G., Worobiec E., Liu Y.C., 2026, w druku – Helicosporous aero-aquatic hyphomycete from the Neogene of the Gray Fossil Site, USA. *Acta Palaeontologica Polonica*.

Zapis zmian klimatycznych w osadach jeziornych interglacjałów eemskiego i mazowieckiego we wschodniej Polsce – podobieństwa i różnice. Uwarunkowania geologiczne

Records of Climate Change in Lake Sediments from the Eemian and Mazovian Interglacial Periods in Eastern Poland – Similarities and Differences. Geological Context

Marcin Żarski(1), Katarzyna Pochocka-Szwarc(1), Anna Hrynowiecka(2), Irena Agnieszka Pidek(3), Renata Stachowicz-Rybka(4), Artur Górecki(5), Sylwia Skoczylas-Śniaz(4), Krzysztof Stachowicz(4)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mzar@pgi.gov.pl, katarzyna.pochocka-szwarc@pgi.gov.pl
(2) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk; ahry@pgi.gov.pl
(3) Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, ul. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin; irena.pidek@mail.umcs.pl
(4) Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. W. Szafera, ul. Lubicz 46, 31-51 Kraków; r.stachowicz@botany.pl, s.skoczylas@botany.pl, k.stachowicz@botany.pl
(5) Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii, Instytut Botaniki; ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków; artur.gorecki@uj.edu.pl

Stanowiska z utworami jeziornymi i biogenicznymi interglacjału mazowieckiego (MIS 11c) na obszarze Polesia Zachodniego (Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska i Zaklęsłość Sosnowicka) powstały po zaniku lądolodu zlodowacenia sanu 2 (MIS 12) (Pochocka-Szwarc i in., 2024, 2025; Żarski i in., 2024, 2026). Podobnie, po zaniku lądolodu zlodowacenia odry (MIS 6), na Równinie Garwolińskiej (część Niziny Środkowomazowieckiej) powstały w interglacjale eemskim (MIS 5e) zbiorniki jeziorne, które mają z nimi wiele cech wspólnych. Zarówno mazowieckie, jak i eemskie paleozbiorniki jeziorne wypełniały obniżenia powstałe po wytopieniu martwego lodu w zagłębieniach wytopiskowych bądź rynnach polodowcowych, zakorzenionych często w glinach lodowcowych lub piaskach i żwirach wodnolodowcowych. Ich zarys jest bardzo dobrze widoczny w obecnej rzeźbie terenu, a osady interglacjalne występują płytko pod powierzchnią terenu na głębokościach od 1,5 do 3,0 m.

W obu przypadkach w stropie kopalnych interglacjalnych osadów jeziornych nie występują utwory glacigeniczne, rezydualne a nadkładem są głównie utwory mineralne Vistulianu z niewielkiej miąższości pokrywą osadów holoceńskich (torfów bądź piasków humusowych). To upoważnia do stwierdzenia, że współczesne zarysy paleozbiorników powstały w tym samym czasie, prawdopodobnie u schyłku zlodowacenia wisły.

Kolejną cechą wspólną dla tych różnowiekowych paleozbiorników jest to, że teren, na którym się znajdują nie był pokryty lądolodem zlodowaceń następujących po interglacjale mazowieckim (dla Polesia Zachodniego) i interglacjale eemskim (w przypadku Równiny Garwolińskiej).

W związku z tym, że paleozbiorniki z osadami jeziornymi interglacjału eemskiego występują na obszarach pokrytych lądolodem zlodowacenia odry, a paleozbiorniki z utworami interglacjału mazowieckiego na terenach objętych lądolodem zlodowacenia sanu 2, utwory jeziorne w nich zakumulowane, dobrze udokumentowane pod względem paleobotanicznym, mają decydujące znaczenie paleogeograficzne dla wyznaczenia zasięgów lądolodów w tej części Polski.

Przykładowe stanowiska z osadami interglacjału mazowieckiego to Zahajki i Podedwórze (Pochocka-Szwarc i in., 2024), natomiast dla osadów interglacjału eemskiego to stanowiska Kozłów i Żabieniec

(Pidek i in., 2022; Suchora i in., 2022). Kryteriami wyboru tych stanowisk była reprezentatywność zarejestrowanej w nich sukcesji.

Mazowiecka (=holsztyńska) sukcesja pyłkowa cechuje się następstwem okresów świerkowo-olszowego, w starszej części, i grabowo-jodłowego, w młodszej części optimum klimatycznego. W badaniach paleobotanicznych prowadzonych w ostatnich latach w wysokorozdzielczych diagramach palinologicznych zwraca się uwagę na zapis intra-interglacjalnych wahnień klimatycznych, takich jak OHO i YHO, a także BHO (odpowiednio Older -, Younger - i Betula Holsteinian Oscillation). Szczególnie dwa ostatnie nie zawsze są wyraźnie widoczne w zapisie. W północnej części Polesia Zachodniego zachował się głównie zapis starszego etapu ocieplenia interglacjalnego. Ponad nim zwykle jest widoczny skąpy zapis drugiej części optimum klimatycznego z *Abies* i *Carpinus*, a także obecnością *Pterocarya* – taksonu termofilnego charakterystycznego dla schyłkowej części optimum holsztyńskiego. Przykład profili Zahajki i Podedwórze wskazuje, że najcieplejszymi okresami interglacjału mazowieckiego były faza świerkowo-olszowa, szczególnie jej początek ze znacznym udziałem *Fraxinus* i *Ulmus* oraz zakończenie z dominacją *Taxus*, jak również faza grabowo-jodłowa z licznymi taksonami termofilnymi.

Eemska sukcesja pyłkowa ma silne cechy przewodnie, do których należy kolejność następowania po sobie kulminacji drzew ciepłolubnych i leszczyny w optimum klimatycznym. Dla uwidocznienia różnic w przebiegu eemskiej sukcesji pyłkowej na niewielkim obszarze Równiny Garwolińskiej wytypowano paleozbiorniki Kozłów, funkcjonujący przez cały interglacjał, i Żabieniec, z wyraźną przerwą sedymentacyjną u schyłku optimum interglacjalnego, a następnie z reaktywacją zbiornika i akumulacją torfów vistuliańskich. Zrekonstruowane warunki klimatyczne interglacjału eemskiego wskazują, że najcieplejszym okresem tego interglacjału była faza leszczynowa oraz początek fazy grabowej. Potwierdzają się niewielkie wahnienia w fazie grabowej, sugerujące zmniejszenie opadów i obniżenie poziomu wód, co przyczyniło się do zaniku wielu zbiorników jeziornych lub ich przekształcenia w torfowiska.

Badania makroszczątków roślin z wymienionych stanowisk odnotowały kilka istotnych różnic, zwłaszcza w składzie taksonomicznym optimów klimatycznych.

Mazowieckie stanowiska Podedwórze i Zahajki wyróżniają się obecnością kilku charakterystycznych taksonów, m.in. *Azolla filiculoides*, *Salvinia natans*, *Nymphaea cinerea*, *Brasenia* sp., *Potamogeton pannosus i P. praemaackianus* oraz znanym wyłącznie z interglacjału mazowieckiego – *Aracites interglacialis*.

W osadach optimum interglacjału eemskiego występowały między innymi megaspory *Salvinia natans*, diaspory *Najas minor*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Tilia platyphyllos*, *Trapa natans*, *Cladium mariscus*, *Dulichium arundinaceum*, *Nymphaea cinerea* oraz *Stratiotes aloides*. Podczas fazy grabowej eutroficzne zbiorniki ulegały wypłyceniu, paludyfikacji lub przekształceniu w bardziej oligotroficzne jeziora z *Brasenia holsatica* i *Potamogeton sukaczevii*. Wyjątkiem jest stanowisko w Kozłowie, gdzie dość głęboki zbiornik jeziorny istniał przez cały okres interglacjału.

