

# PALEOKLIMAT

2. KONFERENCJA NAUKOWA

## ZMIANY KLIMATYCZNE W PRZESZŁOŚCI GEOLOGICZNEJ

Referaty i postery

Warszawa, 24–25 listopada 2015



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY  
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Warszawa 2015

**Komitet naukowy:**

dr hab. Jacek GRABOWSKI, prof. nadzw. PIG-PIB  
dr Ewa KRZEMIŃSKA (PIG-PIB)  
prof. dr hab. Leszek MARKS (PIG-PIB)  
dr hab. Stanisław MIKULSKI, prof. nadzw. PIG-PIB  
prof. dr hab. Tadeusz PERYT (PIG-PIB)  
dr hab. Grzegorz PIENKOWSKI, prof. nadzw. PIG-PIB  
prof. dr hab. Andrzej TATUR (Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski)  
dr Torsten UTESCHER (Senckenberg Research Institute, Frankfurt  
Main; Steinmann Institute, University of Bonn)  
prof. dr Dimiter IVANOV, DSc (Div. Palaeobotany and Palynology,  
Institute of Biodiversity and Ecosystem Research Bulgarian Academy  
of Sciences)

**Komitet organizacyjny:**

dr Barbara SŁODKOWSKA (przewodnicząca)  
dr Hanna WINTER  
mgr Marta HODBOD  
mgr Izabela OLCZAK-DUSSELDORP  
mgr Anna BAGIŃSKA  
mgr Joanna KACZMARZYK  
mgr Paweł URBAŃSKI

Akceptował do druku dnia 12.11.2015 r.  
Kierownik Państwowego Instytutu Geologicznego –  
Państwowego Instytutu Badawczego  
mgr Roman SMÓŁKA

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2015

ISBN 978-83-7863-482-9

Adres redakcji: Zakład Publikacji PIG-PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; [www.pgi.gov.pl](http://www.pgi.gov.pl)

Projekt, opracowanie typograficzne, skład i łamanie: Michał Janik, Anna Kalinowska, Ewelina Leśniak,  
Paweł Zawada

Projekt loga konferencji: Joanna Kaczmarzyk

Projekt okładki: Izabela Olczak-Dusseldorf

Zdjęcia na okładce:

I strona (od lewej) – Samotna góra lodowa na Oceanie Południowym, Antarktyda  
(*fol. S. Ostrowski*); Królewski Ogród Botaniczny Peradeniya, Kanda,  
Sri Lanka (*fol. W. Morawski*); Sahara, Tunezja (*fol. W. Morawski*);  
zatoka Jalë, Albania (*fol. M. Krzeczyńska*)

IV strona (od lewej) – Klify Moheru, Irlandia (*fol. D. Karmasz*); Wielki Szott, Szott al-Dżerid,  
Tunezja (*fol. W. Morawski*); półwysep Dingle, w tle Wyspy Skelling,  
Irlandia (*fol. D. Karmasz*)

Nakład: 130 egz.

Druk: 2M s.c., ul. Makowska 139/141, 04-344 Warszawa

# SPIS RZECZY

## REFERATY

- Teresa ADAMCZAK-BIAŁY, Adam WÓJCICKI  
CCS jako jedna z metod zapobiegania zmianom klimatycznym ..... 11  
*CCS as one of methods of preventing climate change*
- Karina APOLINARSKA, Mariusz PELECHATY  
Zróżnicowanie wartości  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  w muszlach współczesnych mięczaków z Jeziora Lednica,  
zachodnia Polska ..... 13  
*Shell  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  variability in recent snails from Lake Lednica, western Poland*
- Karina APOLINARSKA, Mariusz PELECHATY, Annette KOSSLER  
Zróżnicowanie wartości  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  w muszlach słodkowodnych ślimaków oraz optymalna  
liczba muszli wymagana do analizy izotopowej danej warstwy osadu na przykładzie  
sekwencji osadów jeziornych w Paddenluch, Niemcy ..... 15  
*Within-sample variability of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of freshwater gastropod shells and  
the optimum number of shells to measure per sediment layer in the Paddenluch  
palaolacustrine sequence, Germany*
- Mirosław BŁASZKIEWICZ z zespołem projektu NCN (20011/01/B/ST10/07367)  
oraz projektu ICLEA Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
Paleoklimatyczno-paleośrodowiskowe dane wysokiej rozdzielczości zapisane  
w laminowanych osadach Jeziora Czechowskiego (Pomorze Wschodnie) ..... 16  
*High-resolution paleoclimatic and environmental data recorded in laminated lacustrine  
sediments, Czechowskie Lake (Eastern Pomerania)*
- Izabela BOJAKOWSKA, Elżbieta TOŁKANOWICZ  
Zmienność chemicznych wskaźników wietrzenia oraz zawartości pierwiastków śladowych  
w osadach torfowiska Otałżyno ..... 17  
*Variability of chemical weathering indices and trace element contents in peat bog Otałżyno*
- Paweł BRAŃSKI  
Mineralogiczny i geochemiczny zapis warunków klimatycznych i środowiskowych  
we wczesnym pliensbachu (przykłady z drobnoziarnistych osadów w basenie polskim) ..... 19  
*Mineralogical and geochemical record of the Early Pliensbachian climatic and environmental  
conditions (examples from the fine-grained deposits of Polish Basin)*
- Grzegorz CZAPOWSKI, Hanna TOMASSI-MORAWIEC  
Zapis zmian klimatycznych w utworach solnych (górnym perm, Polska) ..... 21  
*Climate changes record in salt deposits (Upper Permian, Poland)*
- Anna FIJAŁKOWSKA-MADER  
Zapis karnickiego zdarzenia pluwialnego w mikroflorze Polski ..... 22  
*A record of the carnian pluvial event in the microflora of Poland*
- Łucja FOSTOWICZ-FRELIK  
Czy zapis kopalny zajęczaków (Lagomorpha, Mammalia) odzwierciedla zmiany klimatu? ..... 24  
*Are climate changes reflected in the fossil record of Lagomorpha (Mammalia)?*

Ewa GŁOWNIAK, Jacek GRABOWSKI, Hubert WIERZBOWSKI,  
Peter PERVESLER, Michał KARGER

- Correlation of the ammonite events in the Cordatum Zone (Early Oxfordian, Late Jurassic) of southern Poland with the oxygen and carbon isotope composition of belemnite rostra, geochemistry and the magnetic susceptibility in the Wrzosowa section – preliminary report . . . . . 25
- Korelacja zdarzeń amonitowych w poziomie Cordatum (wczesny oksford, późna jura) południowej Polski ze składem izotopowym tlenu i węgla rostrów belemnitów, geochemią i podatnością magnetyczną w profilu Wrzosowej – wstępne wyniki*

Jacek GRABOWSKI, Paweł BRAŃSKI, Józef MICHALIK, Andrzej PSZCZÓŁKOWSKI,  
Katarzyna SOBIENÍ

- Zmiany klimatyczne związane z wydarzeniem izotopowym  $\delta^{13}\text{C}$  w walańzynie (sukcesje pelagiczne i hemipelagiczne Karpat Zachodnich): podatność magnetyczna, geochemia i minerały ilaste . . . . . 27
- Climate changes related to isotope event  $\delta^{13}\text{C}$  in the Valanginian (pelagic and hemipelagic successions of the Western Carpathians): magnetic susceptibility, geochemistry and clay minerals*

Jacek GRABOWSKI, Katarzyna SOBIENÍ, Hubert WIERZBOWSKI, Andrzej WIERZBOWSKI,  
Wiktor ROBACZEWSKI

- Zmiany paleośrodowiskowe na przełomie oksfordu i kimerydu (Wyżyna Wieluńska): migracje fauny amonitowej a zapis petromagnetyczny i geochemiczny w osadach megafacji gąbkowej . . . . . 29
- Palaeoenvironmental changes across the Oxfordian/Kimmeridgian transition (Upper Jurassic, Wieluń Upland, Central Poland): ammonite faunas migrations and integrated rock magnetic – geochemical record in the sponge megafacies*

Jacek GRABOWSKI, Patrycja WÓJCIK-TABOL, Daria IVANOVA, Iskra LAKOVA,  
Silviya PETROVA, Petr SCHNABL, Katarzyna SOBIENÍ, Kristalina STOYKOVA

- Wskaźniki wietrzenia chemicznego, zmiany natlenienia i stratygrafia izotopowa  $\delta^{13}\text{C}$ : zapis w hemipelagicznych osadach górnego beriasu (najniższa kreda) zachodniego Bałkanu (profil Barlya, Bułgaria) . . . . . 31
- Weathering indicators, oxygenation fluctuations and isotope stratigraphy  $\delta^{13}\text{C}$ : record in the hemipelagic sediments of the upper Berriasian (Lower Cretaceous) of the West Balkans (Barlya section, Bulgaria)*

Wojciech GRANOSZEWSKI, Hanna WINTER, Krzysztof URBAŃSKI, Dariusz CISZEK

- Zmiany klimatu w interglacjalach MIS 11 i MIS 1 na podstawie badań palinologicznych z zachodniej Polski . . . . . 33
- Interglacial climate changes in MIS 11 and MIS 1 in the light of pollen analysis studies from western Poland*

Urszula HARA

- Changes in the bryozoan communities throughout the Cenozoic of Antarctica . . . . . 35
- Zmienność kenozoicznych zespołów fauny mszywiolowej Antarktyki*

Dimiter IVANOV

- Cenozoic taxonomic diversity, climate change and plant fossilization: examples from Bulgarian fossil record . . . . . 37
- Zróżnicowanie taksonomiczne kenozoiku, zmiany klimatu i fosylizacja roślin: przykłady z zapisu kopalnego w Bułgarii*

Małgorzata JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ, Andrzej SZYDŁO

- Klimat i środowisko północnej Tetydy z przełomu kredy i paleogenu na podstawie mikro- i nanoskamieniałości z polskich Karpat zewnętrznych (strefa śląsko-podśląska) . . . . . 38
- Climate and environment of the northern Tethys during the Cretaceous-Paleogene transition based on nanno- and microfossils from the Polish Outer Carpathians (Silesian-Subsilesian zone)*

Mirosław T. KARASIEWICZ, Piotr HULISZ, Barbara WORONKO, Łukasz MENDYK

- 2,5–2,8 kyrs event jako przykład nagłych zmian klimatycznych holocenu . . . . . 40
- The 2.5–2.8 kyrs event as an example of abrupt climate changes in the Holocene*

Mirosław T. KARASIEWICZ, Barbara WORONKO, Joanna RYCHEL, Mirosława KUPRYJANOWICZ, Magdalena FIJOŁ	
Zmiany klimatyczne vistulianu w północno-wschodniej Polsce zapisane w geochemii osadów północnego Podlasia .....	42
<i>Climate change of Vistulian recorded in sediment geochemistry in Eastern Poland, the northern Podlasie</i>	
Jacek R. KASIŃSKI, Barbara SŁODKOWSKA	
Czynniki warunkujące neogeńską antrakogenezę na Niziu Polskim .....	44
<i>Determinants of Neogene anthracogenesis on the Polish Lowlands</i>	
Bartosz KOTRYS	
Nowy zbiór testowy Chironomidae jako podstawa do rekonstrukcji temperatury powietrza w późnym glacie i holocenie przy zastosowaniu metody sztucznych sieci neuronowych – wstępne wyniki badań .....	46
<i>A new Polish Chironomidae calibration set for temperature reconstructions with use of Artificial Neural Network in Late Glacial and Holocene sedimentary records</i>	
Michał KROBICKI, Anna FELDMAN-OLSZEWSKA, Jolanta IWAŃCZUK, Oleg HNYŁKO	
Późnojurajsko-wczesnokredowy wulkanizm w Karpatach pogranicza ukraińsko-rumuńskiego (góry Czywczyńskie i Marmaroskie) – paleoklimatyczne konsekwencje? .....	47
<i>Late Jurassic–Early Cretaceous volcanism in the Ukrainian-Romanian transborder zone (Chyvcynian and Maramureş mountains) – palaeoclimatic consequences?</i>	
Michał KROBICKI, Jan GOLONKA	
Paleośrodowiskowe reperkusje wulkanizmu emejszańskiego Wietnamu północnego (południowo-wschodnia Azja) .....	49
<i>Palaeoenvironmental significance of Emeishan volcanism of Northern Vietnam (SE Asia)</i>	
Michał KROBICKI, Barbara STUDENCKA, Hubert WIERZBOWSKI, Iwona CZEPIEC	
Mioceniczne budowle ostrygowe Europy i ich znaczenie paleośrodowiskowe .....	51
<i>Miocene oyster buildups of Europe and their palaeoenvironmental significance</i>	
Ewa KRZEMIŃSKA, Zbigniew J. CZUPYT	
Sekwencyjne analizy szkliwa zębów na mikrosondzie jonowej SHRIMP IIe/MC – odczyt wieloletnich i/lub wielosezonowych fluktuacji $\delta^{18}\text{O}$ i ich wykorzystanie w rekonstrukcjach paleoklimatycznych .....	53
<i>Sequential analyses of dental enamel by SHRIMP IIe/MC ion microprobe – Reading a long-term seasonal <math>\delta^{18}\text{O}</math> fluctuation and their application to palaeoclimate reconstructions</i>	
Mirosława KUPRYJANOWICZ, Wojciech GRANOSZEWSKI, Dorota NALEPKA, Irena A. PIDEK, Adam WALANUS, Zofia BALWIERZ, Magdalena FIŁOC, Piotr KOŁACZEK, Aleksandra MAJECKA, Małgorzata MALKIEWICZ, Małgorzata NITA, Bożena NORYSKIEWICZ, Hanna WINTER	
Niestabilność klimatu pod koniec interglacjału eemskiego w świetle map izopolowych Polski .....	55
<i>Instability of the climate at the end of the Eemian Interglacial as illustrated by the isopollen maps for Poland</i>	
Michał MAKOS, Vincent RINTERKNECHT	
Zmiany warunków klimatycznych podczas deglacjacji Tatr Polskich .....	57
<i>Fluctuations of climatic conditions during deglaciation of the Tatra Mountains</i>	
Monika MASIĄK, Teresa PODHALAŃSKA, Marzenna STEMPIEŃ-SAŁEK	
Przebudowa zespołów palinologicznych jako wskaźnik zmian klimatycznych na przełomie ordowiku i syluru .....	59
<i>Rebuilding of palynological assemblages as an indicator of climatic changes on Ordovician/Silurian boundary</i>	

Bronisław A. MATYJA, Piotr ZIÓLKOWSKI	
Paleoklimat współczesnych mórz . . . . .	60
<i>Paleoclimate of recent seas</i>	
Joanna MIROŚLAW-GRABOWSKA, Monika NISKA, Mirosława KUPRYJANOWICZ	
Reakcja środowiska jeziornego na ochłodzenie klimatyczne – na przykładzie osadów z interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu z profilu Solniki (NE Polska) . . . . .	61
<i>Reaction of lake environment on the climatic cooling – on the basis of the Eemian Interglacial and Early Vistulian sediments from the Solniki profile (NE Poland)</i>	
Anna MOZER, Zoltán PÉCSKAY	
Radiometric methods (K-Ar) in paleoclimatic studies – a King George Island (West Antarctica) case . . . . .	63
<i>Metody radiometryczne (K-Ar) w badaniach paleoklimatycznych – przykład z Wyspy Króla Jerzego, Antarktyka Zachodnia</i>	
Adam NADACHOWSKI, Mateusz BACA, Grzegorz LIPECKI, Paweł MACKIEWICZ, Adrian MARCISZAK, Danijela POPOVIĆ, Paweł SOCHA, Krzysztof STEFANIAK, Piotr WOJTAL	
Wpływ zmian klimatycznych w późnym plejstocenie na migracje ssaków w środkowej Europie . . . . .	64
<i>Influence of climatic changes in Late Pleistocene on migrations of mammals in Central Europe</i>	
Jerzy NAWROCKI, Andriy BOGUCKI, Maria ŁANCZONT, Olga ROSOWIECKA	
Paleomagnetyzm a badania lessowego archiwum zmian klimatu . . . . .	66
<i>Paleomagnetism and study of climate archive enclosed in the loess</i>	
Daniel OKUPNY, Jacek FORYSIAK, Ryszard BORÓWKA, Anna FORTUNIAK, Marek KLOSS, Milena OBREMSKA, Julita TOMKOWIAK	
Paleośrodowiskowe zmiany w świetle analiz paleobotanicznych i geochemicznych późnovistuliańskich i holocenijskich osadów węglanowych w torfowiskach okolic Łodzi . . . . .	67
<i>Palaeoenvironmental changes in light of the geochemical and palaeobotanical analyses of Late-Vistulian and Holocene carbonateous formations in peatlands of the Łódź region</i>	
Dominik PAWŁOWSKI, Ryszard K. BORÓWKA, Grzegorz KOWALEWSKI, Tomi P. LUOTO, Krystyna MILECKA, Liisa NEVALAINEN, Daniel OKUPNY, Mateusz PŁÓCIENNIK, Julita TOMKOWIAK, Tomasz ZIELIŃSKI	
Zapis zmian środowiskowych w osadach torfowiska z doliny Grabi (centralna Polska) . . . . .	68
<i>Record of the palaeoenvironmental changes from the Grabia river valley mire (central Poland)</i>	
Grzegorz PIENKOWSKI, Marta HODBOD, Clemens V. ULLMANN	
Wczesnojurajski efekt cieplarniany był przyspieszany destrukcją lądowej materii organicznej – zapis z marginalno-morskich utworów toarku Polski . . . . .	69
<i>The Early Jurassic greenhouse event was accelerated by decomposition of terrestrial organic matter – record from the Toarcian marginal-marine deposits from Poland</i>	
Izabela PLOCH	
Basen polski jako przykład zapisu zmian paleośrodowiska we wczesnej kredzie . . . . .	71
<i>Polish Basin as an example of Early Cretaceous paleoenvironment changes record</i>	
Barbara SŁODKOWSKA, Jacek R. KASIŃSKI	
Klimatyczny i środowiskowy wymiar wzmożonej rezynozji – przyczyny powstania bogatych złóż bursztynu bałtyckiego . . . . .	72
<i>Intense resinosis in the climatic and environmental record – a reason of origin of abundant Baltic amber deposits</i>	

Renata STACHOWICZ-RYBKA, Irena A. PIDEK, Marcin ŻARSKI	
Nowe dane paleoklimatyczne z profilu Ferdynandów 2011 na stanowisku stratotypowym . . . . .	74
<i>New palaeoclimatic data from profile Ferdynandów 2011 of the stratotype site</i>	
Jan SZEWCZYK	
Głęboka reliktoowa wieczna zmarzlina w rejonie suwalskiego masywu anortozytowego (SMA) – obszar występowania oraz geneza . . . . .	76
<i>The deep-seated relict permafrost from the area of Suwalki anorthosite massif (SAM) – spatial distribution and genesis</i>	
Szymon UŚCINOWICZ, Grzegorz ADAMIEC, Andrzej BLUSZCZ, Wojciech JEGLIŃSKI, Leszek JURYS, Regina KRAMARSKA, Grażyna MIOTK-SZPIGANOWICZ, Urszula PĄCZEK, Natalia PIOTROWSKA, Grzegorz PORĘBA, Piotr PRZEZDZIECKI	
Wiek osadów delt glaciofluwialnych i zastoiskowych z południowego Bałtyku w świetle datowania metodą OSL . . . . .	78
<i>Age of glaciofluvial and proglacial lake deposits from southern Baltic Sea in the light of datings by OSL method</i>	
Andrzej WIERZBOWSKI, Bronisław A. MATYJA, Jolanta SMOLEŃ	
Zmiany środowiskowo-klimatyczne w osadach megafacji gąbkowej przy granicy oksfordu i kimerydu na Wyżnie Wieluńskiej na podstawie danych paleobiologicznych . . . . .	80
<i>Palaeobiogeological factors as a clue for recognition of the environmental/climatic changes at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the sponge megafacies deposits of the Wieluń Upland (central Poland)</i>	
Hubert WIERZBOWSKI, Ulrike WACKER, Jens FIEBIG	
Environmental changes at the Middle–Late Jurassic transition – a comparison of $\delta^{18}\text{O}$ data of fossils from European marine basins and preliminary clumped isotope data from the Russian Platform . . . . .	82
<i>Zmiany środowiskowe na przełomie jury środkowej i późnej – porównanie wartości <math>\delta^{18}\text{O}</math> skamieniałości z basenów morskich Europy i wstępnych danych o składzie „clumped isotopes” z platformy rosyjskiej</i>	
Andrzej WILAMOWSKI, Tomasz BOSKI	
Zastosowanie mikrosondy jonowej SHRIMP do badania mikrokonkrecji syderytowych . . . . .	84
<i>Application of the ion microprobe SHRIMP for studying of siderite microconcretions</i>	
Elżbieta WOROBIEC, Joachim SZULC	
Palinologiczny zapis paleośrodowisk w paleogeńskich i neogeńskich osadach lejów krasowych z okolic Opola . . . . .	86
<i>Palynological record of the palaeoenvironmental data in Paleogene and Neogene fillings of palaeosinkholes in the Opole region</i>	
Antoni WÓJCIK, Rafał SIKORA	
Proterozoiczne zlodowacenia i ich dokumentacja w wychodniach skalnych na terenie gór Khasaghtu (zachodnia Mongolia) . . . . .	88
<i>Proterozoic glaciations and their documentations at outcrops in Khasght Mountain (Western Mongolia)</i>	
Marcin ŻARSKI, Adam NADACHOWSKI, Mikołaj URBANOWSKI, Hanna WINTER, Krystyna KENIG, Bogusław MARCINKOWSKI, Ewa KRZEMIŃSKA, Krzysztof STEFANIAK, Adrian MARCISZAK	
Paleośrodowisko człowieka neandertalskiego zapisane w osadach jaskini Stajnia (Jura Krakowsko-Częstochowska) w czasie MIS 3 . . . . .	90
<i>Palaeoenvironment of Neanderthals recorded in sediments of Stajnia Cave (Jura Krakowsko-Częstochowska) during MIS 3</i>	

## POSTERY

Karina APOLINARSKA, Piotr KOŁACZEK, Mariusz GAŁKA, Monika KARPIŃSKA-KOŁACZEK,  
Mateusz PŁÓCIENNIK, Stephen BROOKS, Michał GAŚSIOROWSKI

- Podobieństwa i różnice w wartościach  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  między muszlami mięczaków  
i mułem węglanowym na przykładzie stanowiska Łuka, zachodnia Ukraina ..... 93  
*Similarities and differences in  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values between mollusc shells and carbonate mud,  
an example from site Łuka, western Ukraine*

Bartosz KOTRYS

- Zapis zmian środowiska i klimatu od późnego glacjału do holocenu w profilu osadów dennych  
jeziora Morzycko na podstawie analiz palinologicznych ..... 95  
*Holocene environmental changes in Morzycko Lakeland (NW Poland) as reflected  
in the palaeobotanical proxies recorded in lacustrine and swampy sediments of the Morzycko lake*

Jarmila KRZYMIŃSKA, Hanna WINTER, Radosław PIKIES, Bartosz KOTRYS, Paweł SYDOR

- Zapis zmian paleośrodowiska podczas transgresji morza eemskiego  
na obszarze Dolnego Powiśla – wstępne wyniki badań ze stanowiska Linki ..... 96  
*Record of palaeoenvironment changes during the Eemian sea transgression in the area  
of Lower Vistula – preliminary study results from the Linki stand*

Aleksandra MAJECKA, Jacek FORYSIAK, Anna TOŁOCZKO-PASEK, Piotr MAJECKI,  
Leszek MARKS

- Transformacja wododziałów na obszarze rzeźby staroglacjalnej na Wysoczyźnie Łódzkiej,  
Centralna Polska ..... 98  
*Transformation of watersheds in post-Saalian area of the Łódź Upland, Central Poland*

Anna MOZER

- Lasy deszczowe klimatu umiarkowanego na Antarktydzie – zapis z Wyspy Króla Jerzego ..... 100  
*Antarctic temperate rain forest – a fossil record from King George Island*