Badania finansowane w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki nr 2017/27/B/ST10/01905, dzięki badaniom statutowym Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB oraz Instytutu Botaniki im. W. Szafera PAN.

Literatura:

Pidek I.A., Poska A., Hrynowiecka A., Brzozowicz D., Żarski M., 2022 – Two pollen-based methods of Eemian climate reconstruction employed in the study of the Żabieniec–Jagodne palaeolakes in Central Poland. *Quaternary International*, 632: 21-35; https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.09.014.

Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Hrynowiecka A., Górecki A., Pidek I.A., Szymanek M., Stachowicz-Rybka R., Stachowicz K., Skoczylas-Śniaz S., 2024 – Mazovian Interglacial sites in the Sosnowica Depression and the Parczew-Kodeń Heights (Western Polesie, SE Poland), and their stratigraphic, palaeogeographic and palaeoenvironmental significance. *Geological Quarterly*, 68, 2, 18; https://doi.org/10.7306/gq.1746.

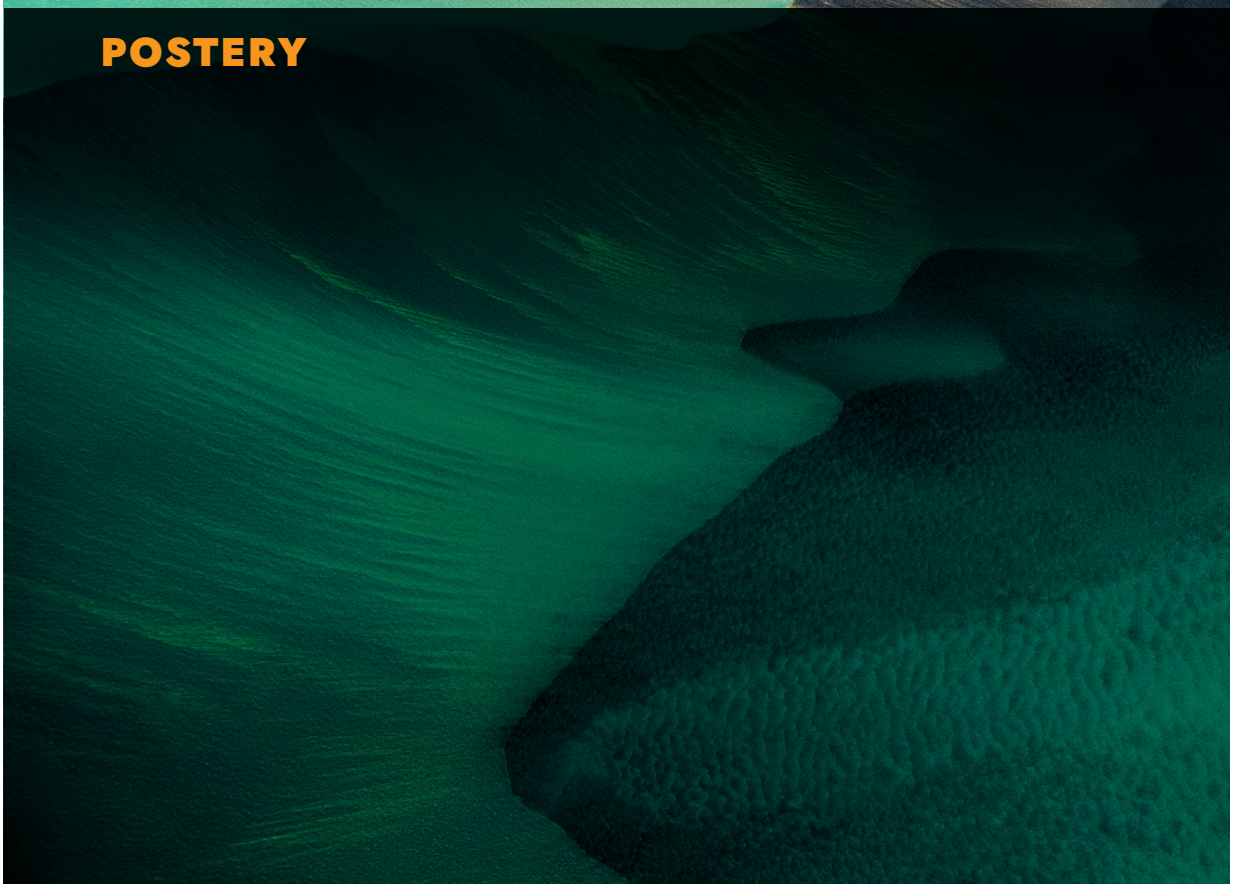
Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Górecki A., Orłowska A., Hrynowiecka A., Skoczylas-Śniaz S., Stachowicz-Rybka R., Stachowicz K., 2025 – Evidence for the presence of the Sanian 2 Glaciation (MIS 12) ice-sheet – a case study of palaeobasins from the Mazovian Interglacial (MIS 11c) and terrain relief in Wantopol site (E Poland). *Acta Geologica Polonica*, 75, 4, e57; https://doi.org/10.24425/agp.2025.155951.

Suchora M., Kultys K., Stachowicz-Rybka R., Pidek I.A., Hrynowiecka A., Terpiłowski S., Łabęcka K., Żarski M., 2022 – Palaeoecological record of long Eemian series from Kozłów (Central Poland) with reference to palaeoclimatic and palaeohydrological interpretation. *Quaternary International*, 632: 36-50; https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.02.022.

Żarski M., Hrynowiecka A., Górecki A., Winter H., Pochocka-Szwarc K., 2024 – The maximum extent of the Odranian Glaciation (Saalian, MIS 6) in the South Podlasie Lowland (SE Poland) in the light of sites with lacustrine deposits of the Mazovian Interglacial. *Acta Geologica Polonica*, 74, 2, e14; https://doi.org/10.24425/agp.2024.150006.

Żarski M., Pochocka-Szwarc K., Hrynowiecka A., Górecki A., Stachowicz-Rybka R., Skoczylas-Śniaz S., Stachowicz K., Pielach M., 2026 – A new interpretation of the geology of the Włodawa Heights (Western Polesie, eastern Poland). *Geological Quarterly*, 70, 1, 10. https://doi.org/10.7306/gq.1855.

POSTERY



Badania izotopowe, geochemiczne, podatności magnetycznej i mikrofacjalne jury górnej w otworze Lublin IG 2

Isotopic, geochemical, magnetic susceptibility, and microfacies analyses of the Upper Jurassic in the Lublin IG 2 borehole

Anna Feldman-Olszewska(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; anna.feldman-olszewska@pgi.gov.pl

Utwory jury w otworze Lublin IG 2 (głęb. rdzeniowa 933,4–1074,1 m) są reprezentowane jedynie przez jurę górną i obejmują pełnordzeniowy profil wapieni oksfordu i kimerydu dolnego. W jego obrębie wydzielono 4 formacje: kraśnicką, jasieniecką, bełżycką i głowaczowską. Profil formacji kraśnickiej jest niepełny i rozpoczyna się zlepieńcem, leżącym bezpośrednio na utworach karbonu. Powyżej zlepieńca występują wapienie skrzemionkowane, wapienie organodetrytyczne, gąbkowe i krynoidowe, wapienie margliste bioklastyczno-intraklastyczne. Formację jasieniecką reprezentują wapienie krynoidowe, oolitowo-krynoidowe i oolitowe, a formację bełżycką – wapienie oolitowe, oolitowo-mikrytwe, mikrytowe i oolitowo-intraklastyczne. Najwyższą część profilu obejmuje formacja głowaczowska zbudowana z wapieni mikrytowych, wapieni marglistych, podrzędnie intraklastyczno-peloidowych i oolitowo-intraklastycznych.

Na materiale rdzeniowym przeprowadzono badania mikrofacjalne, izotopowe, geochemiczne oraz podatności magnetycznej.

Wykonano analizę mikrofacjalną 34 płytek cienkich z wapieni jury górnej. Na podstawie rozpoznanych składników oraz typu cementu występujących w szlifie, każdą płytkę cienką przyporządkowano do odpowiedniej mikrofacji w obrębie rampy węglanowej, a następnie zinterpretowano środowisko powstania osadu. W profilu wydzielono środowisko rampy zewnętrznej (mikrofacje RMF1-RMF5); rampy środkowej, w obrębie której wyodrębniono wysokoenergetyczną strefę barier i mielizn (RMF27, RMF29, RMF30) oraz strefę o niższej energii środowiska (RMF2, RMF3, RMF9); rampy wewnętrznej ze strefą niskoenergetyczną (RMF17, RMF18), laguną (RMF19), równią mułową z matami cyjanobakteryjnymi (RMF23), mieliznami strefy brzegowej (RMF26, RMF29, RMF30) i strefą otwartego morza (RMF7). W najniższej części profilu występują utwory skrzemionkowane i zdolomityzowane, reprezentujące prawdopodobnie środowisko hipersalinarne.

Badania podatności magnetycznej dostarczyły wartości bardzo bliskich zera w zakresie wartości dodatnich i ujemnych. Wskazuje to, że nośnikami podatności są tu para- i diamagnetyki. Tym niemniej, możliwym było wydzielenie w profilu pionowym kompleksów o różnej charakterystyce podatności i powiązanie ich z różnymi typami litologicznymi skał węglanowych.

Badania geochemiczne objęły badania laboratoryjne pierwiastków głównych i śladowych metodą ICP-MS dla 20 próbek. Analiza zmienności zawartości pierwiastków związanych z dopływem materiału terygenicznego do basenu wykazała ich pozytywną korelację między sobą oraz negatywną korelację z krzywą zawartości Ca, co potwierdza ich detrytyczną naturę i transport z lądu. Wyjątek stanowi tu ołów (Pb), który wykazuje podwyższone wartości w dolnym odcinku profilu. W celu wskazania poziomów wyższego dopływu materiału terygenicznego obliczono wskaźniki geochemiczne. Stosunek Ti/Ca nie wykazał zmienności ilości elementu litogenicznego (Ti) i autogenicznego (Ca). Stosunki Ti/Al i Zr/Rb wskazujące na wielkości transportowanego ziarna, pozwoliły na wskazanie poziomów o bardziej intensywnym transporcie materiału detrytycznego do basenu. Wyliczone wskaźniki zmian intensywności wietrzenia (K/Al, Ti/K, Th/K i Ga/Rb) nie wykazują wyraźnej zmienności, natomiast poziomy o wyraźnym spadku wietrzenia chemicznego wskazano na podstawie krzywych zmienności wskaźników CPA (*Chemical Proxy of Alteration*) i CIA (*Chemical Index of Alternation*).

Badania izotopów węgla ($\delta^{13}C$) i tlenu ($\delta^{18}O$) dla 100 próbek wapieni pozwoliły na porównanie uzyskanej krzywej izotopów węgla ($\delta^{13}C$) z krzywą wygenerowaną również dla próbek skalnych dla obszaru Jury Polskiej (Wierzbowski, 2015, 2019). Na tej podstawie określono przypuszczalne położenia poszczególnych poziomów amonitowych. Stwierdzono, że profil jury górnej w otworze Lublin IG 2 rozpoczyna się w poziomie *cordatun* (wyższy poziom oksfordu dolnego) i kończy się na poziomie *divisum* (najwyższy poziom kimerydu dolnego). Na podstawie krzywej izotopów tlenu ($\delta^{18}O$) określono

paleotemperatury w basenie podczas sedymentacji. Zmieniały się one w zakresie od 7 do 25°C, a w najniższym odcinku izotopy wskazują nawet na ponad 30°C co może wskazywać na warunki hipersalinarne lub zmiany diagenetyczne.

Badania były finansowane przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i i Gospodarki Wodnej nr 22.9012.2101.00.1.

Literatura:

Wierzbowski H., 2015 – Seawater temperatures and carbon isotope variations in central European basins at the Middle–Late Jurassic transition (Late Callovian–Early Kimmeridgian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 440: 506-523.

Wierzbowski H., 2019 – Palaeoenvironmental changes recorded in the oxygen and carbon isotope composition of Kimmeridgian (Upper Jurassic) carbonates from central Poland. *Geological Quarterly*, 63, 2: 359–374; doi: 10.7306/gq.1471.

Mikrobioerozja i mikrytyzacja w zapisie wapieni muszlowcowych retu synkliny piekoszowskiej (górny olenek, Góry Świętokrzyskie) jako wskaźnik warunków paleośrodowiskowych w triasowym basenie germańskim

Microbioerosion and micritization in Röt shelly limestones of the Piekoszów Syncline (Upper Olenekian, Holy Cross Mountains) as indicators of palaeoenvironmental conditions in the Triassic Germanic Basin

Karolina Idzikowska(1), Wiesław Trela(2)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; karolina.bienko@pgi.gov.pl
(2) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce; wieslaw.trela@pgi.gov.pl

Sukcesja węglanowa retu odsłaniająca się w kamieniołomie w Piekoszowie (zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) stanowi zapis transgresji morskiej związanej z otwarciem Bramy Śląsko-Morawskiej i Bramy Wschodniokarpackiej, które umożliwiło ingresję wód Tetydy do basenu germańskiego. Obszar dzisiejszej synkliny piekoszowskiej znajdował się wówczas na południowo-wschodnim obrzeżeniu basenu, w obrębie urozmaiconego wybrzeża, gdzie dewońskie wyniesienia oddzielały płytkie zatoki o zróżnicowanych warunkach hydrodynamicznych. Celem pracy była rekonstrukcja warunków sedymentacji i diagenezy osadów węglanowych oraz określenie czynników sprzyjających intensywnej mikrobioerozji i powstawaniu wapieni muszlowcowych.

Badana sukcesja jest zdominowana przez kalkarenity zawierające bardzo liczne kortoidy, powstałe w wyniku mikrytyzacji fragmentów muszli małży, rzadziej ślimaków i małżoraczków. Kortoidy osiągają długość do 4 mm i miejscami tworzą gęsto upakowane nagromadzenia, nadające skałom charakter wapieni muszlowcowych. W profilu występują podrzędnie mikrofacje z udziałem ooidów inicjalnych, a lokalnie odnotowano także nieznaczny udział krynoidów. Obecność struktur kopułowego warstwowania przekątnego (*hummocky cross-stratification*) i laminacji falistej wskazuje na istotny udział depozycji sztormowej, natomiast niewielka zmienność mikrofacjalna sukcesji świadczy o względnie stabilnych warunkach sedymentacji. Współwystępowanie krynoidów sugeruje warunki normalnego zasolenia wody morskiej.

Powszechna mikrytyzacja bioklastów wskazuje na intensywną aktywność mikroorganizmów endolitycznych w strefie eufotycznej płytkowodnego morza. Zaawansowany stopień przekształcenia znacznej części ziaren oraz ich niewielkie obtoczenie sugerują, że po epizodach depozycji sztormowej materiał pozostawał przez dłuższy czas na powierzchni dna morskiego przed ostatecznym pogrzebaniem, co sprzyjało rozwojowi procesów mikrobioerozji i mikrytyzacji. Interpretacja ta jest zgodna z obserwowanym niewielkim zróżnicowaniem facjalnym profilu i wskazuje na stosunkowo niskie tempo akumulacji osadu oraz okresowy charakter depozycji.