Monika NISKA, Jerzy JONCZAK, Joanna GADZISZEWSKA

- Ewolucja warunków środowiskowych doliny Wkry na wysokości Bielaw Gołuskich zapisana  
w osadach paleomeandru w świetle późnoplejstocenijskich i wczesnoholocenijskich  
zmian klimatycznych ..... 101  
*The evolution of environmental conditions of the Wkra River valley near Bielawy Gołuskie  
in the light of Late Pleistocene and Early Holocene climate changes as recorded in oxbow lake deposits*

Marta OSZCZYPKO-CLOWES, Patrycja WÓJCIK-TABOL

- Zapis warunków deficytu tlenowego w oligocenijskich osadach jednostki grybowskiej  
w oknach tektonicznych Grybowa, Ropy i Szczawy (polskie Karpaty zewnętrzne) –  
analiza nanoplanktonu wapiennego i badania geochemiczne ..... 103  
*Oxygen deficiency recorded in the Oligocene succession of the Grybów Unit (Grybów, Ropa  
and Szczawa tectonic windows, Polish Outer Carpathians) – geochemical and calcareous  
nannoplankton analysis*

Joanna RYCHEL, Marcin MORAWSKI

- Paleogeografia ostatniej deglacjacji na obszarze Wysoczyzny Białostockiej i Wzgórz Sokólskich –  
uwarunkowania paleoklimatyczne i glaciodynamiczne ..... 105  
*Paleogeography of last glaciation on Białystok Upland and Sokółka Hills –  
palaeoclimatic and glaciodynamic conditions*

Katarzyna SZCZEPANIAK

- Inkluzje w bursztynie bałtyckim świadectwem zmian klimatycznych w paleogenie ..... 106  
*Climatic change in the Paleogene on based inclusions in Baltic amber*

Marlena ŚWIŁO	
Diatom assemblages from coastal settings of West Antarctica . . . . .	108
<i>Zespoły okrzemek z wybrzeży Antarktyki Zachodniej</i>	
Wiesław TRELA, Ewelina BAŁK	
Bentonity w profilach ordowiku i syluru Gór Świętokrzyskich – korelacja stratygraficzna i związek z cyrkulacją atmosferyczną wczesnego paleozoiku . . . . .	109
<i>Bentonites in the Ordovician and Silurian sections from the Holy Cross Mountains – stratigraphic correlation and relation to atmospheric circulation in the Early Paleozoic</i>	
Wiesław TRELA, Teresa PODHALAŃSKA	
Zmiany klimatyczno-eustatyczne w zapisie sedymentacyjnym i izotopowym ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ordowiku górnego wschodniej części obniżenia bałtyckiego . . . . .	110
<i>Climatic and eustatic changes in the Upper Ordovician sedimentary and carbon isotope record from the eastern part of the Baltic Depression (NE Poland)</i>	
Izabela ZAWISKA, Thomas JENSEN, Tomi LUOTO, Liisa NEVALAINEN, Milena OBREMSKA, Mimmi OKSMAN, Michał SŁOWIŃSKI, Wojciech TYLMANN, Michał WOSZCZYK, Ann Kristin SCHARTAU, Bjorn WALSENG	
Zmiany klimatu w ostatnim tysiącleciu i ich wpływ na ekosystem jeziora Atnsjøen (Norwegia) . . . . .	112
<i>Climate changes during the last Millennium and their influence on the ecosystem of the Lake Atnsjøen (Norway)</i>	



# REFERATY

## CCS JAKO JEDNA Z METOD ZAPOBIEGANIA ZMIANOM KLIMATYCZNYM

### CCS AS ONE OF METHODS OF PREVENTING CLIMATE CHANGE

Teresa ADAMCZAK-BIAŁY, Adam WÓJCICKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
teresa.adamczak@pgi.gov.pl, adam.wojcicki@pgi.gov.pl.

Obecnie prowadzi się wiele dyskusji i rozważań na temat przyczyn zmian klimatu i jaki wpływ ma na to działalność człowieka. Zasadne jest zatem również pytanie, co zrobić aby zmiany klimatyczne na Ziemi nie były duże czy dotkliwe.

Prowadzone na świecie badania wskazują, że sumaryczna emisja antropogenicznego CO<sub>2</sub> od początku ery przemysłowej stała się przyczyną wzrostu temperatury o ok. 1°C (IPCC, 2014). W modelach wizualizujących scenariusze zmian klimatycznych, tworzonych na podstawie znanych zdarzeń klimatycznych z przeszłości geologicznej (np. globalne ocieplenie w późnym triasie; Pieńkowski i in., 2014) przewiduje się wzrost temperatury w ciągu najbliższego stulecia nawet o kilka stopni Celsjusza (IPCC, 2014).

Według informacji Międzynarodowej Agencji Energetycznej (IEA) z marca 2015 r. globalna emisja dwutlenku węgla z sektora energetycznego pozostała w 2014 r. na niezmiennym poziomie 32,3 mld ton. Brak wzrostu wielkości emisji gazów cieplarnianych po raz pierwszy od 40 lat nie jest związany ze spowolnieniem gospodarczym. Zatrzymanie poziomu wzrostu emisji można tym samym uznać za potwierdzenie skuteczności działań ograniczania zmian klimatycznych spowodowanych działalnością człowieka. Obserwuje się zwiększenie wytwarzania energii ze źródeł odnawialnych, a co za tym idzie zmniejszenie spalania węgla. Ograniczenie emisji gazów cieplarnianych osiąga się także dzięki realizacji projektów wychwytu i podziemnego składowania dwutlenku węgla w strukturach geologicznych (*Carbon Capture and Storage/ Sequestration – CCS*).

Większość projektów CCS na dużą skalę funkcjonuje w Stanach Zjednoczonych i Kanadzie. Wiele z nich jest związane z wykorzystywaniem CO<sub>2</sub> wychwyconego z procesów przemysłowych do wspomaganie wydobywania ropy naftowej (*Enhanced Oil Recovery – EOR*).

Elektrownie na skalę komercyjną z funkcjonującym CCS rozwijają się wolniej, ale wciąż są realizowane lub rozpoczynają działalność w najbliższych latach. Przykładami mogą być: SaskPower's Boundary Dam (Saskatchewan, Kanada) i Mississippi Power's Kemper IGCC (Mississippi, Stany Zjednoczone). Projekty CCS mają zasadnicze znaczenie w demonstrowaniu gotowości technologicznej i zmniejszeniu kosztów szerszego komercyjnego wdrożenia wychwytu i geologicznego składowania CO<sub>2</sub>. W ramach *Boundary Dam Integrated Carbon Capture and Sequestration Demonstration Project*, który rozpoczął się w 2014 r., roczny wychwyty CO<sub>2</sub> jest planowany na 1 mln ton. Przyjmuje się więc, że roczna emisja CO<sub>2</sub> z elektrowni Boundary Dam zmniejszy się z 1,1 mln do ok. 0,1 mln ton. W ramach *Kemper County IGCC Project*, którego początek działalności komercyjnej planuje się na 2016 r., prognozuje się wychwyty CO<sub>2</sub> na poziomie 3,5 mln ton. Tym samym będzie składowane ok. 65% wytwarzanego CO<sub>2</sub>. W elektrowni zostanie zastosowana technologia uzyskiwania gazu syntezowego z węgla brunatnego (H<sub>2</sub>, CO oraz N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S i inne składniki). Gaz syntezowy będzie oczyszczany i stosowany jako paliwo do pro-

dukcji energii elektrycznej. Produkty uboczne (CO<sub>2</sub>, amoniak, kwas siarkowy) będą sprzedawane. CO<sub>2</sub> będzie kompresowane do płynu w stanie nadkrytycznym, a następnie transportowane rurociągami do operatorów pól naftowych i zatłaczane do górotworu w celu wspomagania wydobycia ropy naftowej (EOR). CO<sub>2</sub> odzyskane w ramach projektu Kemper zastąpi obecne źródło CO<sub>2</sub> z naturalnego zbiornika Jackson Dome.

Znaczącym projektem ograniczającym emisję gazów cieplarnianych do atmosfery jest także *Great Plains Synfuels and Weyburn-Midale Project*. Od 2000 r. ok. 3 mln ton CO<sub>2</sub> rocznie jest wychwytywane przy produkcji gazu syntetycznego w elektrowni Great Plains w USA i transportowane w celu zwiększenia wydobycia (EOR) na polach naftowych Weyburn i Midale w Kanadzie. Od 2000 r. emisję CO<sub>2</sub> w elektrowni zredukowano o 45%.

Stan realizacji projektów geologicznego składowania CO<sub>2</sub> w 2015 r. to 22 duże projekty CCS działające lub w trakcie uruchamiania.

## Literatura

GLOBAL CCS INSTITUTE, 2014 — The Global Status of CCS: 2014, Melbourne, Australia.

IPCC, 2014 — Climate Change 2014: Synthesis Report. IPCC, Geneva, Switzerland.

PIEŃKOWSKI G., NIEDŹWIEDZKI G., BRAŃSKI P., 2014 — Special paper of the Geological Society of America – September 2014.

Strona internetowa: <http://www.globalccsinstitute.com>.

Strona internetowa: <http://www.iea.org>.

## ZRÓŻNICOWANIE WARTOŚCI $\delta^{13}\text{C}$ I $\delta^{18}\text{O}$ W MUSZLACH WSPÓŁCZESNYCH MIĘCZAKÓW Z JEZIORA LEDNICA, ZACHODNIA POLSKA

SHELL  $\delta^{13}\text{C}$  AND  $\delta^{18}\text{O}$  VARIABILITY IN RECENT SNAILS FROM LAKE LEDNICA, WESTERN POLAND

Karina APOLINARSKA<sup>1</sup>, Mariusz PEŁECHATY<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; karinaap@amu.edu.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Biologii, ul. Umultowska 89, 61-614 Poznań; marpel@amu.edu.pl.

Analizy izotopów stabilnych węgla ( $\delta^{13}\text{C}$ ) i tlenu ( $\delta^{18}\text{O}$ ) należą do standardowych metod stosowanych w badaniach dawnego środowiska, w tym klimatu. W osadach jeziornych wartości  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  można mierzyć w drobnej frakcji węglanowej (w mule węglanowym), w inkrustacjach ramienic, pancerzykach małżoraczków oraz w muszlach mięczaków. W celu zastosowania składu izotopowego powyższych węglanów w badaniach paleolimnologicznych niezbędne jest poznanie relacji między wartościami  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  węglanów a  $\delta^{13}\text{C}$  DIC (*dissolved inorganic carbon* – rozpuszczony węgiel nieorganiczny) i  $\delta^{18}\text{O}$  wody.

W niniejszej pracy przedstawiono wyniki analizy izotopowej muszli należących do siedmiu gatunków ślimaków pobranych z ośmiu stanowisk w obrębie strefy litoralnej jeziora Lednica w zachodniej Polsce. W wyniku przeprowadzonych analiz rozpoznano międzygatunkowe różnice w wartościach  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  zapisanych w muszlach *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus albus*, *Gyraulus crista*, *Lymnaea* sp., *Physa fontinalis*, *Radix auricularia*, *Theodoxus fluviatilis* i *Valvata cristata* (Apolinarska, Pełechaty, w recenzji). Wszystkie wymienione gatunki są często spotykane w Europie zarówno współcześnie, jak i w czwartorzędowych osadach jeziornych.

Muszle wszystkich analizowanych ślimaków były zubożone w  $^{13}\text{C}$  względem izotopowej równowagi z DIC. Zubożenie to było zależne od gatunku i wynosiło średnio od ok. 3,5 (*Theodoxus fluviatilis*) do 10,6‰ (*Physa fontinalis*). Mimo braku izotopowej równowagi między  $\delta^{13}\text{C}$  muszli a  $\delta^{13}\text{C}$  DIC, stałe różnice między wartościami izotopów węgla u poszczególnych gatunków a  $\delta^{13}\text{C}$  DIC pozwalają zastosować zmiany wartości  $\delta^{13}\text{C}$  w muszlach kopalnych ślimaków słodkowodnych do rekonstrukcji relatywnych zmian wartości  $\delta^{13}\text{C}$  dawnego DIC. W przypadku konieczności poddania analizie dwóch lub więcej gatunków, z uwagi na zmienność występowania ślimaków w profilu osadów, ich zapis izotopowy powinien się nakładać, tak, aby była możliwa weryfikacja różnic w wartościach  $\delta^{13}\text{C}$ .

Międzygatunkowe zróżnicowanie wartości  $\delta^{18}\text{O}$  było zdecydowanie mniejsze w porównaniu ze zróżnicowaniem wartości  $\delta^{13}\text{C}$ . Wartości izotopów tlenu zapisane w muszlach były bliskie wartościom obliczonym dla słodkowodnych ślimaków, których muszle są tworzone w równowadze izotopowej z wodą (White i in., 1999). Jedyny wyjątek stanowiły wieczka *Bithynia tentaculata*, w przypadku których wartości zmierzone i obliczone różniły się średnio o 3‰. Relacja między wartościami izotopowymi zarówno  $\delta^{13}\text{C}$ , jak i  $\delta^{18}\text{O}$  w aragonitowych muszlach i kalcytowych wieczkach *B. tentaculata* różniła się od spodziewanej między aragonitem a kalcytem. Przyczyną mogą być różne mechanizmy powstawania muszli i wieczka, odpowiednio z zewnątrzplaszczowego płynu oraz na tylnej powierzchni nogi.

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono ponadto, że nawet na bardzo niewielkim obszarze w obrębie strefy litoralnej jeziora, z wyrównanymi cechami środowiska, wartości izotopowe muszli mogą różnić się znacznie między osobnikami tego samego gatunku. Z uwagi na wewnątrzgatunkowe zróżnicowanie wartości  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  w muszlach wszystkich badanych gatunków, skład izotopowy pojedynczej muszli nie może być uznawany za reprezentatywny dla populacji. Dlatego też w przypadku zastosowania muszli mięczaków słodkowodnych do rekonstrukcji dawnego środowiska zaleca się przygotowanie jednogatunkowych prób, z których każda jest złożona co najmniej z kilku muszli. Liczba muszli uzależniona jest od zróżnicowania wartości izotopów w obrębie badanej warstwy osadów.

Badania finansowane przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego w ramach programu *Iuventus Plus* numer IP2010 000670.

**Literatura**

- APOLINARSKA K., PELECHATY M., 2015 — Shell  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in terms of species-to-species differences and intraspecific variability in freshwater snails from Lake Lednica, western Poland [w recenzji].
- WHITE R.M.P., DENNIS P.F., ATKINSON T.C., 1999 — Experimental calibration and field investigation of the oxygen isotopic fractionation between biogenic aragonite and water. *Rapid Commun Mass Spectrom*, **13**: 1242–1247.

## ZRÓŻNICOWANIE WARTOŚCI $\delta^{13}\text{C}$ I $\delta^{18}\text{O}$ W MUSZLACH SŁODKOWODNYCH ŚLIMAKÓW ORAZ OPTYMALNA LICZBA MUSZLI WYMAGANA DO ANALIZY IZOTOPOWEJ DANEJ WARSTWY OSADU NA PRZYKŁADZIE SEKWENCJI OSADÓW JEZIORNÝCH W PADDENLUCH, NIEMCY

WITHIN-SAMPLE VARIABILITY OF  $\delta^{13}\text{C}$  AND  $\delta^{18}\text{O}$  VALUES OF FRESHWATER GASTROPOD SHELLS AND THE OPTIMUM NUMBER OF SHELLS TO MEASURE PER SEDIMENT LAYER IN THE PADDENLUCH PALAEOACUSTRINE SEQUENCE, GERMANY

Karina APOLINARSKA<sup>1</sup>, Mariusz PELECHATY<sup>2</sup>, Annette KOSSLER<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; karinaap@amu.edu.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Biologii, ul. Umultowska 89, 61-614, Poznań; marpel@amu.edu.pl.

<sup>3</sup> Freie Universität Berlin, Branch Palaeontology, Malteserstr. 74-100, 12249 Berlin, Germany; kossler@zedat.fu-berlin.de.

W przypadku zastosowania wartości izotopów stabilnych węgla ( $\delta^{13}\text{C}$ ) i tlenu ( $\delta^{18}\text{O}$ ) w szkieletach bezkręgowców do rekonstrukcji dawnego środowiska pojawia się pytanie o liczbę muszli poddanych analizie izotopowej, zapewniającą wartości izotopowe reprezentatywne dla badanej warstwy osadu.

W związku z powyższym, główne cele projektu badawczego, przeprowadzonego na podstawie muszli ślimaków słodkowodnych pobranych z osadów jeziornych na stanowisku Paddenluch w północno-zachodnich Niemczech, obejmowały: (i) zbadanie zróżnicowania wartości izotopowych ( $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$ ), mierzonych w pojedynczych muszlach ślimaków, pobranych z warstwy osadu o miąższości 1 cm oraz (ii) określenie optymalnej liczby pojedynczych muszli, których skład izotopowy powinien być zbadany, aby uzyskać średnie wartości izotopowe reprezentatywne dla badanej warstwy osadu (Apolinarska i in., 2015).

Do analizy izotopowej wytypowano gatunki, w przypadku których liczba muszli wynosiła >20 sztuk na próbę: *Anisus (Disculifer) vortex* (Linnaeus), *Gyraulus (Armiger) crista* (Linnaeus), *Bathyomphalus contortus* (Linnaeus), *Gyraulus laevis* (Alder), *Hippeutis complanatus* (Linnaeus), *Lymnaea* sp., *Valvata cristata* O.F. Müller oraz *Valvata piscinalis* (O.F. Müller).

Analizy składu izotopowego muszli słodkowodnych ślimaków pobranych z warstw osadu o miąższości 1 cm pozwoliły stwierdzić, że różnice między maksymalnymi a minimalnymi wartościami  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  mierzonymi w muszlach należących do jednego gatunku mogą wynosić kilka promili. Tak znaczne zróżnicowanie wartości pozwala wnioskować, że zapis izotopowy z pojedynczych muszli nie może być traktowany jako reprezentatywny dla warstwy osadu. Optymalną liczbą muszli pobranych z jednocentymetrowej warstwy osadu na stanowisku Paddenluch, która powinna być poddana analizie izotopowej, aby uzyskać wiarygodne, średnie wartości  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$ , oszacowano za pomocą metody losowania i wyniosła  $n \geq 15$ . Obserwowane znaczne zróżnicowanie składu izotopowego w muszlach mięczaków wynika z kilku czynników, do których należą: zróżnicowanie składu izotopowego w obrębie populacji, długość życia poszczególnych gatunków, miąższość warstwy osadu, tempo akumulacji osadów oraz zmiany klimatyczne i środowiskowe podczas depozycji osadu.

Próbki muszli do analizy izotopowej powinny składać się z osobników należących do jednego gatunku, ponieważ w przypadku badanych ślimaków średnie wartości izotopowe różniły się między gatunkami o >2,5‰ dla  $\delta^{13}\text{C}$  i >3,0‰ dla  $\delta^{18}\text{O}$ .

*Badania finansowane przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego w ramach programu Iuventus Plus numer IP2011 000471.*

### Literatura

APOLINARSKA K., PELECHATY M., KOSSLER A., 2015 — Within-sample variability of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of freshwater gastropod shells and the optimum number of shells to measure per sediment layer in the Paddenluch palaeolacustrine sequence, Germany. DOI: 10.1007/s10933-015-9854-2. *J. Paleolimnol.*, **54**: 305–323.

## PALEOKLIMATYCZNO-PALEOŚRODOWISKOWE DANE WYSOKIEJ ROZDZIELCZOŚCI ZAPISANE W LAMINOWANYCH OSADACH JEZIORA CZECHOWSKIEGO (POMORZE WSCHODNIE)

HIGH-RESOLUTION PALEOCLIMATIC AND ENVIRONMENTAL DATA RECORDED IN  
LAMINATED LACUSTRINE SEDIMENTS, CZECHOWSKIE LAKE (EASTERN POMERANIA)

Mirosław BŁASZKIEWICZ z zespołem projektu NCN(20011/01/B/ST10/07367)  
oraz projektu ICLEA Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;  
mirek@geopan.torun.pl.

Jeziro Czechowskie znajduje się w północnej części Borów Tucholskich, na bezpośrednim przedpolu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej. Misa jeziora jest ulokowana w obniżeniu eworsyjnym, którego głębokość przy uwzględnieniu głębokości jeziora (33 m) i miąższości osadów jeziornych (12 m) przekracza 70 m. W trakcie realizacji arkusza Stara Kiszewa Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000 odkryto i wstępnie udokumentowano w dnie jeziora roczne laminowane osady jeziorne obejmujące praktycznie cały późny glacjał i holocen (Błaszkiwicz, 2005). Stały się one przedmiotem szczegółowych badań interdyscyplinarnego zespołu w ramach realizacji projektu NCN(20011/01/B/ST10/07367) oraz projektu ICLEA, łączącego pracowników IGiPZ PAN, UAM, ING PAN oraz GFZ w Poczdamie. Chronologię określono na podstawie warw, datowań C14 AMS, aktywności <sup>137</sup>Cs i popiołów wulkanicznych (tefrochronologia). Dobra kombinacja tych metod pozwoliła na stworzenie wiarygodnego modelu wiek–głębokość, nawet dla nielaminowanych odcinków profilu.

Zastosowanie nowoczesnych technik badawczych, w tym skanowania XRF oraz specjalistycznych analiz mikrolitofacjalnych, umożliwiło wykrycie w obrębie profilu wielu markerów stratygraficznych, wśród których szczególnie ważną rolę odgrywają ślady mikrotefry kilku znanych erupcji wulkanicznych, w tym Laacher See Tephra z Masywu Eifel, Askja – AD 1875, Askja – S, Hässeldalen z Islandii oraz Neapolitan Yellow Tuff z okolic Neapolu. Są one niezwykle ważnym narzędziem służącym do synchronizacji odległych od siebie stanowisk i dają możliwość prowadzenia studiów porównawczych reakcji środowiska w różnych strefach morfoklimatycznych na globalne zmiany klimatu, o bardzo dużej, czasami nawet rocznej, rozdzielczości. Przeprowadzone badania mikrolitofacjalne (parametry warw, zmiany ich wewnętrznej struktury), składu geochemicznego (skanowanie XRF, analizy węglanów), analizy pyłkowe, wioślarek, okrzemek, umożliwiły rekonstrukcje wysokiej rozdzielczości późnoglacialnych i holocenówskich przemian klimatu i środowiska przyrodniczego w północnej Polsce.

Zidentyfikowano kilka zasadniczych zmian w przebiegu sedymentacji jeziornej zaznaczonych: (a) przejściami między laminowanymi i nielaminowanymi odcinkami profili ok. 11 500, 10 500 i 7300 lat kalibrowanych BP (lat cal. BP); (b) zmianami we wzorze mikrolitofacjalnym poszczególnych warw ok. 6500 i 4200 lat cal. BP oraz (c) wyraźnym wzrostem miąższości warw i większego zróżnicowania w obrębie rocznych par lamin od 2800 lat cal. BP. Zmiany te odzwierciedlają coraz większe wpływy cyrkulacji atlantyckiej, zachodzące od początku holocenu. Obecnie są prowadzone także zaawansowane badania paleoekologiczne pod kątem określenia wpływu człowieka na środowisko.

### Literatura

BŁASZKIEWICZ M., 2005 — Późnoglacialna i wczesnoholocenska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). *Pr. Geogr.*, **201**.

## ZMIENNOŚĆ CHEMICZNYCH WSKAŹNIKÓW WIETRZENIA ORAZ ZAWARTOŚCI PIERWIASTKÓW ŚLADOWYCH W OSADACH TORFOWISKA OTALŻYNO

### VARIABILITY OF CHEMICAL WEATHERING INDICES AND TRACE ELEMENT CONTENTS IN PEAT BOG OTALŻYNO

Izabela BOJAKOWSKA, Elżbieta TOŁKANOWICZ

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
izabela.bojakowska@pgi.gov.pl.