Obrazy katodoluminescencyjne dokumentują wieloetapową ewolucję diagenetyczną badanych utworów. Najwcześniejszym procesem była mikrytyzacja obrzeży ziaren, po której następowała cementacja morska, prowadząca do wykształcenia izopachytowych obwódek cementu włóknistego o słabej luminescencji. Ostatni etap obejmował krystalizację trzech generacji blokowych cementów kalcytowych, wypełniających przestrzenie międzyziarnowe, charakteryzujących się wyraźnie silniejszą luminescencją, co wskazuje na ich powstanie w późniejszych etapach diagenezy.

Uzyskane wyniki wskazują, że węglany retu w Piekoszowie powstały w stabilnym, płytkomorskim środowisku o normalnym zasoleniu, pozostającym pod wpływem okresowych zdarzeń sztormowych. Stabilność warunków sedymentacji sprzyjała intensywnej aktywności mikroorganizmów endolitycznych oraz rozwojowi rozległej mikrytyzacji prowadzącej do powstawania licznych kortoidów. Sukcesja ta stanowi cenny zapis ekosystemu i warunków depozycji w płytkim i ciepłym morzu południowo-wschodniej części basenu germańskiego podczas transgresji późnego oleneku, związanej z otwarciem połączenia z Tetydą.

Geofizyczno-morfometryczna analiza tarasu rzecznego Wieprza w kontekście zmian środowiskowych: integracja ERT, LiDAR ALS i metod uczenia maszynowego

Geophysical and morphometric analysis of the Wieprz River terrace in the context of environmental change: Integration of ERT, LiDAR ALS, and machine learning methods

Mirosław Kamiński(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; miroslaw.kaminski@pgi.gov.pl

Zmiany klimatu wpływają na wielkość opadów, częstotliwość wezbrań, przepływ rzeczny i poziom wód gruntowych, prowadząc do przekształcania dolin i zmian warunków sedymentacji. Tarasy rzeczne zachowują zapis kolejnych faz wcinania i migracji koryta, erozji brzegów, akumulacji piasków i żwirów podczas wysokich przepływów oraz wypełniania odciętych koryt osadami drobnoziarnistymi, namułami i torfami. Powstawanie sekwencji tarasowych może być związane z cyklicznymi zmianami klimatu, modyfikowanymi przez lokalne uwarunkowania tektoniczne, litologiczne i hydrologiczne (Bridgland, Westaway, 2008). Celem badań było rozpoznanie budowy geologicznej tarasu Wieprza w rejonie Krasnegostawu oraz określenie zależności między jego strukturą podpowierzchniową a rzeźbą terenu na podstawie integracji ERT, LiDAR ALS i metod uczenia maszynowego. Wzdłuż jednego profilu wykonano pomiary ERT z zastosowaniem układów gradientowego, dipol-dipol, Schlumbergera i Wennera, a dane poddano inwersji 2D w celu porównania protokołów. Niezależnie wykonano sześć równoległych profili o długości 80 m, których wyniki połączono i poddano inwersji 3D. Dodatkowy wykonano także profil o długości 400 m, z rozstawem elektrod co 5 m, który wykorzystano do rozpoznania głębszej budowy geologicznej tarasu zalewowego. Tomografia elektrooporowa umożliwia interpretację przestrzennego zróżnicowania oporności i granic między skałami o odmiennych właściwościach elektrycznych (Bentley, Gharibi, 2004; Loke i in., 2013). Na podstawie wyników ERT wydzielono torfy i namuły, piaski zailone, piaski oraz kompleks piasków i żwirów. W profilu o długości 400 m rozpoznano także margliste podłoże kredy górnej, którego lokalnie zróżnicowany strop może wskazywać na obecność zaburzeń tektonicznych. Model 3D ERT umożliwił określenie zasięgu i miąższości poszczególnych wydzieleń litologicznych, przebiegu spągu osadów organicznych oraz położenia stropu kompleksu piaszczysto-żwirowego. Na tej podstawie opracowano model litologiczny 3D tarasu.

Interpretację danych wspomagano algorytmem Gaussian Mixture Model, który umożliwia probabilistyczny podział obserwacji na klasy o częściowo nakładających się cechach (Fraley, Raftery, 2002). Uwzględniono wartości oporności z czterech protokołów, model medianowy, głębokość i miary zmienności przestrzennej. Zgodność klasyfikacji GMM z interpretacją ekspercką wyniosła około 85%. Najwyższą zgodność uzyskano dla piasków i żwirów, natomiast największa niepewność dotyczyła granicy między torfami i namułami a piaskami zailonymi. Analizę geomorfologiczną wykonano na podstawie modelu LiDAR ALS obejmującego 5,13 km^2. Wysokości mieszczą się w zakresie 177,37–207,17 m n.p.m., a deniwelacja wynosi około 29,8 m. Analiza cieniowania, nachyleń, lokalnego modelu rzeźby i profili topograficznych pozwoliła rozpoznać krawędzie tarasowe, stoki doliny, paleokoryta, odcięte zakola, starorzecza i obniżenia sprzyjające gromadzeniu się wody (Tarolli, 2014; Sofia, 2020). Zestawienie modelu litologicznego 3D z wynikami analizy LiDAR ALS wskazuje, że obniżenia paleokorytowe i podmokłe części równiny mogą odpowiadać miejscom większej miąższości torfów, namułów i piasków zailonych, natomiast wyżej położone formy akumulacyjne mogą być związane z piaskami i żwirami. Zestawienie form rzeźby terenu z budową geologiczną

tarasu wskazuje na kolejne fazy migracji koryta, erozji bocznej, akumulacji osadów podczas wysokich przepływów oraz późniejszego wypełniania starorzeczy materiałem drobnoziarnistym i torfem.

Literatura:

Bentley L.R., Gharibi M., 2004 – Two- and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site. *Geophysics*, 69, 3: 674–680; doi: 10.1190/1.1759453.
Bridgland D.R., Westaway R., 2008 – Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98, 3/4: 285–315; doi: 10.1016/j.geomorph.2006.12.032.
Fraley C., Raftery A.E., 2002 – Model-based clustering, discriminant analysis, and density estimation. *Journal of the American Statistical Association*, 97, 458: 611–631; doi: 10.1198/016214502760047131.
Loke M.H., Chambers J.E., Rucker D.F., Kuras O., Wilkinson P.B., 2013 – Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*, 95: 135–156; doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.02.017.
Sofia G., 2020 – Combining geomorphometry, feature extraction techniques and Earth-surface processes research: The way forward. *Geomorphology*, 355, 107055; doi: 10.1016/j.geomorph.2020.107055.
Tarolli P., 2014 – High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. *Geomorphology*, 216: 295–312; doi: 10.1016/j.geomorph.2014.03.008.