W osadach torfowiska wysokiego Otałżyno „Białe Błoto” zbadano zmienność składu chemicznego oraz geochemicznych wskaźników wietrzenia, które są wykorzystywane do odtwarzania zmian paleoklimatycznych. Torfowisko Otałżyno jest położone na Pojezierzu Kaszubskim, ok. 5 km na północ od Kartuz. W torfowisku występują: torf sfangowy (warstwy stropowe), wełniankowy, wełniankowo-sfangowy oraz drzewny (warstwy spągowe). Badania palinologiczne torfu wykazały, że akumulacja osadów w torfowisku rozpoczęła się u schyłku zlodowacenia wisły.

Próbki do badań uzyskano przez podzielenie rdzenia wiertniczego o długości 5,0 m na 10-centymetrowe warstewki. W próbkach, po pełnym kwasowym ich rozтворzeniu, oznaczono zawartość: Li, Be, Se, Rb, Ag, Sb, Cs, Tl, Th, U oraz REE metodą ICP-MS, a także Al, As, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K,

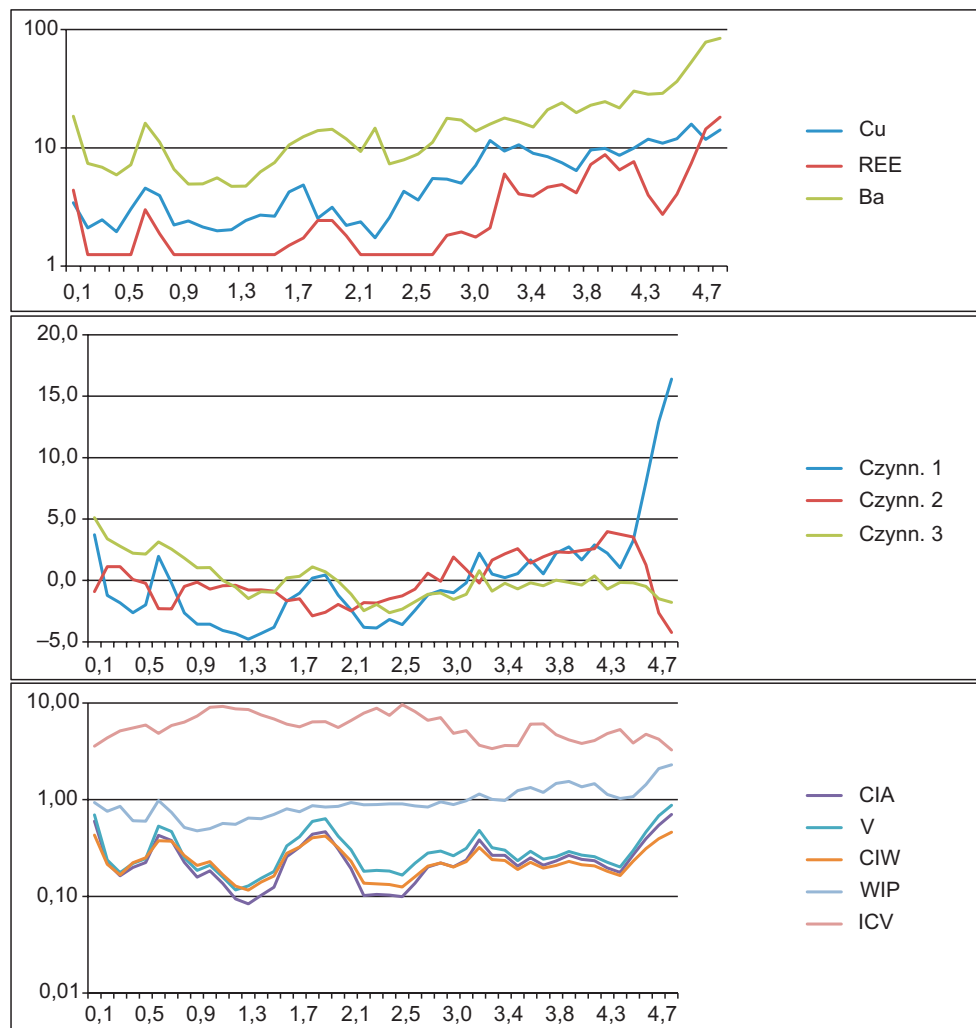


Fig. 1. Zmienność wybranych parametrów w profilu pionowym torfowiska Otałżyno

Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sn, Sr, Ti, V i Zn metodą ICP-OES oraz Hg metodą TMA. Dla wszystkich próbek obliczono wartości 5 chemicznych indeksów: indeksu zwietrzenia Vogta (*V – Vogt's Residual Index*), indeksu chemicznych zmian Nesbitta i Younga (*CIA – Chemical Index of Alternation*), indeksu zwietrzenia glinokrzemianów Parkera (*WIP – Weathering Index of Parker*), indeksu zmienności składu Coxa i Lowe'a (*ICV – Index of Compositional Variability*) oraz chemicznego indeksu zwietrzenia Harnois (*CIW – Chemical Index of Weathering*) (fig. 1).

Zbadane torfy charakteryzują się bardzo niską zawartością pierwiastków śladowych. Średnia geometryczna zawartość: Ag, As, Be, Cd, Co, Cs, Sn, Li, Mo, Se i Tl była poniżej granicy oznaczalności, a średnia geometryczna zawartość: Hg, U, Th, Rb i Sb – poniżej 1 mg/kg. W wyższym stężeniu obecne były: Ba, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Sr, Ti, V i Zn, ale ich średnia geometryczna zawartość najczęściej nie przekraczała kilku mg/kg. Większość pierwiastków śladowych, a także pierwiastków ziem rzadkich oraz U i Th w nieznacznie podwyższonym stężeniu występuje w najgłębiej zalegających warstwach torfu, w torfach drzewnych. Jedynie Sr, Hg, Pb i Zn wyróżniają się podwyższoną zawartością także w górnych warstwach torfowiska.

Analiza chemicznych indeksów w profilu pionowym wykazała zgodną zmienność indeksów V, CIA oraz CIW. Charakteryzuje się ona podwyższonymi wartościami indeksów, wskazującymi na intensywniejszy przebieg procesu wietrzenia, w torfach powstałych w początkowym okresie akumulacji, na głębokości ok. 3,2 m, 1,9 m i 0,5 m oraz w torfach współczesnych. Zbliżoną zmiennością w profilu pionowym cechują się także wartości czynnika pierwszego wyróżnionego w analizie składowych głównych. Całkowicie odmienną zmiennością w profilu pionowym charakteryzują się wartości indeksu ICW, niższymi jego wartościami wyróżniają się warstwy torfu drzewnego, a znacznie wyższymi – torfy wełniankowe, sfangowo-wełniankowe i sfangowe. Analiza danych wykazała, że ze względu na stosunkowo mały wpływ rodzaju torfów na zmienność wartości indeksów V, CIA oraz CIW, mogą one być przydatne do śledzenia zmian paleoklimatu w osadach torfowisk.

## MINERALOGICZNY I GEOCHEMICZNY ZAPIS WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH I ŚRODOWISKOWYCH WE WCZESNYM PLIENSBACHU (PRZYKŁADY Z DROBNOZIARNISTYCH OSADÓW W BASENIE POLSKIM)

### MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL RECORD OF THE EARLY PLIENSBACHIAN CLIMATIC AND ENVIRONMENTAL CONDITIONS (EXAMPLES FROM THE FINE-GRAINED DEPOSITS OF POLISH BASIN)

Paweł BRAŃSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
pawel.branski@pgi.gov.pl.

Badania prowadzone w ostatnich latach ujawniły szereg istotnych zmian paleoklimatu w okresie jurajskim (Dera i in., 2011). Wielu autorów uważa ponadto, że wielkie wymieranie na pograniczu triasu i jury oraz zdarzenie anoksyczne wczesnego toarku nie były jedynymi dramatycznymi kryzysami środowiskowymi i klimatycznymi we wczesnej jurze (Jenkyns i in., 2002; Korte, Hesselbo, 2011). Ostatnio, w ramach prac własnych PIG-PIB (projekt nr 61.3608.1301.00.0), wykonano badania mineralogiczne (XRD skały i frakcji ilastej) i geochemiczne (XRF, TOC) 92 próbek skał ilastych. Pobrano je z rdzeni otworów Kaszewy 1 oraz Mechowa IG 1, reprezentujących najwyższy synemur i dolny pliensbach w kujawskim i pomorskim segmencie dawnej bruzdy śródpolskiej. Badane odcinki rdzeni są zdominowane przez silikoklastyczne, brakicznomorskie osady przybrzeża i płytkiego szelfu, a w przypadku Mechowa – także przez pełnomorskie mułowce głębszego szelfu. Reprezentują one IV i częściowo V sekwencję depozycyjną jury dolnej, a jako granicę synemuru i pliensbachu przyjęto powierzchnię transgresji poziomu *jamesoni*, w spągu parasekwencji IVb (Pieńkowski, 2004; Brański, Pieńkowski, 2014).

Skały drobnoziarniste z obu badanych odcinków profilu cechują liczne podobieństwa mineralogiczne i geochemiczne. Uzyskane wyniki nie wskazują na istotną długookresową zmianę klimatu. Powszechne współwystępowanie illitu z kaolinitem i bardziej podrzędnym chlorytem (przy braku lub podrzędnym udziale smektytów) odpowiada warunkom klimatu umiarkowanego ciepłego, bez wyraźnych zmian sezonowych. Wniosek ten potwierdzają dane geochemiczne (umiarkowanie wysokie wartości wskaźników wietrzenia, niska zawartość alkaliów, znacząca ilość bardziej odpornego na wietrzenie potasu). Łagodne zmiany reżimu wietrzenia były przypuszczalnie kontrolowane przez cykle astronomiczne i wahania poziomu morza. Na fluktuacje składu minerałów ilastych mógł w pewnym stopniu wpływać także recykling i sortowanie hydrauliczne osadów. Zaobserwowany w pliensbachu dolnym niewielki wzrost zawartości illitu i chlorytu kosztem kaolinitu, został prawdopodobnie spowodowany oddalaniem się linii brzegowej w następstwie ekspansji i pogłębienia zbiornika morskiego, a nie ewolucją paleoklimatu.

Pojawianie się (zwłaszcza w najniższym pliensbachu) warstw silnie kaolinitowych skał ilastych sugeruje natomiast epizody intensywnego wietrzenia chemicznego na obszarach źródłowych, w warunkach klimatu tropikalnego lub subtropikalnego wilgotnego. Raptowne wahania współczynników kaolinit/illit i kaolinit/illit + chloryt wskazują na destabilizację warunków klimatycznych. Ostre zmiany składu minerałów ilastych mogą być również wynikiem wzmożonej erozji na obszarach alimentacyjnych (spowodowanej przyspieszeniem cyklu hydrologicznego i odsłaniającej strefy o różnym stopniu wietrzenia), a następnie zmywania materiału osadowego do basenu. Obecność takich warstw sugeruje więc epizody cieplarniane, mogące powodować wyraźne zaburzenia cyklu węglowego, które zapisały się w profilach referencyjnych (głównie poziomu *jamesoni*) i zostały określone jako Sinemurian–Pliensbachian Boundary Event – SPBE (Jenkyns i in., 2002; Korte, Hesselbo, 2011; Franceschi i in., 2014). Ogólną destabilizację warunków środowiskowych stwierdzono przez większość wczesnego pliensbachu. Z drugiej strony, badania izotopów tlenu w profilach z obszaru zachodniej Europy nie dostarczyły jak dotąd dowodów na ocieplenie w tym czasie. Warto też podkreślić, że w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki (nr 51.3608.1301.03.1.) są prowadzone interdyscyplinarne badania pogranicza synemuru i pliensbachu, których wyniki mogą poszerzyć i ewentualnie skorygować powyższe wnioski.

## Literatura

- BRAŃSKI P., PIEŃKOWSKI G., 2014 — Zmiany paleoklimatyczne i paleośrodowiskowe na pograniczu synemuru i pliensbachu w profilu otworu Kaszewy-1 (wstępne wyniki badań). *W: JURASSICA XI*, Jurajskie utwory synkliny tomaszowskiej, Przewodnik wycieczek terenowych abstrakty i artykuły, Spała, 9–11.10.2014 (red. A. Feldman-Olszewska, A. Wierzbowski), str. 37/38. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- DERA G., BRIGAUD B., MONNA F., LAFFONT R., PUCEAT E., DECONINCK J.F., PELLENARD P., JOACHIMSKI M.M., DURLET C., 2011 — Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. *Geology*, **39**: 215–218.
- FRANCESCHI M., DAL CORSO J., POSENATO R., ROGHI G., MASETTI D., JENKYNS H., 2014 — Early Pliensbachian (Early Jurassic) C-isotope perturbation and the diffusion of the *Lithiotis* Fauna: Insights from the western Tethys. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **410**: 255–263.
- JENKYNS H.C., JONES C.E., GRÖCKE D.R., HESSELBO S.P., PARKINSON D.N., 2002 — Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *J. Geol. Soc.*, **159**: 351–378.
- KORTE C., HESSELBO S.P., 2011 — Shallow marine carbon and oxygen isotope and elemental records indicate icehouse-greenhouse cycles during the Early Jurassic. *Paleoceanography*, **26**, PA4219, doi:10.1029/2011PA002160.
- PIEŃKOWSKI G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Pap.*, **12**: 1–154.

## ZAPIS ZMIAN KLIMATYCZNYCH W UTWORACH SOLNYCH (GÓRNY PERM, POLSKA)

### CLIMATE CHANGES RECORD IN SALT DEPOSITS (UPPER PERMIAN, POLAND)

Grzegorz CZAPOWSKI, Hanna TOMASSI-MORAWIEC

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
grzegorz.czapowski@pgi.gov.pl, hanna.tomassi-morawiec@pgi.gov.pl.

Osady solne są zazwyczaj kojarzone z warunkami klimatu suchego i ciepłego. Badania zawartości bromu, jako wskaźnika stopnia koncentracji solanek macierzystych, w utworach solnych (sole cykli PZ1, PZ2 i PZ3) późnego permu (cechsztyn) w Polsce (Czapowski, Tomassi-Morawiec, 2013) pozwoliły wychwycić regionalne i lokalne zmiany stężeń solanek w kolejnych basenach ewaporacyjnych (rozwinętych w permskim epikontynentalnym morzu superkontynentu Pangei), interpretowane jako regionalne i globalne (eustatyczne) wahania poziomu wód basenów lub efekt wzrostu ilości opadów (zmiana klimatyczna).

W płytkowodnych utworach solnych spadki stężenia solanek (efekt rozcieńczenia) zarejestrowały okresy intensywnej opadów i spiętrzeń sztormowych, których kumulacja sugeruje ogólny wzrost udziału opadów i niestabilność układów atmosferycznych, związane z przejściem od klimatu suchego do bardziej wilgotnego. Takie zmiany odnotowano w każdym z trzech badanych cyklotemów solnych (fig. 1), co dowodzi, że nawet w śródkontynentalnym basenie Pangei podczas osadzania ewaporatów pojawiały się dłuższe okresy bardziej wilgotne, obniżające tempo akumulacji soli.

Fluktuacje stężeń pierwotnych solanek, zarejestrowane w głębokowodnych osadach solnych, odpowiadają regionalnym zmianom koncentracji wód basenów ewaporacyjnych. Są nimi dopływy mas świeżych wód z otwartego oceanu do basenu solnego wskutek eustatycznego podniesienia poziomu morza (po dwa wydarzenia w cyklach PZ1 i PZ3) i wzrost koncentracji solanek w basenie (prowadzący do powstania soli K-Mg) wskutek tektonicznego ograniczenia/ zamknięcia połączenia z oceanem (jedno wydarzenie w cyklu PZ2 – fig. 1).

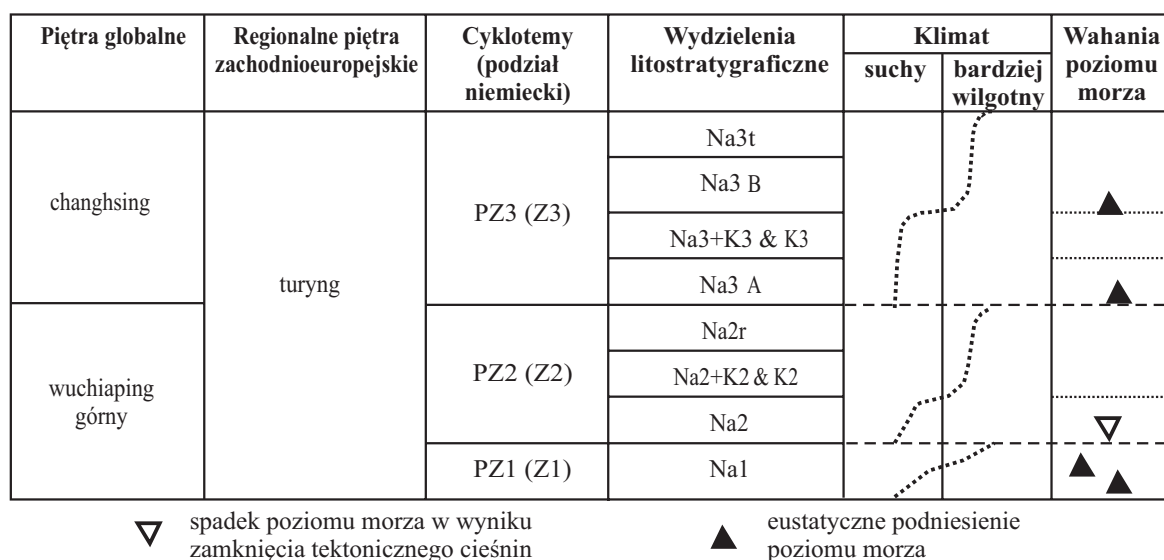


Fig. 1. Zmiany klimatyczne i wahania poziomu morza podczas osadzania utworów solnych późnego permu (cechsztyn) w polskim basenie permskim

#### Literatura

CZAPOWSKI G., TOMASSI-MORAWIEC H., 2013 — Paleogeographic and climate factors of salinity fluctuations in the European Zechstein chloride basins: the case study from Poland. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 376: 457–474.

## ZAPIS KARNICKIEGO ZDARZENIA PLUWIALNEGO W MIKROFLORZE POLSKI

### A RECORD OF THE CARNIAN PLUVIAL EVENT IN THE MICROFLORA OF POLAND

Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce;  
anna.mader@pgi.gov.pl.

Wykorzystanie wyników analizy sporowo-pyłkowej do interpretacji paleoklimatycznych i paleośrodowiskowych jest powszechnie stosowanym narzędziem badawczym. Metodę tę opracowali Visscher i Van der Zwan (1981) na podstawie analizy zespołów mikroflorystycznych stwierdzonych w późnotriasowych (karnickich) osadach z różnych obszarów Europy. Na podstawie przynależności miospor do roślin macierzystych oraz zastosowania zasady aktualizmu do określenia paleoekologii tych roślin podzielili oni spory i ziarna pyłku na elementy higrofilne, charakteryzujące klimat wilgotny, oraz kserofilne, typowe dla klimatu suchego. Zaawansowane badania dotyczące zarówno botanicznej przynależności spor i ziaren pyłku, jak i ich preferencji środowiskowych (Abbink, 1998; Abbink i in., 2004a, b) umożliwiły doprecyzowanie tej metody, którą autorka nazwała modelem palino-paleoklimatycznym (w skrócie PPC) (Fijałkowska-Mader, 2015). Przy interpretacji paleoklimatu wykorzystano także wskaźnik wilgotności klimatu Abbinka w/d, czyli stosunek udziału procentowego „wilgotnych” do „suchych” taksonów w obrębie ekogrupy nizinnej i rzecznej.

Przeanalizowano zespoły mikroflorystyczne opisane w osadach dolnych warstw gipsowych i piaskowca trzcinowego z następujących otworów wiertniczych: Płońsk IG 2, Książ IG 2, Odra 3, Ośno IG 2, Sulechów IG 1, Wągrowiec IG 1, Mniszków IG 1, Boża Wola IG 1 i Woźniki Śląskie K 1 przez Orłowską-Zwolińską (1972, 1983, 1988) oraz autorkę (Fijałkowska, 1988; Fijałkowska-Mader i in., 2015). Zespoły sporowo-pyłkowe występujące w osadach dolnych warstw gipsowych reprezentują wczesnokarnicki poziom *longdonensis*, którego górna część stanowi podpoziom *verrucata* (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985). Spektra tego podpoziomu składają się prawie wyłącznie z pyłku kserofilnych drzew iglastych. Wartość wskaźnika w/d jest bardzo niska i wynosi poniżej 0,5 (Fijałkowska-Mader i in., 2015).

Zespoły mikroflorystyczne stwierdzone w osadach piaskowca trzcinowego należą do środkowokarnickiego (jul) poziomu *astigmosus* (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985). Są one silnie zdominowane przez elementy higrofilne – spory skrzypów, paproci zarodnikowych oraz widłaków, których zawartość wynosi średnio ponad 80% spektrum. Wskaźnik w/d jest wysoki, a jego wartość przekracza 70.

Po okresie suchego, ciepłego klimatu we wczesnym karniku nastąpił gwałtowny rozwój wilgotnolubnej flory związany z tzw. „karnickim wydarzeniem pluwialnym” (Fijałkowska-Mader i in., 2015).

### Literatura

- ABBINK O.A., 1998 — Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. *Laboratory of Palaeobotany and Palynology Contribution Series*, **8**, Laboratory of Palaeobotany and Palynology Foundation, Utrecht.
- ABBINK O.A., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT J.H.A., VISSCHER H., 2004a — A sporomorph ecogroup model for the northwest European Jurassic–Lower Cretaceous I: Concepts and framework. *Netherl. J. Geosc. Geol. en Mijnbouw*, **83**: 17–31.
- ABBINK O.A., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT J.H.A., VISSCHER H., 2004b — A sporomorph ecogroup model for the northwest European Jurassic–Lower Cretaceous II: Application to an exploration well from the Dutch North Sea. *Netherl. J. Geosc. Geol. en Mijnbouw*, **83**: 81–91.
- FIJAŁKOWSKA A., 1988 — Wyniki badań sporowo-pyłkowych w otworze Mniszków IG 1. *Kwart. Geol.*, **32**: 751.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A., 2015 — A record of climatic changes in the Triassic palynological spectra from Poland. *Geol. Quart.* (w druku).
- FIJAŁKOWSKA-MADER A., HEUNISCH C., SZULC J., 2015 — Palynostratigraphy and palynofacies of the Upper Silesian Keuper (Southern Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.* (w druku).
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃKA T., 1972 — Stratygrafia osadów kajpru w otworze wiertniczym Boża Wola na podstawie badań sporowo-pyłkowych. *Kwart. Geol.*, **16**: 301–313.

- 
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1983 — Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **104**: 1–89.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1985 — Palynological zones of the Polish Epicontinental Triassic. *Bull. Acad. Sci., Earth Sci.*, **33**: 107–119.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1988 — Palinostratygrafia utworów triasu w okolicach Brzegu (SE część monokliny przed-sudeckiej). *Kwart. Geol.*, **32**: 349–366.
- VISSCHER H., VAN DER ZWAN C.J., 1981 — Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: phytogeographical and palaeoclimatological implications. *Geologische Rundschau*, **70**: 625–634.

## CZY ZAPIS KOPALNY ZAJĘCZAKÓW (LAGOMORPHA, MAMMALIA) ODZWIERCIEDLA ZMIANY KLIMATU?

### ARE CLIMATE CHANGES REFLECTED IN THE FOSSIL RECORD OF LAGOMORPHA (MAMMALIA)?

Łucja FOSTOWICZ-FRELIK

Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;  
lfost@twarda.pan.pl.

Zajęczaki (Lagomorpha), grupa ssaków łożyskowych zaliczana razem z gryzoniami (Rodentia) do siekaczowców (Glires), powstały pod koniec wczesnego eocenu w Azji i już od środkowego eocenu stały się istotnym składnikiem zespołów małych ssaków na obszarze Holarktyki. Podobnie jak w przypadku gryzoni, w zapisie kopalnym najczęściej znajdowanymi szczątkami zajęczaków są zęby. Dwa zespoły cech zębowych są szczególnie ważne dla odtwarzania paleoekologii tej grupy: stopień hipsodontyzmu (wysokokoronowość zębów trzonowych i przedtrzonowców) oraz układ fałdów szkliwa na powierzchni żującej zębów (Fostowicz-Frelik, 2013). O ile jednak rozwój hipsodontyzmu u ssaków roślinożernych według najnowszych badań niekoniecznie jest związany z twardością samego pokarmu, ale może być zależny od egzogennej pyłu krzemionkowego (np. pochodzenia wulkanicznego) pobieranego przez zwierzę wraz z pożywieniem (Damuth, Janis, 2011), to rodzaj fałdów szkliwa i stopień ich komplikacji ściślej odzwierciedla charakter spożywanej roślinności.

W przeciwieństwie do gryzoni zajęczaki są wysoce konserwatywne morfologicznie i w związku z tym prezentują mniejszą różnorodność typów przystosowawczych (zasadniczo dwa: zającowy i szczekuskowy), co do pewnego stopnia pozwala łatwiej śledzić zmiany adaptacyjne wywołane przez zmieniające się warunki klimatyczne. Późnoeoceni *Chadrolagus* z Ameryki Północnej (Fostowicz-Frelik 2013) jest przykładem reakcji zajęczaków na naprzemienne epizody ociepleń i ochłodzeń, stanowiące wstęp do długotrwałego globalnego ochłodzenia klimatu od granicy eocen/ oligocen (Doria i in., 2011: fig. 1). Z kolei mioceni *Eurolagus* z Europy, jeden z najszerzej rozprzestrzenionych i najdłużej reprezentowanych amfilagidów, grupy morfologicznie zbliżonych zajęczaków niekoniecznie ściśle powiązanych filogenetycznie, jest dobrym wskaźnikiem środowisk leśnych na obszarach o stosunkowo wysokich opadach rocznych (Fostowicz-Frelik i in., 2012). Wreszcie, znana od najwcześniejszego plejstocenu do dziś szczekuszka małutka (*Ochotona pusilla*) jest jednym z dobrych gatunków wskaźnikowych stanowisk stepowych rozwijających się wraz z ochładzaniem klimatu. W Europie jej pojawienie się na granicy pliocen/ plejstocen (Fostowicz-Frelik, Frelik, 2010) sygnalizuje rozwój suchego kontynentalnego klimatu związanego z nadchodzącymi zlodowaceniami.

Podsumowując, zapis kopalny zajęczaków odzwierciedla zmiany klimatyczne przejawiające się zmianą szaty roślinnej. Zmiany morfologiczne w uzębieniu i szkielecie są jednak wyrażone słabiej niż w niektórych liniach gryzoni i, jak się wydaje, silniej skorelowane z wilgotnością środowiska niż średniorocznymi temperaturami.

### Literatura

- DAMUTH J., JANIS C.M., 2011 — On the relationship between hypsodonty and feeding ecology in ungulate mammals, and its utility in palaeoecology. *Biol. Rev.*, **86**: 733–758.
- DORIA G., ROYER D.L., WOLFE A.P., FOX A., WESTGATE J.A., BEERLING D.J., 2011 — Declining atmospheric CO<sub>2</sub> during the late Middle Eocene climate transition. *Amer. J. Sci.*, **311**: 63–75.
- FOSTOWICZ-FRELIK L., 2013 — Reassessment of *Chadrolagus* and *Litolagus* (Mammalia: Lagomorpha) and a new genus of North American Eocene Lagomorpha from Wyoming. *American Museum Novitates*, **3773**: 1–76.
- FOSTOWICZ-FRELIK L., FRELIK G., 2010 — The earliest occurrence of the steppe pika (*Ochotona pusilla*) in Europe near the Pliocene/Pleistocene boundary. *Naturwissenschaften*, **97**: 325–329.
- FOSTOWICZ-FRELIK L., NADACHOWSKI A., KOWALEWSKA-GROSZKOWSKA M., 2012 — New data on the Miocene stem lagomorph *Eurolagus fontannesi*, and its northernmost record. *Acta Palaeont. Pol.*, **57**: 1–20.

**CORRELATION OF THE AMMONITE EVENTS IN THE CORDATUM ZONE  
(EARLY OXFORDIAN, LATE JURASSIC) OF SOUTHERN POLAND  
WITH THE OXYGEN AND CARBON ISOTOPE COMPOSITION  
OF BELEMNITE ROSTRA, GEOCHEMISTRY  
AND THE MAGNETIC SUSCEPTIBILITY IN THE WRZOSOWA SECTION –  
PRELIMINARY REPORT**

KORELACJA ZDARZEŃ AMONITOWYCH W POZIOMIE CORDATUM  
(WCZESNY OKSFORD, PÓŻNA JURA) POŁUDNIOWEJ POLSKI  
ZE SKŁADEM IZOTOPOWYM TLENU I WĘGLA ROSTRÓW BELEMNITÓW, GEOCHEMIĄ  
I PODATNOŚCIĄ MAGNETYCZNĄ W PROFILU WRZOSOWEJ – WSTĘPNE WYNIKI

Ewa GŁOWNIAK<sup>1</sup>, Jacek GRABOWSKI<sup>2</sup>, Hubert WIERZBOWSKI<sup>2</sup>,  
Peter PERVESLER<sup>3</sup>, Michał KARGER<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;  
eglownia@uw.edu.pl, m.karger@uw.edu.pl.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
jgra@pgi.gov.pl, hubert.wierzbowski@pgi.gov.pl.

<sup>3</sup> University of Vienna, Department of Palaeontology, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna, Austria;  
peter.pervesler@univie.ac.at.

In the Early Oxfordian marine basin of the North European continent prevailed conditions of high-stand, which resulted from the Late Callovian global sea-level rise (Wierzbowski i in., 2009). These circumstances had a possible palaeoecological impact on the marine biota, evidenced by the percentage fluctuations of the (Sub)Mediterranean and (Sub)Boreal ammonite families in the sections of Southern Poland (Głowniak, 2006, 2012). On the other hand, global geotectonic events could trigger a change in oceanic circulation and cause the appearance of upwelling in the northern part of the Tethys Ocean (Wierzbowski, 2002; Rais i in., 2007; Wierzbowski i in., 2013). To examine the possible relationship between migration of ammonite fauna, environment and water chemistry we have performed the following tests: a) oxygen and carbon isotope analyses of calcitic belemnite rostra, b) measurements of magnetic susceptibility (MS); analyses of the main, secondary and trace elements as well as TOC and CaCO<sub>3</sub> content in the Bukowskii and Costicardia subzones (Cordatium Zone, Lower Oxfordian) in the Wrzosowa section near Czestochowa town. MS is thought to reflect accurately the rhythm of terrigenous material supply, correlating positively with Al, Ti, Th, Zr, K and other lithophile chemical elements, and negatively with CaCO<sub>3</sub>. The ratio Th/U indicates a generally very good bottom-water oxygenation throughout the studied stratigraphic interval. The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of belemnite rostra do not correlate with each other. The distinctive ammonite assemblage dominated by (Sub)Mediterranean ammonites of the genus *Prososphinctes* in the middle Costicardia Subzone, referred to as the *Prososphinctes* Acme Horizon (abbreviated PAH), is also characterized by a low percentage of the Submediterranean genus *Perisphinctes* and Boreal cardioceratid ammonites. In PAH the bio-productivity indicators (P/Al, Ba/Al, Ni/Al ratios and other) show particularly low values, indicating short-term oligotrophic conditions and suggesting higher ecological tolerance of the genus *Prososphinctes* (generalists) as compared to other perisphinctid and cardioceratid ammonites. Directly above PAH a horizon with an increased  $\delta^{18}\text{O}$  values of belemnite rostra occurs, providing evidence of a temperature drop. This horizon correlates with the onset of changes in ammonite assemblages, showing, among others, the decline of *Prososphinctes* (until its almost total disappearance at the top of the Costicardia Subzone) and an increase in the number of other perisphinctids and cardioceratids. Changes in the ammonite assemblages occur simultaneously with an increase in biogenic phosphorus (P/Al) and biogenic carbon (TOC) contents, and with the fall of  $\delta^{13}\text{C}$  values of belemnite rostra up the section, towards the top of the Costicardia Subzone. The latter trend may be associated with an increased intensity of upwelling carrying from the Tethys Ocean waters rich in organic matter and characterized by low  $\delta^{13}\text{C}$  values of DIC (“dissolved inorganic carbon”, Wierzbowski, 2002).

## Literatura

- GŁOWNIAK E., 2006 — The *Platysphinctes* immigration event: biostratigraphic and paleobiogeographic implications for the Middle Oxfordian (Late Jurassic) seas of central Europe (NW Germany and Poland). *Neues Jahrb. Geol. und Paläont Abh.*, **241**, 2: 155–201.
- GŁOWNIAK E., 2012 — The perisphinctid genus *Prososphinctes* Schindewolf (Ammonoidea, subfamily Prososphinctinae nov.): an indicator of palaeoecological changes in the Early Oxfordian Submediterranean sea of southern Poland. *Neues Jahrb. Geol. und Paläont Abh.*, **264**, 2: 117–179.
- RAIS P., LOUIS-SCHMID B., BERNASCONI S.M., WEISSERT H., 2007 — Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle–Late Jurassic transition. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **251**: 527–546.
- WIERZBOWSKI H., 2002 — Detailed oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **91**: 304–314.
- WIERZBOWSKI H., DEMBICZ K., PRASZKIER T., 2009 — Oxygen and carbon isotope composition of Callovian–Lower Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) belemnite rostra from central Poland: a record of a Late Callovian global sea-level rise? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **283**: 182–194
- WIERZBOWSKI H., ROGOV M.A., MATYJA B.A., KISELEV D., IPPOLITOV A., 2013 — Middle–Upper Jurassic (Upper Callovian–Lower Kimmeridgian) stable isotope and elemental records of the Russian Platform: Indices of oceanographic and climatic changes. *Global and Planetary Change*, **107**: 196–212.

## ZMIANY KLIMATYCZNE ZWIĄZANE Z WYDARZENIEM IZOTOPOWYM $\delta^{13}\text{C}$ W WALANŻYNIE (SUKCESJE PELAGICZNE I HEMIPELAGICZNE KARPAT ZACHODNICH): PODATNOŚĆ MAGNETYCZNA, GEOCHEMIA I MINERAŁY ILASTE

CLIMATE CHANGES RELATED TO ISOTOPE EVENT  $\delta^{13}\text{C}$  IN THE VALANGINIAN (PELAGIC AND HEMIPELAGIC SUCCESSIONS OF THE WESTERN CARPATHIANS): MAGNETIC SUSCEPTIBILITY, GEOCHEMISTRY AND CLAY MINERALS

Jacek GRABOWSKI<sup>1</sup>, Paweł BRAŃSKI<sup>1</sup>, Józef MICHALIK<sup>2</sup>,  
Andrzej PSZCZÓŁKOWSKI<sup>3</sup>, Katarzyna SOBIENI<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jacek.grabowski@pgi.gov.pl, pawel.branski@pgi.gov.pl, katarzyna.sobien@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Slovak Academy of Sciences, Institute of Earth Sciences, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, Slovakia.

<sup>3</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa.

Scenariusza wydarzenia izotopowego  $\delta^{13}\text{C}$  w walanżynie (tzw. wydarzenie Weisserta, ang. *Weissert event*) nie rozpoznano jeszcze dokładnie i wstępne modele opierają się niemal wyłącznie na profilach z basenu wokontyjskiego (SE Francja) – zob. Föllmi (2012 i literatura tamże). Dane uzyskane z minerałów ilastych oraz dotyczące  $\delta^{18}\text{O}$  z belemnitów zgodnie wskazują, że interwał wydarzenia izotopowego był okresem ciepłym i stosunkowo wilgotnym. Zaburzenia obiegu izotopów węgla (cyklu węglowego) są wzajemnie powiązane z reżimem wietrzenia chemicznego, czyli pośrednio z panującymi warunkami klimatycznymi. W Karpatach Zachodnich wydarzenie Weisserta zostało udokumentowane w profilu Doliny Krytej (Tatry Zachodnie, sukcesja regłowa dolna; Pszczółkowski, 2003; Kuhn i in., 2005) oraz w profilu Butkov w jednostce manińskiej (Michalik i in., 2012).

Do tej pory nie prowadzono systematycznie badań podatności magnetycznej (MS) w obrębie interwału wydarzenia Weisserta, tymczasem ten parametr może być bardzo dobrym wskaźnikiem zmian wilgotności klimatu (wzrost MS – zwiększona intensywność wietrzenia chemicznego na kontynencie – zwiększona wilgotność). Interpretacja samych trendów MS nie jest oczywiście tak jednoznaczna – należy wziąć pod uwagę efekty ruchów eustatycznych, lokalnej tektoniki, a także pierwotność samego zapisu MS.

Badania MS oraz geochemii i minerałów ilastych przeprowadzono w trzech dobrze opracowanych biostratygraficznie (a także częściowo, magnetostratygraficznie) profilach wapieni pelagicznych i hemipelagicznych z różnych części Karpat: Kapuśnica (pieniński pas skałkowy, sukcesja braniska; Pszczółkowski, Myczyński, 2004), Dolina Kryta (Tatry Zachodnie, sukcesja regłowa dolna; Pszczółkowski, 2003) oraz Strážovce (środkowa Słowacja, Góry Strażowskie, sukcesja regłowa dolna; Michalik i in., 1995).

Analizy MS wykazały, że początek wydarzenia Weisserta we wszystkich trzech profilach wiąże się ze zwiększeniem dopływu materiału terygenicznego. W profilach Kapuśnica i Strážovce interwał podwyższonego wietrzenia chemicznego w przybliżeniu pokrywa się z główną anomalią na krzywych  $\delta^{13}\text{C}$  (wydarzenie Weisserta). Wzrost intensywności wietrzenia zapisuje się tam, gdzie zaznacza się początek wydarzenia izotopowego lub nieco wcześniej. Świadczy o tym większość geochemicznych wskaźników wietrzenia chemicznego oraz zawartości niektórych pierwiastków i relacje między nimi, w szczególności (choć nie tylko): CIA, CIX, CIW', ICV', Rb/Sr, Th/U, Mg/Al,  $\Sigma\text{REE}$ ,  $\Sigma\text{LREE}$ , [La/Yb]<sub>N</sub> (w profilu Strážovce także CI (*clay index*), Rb/ K<sub>2</sub>O, Cs/K<sub>2</sub>O, Ba/Sr). Należy też podkreślić pojawienie się na tym odcinku kaolinitu w profilu Kapuśnica.

W profilu Doliny Krytej wspomniane trendy są słabo widoczne lub wcale się nie zaznaczają. Można tu natomiast zaobserwować powtarzające się kilkakrotnie impulsy zapisane zwłaszcza na krzywych:  $\Sigma\text{D}$ , DI, CI, Rb/Sr, Th/U, Th/K<sub>2</sub>O oraz  $\Sigma\text{REE}$ ,  $\Sigma\text{LREE}$ , [La/Yb]<sub>N</sub>, najprawdopodobniej związane z krótko-

trwałymi epizodami dostawy materiału terygenicznego do basenu. Może to być efekt wahań klimatycznych wywołanych cyklami astronomicznymi (przyspieszenie cyklu hydrologicznego i zwiększenie erozji na obszarach alimentacyjnych), ale także skutek mających tam miejsce epizodów tektonicznych (sejsmicznych).

*Prace badawcze przeprowadzono w ramach badań statutowych PIG-PIB, projekt nr 61.2301.1305.00.0.*

## Literatura

- FÖLLMI K.B., 2012 — Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, **35**: 230–257.
- KUHN O., WEISSERT H., FÖLLMI K.B., HENNIG S., 2005 — Altered carbon cycling and trace-metal enrichment during the late Valanginian and early Hauterivian. *Eclogae Geol. Helv.*, **98**: 333–344.
- MICHALÍK J., REHÁKOVÁ D., HLADIKOVÁ J., LINTNEROVÁ O., 1995 — Lithological and biological indicators of orbital changes in Tithonian and Lower Cretaceous sequences, Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath.*, **46**: 161–174.
- MICHALÍK J., LINTNEROVÁ O., REHÁKOVÁ D., BOOROVÁ D., ŠIMO V., 2012 — Early Cretaceous sedimentary evolution of a pelagic basin margin (the Manín Unit, central Western Carpathians, Slovakia). *Cretaceous Research*, **38**: 68–79.
- PSZCZÓLKOWSKI A., 2003 — Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Polish Western Tatra Mountains: lithostratigraphy and microfossil zones. *Stud. Geol. Pol.*, **121**: 7–50.
- PSZCZÓLKOWSKI A., MYCZYŃSKI R., 2004 — Ammonite-supported microfossil and nannoconid stratigraphy of the Tithonian – Hauterivian limestones in selected sections of the Branisko Succession, Pieniny Klippen Belt (Poland). *Stud. Geol. Pol.*, **123**: 133–197.

**ZMIANY PALEOŚRODOWISKOWE NA PRZEŁOMIE OKSFORDU I KIMERYDU  
(WYŻYNA WIELUŃSKA): MIGRACJE FAUNY AMONITOWEJ  
A ZAPIS PETROMAGNETYCZNY I GEOCHEMICZNY  
W OSADACH MEGAFACJI GĄBKOWEJ**

PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES ACROSS THE OXFORDIAN/KIMMERIDGIAN  
TRANSITION (UPPER JURASSIC, WIELUŃ UPLAND, CENTRAL POLAND):  
AMMONITE FAUNAS MIGRATIONS AND INTEGRATED ROCK MAGNETIC –  
GEOCHEMICAL RECORD IN THE SPONGE MEGAFACIES

Jacek GRABOWSKI<sup>1</sup>, Katarzyna SOBIEN<sup>1</sup>, Hubert WIERZBOWSKI<sup>1</sup>,  
Andrzej WIERZBOWSKI<sup>1</sup>, Wiktor ROBACZEWSKI<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
jacek.grabowski@pgi.gov.pl, katarzyna.sobien@pgi.gov.pl, hubert.wierzbowski@pgi.gov.pl,  
andrzej.wierzbowski@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk;  
wiktor-robaczewski@wp.pl.

Zintegrowane badania petromagnetyczne i geochemiczne przeprowadzono w wapienno-marglistych profilach Katarowej Góry i Bobrowników (Wyżyna Wieluńska) w pobliżu granicy oksford/ kimeryd (pogranicze submedyterańskich poziomów amonitowych Hypselum i Bimammatum). Głównym celem badań była próba interpretacji paleośrodowiskowej związanej z krótko- i długookresowymi trendami zmian zespołów amonitowych, polegającymi na zmianach proporcji taksonów borealnych i subborealnych w stosunku do medyterańskich i submedyterańskich. W całej sukcesji, o miąższości 24 m, wykonano wysokorozdzielcze pomiary podatności magnetycznej (MS), bezhisterezowej pozostałości magnetycznej (ARM) oraz izotermicznej pozostałości magnetycznej (IRM). Dodatkowo wykonano pomiary zawartości pierwiastków głównych i śladowych, ziem rzadkich oraz analizy składu izotopowego tlenu i węgla prób skalnych.

Zawartość materiału terygenicznego w badanych skałach węglanowych jest bardzo niska (np.  $0,04\% < Al < 0,15\%$ ). MS wykazuje w większości wartości ujemne (między  $-4$  a  $-2 \times 10^{-9}$  m<sup>3</sup>/kg), co świadczy o dominującym wpływie diamagnetycznego kalcytu. Głównym minerałem magnetycznym jest magnetyt, lokalnie również występuje getyt i/lub hematyt. Mimo niskich wartości, MS koreluje się pozytywnie z pierwiastkami litogenicznymi (Al, Ti, Zr i in.), odzwierciedla więc wiarygodnie dopływ materiału terygenicznego. Korelacja ARM oraz IRM z pierwiastkami litogenicznymi jest już słabsza, co może wskazywać na autigeniczny charakter niektórych minerałów magnetycznych i może mieć znaczenie dla interpretacji wyników badań magnetostratygraficznych. W całej sukcesji obserwuje się długookresowy trend spadku zawartości materiału terygenicznego. Trend ten jest przerwany tylko w jednym miejscu (dokładnie na granicy oksfordu i kimerydu) bardzo spektakularnym pikiem (Al >4%), związanym z regionalną powierzchnią nieciągłości i przyhamowania sedymentacji węglanowej.

Ławice w dolnej i górnej części poziomu Hypselum, ze zwiększonym udziałem amonitów borealnych i subborealnych oraz radiolarii, ujawniają pewne prawidłowości w zapisie magnetycznym i geochemicznym. Interwały te są relatywnie wzbogacone w materiał terygeniczny, wykazują podwyższone wartości ARM oraz stosunków Th/U oraz P/Al. Obserwacje te świadczą o dobrym natlenieniu wód dennych i zwiększonym dopływie substancji odżywczych (nutrientów). W najwyższej części poziomu Hypselum oraz w poziomie Bimammatum obserwuje się wzrost frekwencji amonitów submedyterańskich oraz radiolarii tetydzkich. Następuje przy tym spadek zawartości materiału terygenicznego, indeksów magnetycznych oraz stopniowe pogorszenie warunków tlenowych na dnie zbiornika (spadek stosunku Th/U). Geochemiczne indeksy produktywności wykazują nadal tendencje wzrostowe, co manifestuje się podwyższonymi wartościami stosunków P/Al oraz Cu/Al. Zjawiska te można wiązać ze zwiększoną produkcją węglanu wapnia, wskutek długoterminowego ocieplenia klimatu i/lub lokalnego trendu spływającego w basenie Jury Polskiej.

Wartości  $\delta^{13}\text{C}$  wapieni i margli w najniższej części profilu Katarowej Góry i w profilu Bobrowników są wysokie (1,5 do 2,5‰ VPDB) i odzwierciedlają pierwotny skład węglanu wapnia wytrąconego z wody morskiej. Niskie wartości  $\delta^{18}\text{O}$  skał wskazują na diagenезę meteoryczną. Zmiany diagenetyczne są szczególnie silne w wyższej części profilu Katarowej Góry, gdzie obieg wód meteorycznych spowodował również obniżenie wartości  $\delta^{13}\text{C}$  skał oraz zawartości Mg i Sr.

*Wykonano w ramach projektu badawczego NCN (2012/05/B/ST10/02121).*

## WSKAŹNIKI WIETRZENIA CHEMICZNEGO, ZMIANY NATLENIENIA I STRATYGRAFIA IZOTOPOWA $\delta^{13}\text{C}$ : ZAPIS W HEMIPELAGICZNYCH OSADACH GÓRNEGO BERIASU (NAJNIŻSZA KREDA) ZACHODNIEGO BAŁKANU (PROFIL BARLYA, BULGARIA)

WEATHERING INDICATORS, OXYGENATION FLUCTUATIONS AND ISOTOPE STRATIGRAPHY  $\delta^{13}\text{C}$ : RECORD IN THE HEMIPELAGIC SEDIMENTS OF THE UPPER BERRIASIAN (LOWER CRETACEOUS) OF THE WEST BALKANS (BARLYA SECTION, BULGARIA)

Jacek GRABOWSKI<sup>1</sup>, Patrycja WÓJCIK-TABOL<sup>2</sup>, Daria IVANOVA<sup>3</sup>, Iskra LAKOVA<sup>3</sup>, Silviya PETROVA<sup>3</sup>, Petr SCHNABL<sup>4</sup>, Katarzyna SOBIEN<sup>1</sup>, Kristalina STOYKOVA<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jacek.grabowski@pgi.gov.pl; katarzyna.sobien@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; p.wojcik-tabol@uj.edu.pl.

<sup>3</sup> Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Acad. G. Bonchev St., Bl. 24, 1113 Sofia, Bulgaria; stoykova@geology.bas.bg; lakova@geology.bas.bg; silviya\_p@geology/bas.bg; dariaiv@geology.bas.bg.

<sup>4</sup> Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Rozvojová, 269, 165 000 Praha 6, Czech Republic; schnabl@gli.cas.cz.