Środowiskowe uwarunkowania zmienności składu chemicznego osadów biogenicznych w północno-zachodniej Polsce

Environmental factor on the chemical composition variability of biogenic sediments in north-west Poland

Klaudia Małkińska(1), Maja Olszanowska(1), Weronika Ceglarek(1), Joanna Sławińska(1), Julita Tomkowiak(1), Paweł Osóch(1), Ryszard Krzysztof Borówka(1), Daniel Okupny(1)

(1) Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, ul. A. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin; klaudia.malkinska@usz.edu.pl, maja.olszanowska@usz.edu.pl, weronika.ceglarek@usz.edu.pl, joanna.slawinska@usz.edu.pl, julita.tomkowiak@usz.edu.pl, pawel.osoch@usz.edu.pl, ryszard.borowka@usz.edu.pl, daniel.okupny@usz.edu.pl

Śródlądowe geoekosystemy wodne niżowej części Europy cechuje duże zróżnicowanie pod względem genezy oraz warunków akumulacji biogenicznej, co znajduje odbicie m.in. w typach osadów dennych i ich składzie chemicznym. Przeprowadzone badania w północno-zachodniej części Polski obejmowały pobranie kilkuset osadów dennych z jezior położonych w dwóch różnych strefach morfogenetycznych (wysoczyzna morenowa *via* równina sandrowa). Przy wyborze zbiorników do badań zdecydował również fakt braku znaczących lokalnych ognisk zanieczyszczeń w ich otoczeniu. Ustalony obraz przestrzennej zmienności składu chemicznego osadów dennych jezior okolic Szczecina pozwolił na wydzielenie czynników odpowiedzialnych za współczesne procesy depozycyjne w najbardziej zróżnicowanej morfogenetycznie części Niżu Polskiego. Z kolei wykorzystane metody statystyczne umożliwiły nie tylko odtworzenie względnych zmian warunków środowiskowych ale także określenie stopnia wzbogacenia osadu w metale śladowe zarówno w skali lokalnej, jak i regionalnej. Litologia i skład chemiczny badanych osadów wskazują, że procesy sedymentacji limnicznej zachodzą w tej części Pomorza Zachodniego w zmiennych warunkach oksydacyjno-redukcyjnych oraz przy różnej intensywności poszczególnych typów denudacji, uzależnionej z kolei od lokalnych warunków hydrogeologicznych oraz użytkowania ziemi. Z tych powodów udokumentowany skład chemiczny osadów biogenicznych jest silnie zróżnicowany, w zależności od położenia geomorfologicznego badanych jezior, wieku oraz strefy akumulacji związanej z batymetrią.

Wyniki badań prezentowane na posterze były częściowo dofinansowane ze środków Ministra Nauki w ramach projektu „Regionalna inicjatywa doskonałości" na lata 2024–2027 (nr RID/SP/0045/2024/01).

Litostratygrafia osadów mineralno-organicznych w Serra da Canastra (środkowa Brazylia)

Lithostratigraphy of mineral-organic deposits in Serra da Canastra (central Brazil)

Daniel Okupny(1), Silvio Carlos Rodrigues(2), Łukasz Pawlik(3), Klaudia Małkińska(1)

(1) Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, ul. A. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin; daniel.okupny@usz.edu.pl, klaudia.malkinska@usz.edu.pl
(2) Universidade Federal de Uberlândia, Santa Mônica 38400902 - UBERLANDIA, MG – Brasil; silgel@ufu.br
(3) Uniwersytet Śląski, Instytut Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; lukpawlik@gmail.com

Pionowe rozmieszczenie koncentracji analizowanych składników litogeochemicznych oraz pierwiastków wskazuje na fakt, że największa ich zawartość występuje w spągowej części profili (głębokość od 115 do 180 cm; GZ I i GZ II) oraz w stropie (głębokość od 0 do 20 cm; GZ V). Analizując skład chemiczny badanych osadów w porównaniu z regionalnym tłem geochemicznym, można stwierdzić, że wskutek bioakumulacji oraz procesów denudacyjnych nagromadziło się tutaj najwięcej: K (niemal zawsze powyżej 4 mg/g d.w., a maksymalnie 12,4 mg/g d.w.), Mg (niemal zawsze powyżej 1 mg/g d.w., a maksymalnie 2,68 mg/g d.w.), Cu (często powyżej 4 µg/g d.w., a maksymalnie 16,9 µg/g d.w.), Zn (niemal zawsze powyżej 5 µg/g d.w., a maksymalnie 25,9 µg/d.w.) i Pb (często powyżej 15 µg/g d.w., a maksymalnie 45 µg/g d.w.). Na szczególną uwagę zasługują ponadto bardzo niskie koncentracje Ca i Fe, nie przekraczające odpowiednio 0,35 oraz 35 mg/g d.w. Telmatyczna część badanych profili, ze względu na silne właściwości sorpcyjne, zawiera również trzykrotnie więcej TOC, Hg oraz Cu w porównaniu z warstwami mułu limnetycznego. Najniższa koncentracja większości pierwiastków jest charakterystyczna dla środkowych części profili. Wyjątkiem pod tym względem jest udział S, gdyż wyraźnie podwyższony udział tego pierwiastka jest związany ze zmianą litologii osadów.

Analizowane osady charakteryzują się ogólnie dużym zróżnicowaniem uziarnienia, od osadów gruboziarnistego mułku (10% liczby wszystkich próbek), przez średnioziarnisty mułek (37% liczby wszystkich próbek) do drobnoziarnistego mułku (53% liczby wszystkich próbek). Oprócz frakcji mułkowej w skład domieszki mineralnej badanych osadów wchodzi frakcja ilasta (stopniowy spadek z poziomu 20 do 5%) oraz drobny piasek (siedmiokrotny wzrost udziału w poziomach GZ IV i GZ V w porównaniu do poziomów GZ I i GZ II). Osady te są słabo albo bardzo słabo wysortowane. Przy czym najsłabiej wysortowana jest domieszka mineralna w osadach poziomów GZ IV i GZ V. Analizując rozmieszczenie próbek osadów na diagramie średniej średnicy i wysortowania oraz diagramie zależności skośności i kurtozy należy uznać, że były one w większości akumulowane w warunkach dolnego ustroju przepływu.

Co analiza frakcjonowania stabilnych izotopów ^{13}C i ^{15}N, indeks szparkowy i gęstość komórek w liściach nagonasiennych mówi o paleoklimacie i jego wahaniach w triasie górnym i jurze Polski?

What do stable carbon ($\delta^{13}C$) and nitrogen ($\delta^{15}N$) isotope fractionation, stomatal index, and cell density in gymnosperm leaves reveal about the paleoclimate and its fluctuations during the Late Triassic and Jurassic of Poland?

Grzegorz Pacyna(1), Maria Barbacka(2), Jadwiga Ziaja(2), Zbigniew Miszalski(2)

(1) Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii, Instytut Botaniki, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków; grzegorz.pacyna@uj.edu.pl
(2) Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. Władysława Szafera, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; maria.barbacka@gmail.com, j.ziaja@botany.pl, z.miszalski@botany.pl