Berias górny w profilu Barlya (zachodni Bałkan, Bułgaria) jest wykształcony w postaci hemipelagicznych osadów węglanowo-marglistych. Dolną część badanego profilu stanowią wapienie mikrytowe formacji Glozhene. Przechodzą one ku górze w wapienie margliste i margle formacji Salash. Cała sukcesja jest szczegółowo datowana na podstawie magnetostratygrafii i biostratygrafii (kalpionellidy, dino-cysty wapienne i nanoplankton). Obejmuje ona interwał od górnej części podzony *Calpionella elliptica* (zona *Stomiosphaerina proxima*, NK-1, górna część magnetozony M17r – najwyższa część dolnego beriasu) aż do granicy berias/ walańzyn (granica podzon *Praecalpionellites murgeanui*/ *Calpionellites darderi*, zona *Colomisphaera conferta*, NK-3, magnetozona M14r).

W profilu przeprowadzono szczegółowe badania podatności magnetycznej (MS), geochemiczne (pierwiastki główne i śladowe) oraz izotopowe ( $\delta^{13}\text{C}$ ). Prześladowano wskaźniki zmian dopływu materiału terygenicznego oraz natlenienia i produktywności.

Zawartość materiału terygenicznego wnioskowana na podstawie składu chemicznego jest niska do umiarkowanej (np. Al: 0,37–2,98%; K: 0,11–0,89%) i koreluje się odwrotnie z ilością minerałów węglanowych (Ca: od 27,8 do ponad 40%). Wartości MS, wynoszące od 10 do  $45 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ , rosną systematycznie w górę profilu. Zmienność MS koreluje się pozytywnie ze zróżnicowaną zawartością pierwiastków litogenicznych (Al, Ti, Zr i in.), odzwierciedla więc dopływ materiału terygenicznego.

Wzrost zawartości detrytusu lądowego koreluje się zarówno z długoterminowym spadkiem poziomu morza w późnym beriasie (Haq, 2014), jak i ze znacznym wzrostem wilgotności na obszarze perytetydzkim (Morales i in., 2013). Długofalowy charakter zmiany paleośrodowiskowej – tendencja wzrostowa w dopływie materiału terygenicznego trwa ponad 3 mln lat – wskazuje, że jego przyczyną mogły być zjawiska tektoniczne.

Depozycja osadu zachodziła w środowisku natlenionym, okresowo zubożonym w tlen. Epizody dysoksji i anoksji zaznaczają się wzrostem wartości stosunków Ni/Co, U/Th, oraz wzbogaceniem w sulfofilne pierwiastki (np. Mo, Cd, Zn) u podstawy profilu w najwyższym dolnym beriasie (M17r – dolna część M16r) oraz w jego górnej części (M14r). Koncentracja P, Ba, U i Fe w dolnej części profilu może sugerować zwiększoną bioproduktywność.

Geochemiczne wskaźniki wietrzenia (*chemical index of alteration* – CIA, *chemical proxy of alteration* – CPA, Rb/Sr) wzrastają stosunkowo szybko w dolnej części sukcesji (w interwale granicy magnetozy M16r i M16n oraz podpoziomów Simplex i Oblonga), by następnie ustabilizować się na wysokim poziomie. Trend ten zdaje się wskazywać na gwałtowną zmianę warunków klimatycznych, sprzyjających intensywnemu wietrzeniu chemicznemu. Analogiczne wnioski płyną z dystrybucji  $\delta^{13}\text{C}$ . Wartości rosną,

osiągając maksimum  $\delta^{13}\text{C} = 1,42\text{‰}$  na granicy M16r i M16n. Kolejne pozytywne przesunięcie rozpoczyna się w M15r i osiąga szczyt u schyłku M15n.

*Projekt sfinansowano ze środków NCN przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2011/03B/ST10/05256.*

## **Literatura**

HAQ B.U., 2014 — Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, **113**: 44–58.

MORALES C., GARDIN S., SCHNYDER J., SPANGENBERG J., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., ADATTE T., FÖLLMI K.B., 2013 — Berriasian and early Valanginian environmental change along a transect from the Jura Platform to the Vocontian Basin. *Sedimentology*, **60**: 36–63.

## ZMIANY KLIMATU W INTERGLACJALACH MIS 11 I MIS 1 NA PODSTAWIE BADAŃ PALINOLOGICZNYCH Z POLSKI ZACHODNIEJ

### INTERGLACIAL CLIMATE CHANGES IN MIS 11 AND MIS 1 IN THE LIGHT OF POLLEN ANALYSIS STUDIES FROM WESTERN POLAND

Wojciech GRANOSZEWSKI<sup>1</sup>, Hanna WINTER<sup>2</sup>, Krzysztof URBAŃSKI<sup>3</sup>, Dariusz CISZEK<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; wojciech.granoszewski@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 3, 00-975 Warszawa; hanna.winter@pgi.gov.pl.

<sup>3</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; krzysztof.urbanski@pgi.gov.pl, dariusz.ciszek@pgi.gov.pl.

Podobieństwo układu orbitalnego Ziemi w czasie interglacjału mazowieckiego (MIS 11c) i holocenu (MIS 1), wyrażające się niską ekscentrycznością orbity oraz stłumionym efektem wpływu precesji, czyni interglacjał mazowiecki jednym z najbliższych analogów obecnego (i być może przyszłego) klimatu.

Analiza pyłkowa należy do najczulszych i najpowszechniej stosowanych metod rekonstrukcji zmian klimatu w czwartorzędzie zapisanych w archiwach lądowych osadów biogenicznych.

Celem badań w projekcie jest porównanie sukcesji pyłkowych (sukcesji roślinności) wieku mazowieckiego i holocenu w aspekcie intra-interglacjalnych wahań klimatycznych. W celu prześledzenia charakteru jakościowego zmian w roślinności interglacjału mazowieckiego i holocenu w zachodniej Polsce (Pojezierze Łagowskie) nawiercono osady wieku interglacjalnego (stanowisko Gajec) i holocenu (torfowisko Grodno). Dobór stanowisk był podyktowany uzyskaniem sukcesji pyłkowych z osadów, których sedimentacja miała miejsce w zbliżonych warunkach klimatyczno-biogeograficznych. Wysoka rozdzielczość analiz palinologicznych pozwoliła na wyróżnienie co najmniej dwóch oscylacji klimatycznych w zapisie pyłkowym MIS 11. Porównanie starszej oscylacji z holocenu pozwoliło na ocenę jakościową zmian zbiorowisk roślinnych w podobnych warunkach w tych dwóch interglacjalach. Oscylacja ta była na tyle wyraźna, że jest wyróżniana w wielu sekwencjach palinologicznych z NE Europy (Koutsodendris i in., 2010, 2012) oraz z terenu Polski (Krupiński, 1995; Bińka, Nitychoruk, 1995, 1996; Janczyk-Kopikowa, 1996; Urbański, 2007; Nita, 2009; Winter, Hryniewiecka-Czmielewska, 2010). Zmiany w sukcesji roślinności, obserwowane na diagramach pyłkowych MIS 11c w tym czasie, wskazują na spadek temperatur zimowych i prawdopodobne zmniejszenie opadów. Zapis sukcesji roślinności cechuje się spadkiem wartości taksonów ciepłolubnych (*Taxus*, *Corylus*, *Quercus*) i jednoczesnym wzrostem udziałów pyłku drzew borealnych: *Pinus sylvestris* t., *Betula alba* t. oraz *Larix*.

Młodsza oscylacja klimatyczna zanotowana w interglacjale mazowieckim w sukcesjach pyłkowych (Dethlingen) również wyraża się ekspansją drzew borealnych kosztem elementów o umiarkowanych wymaganiach klimatycznych (Koutsodendris i in., 2012). Charakterystyczne dla profili z Polski jest znaczące rozprzestrzenienie się *Abies*, która w sukcesji w Dethlingen zmniejszyła swój udział. Młodsza oscylacja wystąpiła ok. 9000 lat od rozwoju mazowieckich zbiorowisk leśnych i trwała między 300 a 500 lat (*op. cit.*). Zanik pyłku *Carpinus* oraz obecność pyłku taksonów o wyższych wymaganiach termicznych (*Hedera helix*) sugeruje, że temperatury zimy nie spadły drastycznie, natomiast obniżeniu uległy temperatura lata i opady. Może na to wskazywać wycofanie się graba, który jest podatny na susze letnie.

#### Literatura

BIŃKA K., NITYCHORUK J., 1995 — Mazovian (Holsteinian) lake sediments at Woskrzenice near Biała Podlaska. *Geol. Quart.*, 39, 1: 109–120.

BIŃKA K., NITYCHORUK J., 1996 — Geological and palaeobotanical setting of interglacial sediments at the Kaliłów site in southern Podlasie. *Geol. Quart.*, 40: 269–282.

- HRYNOWIECKA-CZMIELEWSKA A., 2010 — History of vegetation and climate of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial and the Liviecian (Saalian) Glaciation on the basis of pollen analysis of palaeolake sediments from Nowiny Żukowskie, SE Poland. *Acta Palaeobot.*, **50**, 1: 18–54.
- JANCZYK-KOPIKOWA J., 1996 — Ciepłe okresy w mezoplejstocenie północno-wschodniej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **373**: 49–66.
- KOUTSODENDRIS A., MÜLLER U.C., PROSS J., BRAUER A., KOTTHOFF U., LOTTER A.F., 2010 — Vegetation dynamics and climate variability during the Holsteinian interglacial based on a pollen record from Dethlingen (northern Germany). *Quatern. Science. Rev.*, **29**: 3298–3307.
- KOUTSODENDRIS A., PROSS J., MÜLLER U.C., BRAUER A., FLETCHER W.J., KÜHL N., KIRILOVA E., VERHAGEN F.T.M., LÜCKE A., LOTTER A.F., 2012 — A short-term climate oscillation during the Holsteinian interglacial (MIS 11c): An analogy to the 8.2 ka climatic event? *Global and Planetary Change*, **92/93**: 224–235.
- KRUPIŃSKI K.M., 1995 — Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 70.
- NITA M., 2009 — Stratygrafia pyłkowa i historia roślinności interglacjału mazowieckiego i starszej części zlodowacenia liwca na obszarze zachodniej i środkowej części Wyzyn Polskich. *Pr. Nauk. Uniw. Śl.*, **2658**: 1–158.
- WINTER H., URBAŃSKI K., 2007 — Nowe stanowisko interglacjału mazowieckiego w Gajcu – Pojezierze Łagowskie (zachodnia Polska). *Prz. Geol.*, **55**, 4: 330–335.

## CHANGES IN THE BRYOZOAN COMMUNITIES THROUGHOUT THE CENOZOIC OF ANTARCTICA

### ZMIENNOŚĆ KENOZOICZNYCH ZESPOŁÓW FAUNY MSZYWIOŁOWEJ ANTARKTYKI

Urszula HARA

Polish Geological Institute – National Research Institute, Rakowiecka 4, 00-975 Warsaw, Poland;  
urszula.hara@pgi.gov.pl.

The Cenozoic represents a transitional time in the evolutionary history of the Antarctic bryozoans from the marine and glacio-marine sequences, coming between the Cretaceous with the K-T boundary, which hampers the extinction and survival of many bryozoan taxa, up to the Recent ones dominated by the cheilostomes.

The earliest Antarctic bryozoan fossil records of the late Early Eocene (Seymour Island) are connected with the major phase of cheilostome evolution; clear preponderance of cerioporoidean cyclostomes along with abundant microporoideans, umbonulomorphs and lepraliomorphs. The presence of the loose, small zooecia of the cheilostome bryozoans preserved as internal moulds in the lowermost part of the La Meseta Formation, systematically includes the buguloids and catenicelloideans represented by Benidae, Catenicellidae, Savignyellidae and Calwelliidae, which in the present day are widely distributed in the tropical-warm temperate latitudes and interpreted as deposited in the shallow-water settings (Hara, 2015). Undoubtedly, the occurrence of over 90% of mostly warm-loving taxa with multilamellar growth-form of the relatively slow growth-rate represented by cyclostomes and cheilostomes is connected with a short-term episode in the lower part of the La Meseta Formation (Telm1), during their long *in situ* evolution.

The recently studied bryozoans from the middle part of the La Meseta Formation (Telm4 and Telm5) on the north-western side of the Seymour Island, reveal a presence of the microporoideans of the *Micropora* as well as lunulitids warm-loving, free-living bryozoans belonging to the *Lunulites* and *Otionellina* genera, which developed disc-shaped colonies (Hara *in.*, 2015, in preparation). They dominate in the Telm5, along with the new umbonulomorph of the family Brydonellidae *Uharella seymourensis*, found as an epilithoic, encrusting bryozoan occurring in a loose residuum of the siliciclastic sediments. Environmentally, Recent, free-living lunulitids are known to occur in warm, shallow-shelf conditions, at temperatures of 10–29°C, on coarse, sandy to muddy bottom with low to moderate deposition in fairly high velocity current regime. They are largely substrate independent and overwhelmingly associated with sand fauna environments. The dominance of the lunulitid colonies in the Telm4–5 may suggest the shallow-water setting of this middle part of the formation (Bartonian in age), which is characterized by the reappearance of nautiloids during a short-term return of environmental conditions (Dzik, Gaździcki, 2001).

*Metrarabdotos* is a long-living bryozoan genus dating back to the Late Eocene, recognized in the fine-grained sandstone of the Telm6 unit (Allomember, Cucullaea II), where it forms a biostrome layer of up to 5 cm thick in the life position. The presence of the large colonies of *Metrarabdotos* could indicate the biofacies developed in a non-sedimentation zone of the bypass area on the siliciclastic aphotic shelf, or during the time or periods of very slow fine clastic sedimentation, where the numerous filtering organisms such as bryozoans colonized the seafloor.

Contrary to that, the bryozoan fauna recognized in the upper part of the La Meseta Formation (Telm7) is composed of the impoverished bryozoan biota of the scarce lepraliomorphs represented by only two cheilostome colonies of *Celleporaria* and *Metrarabdotos* and fragmented, poorly preserved cyclostome zoaria of *Calvetia* and cerioporid of *Reticrescis*, which are abundantly accompanied by the invertebrates of crinoids and brachiopods as well as gadiform fish remains, penguin bones and whales.

A sharp decrease in diversity near the contact between the Telm5 and Telm6 was probably connected with the climatic cooling event, which culminated at the time of deposition of the upper part of the La Meseta Formation.

10 million years older, the Cape Melville Formation dated as Early Miocene is not dominated by sessile suspension-feeding organisms but by the infaunal bivalves, which provide a unique fossil record in the Antarctic Peninsula region during the latest Oligocene to earliest Miocene interglacial to glacial transition. Only one bryozoan was described from the family Aspidostomatidae and identified as *Aspidostoma melvillensis* (Hara, Crame, 2004), among other 1,551 species belonging to the other six phyla (Cnidaria, Mollusca, Annelida, Arthropoda, Brachiopoda and Echinodermata).

The shallow-marine, pectinid-rich biofacies of the *Pecten* Conglomerate of CIF, Cockburn Island, taxonomically shows the mosaic pattern in occurrence of bryozoan taxa, which are known from the Middle and Late Cretaceous, another that are considered to have originated in the Paleogene (Eocene–Oligocene), then evolved in the Antarctic and became widespread throughout the Neogene and Recent, as well as those of the most successful, which are solely common in the Neogene such as Microporellidae. Almost exclusively encrusting colony growth-form of the Pliocene biota, suggests sedimentation in the shallow-water environment and indicates an interglacial palaeoenvironment of the CIF Formation (Hara, Crame, 2010).

The cold-water geographical distribution of the Recent bryozoans with dominant Neocheilostomata of Buguloidea and the ascophoran lepraliomorphs of Smittinoidea and Schizoporelloidea – the most richly represented superfamilies along with umbonulomorphs of Lepralielloidea (Pabis i in., 2014), shows a dynamic history of this highly endemic fauna, which evolved over long period of time.

Correlation between the bryozoan's colonial growth-forms and the environmental conditions (substrate, water energy, sedimentation rate, climatic regime) are potential tools in interpretation of the palaeoenvironmental conditions of the changing biota inhabited in different array of ecosystems ranging from greenhouse to icehouse in the Cenozoic of Antarctica.

The changing of the bryozoan biota is very well-written in the stratigraphical column of the La Mesta Formation showing EECO, MECO and EOCT climatic optima.

## References

- DZIK J., GAŹDZICKI A., 2001 — The Eocene expansion of nautilids to high latitudes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **172**: 297–312.
- HARA U., 2015 — Bryozoan internal moulds from the La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctic Peninsula”. *Pol. Polar Res.*, **36**: 25–49. (doi: 10.1515/popore-2015-0003).
- HARA U., CRAME J.A., 2004 — A new aspidostomatid bryozoan from the Cape Melville Formation (Lower Miocene) of King George Island, West Antarctica. *Antarctic Science*, **16**, 3: 319–327.
- HARA U., CRAME J.A., 2010 — Late Cenozoic bryozoans of the Cockburn Island Formation, Cockburn Island, West Antarctica. Oslo Science Conference, 2010, Oslo 8–12 June Polar Science – Global Impact, Abstract number 2648.
- HARA U., MORS T., HAGSTROM J., REGUERO M.A., 2015 — Eocene bryozoans assemblages from the La Meseta Formation of Seymour Island, Antarctica (in preparation).
- PABIS K., HARA U., PRESLER P., SICIŃSKI J., 2014 — Structure of bryozoan communities along the glacial disturbance gradient of the Antarctic fjord (Admiralty Bay, South Shetlands). *Polar Biology*, **37**: 737–751.

---

**CENOZOIC TAXONOMIC DIVERSITY,  
CLIMATE CHANGE AND PLANT FOSSILIZATION:  
EXAMPLES FROM BULGARIAN FOSSIL RECORD**

ZRÓŻNICOWANIE TAKSONOMICZNE KENOZOIKU, ZMIANY KLIMATU  
I FOSYLIZACJA ROŚLIN: PRZYKŁADY Z ZAPISU KOPALNEGO W BUŁGARII

Dimiter IVANOV

Bulgarian Academy of Sciences, Institute of Biodiversity and Ecosystem Research, Acad. G. Bonchev Str., 23, 1113 Sofia, Bulgaria; dimiter@bio.bas.bg.

Taxonomic diversity, climate change and fossilization processes were close interrelated in the history of Earth and its biota. This results in recent biodiversity after billions years interaction of ecological factors and evolution of life. Many biologists overlook the fact that plants underpin the evolution and continued existence of all terrestrial biomes. Apparently, plant communities play crucial role in the development of ecosystems. Palaeobotany gives us a good opportunity to have a look how does diversity and climate changes over the past time, in terms to receive better understanding of their recent status. Recognition of fossil plant communities and their recent relatives is a tool for analysis of past and future ecological diversity and conclusions about vegetation and climate changes. The present report focuses on Cenozoic plant diversity, climate and vegetation change in Bulgaria. The territory of Bulgaria with its numerous marine and non-marine basins is a key region for the investigation of Cenozoic evolution of the flora and vegetation, of the migration routes and exchange corridors of many plant species, and of the floristic bonds between Central and East Europe and Asia Minor. The results show that fossil record can be use to estimate changes and trends in past plant diversity and climate change.

## KLIMAT I ŚRODOWISKO PÓŁNOCNEJ TETYDY Z PRZEŁOMU KREDY I PALEOGENU NA PODSTAWIE MIKRO- I NANOSKAMIENIAŁOŚCI Z POLSKICH KARPAT ZEWNĘTRZNYCH (STREFA ŚLĄSKO-PODŚLĄSKA)

CLIMATE AND ENVIRONMENT OF THE NORTHERN TETHYS DURING THE CRETACEOUS-PALEOGENE TRANSITION BASED ON NANNO- AND MICROFOSSILS FROM THE POLISH OUTER CARPATHIANS (SILESIAN-SUBSILESIAN ZONE)

Małgorzata JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ, Andrzej SZYDŁO

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; malgorzata.jugowiec-nazarkiewicz@pgi.gov.pl, andrzej.szydlo@pgi.gov.pl.

Przełom kredy i paleogenu był związany ze skokowym spadkiem bioróżnorodności i osadami z podwyższoną zawartością irydu. Wielkie wymieranie, które objęło dużych rozmiarów kręgowce (dinozaury), dotknęło również liczne bezkręgowce: amonity, belemnity i niewielkie otwornice planktoniczne, a także nanoplankton. Do niedawna temu wydarzeniu przypisywano głównie przyczynę astronomiczną, gdyż w granicznych utworach kredy i paleogenu istniały dowody impaktu asteroidy. Jednak ostatnie badania radiometryczne wskazały, że wiele grup zwierząt przeżyło kryzys lub wymarło jeszcze przed uderzeniem asteroidy. W badanym okresie taką rolę odegrała wzmożona aktywność geotektoniczna i wulkaniczna, które wpłynęły na zmiany paleogeograficzne i klimatyczne, a także poziomu morza. Efektem tych wydarzeń była reorganizacja basenów związana z powstaniem barier i ich izolacją. Doszło do zróżnicowania klimatycznego i niekorzystnych zmian środowiska związanych z przejściem od efektu cieplarnianego (typ *greenhouse*) do warunków typu *icehouse* we wczesnym kenozoiku. W ciepłym klimacie późnokredowym dominujące środowiska oligotroficzne, zamieszkałe przez zróżnicowane populacje organizmów, z biegiem czasu ulegały zakwaszeniu i niedotlenieniu. Eutrofizacja wpłynęła na spadek ich liczebności i różnorodności.

Obszar polskich Karpat Zewnętrznych, usytuowany na pograniczu borealnych obszarów epikontynentalnych i oceanu tetydzkiego, był szczególnie wrażliwy na te zewnętrzne czynniki. Otwornice i nanoplankton wapienny, obecne w osadach strefy śląsko-podśląskiej, odzwierciedlają zmiany w ówczesnym środowisku i klimacie. Badane osady obserwowane w Beskidzie Żywieckim, na Pogórzu Lanckorońskim i Wadowickim, a także w Beskidzie Wyspowym i Średnim zostały zdeponowane w basenie śląskim, który był podzielony na dwie strefy tektoniczno-facjalne, różniące się głębokością depozycji i dystansem dzielącym obszar alimentacji od lądu. Obecne w nich osady reprezentują proksymalne (strefa podśląska) i dystalne (strefa śląska) facje, które zawierają odmienny inwentarz mikro- i nanoskamieniałości. Przenikanie się tych dwóch systemów dyspozycyjnych było związane z aktywną tektonicznie strefą (tzw. kordylierą śląską), która przemieszczała się względem osi basenu oraz podlegała ruchom pionowym. Jej aktywność odzwierciedlała geotektoniczną i geodynamiczną transformację basenu śląskiego, w którym cały czas trwała depozycja. W obu strefach tego basenu, węglanowe i klastyczne osady występują w różnych proporcjach. W strefie podśląskiej dominowały pstre łupki i margle, które w ostatniej fazie formowały zsuwy i spływy na pograniczu szelfu i skłonu. Do tego środowiska docierał okresowo również terygeniczny materiał klastyczny zawierający detrytus roślinny, fragmenty roślin (pni, liści) czy też klasty węgla. Płytkowodny i lądowy materiał znaleziono w marglach i pstrych łupkach, które przetrwały do paleocenu oraz w piaskowcach, które pojawiają się lokalnie w pstrych osadach wieku górnosenońskiego. W tym czasie gruboziarniste piaskowce formacji istebniańskiej były deponowane miejscami w strefie śląskiej. Turbiditytowa sedymentacja piaskowców dominowała tu do paleocenu, podczas gdy zsuwy margli typu frydeckiego pojawiały się tylko lokalnie w mastrychie. Pstre łupki tworzące oddzielne kompleksy litologiczne w strefie podśląskiej pojawiały się podczas przerw w sedymentacji klastycznej w części dystalnej i zawierają konkretne syderytowe. Materiał kopalny nawiązuje do rozwoju litofacjalnego w basenie śląskim i dokumentuje zanik środowisk szelfowych i oligotroficznych oraz trend ochłodzeniowy. Gruboskrupowe otwornice z grupy globotruncan (*Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Globotruncanella*, *Contusotruncana*), żyjące jako ciepłolubny plankton w niższych strefach wód powierzchniowych, zostały zastąpione przez eutroficzne globigeryny i chiloguembeliny tole-

rujące niekorzystne zakwaszone środowiska i egzystujące w chłodnych wodach powierzchniowych (strefa podśląska). W strefie śląskiej zostały wyparte przez często monogatunkowe zespoły otwornic aglutynujących, które zdominowały paleoceńskie środowiska basenu. Nanoplankton wapienny w późnej kredzie osiągnął maksimum swojego rozwoju. W mastrychcie zanik wielu rodzajów nanoplanktonu (np. *Reinhardtites*, szerokie formy *Biscutum*) był związany z globalnym oziębieniem i spadkiem poziomu mórz. Tuż przed wielkim wymieraniem pojawiły się nietypowe zakwity rodzajów (*Thoracosphaera*, *Braarudosphaera*, *Cyclagelosphaera*), które z nielicznymi przedstawicielami coccolitoforidów i nannolitów przetrwały kryzys i wraz z nowymi formami nannolitów (*Biantholithus sparsus*, *Micrantolithus altus*) tworzyły zespoły wczesnego paleocenu. W badanych osadach nie stwierdzono jednak wzbogacenia w te formy, brak jest również form paleoceńskich.