Zbadano występowanie stresów klimatycznych i ekologicznych w przedziale czasowym od późnego triasu (noryk) do późnej jury (kimeryd) na wybranych stanowiskach w południowej Polsce z wykorzystaniem liści roślin nagonasiennych. W celu określenia zmian lokalnych warunków środowiskowych przeanalizowano wartości stabilnych izotopów $\delta^{13}C$ i $\delta^{15}N$ w kutykulach liści. Użyto próbek z ośmiu stanowisk: trias górny (noryk) – Patoka (*Patokaea silesiaca*), Poręba i Marciszów-Zawiercie (*Brachyphyllum/Pagiophyllum*); jura dolna (hettang) – Sołtyków (Odrowąż) (*Hirmeriella muensteri*); jura środkowa (baton) – Zabierzów i Orlej (*Bilsdalea dura*) oraz Grojec (*Pachypteris major*); a także jura górna (kimeryd) – Wólka Bałtowska (*Pagiophyllum araucarinum*). Dodatkowo wyliczono indeks szparkowy oraz liczbę aparatów szparkowych na określonej powierzchni liścia, aby zbadać reakcje roślin na zmiany warunków środowiskowych. Wybrane stanowiska reprezentowały różne środowiska i zróżnicowane zespoły roślinne. W Patoce i Porębie szczątki roślin są zachowane w iłowcach i mułowcach osadzonych przez rzekę roztokową. Na obu tych stanowiskach występowała stosunkowo uboga flora z dominacją iglastych o ulistnieniu typu *Brachyphyllum/Pagiophyllum.* Stanowisko Marciszów-Zawiercie reprezentuje rzekę meandrującą. Okoliczna roślinność była zdominowana przez iglaste typu *Brachyphyllum*, ale były też obecne elementy higrofilne np. skrzypy. Środowisko rzeki meandrującej z rozległymi równiami zalewowymi i jeziorami o dużo bardziej zróżnicowanej i bujnej roślinności z przewagą iglastych (*Hirmeriella muensteri*) jest reprezentowane w Sołtykowie. Osady z florą w Zabierzowie, Orleju i Grojcu powstały w rozległych jeziorach i rozlewiskach zasilanych przez wolno płynące rzeki. W Zabierzowie i Orleju flora składała się z paproci nasiennych, benetytów, sagowcowych i iglastych (*Bilsdalea dura*). W Grojcu bogatą florę, zdominowały paprocie, ale były też obecne paprocie nasiennie (*Pachypteris major*), sagowcowe, benetyty i szpilkowe. Środowisko Wólki Bałtowskiej różniło się od wcześniej opisanych stanowisk, gdyż była to wyspa, a zachowana roślinność jest po części przybrzeżna, a częściowo pochodzi z wnętrza wyspy. Rośliny należą głównie do iglastych (*Pagiophyllum araucarinum*), a inne grupy jak np. paprocie i skrzypy są rzadkie. Wartości $\delta^{13}C$ wykorzystano jako wskaźniki stresu środowiskowego, ponieważ szlaki fotosyntetyczne w warunkach stresowych w różnym stopniu dyskryminują izotop ^{13}C. Bardziej ujemne wartości $\delta^{13}C$ wskazują na niższy poziom stresu i większą stabilność środowiska. W obrębie noryku Poręba i Marciszów-Zawiercie wykazały stosunkowo mniej ujemne wartości (około –24‰), co sugeruje wyższy poziom stresu środowiskowego, podczas gdy Patoka (–29,19‰) oraz dolnojurajski (hettang) Sołtyków (–30,76‰) odzwierciedlały najbardziej stabilne warunki środowiskowe. Wartości dla batonu i kimerydu mieściły się w przedziale od około –26 do –27‰, wskazując na umiarkowaną stabilność środowiska.

Wartości $\delta^{15}N$ dostarczyły informacji na temat dostępności azotu oraz poziomu konkurencji w obrębie ekosystemów. Próbki z noryku miały stosunkowo jednorodne wartości (około 5‰), natomiast próbki z hettangu oraz jednego stanowiska batońskiego (Grojec) charakteryzowały się niższymi wartościami (około 2‰), co wskazuje na lepszą dostępność azotu. Najbardziej ujemne wartości $\delta^{15}N$ odnotowane na batońskim stanowisku Orlej (–5,79‰) oraz na stanowisku kimerydzkim Wólka Bałtowska (–5,09‰) sugerują niezwykle wysoką dostępność azotu.

Stosunek całkowitego węgla do azotu określa tempo wzrostu roślin. Niski stosunek C/N w Orleju wskazuje na szybki wzrost roślin. Najwyższe wartości stosunku C/N wykazują rośliny z Wólki Bałtowskiej co wskazuje na ich wolniejszy wzrost, ale większą tolerancję na stres. Zaobserwowano zależność pomiędzy zmiennością wartości indeksu szparkowego (SI) i gęstości komórek u różnych gatunków roślin a różnicami w wartościach $\delta^{13}C$ i $\delta^{15}N$ uzyskanych dla tych samych stanowisk.

Badania sfinansowano ze środków Narodowego Centrum Nauki (projekty nr 2022/45/B/NZ8/02000 i 2021/43/B/ST10/00941) oraz z funduszy statutowych Instytutu Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk.

Historia klimatu i środowiska zapisana w osadach – podejście palinologiczne

The history of climate and environment recorded in sediments – a palynological approach

Dominika Sieradz-Bańka(1)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; dominika.sieradz-banka@pgi.gov.pl

Historia roślinności jest ściśle związana z klimatem i jego zmianami. W czwartorzędzie wraz z cyklami zlodowaceń i interglacjałów, następowały istotne zmiany w składzie i zasięgu zbiorowisk roślinnych. Ich przebieg można rekonstruować na podstawie pyłku i zarodników zachowanych w osadach organicznych lub mineralno-organicznych. Poszczególne taksony roślinne charakteryzują się określonymi preferencjami siedliskowymi, dlatego skład spektrum palinologicznego pozwala wnioskować o warunkach środowiskowych i klimatycznych panujących w czasie sedymentacji. Szczególnie cenne są taksony, które mają bardzo wąski zakres tolerancji lub są związane z określonym typem siedlisk. Są to tzw. bioindykatory.

Możliwość wykorzystania pyłku w badaniach paleoekologicznych wynika przede wszystkim ze składu ich błony komórkowej zbudowanej ze sporopolleniny – odpornego na działanie czynników chemicznych polimeru, który umożliwia zachowanie ziaren pyłku i zarodników w osadach przez tysiące lat. Szczególnie cennym archiwum zmian klimatycznych i środowiskowych są osady jeziorne. Rejestrują one zmiany paleoekologiczne ze względu ze względu na ciągłość sedymentacji oraz dogodne warunki zachowania materiału organicznego, dzięki warunkom beztlenowym zatrzymany zostaje rozkład palinomorf.

Na podstawie analizy palinologicznej możemy prześledzić zmiany procentowego udziału poszczególnych taksonów w spektrach pyłkowych w kolejnych warstwach osadów. Uzyskany w ten sposób zapis odzwierciedla zmiany pokrywy roślinnej w czasie i przestrzeni, zachodzące zarówno pod wpływem czynników naturalnych związanych z klimatem, jak i działalności człowieka (Rychel i in., 2025). W profilach kopalnych zbiorników wysoka rozdzielczość badań pozwala na identyfikację zarówno długotrwałych trendów klimatycznych, jak i krótkotrwałych fluktuacji. Zestawienie analizy palinologicznej z innymi metodami m.in. analizą makroszczątków roślinnych, wioślarek (Cladocera), badań geochemicznych czy izotopowych daje najbardziej optymalne rezultaty dla rekonstrukcji zmian środowiskowych i klimatycznych.

Literatura:

Rychel J., Obremska M., Niska M., Płóciennik M., Sieradz D., 2025 – Bioindicators as a tool for reconstructing climate change. *Przegląd Geologiczny*, 73, 2: 177–186.

Prawdopodobne stanowiska osadów interglacjału mazowieckiego w rejonie Piórkowa i Nieskurzowa (arkusz Łagów B - 853 B) – wstępne wyniki badań

Probable sites of Masovian Interglacial sediments in the Piórków and Nieskurzów area (Łagów B - 853 B sheet) – preliminary research results

Jakub Sokalski(1), Sylwester Salwa(1), Wojciech Granoszewski(2), Justyna Ryłko-Frocisz(2), Andrzej Stoiński(1), Sławomir Mądry(1), Dariusz Wieczorek(1), Karolina Idzikowska(2)

(1) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce; jsoka@pgi.gov.pl, ssal@pgi.gov.pl, asto@pgi.gov.pl, smad@pgi.gov.pl, dwie@pgi.gov.pl
(2) Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; wgra@pgi.gov.pl, jryl@pgi.gov.pl, kbie@pgi.gov.pl

W trakcie prac kartograficznych prowadzonych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000 na arkuszu Łagów B - 853 B w rejonie Piórkowa Kolonii, Piórkowa i Nieskurzowa Starego nawiercono serię plejstoceńskich osadów organicznych. Wyniki analiz palinologicznych wskazują na ich związek z interglacjałem mazowieckim (MIS 11c). W niniejszym abstrakcie przedstawiono wstępne wyniki badań nad tymi osadami.