## 2,5–2,8 KYRS EVENT JAKO PRZYKŁAD NAGŁYCH ZMIAN KLIMATYCZNYCH HOLOCENU

### THE 2.5–2.8 KYRS EVENT AS AN EXAMPLE OF ABRUPT CLIMATE CHANGES IN THE HOLOCENE

Mirosław T. KARASIEWICZ<sup>1</sup>, Piotr HULISZ<sup>1</sup>, Barbara WORONKO<sup>2</sup>, Łukasz MENDYK<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń;  
mtkar@umk.pl, hulisz@umk.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;  
bworonko@uw.edu.pl.

Rytmiczność zmian klimatycznych w przeszłości Ziemi jest coraz liczniej potwierdzana szczegółowymi badaniami środowiskowymi. Obecnie również obserwujemy dość istotne ocieplenie klimatu, które zapewne w przyszłości będzie znane jako kolejne zdarzenie (*event*) holocenu.

W tym okresie opisano dotychczas 8 zdarzeń związanych z nagłym ochłodzeniem, nazywanych cyklami Bonda. Gwałtowne zmiany klimatu wpływały na stosunki wodne, odmienny typ sedymentacji osadów czy sukcesję biocenoz roślinnych i zwierzęcych. Wyniki badań prowadzonych na licznych stanowiskach w północnej Afryce, Europie, Azji i innych kontynentach dowodzą, że w czasie późnego holocenu dochodziło do zmian środowiskowych. Są one często rejestrowane w niezaburzonych seriach jeziornych osadów zbiornikowych.

Jedno z takich zdarzeń miało miejsce ok. 2,5–2,8 ka <sup>14</sup>C BP. Epizod ten jest rejestrowany w osadach morskich (Martin-Puertas i in., 2009, 2010), eolicznych (Woronko, 2012), jeziornych (Allen i in., 2007; Martin-Puertas i in., 2009; Stankevica i in., 2015), torfowiskach (Jankovská, 2006; Jankovská, Kociánová, 2010) oraz składzie izotopowym nacieków jaskiniowych (Drăgușin i in., 2014).

Na około 2,5 ka BP, w północnej części Afryki, datuje się początek akumulacji pyłu eolicznego na stanowisku Marea (Woronko, 2012) oraz wzmożoną erozję gleb i wzrost przepływów w Nilu (Kholeif 2010). W południowej części Hiszpanii okres 1,6–2,6 ka cal BP należał do najbardziej wilgotnych w ostatnich 4000 lat.

W środkowej części Europy, w obrębie torfowiska rozwijającego się w zagłębieniu wytopiskowym na Pojezierzu Brodnickim (Retno, północna Polska), między 2,5 a 3,2 ka <sup>14</sup>C BP doszło do akumulacji ciągłej warstwy pylastych osadów mineralnych, rozdzielających osady biogeniczne (Karasiewicz, Juśkiewicz, 2012; Karasiewicz i in., 2014). Taka warstwa w tym niewielkim, bezodpływowym zagłębieniu spełnia rolę membrany, znacznie ograniczającej transport pierwiastków w głąb torfowiska. Jaka jest jej geneza i skąd pochodził materiał? Po okresie akumulacji tego osadu mineralnego nastąpił ponowny rozwój torfowiska, który kontynuował się aż do wczesnego średniowiecza.

Wyniki badań paleoekologicznych, przeprowadzonych w rdzeniu pobranym w dawnej strefie brzeżnej paleojeziora Sumowskiego (Pojezierze Brodnickie), oraz wzrost koncentracji ziaren kwarcu w osadach wskazują na wzmożoną erozję, jaka miała miejsce w zlewni, którą wywołało podniesienie poziomu wody. Ten scenariusz jest potwierdzony poprzez nagłe załamanie się krzywych pyłku drzew, skorelowane z zapisem pyłkowym na stanowisku Retno (2,5–3,2 ka <sup>14</sup>C BP). Ewentualnej selektywnej degradacji sporomorf po odwodnieniu może przeczyć wysoki udział szczątków glonów, głównie lądowych, również wskazujących na procesy erozyjne (Mendyk i in., w recenzji).

W tym okresie na Pojezierzu Brodnickim zarejestrowano znaczne podniesienie się poziomu wód w jeziorach (Niewiarowski, 1989). Gwałtowny wzrost poziomu wody w rynnice jezior zniższych doprowadził do podtopienia Biskupina (Niewiarowski, 1995). W analogicznym czasie na Pojezierzu Dobrzyńskim w jednym ze stanowisk odnotowano gwałtowny spadek pH o jedną jednostkę (Karasiewicz i in., w recenzji). W północnej Europie notowano natomiast intensywne obniżenie temperatury i rozwój permafrostu (Mayewski i in., 2004; Jankovská, 2006; Allen i in., 2007; Jankovská, Kociánová, 2010; Rospopov i in., 2013). W każdym przypadku zmiany miały charakter nagły, a w wielu przypadkach nawet katastrofalny.

## Literatura

- ALLEN J.R.M., LONG A.J., OTTLEY C.J., PEARSON D.G., HUNTLEY B., 2007 — Holocene climate variability in northernmost Europe, *Quatern. Science Rev.*, **26**, 9/10: 1432–1453.
- DRĂGUȘIN V., STAUBWASSER M., HOFFMAN D.L., VERES D., 2014 — Constraining Holocene hydrological changes in the Carpathian–Balkan region using speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  and pollen-based temperature reconstructions. *Climate of the Past*, **10**, 4: 1363–1380.
- JANKOVSKÁ V., 2006 — Climatic and vegetation changes recorded pollen analytically in the Holocene sediments in two palsa localities (Abisko: NW Sweden; Nikel: NW Russia – Kola Peninsula). *Climate Changes and their Impact on Boreal and Temperate Forests: Abstracts of International Conference*. Ekaterinburg, 2006: 39/40.
- JANKOVSKÁ V., KOCIÁNOVÁ M., 2010 — Paleorekonstrukce vegetačního vývoje krajiny a vzniku, vývoje a kolapsu kupovitě palsy v Abisku v oblasti Torneträsk (Švédsko) v holocénu (Palaeo-reconstruction of vegetation development of the landscape and of origin, development and collapse of a dome-shaped palsa in Abisko in the Torneträsk area (northern Sweden) in the Holocene). *Opera Corcontica*, **47**: 111–128.
- KARASIEWICZ M.T., HULISZ P., NORYSKIEWICZ A.M., STACHOWICZ-RYBKA R. — Late Glacial and Holocene palaeoenvironmental development of an intra-glacial curvilinear trough in the Polish Lowland (Dobrzyń Plateau) [w recenzji].
- KARASIEWICZ M.T., JUŠKIEWICZ W., 2012 — Budowa geologiczna i geneza zagłębienia bezodpływowego w rezerwacie Retno na tle najbliższego otoczenia. *W: Postglacjalna historia zagłębienia bezodpływowego w rezerwacie Retno (Pojezierze Brodnickie)* (red. Mirosław T. Karasiewicz i in.), Wydaw. Nauk. Uniwersytetu Mikołaja Kopernika: 41–58.
- KARASIEWICZ M.T., NORYSKIEWICZ A.M., HULISZ P., KRZEŚLAK I., ŚWITONIAK M., 2014 — The record of hydroclimatic changes in the sediments of a kettle-hole in a young glacial landscape (north-central Poland), *Quater. Internat.*, **328/329**: 264–276.
- KHOLEIF S.E.A., 2010 — Holocene palaeoenvironmental change in inner continental shelf sediments, Southeastern Mediterranean, Egypt. *J. African Earth Sci.*, **57**: 143–153.
- MARTÍN-PUERTAS C., VALERO-GARCÉS B.L., BRAUER A., PILAR MATA M., DELGADO-HUERTAS A., DULSKI P., 2009 — The Iberian–Roman Humid Period (2600–1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, Southern Spain), *Quatern. Res.*, **71**, 2: 108–120.
- MARTÍN-PUERTAS C., JIMÉNEZ-ESPEJO F., MARTÍNEZ-RUIZ F., NIETO-MORENO V., RODRIGO M., MATA M.P., VALERO-GARCÉS B.L., 2010 — Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Climate of the Past*, **6**: 807–816.
- MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., STAGER J.C., KARLÉN W., MAASCH K.A., MEEKER L.D., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S., HOLMGREN K., LEE-THORP J., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R., STEIG E.J., 2004 — Holocene climate variability. *Quatern. Res.*, **62**: 243–255.
- MENDYK Ł., MARKIEWICZ M., BEDNAREK R., ŚWITONIAK M., GAMRAT W.W., KRZEŚLAK I., SYKUŁA M., GERSZTYN L., KUPNIEWSKA A. — Environmental changes of a shallow kettle lake catchment in a young glacial landscape (Sumowskie Lake catchment), North-Central Poland [w recenzji].
- NIEWIAROWSKI W., 1989 — Wahania poziomu jezior w późnym glacie i holocenie na przykładzie jezior Pojezierza Brodnickiego. *Stud. Mater. Oceanol.*, **56**: 277–288.
- NIEWIAROWSKI W. (red.), 1995 — *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*. Oficyna Wydawnicza Turpress Toruń.
- ROȘPOPOV O.M., JANKOVSKÁ V., DERGACHEV V.A., KOLSTROM T., 2013 — Rapid climate changes around 4000 and 2500 BP in the north-west Europe on the base of palynological and dendro data. *The Dynamics of modern Ecosystems in The Holocene: Proceeding Third Russian Scientific Conference with International Participation* [red. I.V. Askeyev, D.V. Ivanov]. Kazan: “Otechestvo” Publishing House, 42–47.
- STANKEVICA K., KALNINA L., KLAVIS M., CERINA A., USTUPE L., 2015 — Reconstruction of the Holocene palaeoenvironmental conditions accordingly to the multiproxy sedimentary records from Lake Pilvelis, Latvia. *Quatern. Internat.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.02.031>.
- WORONKO B., 2012 — Late-Holocene dust accumulation within the ancient town of Marea (coastal zone of the South Mediterranean Sea, N Egypt). *Quatern. Internat.*, **266**: 4–13.

## ZMIANY KLIMATYCZNE VISTULIANU W PÓLNOCNO-WSCHODNIEJ POLSCE ZAPISANE W GEOCHEMII OSADÓW PÓLNOCNEGO PODLASIA

CLIMATE CHANGE OF VISTULIAN RECORDED IN SEDIMENT GEOCHEMISTRY  
IN EASTERN POLAND, THE NORTHERN PODLASIE

Mirosław T. KARASIEWICZ<sup>1</sup>, Barbara WORONKO<sup>2</sup>,  
Joanna RYCHEL<sup>3</sup>, Mirosława KUPRYJANOWICZ<sup>4</sup>, Magdalena FIJOŁ<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń;  
mtkar@umk.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;  
bworonko@uw.edu.pl.

<sup>3</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, Warszawa 00-975;  
joanna.rychel@pgi.gov.pl.

<sup>4</sup> Uniwersytet w Białymstoku, Instytut Biologii, ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok;  
kuprbot@uwb.edu.pl, mfiloc@op.pl.

W centralnej części Wzgórz Sokólskich (N Podlasie), znajdujących się w strefie ekstraglacialnej lądolodu LGM (Rychel i in., 2014), w okolicach wsi Jałówka, w obrębie jednej z suchych dolin rozcinających wzgórze morenowe, wykonano szereg sond ręcznych, wkop do głębokości 4 m oraz dwie sondy mechaniczne urządzeniem GEOPROBE. Ze środkowej części doliny pobrano rdzeń osadów o łącznej miąższości 8,3 m i nienaruszonej strukturze. Analiza osadów pokazała, że dolinę wypełniają utwory biogeniczne reprezentowane przez gytie i torfy (8,3–2,4 m) i nabudowują je osady mineralne (głęb. 2,4–0,0 m), wykształcone w formie całkowicie odwapnionych piasków, mułków oraz ilów i reprezentujących środowiska jeziorne, stokowe i eoliczne akumulowane w kilku cyklach w vistulianie. Osady biogeniczne przebadano metodą palinologiczną. Określono, że w suchej dolinie sukcesja roślinna odbywała się nieprzerwanie od schyłku zlodowacenia odry stadiału warty (MIS 6; Rychel i in., 2014) przez cały okres eemu (MIS 5e, E7) do wczesnego vistulianu (MIS 5d-5b, EV1 do EV4, głęb. 2,95 m).

W celu rekonstrukcji warunków środowiska i zmian klimatu, jakie miały miejsce w vistulianie, dla osadów mineralnych i częściowo biogenicznych od poziomu terenu do głębokości 2,95 m, wykonano dla 72 próbek oznaczenie zawartości 42 makro- i mikropierwiastków (m.in. Na, K, Mg, Ca, Fe, Mn, P, Al, Ba, La, Bi, Cr, Ti, Zr, Ce, Sn, Li, Mo, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Th, Sr, U, Ta, Be, Sc, S, In, Se, Te, Tl i in.). Metodą wyprężania osadów w temperaturze 550°C oznaczono zawartość materii organicznej. Wykonano analizę skupień oraz wyliczono podstawowe wskaźniki geochemiczne, takie jak: Na/K, Fe/Mn, Ca/Mg, Ca/Fe i Na + K + Mg/Ca dla zawartości materii organicznej i 21 pierwiastków o znaczącym udziale w składzie próbki.

Analiza geochemiczna osadów na stanowisku Jałówka pozwoliła wyróżnić 7 lokalnych poziomów geochemicznych (I-VII JGU), które mogą odzwierciedlać regionalne, a nawet ponadregionalne zmiany klimatyczne, jakie miały miejsce w vistulianie.

Najniższy poziom geochemiczny (I JGU) wskazuje na jeszcze stosunkowo ciepły okres związany z wczesnym vistulianem (MIS 5d-5a). Poziom ten cechuje wysoka zawartość K, Al, Mg, Cu, Ni i Zn. Akumulacji towarzyszyła duża wilgotność, wzmożona ewapotranspiracja, niska dostawa materiału detrytycznego do doliny oraz intensywne ługowanie krzemianów i węglanów.

Osady mineralne od głębokości 2,4 m do ok. 0,2–0,3 m są natomiast efektem redepozycji złożonych wcześniej osadów. Miało to miejsce od wczesnego vistulianu (MIS 4) po jego schyłek (MIS 2). Zimne okresy vistulianu charakteryzowały się wzmożonym ługowaniem węglanów (znacznym ubytkiem Ca w osadzie) oraz zmniejszeniem intensywności wietrzenia krzemianów (duży udział K), przemarzaniem gruntu, procesami stokowymi. Dochodziło nawet do przesuszenia osadów i ich zaangażowania w procesy eoliczne. Ciepłe okresy mogły się natomiast charakteryzować zwiększoną wilgotnością osadów (zwiększone wartości Fe). Powierzchniowe 0,25 m osadu reprezentuje najprawdopodobniej okres całego holocenu z wykształconą glebą typu luvic.

Poziomy drugi i trzeci (II-III JGU) mogą nawiązywać do chłodnego okresu MIS 4 (np. niższa ewapotranspiracja, silniejsze wietrzenie mechaniczne). Kolejny, IV JGU, może nawiązać z MIS 3, kiedy nastąpiło polepszenie warunków klimatycznych po chłodnym MIS 4. Chociaż wskaźniki geochemiczne wskazują, że w przypadku północnego Podlasia mógł on być okresem stosunkowo suchym. Sugeruje to bardzo wysoka zawartość Na, pierwiastka stosunkowo łatwo rozpuszczanego w wodzie oraz najniższą zawartością materii organicznej w profilu. Następne dwa poziomy (V i VI JGU) wskazują na pogorszenie warunków klimatycznych, co było związane z rozwojem lądolodu zlodowacenia wisły (MIS 2). Jednocześnie wskaźnik Fe/Mn wzrasta, co sugeruje zwilgotnienie klimatu. Poziom VII JGU, o stosunkowo małej miąższości reprezentuje ocieplenie holocenu.

*Badania finansowane z projekt naukowego UMO-2013/09/B/ST10/02118.*

## Literatura

RYCHEL J., KARASIEWICZ M.T., KRZEŚLAK I., MARKS L., NORYSKIEWICZ B., WORONKO B., 2014 — Paleogeography of the environment in north-eastern Poland recorded in an Eemian sedimentary basin, based on the example of the Jałówka site. *Quatern. Internat.*, **328/329**: 60–73.

## CZYNNIKI WARUNKUJĄCE NEOGENSKĄ ANTRAKOGENEZĘ NA NIŻU POLSKIM

### DETERMINANTS OF NEOGENE ANTHRACOGENESIS ON THE POLISH LOWLANDS

Jacek R. KASIŃSKI, Barbara SŁODKOWSKA

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

Akumulacja dużych ilości materii fitogenicznej, prowadząca do powstania pokładów węgla o znaczeniu ekonomicznym, jest zdeterminowana dwiema grupami czynników zewnętrznych, a) czynnikami klimatycznymi, które warunkują niezbędną produkcję materii organicznej i b) czynnikami geologicznymi, które pozwalają na zachowanie tej materii w osadzie i jej przemianę w procesie uwęglania.

Nadrzędna pozycja czynników klimatycznych jest oczywista: odpowiednia ilość materii fitogenicznej może zostać wyprodukowana jedynie w warunkach sprzyjających wegetacji, a zatem ciepły i wilgotny klimat to warunek *sine qua non* dla intensywnej produkcji materii fitogenicznej. W kenozoiku takie warunki nastąpiły w późnym oligocenie. Właśnie oligocen i miocen są okresami najbardziej dynamicznej antrakogenezy w kenozoiku Niżu Polskiego. Na rozległych obszarach niżowych rozwijały się bujne lasy bagienne i torfowiska. Panowały lasy z *Taxodium*, *Nyssa*, *Glyptostobus*, a z powstałej z nich materii

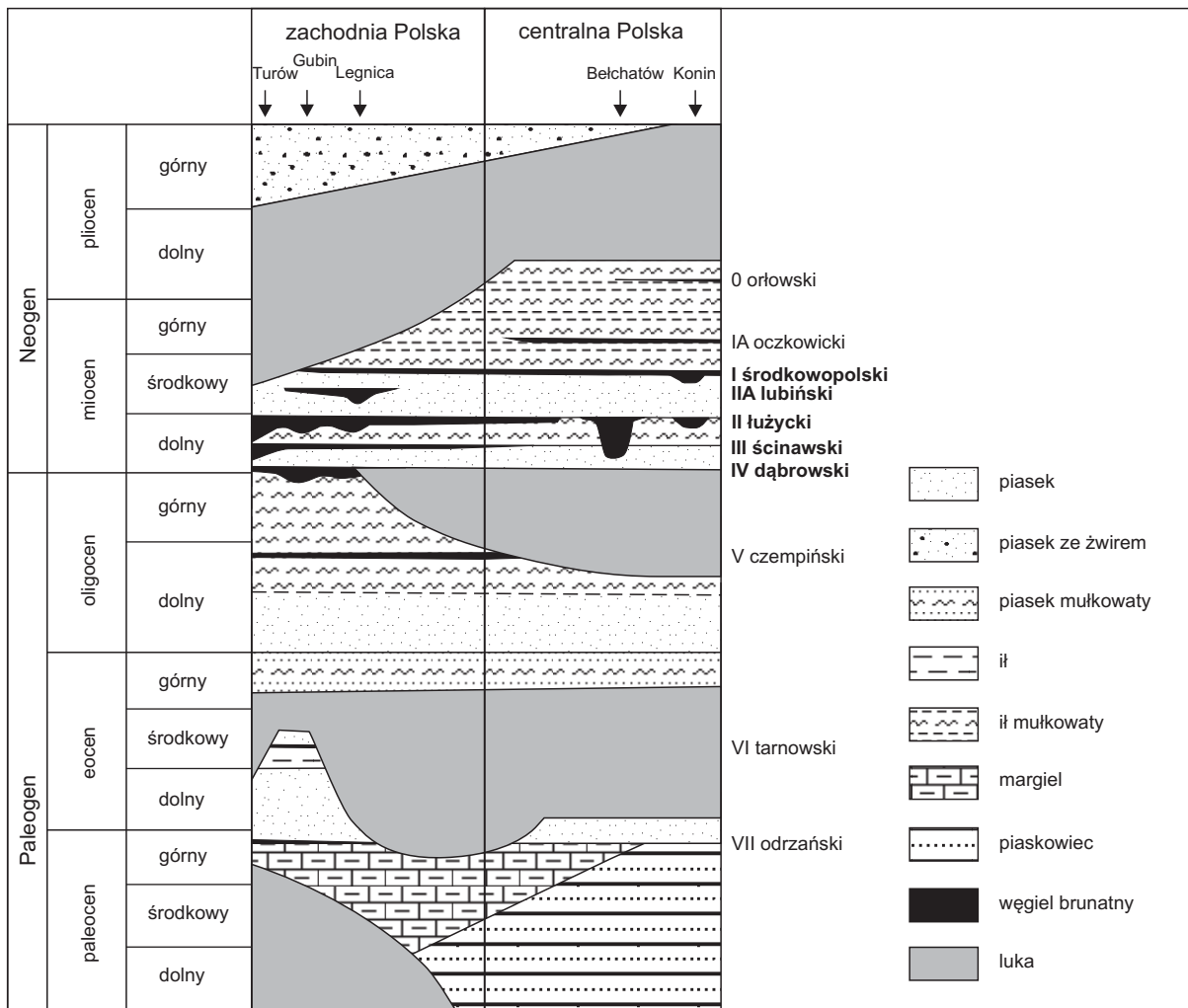


Fig. 1. Schemat stratygraficzny cykli węglotwórczych w paleogenie i neogenie na Niżu Polskim

organicznej utworzyły się miększe pokłady węgla brunatnego. Dopływ ciepłych i wilgotnych mas powietrza od południa, znad Paratetydy, zapewniał długotrwałe panowanie stabilnych warunków – wysokiej temperatury i wilgotności, co sprzyjało bujnej vegetacji. W wyniku intensywnej akumulacji materii fitogenicznej nie powstał jednak jeden gruby pokład węgla brunatnego, odpowiadający wiekowo całemu temu okresowi, ale kilka miększych pokładów węgla oddzielonych od siebie grubymi seriami osadów mineralnych. W profilu osadów od oligocenu dolnego do miocenu środkowego występuje pięć głównych pokładów węgla (fig. 1). Ich sumaryczna miąższość jest jednak wyraźnie mniejsza niż grubość osadów mineralnych, za co są odpowiedzialne czynniki geologiczne. Warunkiem niezbędnym do powstania dużych miąższości osadów fitogenicznych jest przede wszystkim istnienie przestrzeni depozycyjnej, w której gromadziłyby się znaczna ilość materii roślinnej. Takie warunki występują tylko w przypadku istnienia równowagi dynamicznej między przyrostem materii roślinnej (wzrostem torfowiska) a obniżaniem powierzchni depozycyjnej, zapewniającej stabilizację poziomu wód gruntowych w sąsiedztwie (nieco powyżej lub nieco poniżej) powierzchni torfowiska (Bouroz, 1960). Tempo obniżania powierzchni depozycyjnej musi być równoważone tempem przyrostu roślinności torfowej. Jeśli tempo obniżania jest większe, torfowisko ulega zatopieniu, a miejsce osadów fitogenicznych zajmują osady mineralne, jeśli jest ono mniejsze, torfowisko ulega przesuszeniu, a przypowierzchniowe warstwy torfu są niszczone w wyniku utleniania (murszenia). Przyczyny obniżania powierzchni depozycyjnej mogą być następujące (Kasiński, Piwocki, 2002): a) w skali regionalnej – epejrogeniczne ruchy obniżające (podobny efekt może także przynieść eustatyczne podniesienie poziomu oceanu światowego); b) w skali lokalnej – subsydencja tektoniczna w obrębie zapadlisk tektonicznych, subsydencja halokinetyczna związana z odpływem soli lub subrozją w nadkładzie wysadów i murów solnych (Kasiński i in., 2009) oraz kompakcja leżących niżej osadów fitogenicznych.

Obraz roślinności bagiennej budującej poszczególne pokłady jest zbliżony, jako że węglotwórcza vegetacja jest w znacznej mierze taka sama we wszystkich pokładach (element facjalny). Różnice w składzie roślinności następują głównie w zbiorowiskach roślinnych poza torfowiskiem i to właśnie rośliny spoza torfowiska pozwalają datować pokłady węgla w kolejnych cyklach (Słodkowska, 1998). W składzie torfowisk roślinność bardziej ciepłolubna zostaje zastąpiona roślinnością o niższych wymaganiach termicznych, np. *Nyssa* → *Alnus*, co ma związek z postępującym ochładzaniem klimatu ku schyłkowi miocenu.

Z końcem miocenu środkowego następuje zanik węgloności spowodowany zmianami klimatu, na które zapewne miał wpływ wypiętrzający się łuk Karpat (w fazie styryjskiej orogenezy alpejskiej), stanowiący naturalną barierę dla cyrkulacji ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa. Nie bez znaczenia jest także, spowodowana czynnikami klimatycznymi, ekspansja traw w późnym miocenie i wczesnym pliocenie. Dominacja roślin o fotosyntezie typu  $C_4$ , która jest adaptacją roślin do zmniejszającej się zawartości atmosferycznego  $CO_2$ , spowodowała postępujące osuszenie i kurczenie się obszarów występowania wilgotnych lasów.

## Literatura

- BOUROZ A., 1960 — La sedimentation des series houilleres dans leur contexte paleogeographique. Congr. A van. Etudes Stratigraph. Geol. Carbonifere, *Compte Rendu*, Heerlen, **4**, 1.
- KASIŃSKI J.R., CZAPOWSKI G., PIWOCKI M., 2009 — Halokineza a złoża węgla brunatnego. *Prz. Geol.*, **57**, 11: 964–975.
- KASIŃSKI J.R., PIWOCKI M., 2002 — Low rank coals in Poland: prospection – mining – progress. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers*, **7**: 17–30.
- SŁODKOWSKA B., 1998 — Palynological characteristics of the Neogene brown coal seams. W: Palynology and Palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands (red. H. Ważyńska). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 28–33.

**NOWY ZBIÓR TESTOWY CHIRONOMIDAE JAKO PODSTAWA  
DO REKONSTRUKCJI TEMPERATURY POWIETRZA W PÓŹNYM GLACJALE  
I HOLOCENIE PRZY ZASTOSOWANIU METODY SZTUCZNYCH SIECI  
NEURONOWYCH – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ**

A NEW POLISH CHIRONOMIDAE CALIBRATION SET FOR TEMPERATURE RECONSTRUCTIONS  
WITH USE OF ARTIFICIAL NEURAL NETWORK IN LATE GLACIAL AND HOLOCENE  
SEDIMENTARY RECORDS

Bartosz KOTRYS

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20,  
71-130 Szczecin, bartosz.kotrys@pgi.gov.pl.

Subfosylne szczątki Ochotkowatych (Chironomidae) już na początku XX w. były używane do badań paleośrodowiskowych. We wczesnym okresie ich wykorzystywania zaobserwowane w osadzie zmiany składu gatunkowego Chironomidae były interpretowane głównie jako sygnał wahań poziomu wody w badanym zbiorniku lub zmiana trofii. Dopiero, wraz z rozwojem zbiorów testowych na początku lat 90. potencjał Chironomidae jako indykatorów paleoklimatycznych zaczął być w pełni wykorzystywany. Nieustanne studia nad taksonomią Ochotkowatych, wprowadzanie zaawansowanych metod statystycznych do badań nad rekonstrukcją klimatu oraz tworzenie nowych zbiorów testowych pozwalają coraz precyzyjniej oszacowywać paleotemperatury w późnym glacie i holocenie. Na terenie Europy udane próby rekonstrukcji temperatur były przeprowadzane w Anglii, Szwajcarii, Skandynawii oraz w Niemczech. Dla tych rejonów istnieją sprawdzone i opublikowane zbiory testowe. Zawierają listę wyselekcjonowanych jezior, gdzie do każdego z nich została przyporządkowana wieloletnia średnia wartość temperatury powietrza i przeanalizowany unikatowy skład gatunkowy Chironomidae. Na potrzeby stworzenia zbioru testowego pokrywającego obszar Polski wyselekcjonowano 102 jeziora, z których pobrano powierzchniowe osady dennego z głębokości nie przekraczającej 15 m. Do lokalizacji każdego ze 102 wyselekcjonowanych zbiorników wodnych zostały przypisane, współczesne dane temperaturowe (średnia lipca z wielolecia) przy użyciu interpolacji z uwzględnieniem położenia punktu n.p.m. Zakres temperatur powietrza jakim objęto zbiór testowy zawiera się między 11,56 a 20,09°C i pochodzi z 82 stacji pomiarowych IMGW, zlokalizowanych w sąsiedztwie wyznaczonych jezior. W kolejnym etapie projektu wyniki badań ilościowych subfosylnych szczątków Chironomidae zostaną poddane analizom statystycznym przez zastosowanie metody sztucznych sieci neuronowych (ANN). Pozwoli to prześledzić zależności między składem gatunkowym a wartością temperatury powietrza z terenu poszczególnych jezior, by następnie znaleźć analogie w przeszłości. Stworzenie polskiego zbioru testowego będzie stanowić wartościowe uzupełnienie istniejących baz danych Chironomidae oraz umożliwi wysokoczułe rekonstrukcje klimatu na obszarze naszego kraju.

**PÓŹNOJURAJSKO-WCZESNOKREDOWY WULKANIZM  
W KARPATACH POGRANICZA UKRAIŃSKO-RUMUŃSKIEGO  
(GÓRY CZYWCZYŃSKIE I MARMAROSKIE) –  
PALEOKLIMATYCZNE KONSEKWENCJE?**

LATE JUARSSIC–EARLY CRETACEOUS VOLCANISM  
IN THE UKRAINIAN-ROMANIAN TRANSBORDER ZONE  
(CHYVCHYNIAN AND MARAMUREȘ MOUNTAINS) –  
PALAEOCLIMATIC CONSEQUENCES?

Michał KROBICKI<sup>1,2</sup>, Anna FELDMAN-OLSZEWSKA<sup>3</sup>, Jolanta IWĄNCZUK<sup>3</sup>, Oleg HNYŁKO<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; michal.krobicki@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; krobicki@geol.agh.edu.pl.

<sup>3</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; anna.feldman-olszewska@pgi.gov.pl, jolanta.iwanczuk@pgi.gov.pl.

<sup>4</sup> Ukraińska Akademia Nauk, Instytut Geologii i Geochemii Surowców Energetycznych, ul. Naukowa 3a, 79060 Lwów, Ukraina; ohnilko@yahoo.com.

Intensywne zjawiska wulkaniczne zawsze mają wpływ na środowisko geologiczne i klimat co najmniej w najbliższym otoczeniu, a niejednokrotnie mają także znaczenie ponadregionalne lub wręcz globalne. Liczne przykłady wulkanizmu ze starożytnej i nowożytnej historii świata, często tragiczne w swoich skutkach, dobitnie wskazują na siłę i znaczenie tych zjawisk w przyrodzie (przykładowo: Santoryn – Dumas, 1983; Antonopoulos, 1992; Minoura i in., 2000; Bruins i in., 2009; Johnston i in., 2012; Friedrich, 2013; Cherubini i in., 2014 czy inne: Wezuwiusz, Tambora, Krakatau, Św. Helena, Pinatubo – Self, 2006). Kopalny zapis wulkanizmu zarówno podmorskiego, jak i subarealnego w utworach fanerozoiku jest bardzo obszerny i dokumentuje różnorodne reżimy geotektoniczne. W zależności od swojej intensywności i czasu trwania mógł prowadzić do powstawania gigantycznych, śródpłytowych wylewów magmowych, tzw. Wielkich Prowincji Magmaowych (LIP – *Large Igneous Provinces*: trapy Dekanu, Centralno-Atlantycka Prowincja Magmaowa, trapy Syberii, wulkanizm emejszański, Karoo-Ferrar, Paraná-Etendeka i inne prowincje). Wylewy magmowe powodowały globalne reperkusje paleośrodowiskowo-paleoklimatyczne, na przykład epizody wielkich wymierań (tzw. Wielka Piątka) (Wignall, 2001, 2005). Zupełnie inny charakter mają wydarzenia wulkanogeniczne związane z systemami orogenicznymi, dokumentujące procesy ryftingu i/lub subdukcji pre-orogenicznych etapów ewolucji basenów sedymentacyjnych, wprawdzie w mniejszej skali niż LIP-y, ale i one miały wpływ na warunki paleośrodowiska, w tym na paleoklimat.

Na terenie Karpat można znaleźć wiele miejsc dokumentujących zarówno takie pre-orogeniczne, mezozoiczne objawy intensywnego wulkanizmu – głównie podmorskiego (w tym późnojurańsko-wczesnokredowy wulkanizm bazaltowo-cieszyńcysto-limburgitowy), jak i post-orogeniczny wulkanizm neogeński (np. pienińska linia andezytowa, wulkanity Vyhorlatu czy basenu panońskiego etc.), będący echem wydarzeń orogenicznych wypiętrzających Karpaty. Wydarzenia wulkaniczne miały większy lub mniejszy wpływ na historię paleośrodowiskową i uwarunkowania paleoklimatyczne basenów sedymentacyjnych i obszarów przyległych. Jednym z miejsc do obserwacji tego typu zależności w Karpatach jest pogranicze ukraińsko-rumuńskie góry Czywczyńskie i Marmaroskie), gdzie w obrębie utworów późnej jury (tyton) i wczesnej kredy (berias-walanżyn) jednostki kamiennie-potockiej (Ukraina)/Czarnego Fliszu (Rumunia) został zapisany bardzo intensywny wulkanizm podmorski i subaeralny.

Oprócz wielu stanowisk bazaltowymi lawami poduszkowymi o dużej miąższości, stwierdzono tutaj potężne brekce hialoklastyczne gruzowo-błotnych spływów podmorskich typu *debris flows*, odpowiadające podmorskim przyskarpowym fartuchom (np. góra Czywczyn – Hnylko i in., 2015 oraz potoki: Kamienny, Margietuł czy Radomir koło Rachowa nad Cisa) z olistolitami różnorodnych wapieni (w tym wapieni koralowych) o dochodzących do 5–6 m średnicach, tkwiących w tufitowo-melafirowym matriksie.

Rozpoznano również piroklastyczne twory proksymalnych turbidytów (frakcji żwirowej i piaskowcowej) oraz wapienie pelityczne z przeławiczeniami bardziej drobnoziarnistych skał piroklastycznych (frakcji piaskowcowej i mułowcowej) o charakterze dystalnych turbidytów zewnętrznej części lobów stożków podmorskich. Tak potężna ilość materiału wulkanicznego koniecznego, do powstania piroklastycznych prądów zawieszinowych, wskazuje na bardzo intensywny wulkanizm w obszarze źródłowym i jego otoczeniu, którego działalność erupcyjna dostarczała obfitego materiału zasilającego system tych prądów. Efekty bardzo intensywnego wulkanizmu subaeralnego zostały natomiast zapisane jako tufity o relatywnie dużej miąższości (do 1 m). Przestrzenne relacje między utworami tego typu pozwalają rekonstruować pierwotne środowiska ich sedymentacji: od wulkanizmu podmorskiego (bazaltowe lawy poduszkowe), przez atole koralowe zakładane na stokach wulkanów, aż do momentu ich niszczenia (olistolity wapienne) w wyniku kolejnych erupcji, przypuszczalnie powodujących wstrząsy sejsmiczne. Koincydencja występowania tego wulkanizmu z sedymentacją węglanową powoduje wzajemne, często dynamiczne relacje, w tym zmiany paleośrodowiskowe i pośrednio zmiany paleoklimatyczne. Zapewne tak intensywny wulkanizm miał wpływ na okoliczne ekosystemy, być może nawet regionalne. Na terenie Karpat wschodnich należałoby poszukiwać dowodów na zmiany paleośrodowiskowe i paleoklimatyczne, zwłaszcza wśród utworów z pogranicza jury i kredy (np. analizy izotopowe – wnioski paleoceanograficzne etc.).

## Literatura

- ANTONOPOULOS J., 1992 — The great Minoan eruption of Thera Volcano and the ensuing tsunami in the Greek Archipelago. *Natural Hazards*, **5**: 153–168.
- BRUINS H.J., PLICHT, VAN DER J., MACGILLIVRAY J.A., 2009 — The Minoan Santorini eruption and tsunami deposits in Palaikastro (Crete): dating by geology, archaeology,  $^{14}\text{C}$ , and Egyptian chronology. *Radiocarbon*, **51**, 2: 397–411.
- CHERUBINI P. HUMBEL T., BEECKMAN H., GÄRTNER H., MANNES D., PEARSON C., SCHOCH W., TOGNETTI R., LEV-YADUN S., 2014 — Bronze Age catastrophe and modern controversy: dating the Santorini eruption. *Antiquity*, **88**: 267–291.
- DOUMAS C.G., 1983 — Thera: Pompeii of the Ancient Aegean. London: Thames and Hudson.
- FRIEDRICH W.L., 2013 — The Minoan Eruption of Santorini around 1613 B.C. and its consequences. *Tagungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle*, **9**: 37–48.
- HNYLKO O., KROBICKI M., FELDMAN-OLSZEWSKA A., IWAŃCZUK J., 2015 — Geology of the volcano-sedimentary complex of the Kamyanyi Potik Unit on Chyvchyn Mount (Ukrainian Carpathians): preliminary results. *Geol. Quart.*, **1**: 145–156.
- JOHNSTON E.N. PHILLIPS J.C., BONADONNA C., WATSON I.M., 2012 — Reconstructing the tephra dispersal pattern from the Bronze Age eruption of Santorini using an advection–diffusion model. *Bull. Volcan.*, 1485–1507.
- MINOURA K., IMAMURA F., KURAN U., NAKAMURA T., PAPADOPOULOS G.A., TAKAHASHI T., YALCINER A.C., 2000 — Discovery of Minoan tsunami deposits. *Geology*, **28**, 1: 59–62.
- SELF S., 2006 — The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, **364**: 2073–2097.
- WIGNALL P.B., 2001 — Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Sci. Rev.*, **53**: 1–33.
- WIGNALL P.B., 2005 — Igneous province eruptions and mass extinctions. *Elements*, **1**: 293–297.

## PALEOŚRODOWISKOWE REPERKUSJE WULKANIZMU EMEJSZAŃSKIEGO WIETNAMU PÓLNOCNIEGO (POŁUDNIOWO-WSCHODNIA AZJA)

### PALAEOENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE OF EMEISHAN VOLCANISM OF NORTHERN VIETNAM (SE ASIA)

Michał KROBICKI<sup>1, 2</sup>, Jan GOLONKA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; michal.krobicki@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; krobicki@geol.agh.edu.pl, jgonlonka@agh.edu.pl.

Geologiczny zapis wydarzeń wulkanicznych fanerozoiku jest bardzo obfity i dotyczy zarówno epizodów potężnych wylewów law bazaltowych wulkanizmu śródpłytowego, jak i erupcji podmorskich z całą gamą law bazaltoidowych systemów ryftowych i im pokrewnych, a także wulkanizmu nadsubdukcyjnego wielu systemów orogenicznych. Pierwszy z rodzajów, w zależności od swojej intensywności i czasu trwania, prowadził wielokrotnie do powstawania gigantycznych trapów bazaltowych, które określa się mianem tzw. Wielkich Prowincji Magmowych (LIP – *Large Igneous Provinces*) (Bryan, Ernst, 2008). Najbardziej znane – trapy Dekanu (65 mln lat temu – przełom kreda/ paleogen) i/lub Syberii (250 mln – przełom perm/ trias) – są klasycznymi przykładami takich wydarzeń. Nie tak powszechnie znane są LIP-y: Panjal (258 mln – późny perm), Centralno-Atlantyckiej Prowincji Magmowej (200 mln – przełom trias/ jura), Karoo-Ferrar (180 mln), Parana-Etendeka (133 mln), Ontong-Jawa (120 mln), karaibsko-kolumbijska i Madagaskaru (90 mln) czy północno-atlantycka (55 mln). Zalicza się do nich również tzw. wulkanizm emejszański (od góry Emei w południowo-zachodnich Chinach – ELIP) (259 mln lat temu – koniec gwadelupu) (Ali i in., 2005), który, zlokalizowany między Emei-Kunming-Zhongdian-Guiyang, zajmuje obszar kształtu romboedrycznego o powierzchni blisko 300 000 km<sup>2</sup>. Średnia miąższość wylewów bazaltowych wynosi ok. 700 m, lecz lokalnie może osiągać nawet 5000 m. Południowe zakończenie tej prowincji magmowej znajduje się w północno-zachodnim Wietnamie między strefami tektonicznymi Song Ma i Song Da (Wang i in., 2007), gdzie utwory bazaltów formacji Camthuy osiągają miąższość do 1000 m (z bazaltowymi lawami poduszkowymi, dawkami perydotytowymi i blokami serpentynitów) (Ali i in., 2005). Datowania radiometryczne tego wydarzenia wulkanicznego wskazują na późny perm, zarówno na podstawie metody Ar-Ar (254–251 mln), jak i U-Pb (259 mln) (Tran Trong Hoa i in., 2008). Dane te są zbliżone do dat znanych z klasycznych odsłoneń wulkanizmu emejszańskiego w Chinach (Boven i in., 2002; Lo i in., 2002; Zhou i in., 2002), chociaż problem ich dokładnego wieku jest ciągle obiektem dyskusji.

W tym czasie geotektoniczna reorganizacja płyt tektonicznych tej części SE Azji była związana z rozpadem Gondwany i gwałtowną migracją na północ bloków (terranów) Qiangtang, (?)Lhasy i Sibumasu, stanowiących wschodnie zakończenie tzw. kontynentu kimeryjskiego. W tym kontekście ewolucja bloku Indochińskiego i jego związki z późnopermskim emejszańskim wydarzeniem magmowym jest obiektem dużych kontrowersji, tak jak ich paleogeograficzna pozycja w najpóźniejszym paleozoiku związana z ich dryfem przez Paleotetydę, a w konsekwencji otwieraniem się Neotetydy (Golonka i in., 2006).

Paleośrodowiskowe reperkusje ELIP były zapewne ponadregionalne i stanowiły jeden z czynników wpływających na najdramatyczniejszy kryzys biologiczny w dziejach Ziemi, związany z późnopermskim wielkim wymieraniem, największym z tzw. Wielkiej Piątki (ordowik/ sylur, fran/ famen, perm/ trias, trias/ jura i kreda/ paleogen) (Wignall, 2001, 2007; Ali i in., 2002; Zhou i in., 2002; Morgan i in., 2004; Wignall i in., 2009). Chociaż spośród tych kryzysów relacja między LIP-ami a przypuszczalnymi przyczynami wielkiego wymierania jest najsłabiej udokumentowana właśnie dla wulkanizmu emejszańskie-go (Wignall, 2005), za najbardziej prawdopodobne uważa się obecnie zjawisko globalnej anoksji (Hotinski i in., 2001) (a nawet superanoksji – Isozaki, 1997), która poprzedziła o ok. 8 mln lat powstanie SLIP (Siberian LIP). Z tych względów uważa się późnopermskie masowe wymieranie za bimodalne, a powstanie trapów syberyjskich zgodnie określa się dzisiaj jako jego ostateczną przyczynę, przez wywołanie efektu globalnego ocieplenia, konsekwentnej, dalszej anoksji oceanu światowego, uwolnienia

metanu z gazowych hydratów (Ryskin, 2003) czy oceanicznego kryzysu kalcyfikacji. Elementy te składają się na tzw. scenariusz wulkanicznego efektu cieplarnianego (Wignall, 2005), który głównie opiera się na założeniu uwalniania wielkich ilości CO<sub>2</sub> do atmosfery podczas erupcji potężnych potoków lawowych tworzących LIP-y, co w konsekwencji prowadziło do szkodliwych dla morskich środowisk skutków przez koncentrację CO<sub>2</sub> w wodach powierzchniowych, co powodowało spadek pH i trudności organizmów morskich w sekrecji węglanowych muszli. Długotrwałe ocieplenie poprzedzone jest krótkotrwałym znacznym ochłodzeniem spowodowanym wyrzuceniem do atmosfery ogromnych ilości pyłu wulkanicznego.

Reorganizacja płyt litosfery i wywołany przez nią wulkanizm spowodował w konsekwencji zmianę cyrkulacji oceanicznej (przy równoczesnej superanoksji) w obrębie wszechoceanu Tetyda-Panthalassa w tym czasie, co musiało pociągnąć za sobą dramatyczne zmiany paleoklimatyczne i było prawdopodobnie powodem wyginięcia około 95% organizmów morskich w trakcie permsko-triasowego wielkiego masowego wymierania. Badane utwory ELIP północnego Wietnamu przypuszczalnie wpisują się w powyższy scenariusz, ale wymagają dalszych, bardziej szczegółowych badań stratygraficznych (w tym radiometrycznych), petrograficznych i geochemicznych, celem skonfrontowania ich z wynikami badaczy chińskich.

## Literatura

- ALI J.R., THOMPSON G.M., SONG X., WANG Y., 2002 — Emeishan Basalts (SW China) and the “end-Guadalupian” crisis: magnetobiostratigraphic constraints. *J. Geol. Soc.*, **159**: 21–29.
- ALI J.R., THOMPSON G.M., ZHOU M.-F., SONG X., 2005 — Emeishan large igneous provinces, SW China. *Lithos*, **79**: 475–489.
- BOVEN A., PASTEELS P., PUNZALAN L.E., LIU J., LUO X., ZHANG W., GUO Z., HERTOGEN J., 2002 — <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronological constraints on the age and evolution of the Permo-Triassic Emeishan Volcanic Province, Southwest China. *J. Asian Earth Sci.*, **20**: 157–175.
- BRYAN S.E., ERNST R.E., 2008 — Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Rev.*, **86**: 175–202.
- GOLONKA J., KROBICKI M., PAJAŁ J., VAN GIANG N., ZUCHIEWICZ W., 2006 — Global Plate Tectonics and Paleogeography of Southeast Asia. Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH University of Science and Technology, Arkadia.
- HOTINSKI R.M., BICE K.L., KUMP L.R., NAJJAR R.G., ARTHUR M.A., 2001 — Ocean stagnation and end-Permian anoxia. *Geology*, **29**, 1: 7–10.
- ISOZAKI Y., 1997 — Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea. *Science*, **276**: 235–238.
- LO C.-H., CHUNG S.-L., LEE T.-Y., WU G., 2002 — Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian–Triassic boundary events. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **198**: 449–458.
- MORGAN J.P., RESTON T.J., RANERO C.R., 2004 — Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and “impact signals”: are mantle plume-induced lithospheric gas explosions the causal link? *Earth and Planet. Sci. Let.*, **217**: 263–284.
- RYSKIN G., 2003 — Methane-driven oceanic eruptions and mass extinctions. *Geology*, **31**, 9: 741–744.
- TRAN TRONG HOA, IZOKH A.E., POLYAKOV G.V., BORISENKO A.S., TRAN TUAN ANH, BALKIN P.A., NGO THI PHUONG, RUDNEV S.N., VU VAN VAN, BIU AN NIEN, 2008 — Permo-Triassic magmatism and metallogeny of Northern Vietnam in relation to the Emeishan plume. *Rus. Geol. and Geophysics*, **49**: 480–491.
- WANG C.Y., ZHOU M.-F., QI L., 2007 — Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China) – Song Da (northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation. *Chem. Geol.*, **243**: 317–343.
- WIGNALL P., 2001 — Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Rev.*, **53**: 1–33.
- WIGNALL P., 2007 — The End-Permian mass extinction – how bad did it get? *Geobiology*, **5**: 303–309.
- WIGNALL P., 2005 — The link between Large Igneous Province eruptions and mass extinctions. *Elements*, **1**: 293–297.
- WIGNALL P., SUN Y., BOND D.P.G., IZON G., NEWTON R.J., VÉDRINE S., WIDDOWSON M., ALI J.R., LAI X., JIANG H., COPE H., BOTTRELL S.H., 2009 — Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. *Science*, **324**: 1179–1182.
- ZHOU M.-F., MALPSA J., SONG X.-Y., ROBINSON P.T., SUN M., KENNEDY A.K., LESHER C.M., KEAYS R.R., 2002 — A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **196**: 113–122.