Osady organiczne są reprezentowane przez muły organiczne i torfy o miąższości dochodzącej do kilkunastu metrów. Ich położenie hipsometryczne wskazuje na istnienie co najmniej dwóch odrębnych paleozbiorników, gdyż różnica w wysokości ich dna wynosi około 50 m. W profilach Piórkowa i Piórkowa Kolonii osady organiczne występują w obrębie kopalnych obniżeń o charakterze rynien erozyjnych, lub subglacjalnych. Osady interglacjalne zalegają powyżej glin lodowcowych kompleksu południowopolskiego, natomiast ich strop przykrywają osady rzeczne, deluwialne i stokowe związane z późniejszymi etapami rozwoju plejstocenu oraz holocenu. W Nieskurzowie Starym osady organiczne są przykryte przez lessy i utwory stokowe zlodowacenia wisły.

Materiał badawczy pobrano z 4 sond mechanicznych (nr 113, 146, 1154, 1068). Przeprowadzono analizy litologiczno-petrograficzne oraz badania palinologiczne. Najpełniejszą sukcesję pyłkową uzyskano w profilach w Piórkowie Kolonii. Dokumentuje ona trzy pierwsze okresy interglacjału mazowieckiego: od fazy borów borealnych (brzozowo-sosnowych), poprzez rozwój lasów świerkowo-olszowych, aż do pojawienia się jodły i graba, charakterystycznych dla optimum klimatycznego. W profilu z Nieskurzowa Starego dominuje pyłek *Pinus silvestris* przy niskich wartościach pyłku *Betula alba*. Jednoczesna obecność pyłku skrzydłoorzecha (*Pterocarya*) pozwala wiązać badane osady z późniejszą częścią sukcesji mazowieckiej.

Rozpoznane stanowiska mogą mieć znaczenie dla dyskusji nad zasięgiem zlodowacenia odry (MIS 6), sanu 2 (MIS 12), czy zlodowacenia sanu 1 (MIS 16) w Górach Świętokrzyskich. Ze względu na znaczną miąższość osadów biogenicznych oraz potencjalnie zachowaną pełną sukcesję MIS 11c, obiekty te należą do najbardziej perspektywicznych do poznania przebiegu interglacjału mazowieckiego w tym regionie, w którym znanych jest dotychczas zaledwie kilka stanowisk tego wieku. Wymagają one dalszych szczegółowych badań litologicznych, palinologicznych i geochronologicznych.

Prace realizowane w ramach umowy nr 614/2021/Wn-07/FG-kg-d-n/D, „Wykonanie siedmiu arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000: Kielce A, Kielce B, Kielce C, Łagów A, Łagów B, Łagów C i Łagów D", finansowanej ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Spis treści

REFERATY 7

Analiza porównawcza narracji klimatycznej w bibliografii naukowej czasopism wysokopunktowanych (*Nature*, *Science*, *Lancet* etc.) – Maciej Dąbski 8

Groźne zdarzenia hydrometeorologiczne – globalne trendy – Maciej Dąbski 10

Zmiany stosunków izotopowych węgla ($\delta^{13}C_{carb}$) w beriasie górnym zachodniej Tetydy i ich związek z paleoklimatem, paleoproduktywnością wód oraz wahaniami poziomu morza – Jacek Grabowski, Damian G. Lodowski, Hubert Wierzbowski, Patrycja Wójcik-Tabol 11

Zmiany paleośrodowiskowe a zespoły faun mszywiołowych w czasie kenozoiku w Antarktyce Zachodniej – Urszula Hara 13

Integracja danych teledetekcyjnych i uczenia maszynowego w rekonstrukcji powodzi 2024 w dolinie Nysy Kłodzkiej i Odry jako współczesnego analogu ekstremalnych zdarzeń klimatyczno-hydrologicznych – Mirosław Kamiński 15

Cykle paleoklimatyczne różnej rangi w późnym permie północnej Pangei w odniesieniu do stratygrafii i zapisu osadowego czerwonego spągowca i cechsztynu w południowym permskim basenie Europy – Hubert Kiersnowski 17

Zmiany paleoklimatyczne i ewolucja środowisk depozycyjnych basenu śródsudeckiego (SW Polska) w najwyższym karbonie i permie – Aleksander Kowalski 19

Ocieplenie na początku XX wieku – Leszek Marks 21

W jakim stopniu zapis paleomagnetyczny w lessach pozwala na uszczegółowienie ich chronostratygrafii oraz rekonstrukcję kierunków dawnej cyrkulacji atmosferycznej – przykłady z Polski i Ukrainy – Jerzy Nawrocki 22

Jaką informację o lokalnych i regionalnych warunkach klimatycznych w późnym triasie Górnego Śląska niesie flora zachowana w wapieniu woźnickim? – Grzegorz Pacyna, Sławomir Florjan, Jadwiga Ziaja, Maria Barbacka, Anna Setlik, Joanna Białek 23

Klimat a bioróżnorodność w ordowiku – Teresa Podhalańska 25

Rekonstrukcja klimatu i środowiska w trakcie interglacjału eemskiego na obszarze północnego Mazowsza – Dominika Sieradz-Bańka 26

Kamienie milowe paleogeńskich i neogeńskich zmian klimatycznych zapisane w osadach z Niżu Polskiego – Barbara Słodkowska, Jacek Robert Kasiński 27

Analiza sejsmostratygraficzna osadów paleodelty Wisły na podstawie danych ultrawysokorozdzielczych UHRS jako zapisu wahań poziomu Morza Bałtyckiego we wczesnym holocenie – Kacper Sokół, Marta Kozioł, Bartosz Kurjański, Elżbieta Maszloch, Radosław Wróblewski 29

Otwornice aglutynujące ze środowisk stresowych we fliszu polskich Karpat zewnętrznych (kreda–paleocen): analiza morfogrupowa – Andrzej Szydło 30

Odkrycie pierwszego walenia z eocenu Polski i jego znaczenie dla ewolucji wczesnych Pelagiceti na tle zmian środowiskowych paleogenu – Daniel Tyborowski, Svitozar Davydenko, Weronika Wierny, Pavel Gol'din, Lucjan Gazda 31

Historia sztormów w środkowym i późnym holocenie zapisana w osadach dna i wybrzeża Zatoki Gdańskiej – Szymon Uścinowicz, Witold Cieślikiewicz, Urszula Pączek, Paweł Sydor, Grzegorz Uścinowicz 33

Okresy ciepłego klimatu w fanerozoiku i ich związek z wysokim stężeniem CO_2 w atmosferze oraz wydarzeniami gwałtownej emisji gazów cieplarnianych – Hubert Wierzbowski 36

Rekonstrukcja paleoklimatu i paleośrodowiska Gray Fossil Site (Tennessee, USA) na podstawie analizy palinoflory i mikroszczątków grzybów – Elżbieta Worobiec, Grzegorz Worobiec, Yusheng (Christopher) Liu 38

Zapis zmian klimatycznych w osadach jeziornych interglacjałów eemskiego i mazowieckiego we wschodniej Polsce – podobieństwa i różnice. Uwarunkowania geologiczne – Marcin Żarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Anna Hrynowiecka, Irena Agnieszka Pidek, Renata Stachowicz-Rybka, Artur Górecki, Sylwia Skoczylas-Śniaz, Krzysztof Stachowicz 40

POSTERY 43
Badania izotopowe, geochemiczne, podatności magnetycznej i mikrofacjalne jury górnej w otworze Lublin IG 2 – Anna Feldman-Olszewska 44
Mikrobioerozja i mikrytyzacja w zapisie wapieni muszlowcowych retu synkliny piekoszowskiej (górny olenek, Góry Świętokrzyskie) jako wskaźnik warunków paleośrodowiskowych w triasowym basenie germańskim – Karolina Idzikowska, Wiesław Trela 46
Geofizyczno-morfometryczna analiza tarasu rzecznego Wieprza w kontekście zmian środowiskowych: integracja ERT, LiDAR ALS i metod uczenia maszynowego – Mirosław Kamiński 48
Środowiskowe uwarunkowania zmienności składu chemicznego osadów biogenicznych w północno-zachodniej Polsce – Klaudia Małkińska, Maja Olszanowska, Weronika Ceglarek, Joanna Sławińska, Julita Tomkowiak, Paweł Osóch, Ryszard Krzysztof Borówka, Daniel Okupny 50
Litostratygrafia osadów mineralno-organicznych w Serra da Canastra (środkowa Brazylia) – Daniel Okupny, Silvio Carlos Rodrigues, Łukasz Pawlik, Klaudia Małkińska 51
Co analiza frakcjonowania stabilnych izotopów 13C i 15N, indeks szparkowy i gęstość komórek w liściach nagonasiennych mówi o paleoklimacie i jego wahaniach w triasie górnym i jurze Polski? – Grzegorz Pacyna, Maria Barbacka, Jadwiga Ziaja, Zbigniew Miszalski 52
Historia klimatu i środowiska zapisana w osadach – podejście palinologiczne – Dominika Sieradz-Bańka 54
Prawdopodobne stanowiska osadów interglacjału mazowieckiego w rejonie Piórkowa i Nieskurzowa (arkusz Łagów B - 853 B) – wstępne wyniki badań – J. Sokalski, S. Salwa, W. Granoszewski, J. Ryłko-Frocisz, A. Stoiński, S. Mądry, D. Wieczorek, K. Idzikowska 55

Table of contents

LECTURES 7

A comparative analysis of climate narratives in high impact journals (*Nature*, *Science*, *Lancet* etc.) – Maciej Dąbski 8

Hazardous hydrometeorological events – global trend – Maciej Dąbski 10

Changes in carbon isotope ratios (δ^{13}Ccarb) during the Upper Berriasian of the western Tethys and their relationship to paleoclimate, water paleoproductivity, and sea-level fluctuations – Jacek Grabowski, Damian G. Lodowski, Hubert Wierzbowski, Patrycja Wójcik-Tabol 11

Palaeoenvironmental changes versus bryozoan assemblages during the Cenozoic of West Antarctica – Urszula Hara 13

Integration of remote sensing data and machine learning in the reconstruction of the 2024 flood in the Nysa Kłodzka and Oder river valleys as a contemporary analogue of extreme hydroclimatic events – Mirosław Kamiński 15

Palaeoclimatic cycles of various orders in the Late Permian of northern Pangea in relation to the stratigraphy and sedimentary record of the Rotliegend and Zechstein in the Southern Permian Basin of Europe – Hubert Kiersnowski 17

Palaeoclimatic changes and evolution of depositional environments in the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) during the latest Carboniferous and Permian – Aleksander Kowalski 19

The warming at the beginning of the 20th century – Leszek Marks 21

To what extend does the paleomagnetic record allow for a more detailed chronostratigraphy and reconstructing the past directions of atmospheric circulation in loess – examples from Poland and Ukraine – Jerzy Nawrocki 22

What can the flora preserved in the Woźniki Limestone tell us about the local and regional climate of Late Triassic Upper Silesia? – Grzegorz Pacyna, Sławomir Florjan, Jadwiga Ziaja, Maria Barbacka, Anna Setlik, Joanna Białek 23

Climate and biodiversity in the Ordovician – Teresa Podhalańska 25

Reconstruction of vegetation and climate during the Eemian Interglacial in northern Masovia – Dominika Sieradz-Bańka 26

Milestones of Paleogene and Neogene climate change recorded in sediments from the Polish Lowlands – Barbara Słodkowska, Jacek Robert Kasiński 27

Seismostratigraphic analysis of Vistula paleodeltaic sediments on Ultra-High Resolution Seismic data as a record of sea level fluctuations during early Holocene – Kacper Sokół, Marta Kozioł, Bartosz Kurjański, Elżbieta Maszloch, Radosław Wróblewski 29

Agglutinated foraminifera from stress environments in the flysch of the Polish Outer Carpathians (Cretaceous–Paleocene): Morphogroup analysis – Andrzej Szydło 30

The discovery of the first Eocene whale from Poland and its significance for the evolution of early Pelagiceti in the context of Paleogene environmental changes – Daniel Tyborowski, Svitozar Davydenko, Weronika Wierny, Pavel Gol'din, Lucjan Gazda 31

Middle and Late Holocene storm history recorded in sediments from the bottom and coast of the Gulf of Gdańsk – Szymon Uścinowicz, Witold Cieślikiewicz, Urszula Pączek, Paweł Sydor, Grzegorz Uścinowicz 33

Greenhouse periods of the Phanerozoic climate and their relationship with elevated atmospheric CO_2 level and abrupt emissions of greenhouse gases – Hubert Wierzbowski 36

Reconstruction of the paleoclimate and paleoenvironment of the Gray Fossil Site (Tennessee, USA) based on palynoflora and fungal microfossils – Elżbieta Worobiec, Grzegorz Worobiec, Yusheng (Christopher) Liu 38

Records of Climate Change in Lake Sediments from the Eemian and Mazovian Interglacial Periods in Eastern Poland – Similarities and Differences. Geological Context – Marcin Żarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Anna Hrynowiecka, Irena Agnieszka Pidek, Renata Stachowicz-Rybka, Artur Górecki, Sylwia Skoczylas-Śniaz, Krzysztof Stachowicz 40

POSTERS 43
Isotopic, geochemical, magnetic susceptibility, and microfacies analyses of the Upper Jurassic in the Lublin IG 2 borehole – Anna Feldman-Olszewska 44
Microbioerosion and micritization in Röt shelly limestones of the Piekoszów Syncline (Upper Olenekian, Holy Cross Mountains) as indicators of palaeoenvironmental conditions in the Triassic Germanic Basin – Karolina Idzikowska, Wiesław Trela 46
Geophysical and morphometric analysis of the Wieprz River terrace in the context of environmental change: Integration of ERT, LiDAR ALS, and machine learning methods – Mirosław Kamiński 48
Environmental factor on the chemical composition variability of biogenic sediments in north-west Poland – Klaudia Małkińska, Maja Olszanowska, Weronika Ceglarek, Joanna Sławińska, Julita Tomkowiak, Paweł Osóch, Ryszard Krzysztof Borówka, Daniel Okupny 50
Lithostratigraphy of mineral-organic deposits in Serra da Canastra (central Brazil) – Daniel Okupny, Silvio Carlos Rodrigues, Łukasz Pawlik, Klaudia Małkińska 51
Sedimentological and geochemical record of the Toar anoxic event (TOAE) in the Križna unit in the High Tatra Mountains – Grzegorz Pacyna, Maria Barbacka, Jadwiga Ziaja, Zbigniew Miszalski 52
The history of climate and environment recorded in sediments – a palynological approach – Dominika Sieradz-Bańka 54
Probable sites of Masovian Interglacial sediments in the Piórków and Nieskurzów area (Łagów B - 853 B sheet) – preliminary research results – J. Sokalski, S. Salwa, W. Granoszewski, J. Ryłko-Frocisz, A. Stoiński, S. Mądry, D. Wieczorek, K. Idzikowska 55