## MIOCEŃSKIE BUDOWLE OSTRYGOWE EUROPY I ICH ZNACZENIE PALEOŚRODOWISKOWE

### MIOCENE OYSTER BUILDUPS OF EUROPE AND THEIR PALAEOENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE

Michał KROBICKI<sup>1,2</sup>, Barbara STUDENCKA<sup>3</sup>, Hubert WIERZBOWSKI<sup>4</sup>, Iwona CZEPIEC

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; michal.krobicki@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> AGH Akademia Górniczo-Hutnicza; Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; krobicki@geol.agh.edu.pl.

<sup>3</sup> Polska Akademia Nauk, Muzeum Ziemi w Warszawie, Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa; bstudencka@go2.pl.

<sup>4</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; hubert.wierzbowski@pgi.gov.pl.

W powszechnej świadomości współczesne środowiska rafowe są zdominowane przez rafy koralowe, występujące prawie wyłącznie w międzyzwrotnikowych strefach klimatycznych. Umyka jednak fakt, że na drugim miejscu po nich, i to zarówno pod względem ilościowym, jak i geograficznego rozprzestrzenienia, są rafy/ budowle ostrygowe. W odróżnieniu od raf koralowych, budowle ostrygowe są związane ze środowiskiem brakicznym, co wydaje się być konsekwencją kierunkowego przystosowania się ostryg do zmiennego zasolenia w ich długiej mezozoiczno-kenozoicznej historii. W stanie kopalnym budowle ostrygowe (rafy, biostromy, biohermy) najliczniej występują w utworach miocenu i są znane ze wszystkich kontynentów. Prawie bez wyjątku są one znajdowane w sekwencjach osadowych, które zarówno z sedymentologicznego, jak i paleoekologicznego punktu widzenia reprezentują paleośrodowiska brakicznych estuariów, lagun, delt lub mangrowi. Mioceńskie rafy budują gatunki ściśle spokrewnione ze współcześnie żyjącymi ostrygami, zasiedlającymi środowiska morskie o szerokim interwale zasolenia (8–30‰). Współczesne budowle ostrygowe są zdominowane przez dwa gatunki: amerykański – *Crassostrea virginica* (Gmelin) – który tworzy rafy wzdłuż amerykańskiego wybrzeża Zatoki Meksykańskiej; oraz japoński – *Crassostrea gigas* (Thunberg) (jej polska nazwa to ostryżycza japońska) – którego naturalnym siedliskiem są wybrzeża wschodnich Chin i Japonii. Subfosylne rafy holoceniowe, utworzone przez *Crassostrea gasar* (Dautzenberg) u wybrzeży Senegalu również są utożsamiane ze środowiskami brakicznymi. Kopalny zapis mezozoicznych struktur tego typu (ławic, biostrom, bioherm lub raf) wskazuje na kierunkową zmianę optymalnych warunków paleośrodowiskowych od momentu ich pojawienia się w jurze środkowej. Z jednej strony są notowane masowe nagromadzenia muszli gatunku *Praeexogyra hebridica* (Forbes) w warunkach brakicznych tzw. wielkiej serii estuariowej (jura środkowa Anglii), czy małe rafy typu *patch reef*, budowane przez gatunki *Praeexogyra pustulosa* (Sharpe) i *Nanogyra nana* (Sowerby) (jura górna Portugalii). Z drugiej jednak strony, nie budzi wątpliwości normalnomorski charakter środowiska, w którym tworzyły się kimerydzkie ławice ostrygowe Polski (muszlowce z *Alectryonia gregareum* (Sowerby)). Jak widać, jurajskie budowle ostrygowe mogły powstawać w środowiskach o różnym zasoleniu. Poczynając jednak od wczesnej kredy, można zauważyć stopniowe przesunięcie preferencji w występowaniu raf ostrygowych w kierunku środowisk o obniżonym zasoleniu. Ten trend jest bardzo łagodny, ale wyraźny i konsekwentny.

Oprócz badań paleoekologiczno-sedymentologicznych dodatkową metodą badawczą umożliwiającą oszacowanie paleozasolenia środowisk kopalnych jest określanie stosunków izotopowych węgla i tlenu w muszlach małży (w tym wypadku ostryg). W tym celu autorzy przeprowadzili szereg analiz izotopowych muszli ostryg, z mioceńskich budowli ostrygowych występujących w wielu basenach Europy. Najbardziej popularny w tym czasie gatunek *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim) tworzył różnej wielkości rafy znane z miocenu dolnego Portugalii (basen Tagu), Francji (region Loupian), Szwajcarii (zapadlisko przedalpejskie – okolice Berna), Węgier (basen Borsod), Rumunii (Transylwania) czy też miocenu środkowego Grecji (Macedonia i Kreta). Rafy te charakteryzują się wybitnie jednogatunkowym zespołem przyżyciowych nagromadzeń muszli tego bardzo zmiennego gatunku. Gatunek *Hyotissa*

---

*squarrosa* (de Serres), również występujący w przyżyciowych zespołach jednogatunkowych, buduje natomiast miocieńskie rafy w Portugalii (basen Algarve) i Francji (okolice Marsylii). Analiza geochemiczna muszli ostryg wybranych miocieńskich raf ostrygowych Europy wykazała bardzo dobrą korelację z wynikami badań paleoekologicznych. Skala brakiczości tych zbiorników była różna: w trakcie rozwoju raf ostrygowych z *Crassostrea gryphoides* oraz raf z *Hytissa squarrosa* we Francji (odpowiednio w Loupian i okolicach Marsylii) panowały warunki brachyhalinowe (zasolenie 16,5–30,0‰), podczas gdy rafy z *C. gryphoides* i *H. squarrosa* w Portugalii (Lizbona i Algarve) tworzyły się nawet w reżimie wód pliohalinowych (zasolenie 9–16,5‰). Takie badania są dodatkowo użytecznym źródłem wiedzy o paleoklimatycznych warunkach środowiska, w którym wzrastały budowle ostrygowe.

**SEKWENCYJNE ANALIZY SZKLIWA ZĘBÓW  
NA MIKROSONDZIE JONOWEJ SHRIMP IIE/MC –  
ODCZYT WIELOLETNIICH I/LUB WIELOSEZONOWYCH FLUKTUACJI  $\delta^{18}\text{O}$   
I ICH WYKORZYSTANIE W REKONSTRUKCJACH PALEOKLIMATYCZNYCH**

SEQUENTIAL ANALYSES OF DENTAL ENAMEL  
BY SHRIMP IIE/MC ION MICROPROBE –  
READING A LONG-TERM SEASONAL  $\delta^{18}\text{O}$  FLUCTUATION  
AND THEIR APPLICATION TO PALAEOCLIMATE RECONSTRUCTIONS

Ewa KRZEMIŃSKA, Zbigniew J. CZUPYT

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
ewa.krzemińska@pgi.gov.pl zbigniew.czupyt@pgi.gov.pl

Jedną z dyscyplin od lat sprawdzających się w badaniach paleoklimatycznych jest geologia izotopowa. Coraz częściej jest tu wykorzystywana analityka *in situ*, która ułatwia śledzenie przestrzennej zmienności składu izotopowego badanego obiektu. Na tym jest oparta główna idea mikrosondy jonowej, której zadaniem jest rozpoznanie naturalnie zachowanej heterogeniczności izotopowej w mikroskali i w wymiarze *in situ*, zarejestrowanie różnic składu izotopowego pierwotnych stref przyrostowych w minerałach, elementach szkieletowych i mikroskamieniałościach. W stosunku do metody konwencjonalnej, omija chemiczną preparatykę, nie homogenizuje próbki, dostarcza bezpośredniej informacji o składzie izotopowym w mikroskali, pozwala wybrać odpowiednie fragmenty najlepiej zachowanej tkanki, zużywa nanoobjętości próbki. Pomiary stosunków izotopowych w mikrosondzie są prowadzone techniką spektrometrii mas jonów wtórnych SIMS, która zapewnia wysoki poziom rozdzielczości mas izotopów, w tym izotopów stabilnych pierwiastków lekkich, takich jak tlen, węgiel, siarka (O, C, S).

Dobrym przykładem wykorzystania mikrosondy jonowej i techniki SIMS są badania izotopów tlenu w szkliwie zębów zarówno dużych ssaków, jak i mikroskopijnych aparatów zębowych prymitywnych strunowców (konodontów). Takie analizy są od roku realizowane na mikrosondzie jonowej SHRIMP IIE/MC (*sensitive high resolution ion microprobe, multicollector*). W szkliwie z biogenicznego apatytu skład izotopów tlenu, wyrażany jako  $\delta^{18}\text{O}$ , stanowi dość czuły rejestr kombinacji procesów biologicznych, charakterystycznych dla danego gatunku oraz zmian zewnętrznych parametrów środowiskowych. Podczas wzrostu szkliwa zębów w trakcie życia organizmu na konkretnej szerokości geograficznej zmieniające się relacje między  $^{18}\text{O}$  a  $^{16}\text{O}$ , odzwierciedlają fluktuacje sezonowe stanu wody np. morskiej w przypadku organizmu wodnego (jak temperatura i zasolenie), lub stanu wody przyswajanej przez organizm, w tym parowania, wilgotności. Odczytanie poziomu wahań  $\delta^{18}\text{O}$  w bioapatycie szkliwa służy odtwarzaniu zmian środowiskowo-klimatycznych w skali kilku–kilkudziesięciu lat. Przydatność zapisu izotopowego wydobytego ze szkliwa podkreślają opisy spektakularnych projektów zrealizowanych w ostatnich dwudziestu latach (od Fricke, O’Neil, 1995 do Blumental i in., 2014). Najbardziej diagnostyczne pozostają partie szkliwa  $<20\ \mu\text{m}$  od granicy z dentyną. Pobieranie mikropróbek bioapatytu, bez analitycznego uśredniania, z respektowaniem poszczególnych stref wzrostu, zapewnia bez trudu mikrosonda jonowa, w tym instrument SHRIMP IIE/MC (Aubert i in., 2012). Zogniskowana wiązka jonów pierwotnych ( $^{133}\text{Cs}^+$ ) bombarduje wybrany obszar o średnicy ok. 10–20  $\mu\text{m}$ , jonizując tylko ściśle określoną powierzchnię próbki. Penetracja w głąb nie przekracza mikrona (ok. 1  $\mu\text{m}$ ) i zużywane są nanoobjętości materiału (ok. 1 ng). Analiza jest w minimalnym stopniu destrukcyjna, co jest istotne dla cennych próbek archeologicznych. Po 6-minutowym cyklu pomiarowym uzyskuje się zawartości mas  $^{18}\text{O}$  i  $^{16}\text{O}$  w  $\%_{\text{VSMOW}}$ , a proporcje izotopów tlenu  $\delta^{18}\text{O}$  są mierzone z wewnętrzną precyzją 0,1‰ (1SD). Technika SIMS wymaga stosowania materiału referencyjnego. Rolę standardu dla szkliwa pełni naturalny apatyt Durango, analizowany co 3–4 pomiary, z referencyjnym  $\delta^{18}\text{O}$  na poziomie 9,84‰. Jego jednorodność nie jest idealna, ale z reguły uzyskuje się odpowiednią precyzję do kontroli dryftu instrumentu w trakcie w sesji analitycznej. Badania najbardziej wewnętrznych stref szkliwa ssaków, w tym szkliwa ludzkiego sprzed kilku tysięcy lat, są wykonywane na mikrosondzie SHRIMP IIE/MC w cyklach po 150–200 punktów pomiarowych (spotów), w sekwencji od najstarszej części zęba (szczyt) do coraz młodszych kolejnych

stref wzrostu. Obrazy miejsca analiz są automatycznie rejestrowane, co stanowi rutynową dokumentację. Umożliwia to wizualną identyfikację punktów z sekwencyjnego profilu i interpretację wyników. Użytkiwane regularne wahania  $\delta^{18}\text{O}$  są rejestrem sezonowych względnych różnic temperatur i/lub wilgotności, diety w trakcie życia osobnika, a także dramatycznych wydarzeń, takich jak okresy suszy, gwałtownego oziębienia czy migracji. Przy statystycznej liczbie próbek i zastosowaniu odpowiedniej strategii doboru próbek i pomiarów można uzyskać zapis z dłuższych okresów, stanowiący użyteczny wskaźnik (proxy) do rekonstrukcji wieloletnich wahań różnych czynników środowiska i paleoklimatu.

## Literatura

- AUBERT M., WILLIAMS I.S., BOLJKOVAC K., MOFFAT I., MONCEL M.-H., DUFOUR E., GRÜN R., 2012 — In situ oxygen isotope micro-analysis of faunal material and human teeth using a SHRIMP II: a new tool for palaeo-ecology and archaeology. *J. Archeological Sci.*, **39**: 3184–3194.
- BLUMENTHAL S.A., CERLING T.E., CHRITZ K.L., BROMAGE T.G., KOZDON R., VALLEY J.W., 2014 — Stable isotope time-serie in mammalian teeth: in situ  $\delta^{18}\text{O}$  from innermost enamel layer. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **124**: 223–236.
- FRICKE H.C., O'NEIL J.R., 1995 — Oxygen isotope composition of human tooth enamel from medieval Greenland. Linking climate and society. *Geology*, **23**: 869–872.

## NIESTABILNOŚĆ KLIMATU POD KONIEC INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO W ŚWIETLE MAP IZOPOLOWYCH POLSKI

INSTABILITY OF THE CLIMATE AT THE END OF THE EEMIAN INTERGLACIAL  
AS ILLUSTRATED BY THE ISOPOLLEN MAPS FOR POLAND

Mirosława KUPRYJANOWICZ<sup>1</sup>, Wojciech GRANOSZEWSKI<sup>2</sup>, Dorota NALEPKA<sup>3</sup>,  
Irena Agnieszka PIDEK<sup>4</sup>, Adam WALANUS<sup>5</sup>, Zofia BALWIERZ<sup>6</sup>, Magdalena FIŁOC<sup>1</sup>,  
Piotr KOŁACZEK<sup>7</sup>, Aleksandra MAJECKA<sup>8</sup>, Małgorzata MALKIEWICZ<sup>9</sup>,  
Małgorzata NITA<sup>10</sup>, Bożena NORYSKIEWICZ<sup>11</sup>, Hanna WINTER<sup>12</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet w Białymstoku, Instytut Biologii, ul. Ciołkowskiego 1J, 15-425 Białystok;  
m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl, filoc@op.pl.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków;  
wojciech.granoszewski@pgi.gov.pl.

<sup>3</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;  
D.Nalepka@botany.pl.

<sup>4</sup> Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, ul. Kraśnicka 2cd,  
20-718 Lublin; i.pidek@poczta.umcs.lublin.pl.

<sup>5</sup> AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, ul. Mickiewicza 30,  
30-059 Kraków; walanus@geol.agh.edu.pl.

<sup>6</sup> Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź;  
balwierzz@gmail.com.

<sup>7</sup> Uniwersytet Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań;  
piotrkolaczek@op.pl.

<sup>8</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;  
a.majecka@uw.edu.pl.

<sup>9</sup> Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, ul. Cybulskiego 32, 50-205 Wrocław;  
malgorzata.malkiewicz@ing.uni.wroc.pl.

<sup>10</sup> Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;  
malgorzata.nita@us.edu.pl.

<sup>11</sup> Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń;  
norys@umk.pl.

<sup>12</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowicka 4, 00-975 Warszawa;  
hanna.winter@pgi.gov.pl.

W wielu profilach pyłkowych z obszaru Polski, podobnie jak w niektórych profilach zachodniej, środkowej i wschodniej Europy, zapis końcowej fazy interglacjału eemskiego rejestruje znaczną niestabilność klimatu. Zaznacza się ona gwałtownym ochłodzeniem w środkowej części fazy sosnowej kończącej interglacjał eemski (E7 R PAZ) i następującym po nim ponownym ociepleniem pod sam koniec tej fazy, bezpośrednio przed przejściem do glacialnych warunków ostatniego zlodowacenia (vistulian, weichselian).

Na podstawie map izopolowych rozpatrzono rozmieszczenie na obszarze Polski stanowisk z palinologicznym zapisem tych fluktuacji klimatu. Pojęcie izopoli wprowadził Szafer (1935). Potem metoda izopolowa była z powodzeniem stosowana i rozwijana na całym świecie. W ostatnim okresie jej rola jeszcze bardziej wzrosła dzięki rozwojowi baz danych, specjalistycznego oprogramowania i metod numerycznych. Większość dotychczasowych prac wykorzystujących metodę izopolową odnosi się do późnego glaciału vistulianu i holocenu. Tylko w nielicznych pracach wykorzystano tę metodę do zobrazowania zmian roślinności podczas okresów starszych od czwartorzędu. Nie ma natomiast żadnych opracowań izopolowych dotyczących plejstocenijskich interglacjałów starszych od holocenu.

Opracowane mapy izopolowe schyłku interglacjału eemskiego pokazały jednoznacznie, że opisane powyżej przejściowe śródinterglacjalne ochłodzenie w środku fazy sosnowej było zjawiskiem ponadregionalnym. Odzwierciedliło się ono bardzo wyraźnie w przejściowym otwarciu roślinności na obszarze całej Polski. Wszędzie doszło w tym czasie do znacznego ograniczenia powierzchni lasów sosnowych

i rozwoju lasów brzoźowych, a następnie także otwartych zbiorowisk roślinnych typu zimnego stepu z dominacją bylicy (*Artemisia*) i traw (Poaceae), a na Pomorzu również wrzosowisk zdominowanych przez wrzos (*Calluna vulgaris*) i inne gatunki z rodziny wrzosowatych (Ericaceae).

Niestabilność klimatu podczas finalnej fazy interglacjału eemskiego była zjawiskiem naturalnym, typowym dla stadium przejściowego cyklu glacialno-interglacialnego. Biorąc pod uwagę fakt, że obserwowane obecnie tzw. globalne ocieplenie także nakłada się na naturalny trend ku ochłodzeniu klimatu w zstępującej części holocenu, badania stadiów przejściowych w poprzednich, pozbawionych antropopresji, interglacjalach pozwolą lepiej zrozumieć obecnie obserwowane zjawiska klimatyczne.

*Badania zostały dofinansowane przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego (projekt Nr N N304 352238).*

## Literatura

SZAFER W., 1935 — The significance of isopollen lines for the investigation of the geographical distribution of trees in the Post-Glacial period. *Bull. Acad. Sci. Lett., Serie B*, **1**: 235–239.

## ZMIANY WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH PODCZAS DEGLACJACJI TATR POLSKICH

### FLUCTUATIONS OF CLIMATIC CONDITIONS DURING DEGLACIATION OF THE TATRA MOUNTAINS

Michał MAKOS<sup>1</sup>, Vincent RINTERKNECHT<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-087 Warszawa;  
michalmakos@uw.edu.pl.

<sup>2</sup> University of St Andrews, Department of Earth and Environmental Sciences, Fife KY16 9AL, United Kingdom;  
vr-10@st-andrews.ac.uk.

Badania nad zlodowaceniem Tatr mają długą, bo trwającą ponad 200 lat, historię (Klimaszewski, 1988). Pod koniec lat 90. XX w. po raz pierwszy w Tatrach zastosowano metodę izotopu <sup>36</sup>Cl w celu ustalenia wieku ekspozycji form rzeźby glacialnej (Dzierżek i in., 1999). Badania z wykorzystaniem izotopów kosmogenicznych w Tatrach Polskich i Słowackich były kontynuowane i trwają do dzisiaj (Dzierżek, 2009; Makos i in., 2013a, b, 2014; Makos, 2015; Engel i in., 2015). Niniejsza praca prezentuje obecny stan wiedzy na temat chronologii ostatniej deglacjacji Tatr Polskich i warunków klimatycznych, które determinowały funkcjonowanie lodowców tatrzańskich w maksimum ostatniego zlodowacenia (*Last Glacial Maximum* – LGM) oraz w późnym glacialu (*Lateglacial* – LG).

Lodowce górskie są bardzo wrażliwe na wszelkie zmiany warunków klimatycznych. Oscylacje zasięgu lodowców i ich ponowna stabilizacja są kontrolowane przez podstawowe parametry klimatyczne (temperatura i opady), które wpływają na wahania bilansu masy systemu lodowcowego. Lodowiec w stanie stabilnym akumuluje moreny czołowe i boczne oraz podcina aktywnie otaczające go zbocza. Ten zapis zachowuje się w rzeźbie obszarów górskich i stwarza możliwość do rekonstrukcji geometrii paleolodowców. Wiek ekspozycji form rzeźby glacialnej z kolei pozwala przypisać poszczególne etapy rozwoju lodowców do konkretnych epizodów klimatycznych w historii Ziemi. Modelowanie bilansu masy lodowca na podstawie zrekonstruowanej geometrii daje podstawy do obliczenia średniej temperatury roku, średniej temperatury lata oraz sumy opadów rocznych na linii równowagi bilansowej (ELA), gdzie bilans masy lodowca wynosi zero (Allen i in., 2008; Kerschner, Ivy-Ochs, 2008; Sarikaya i in., 2008; Makos i in., 2013a, b, 2014).

Wiek ekspozycji moren czołowych i bocznych oraz podcięć lodowcowych wskazuje, że ostatnie maksimum rozwoju lodowców w Tatrach pojawiło się w przedziale 25–20 tys. lat temu (LGM I). Kolejna oscylacja (LGM II) o bardzo zbliżonym zasięgu do poprzedniej miała miejsce ok. 18 tys. lat temu. W czasie LGM średnia temperatura roku w Tatrach była niższa niż obecnie o 11–12°C, a opady były zredukowane o 40–60%. Dwie młodsze oscylacje pojawiły się ok. 16 tys. lat temu (LG-1) i 15,5–14 tys. lat temu (LG-2). Obie należy korelować ze stadią grenlandzkim 2,1a (najstarszy dryas). Modelowane warunki klimatyczne wskazują na zimny i suchy klimat ze średnią temperaturą roku niższą niż obecnie o 9–10°C i opadami niższymi o 30–50%. Następujące później ocieplenie interstadiału bølling/ allerød skutkowało bardzo szybkim topnieniem lodowców, szczególnie w Tatrach Wysokich w interwale 15–13 tys. lat temu. Kolejne ochłodzenie i oscylacja lodowców miały miejsce ok. 12,5 tys. lat temu (LG-3), kiedy średnia temperatura roku w Tatrach była niższa niż obecnie o ok. 6°C, a opady stanowiły 75% wartości dzisiejszych. Ten epizod należy korelować ze stadią grenlandzkim 1, który jest odpowiednikiem młodsze dryasu.

Ramy czasowe poszczególnych stadiów rozwoju lodowców tatrzańskich korelują się z chronologią epizodów glacialnych w innych masywach górskich Europy (Delmas, 2015; Ivy-Ochs, 2015).

*Badania finansowane z grantu Narodowego Centrum Nauki (projekt nr 2011/03/B/ST10/06188).*

#### Literatura

ALLEN R., SIEGERT M., PAYNE A.J., 2008 — Reconstructing glacier-based climates of LGM Europe and Russia – part 2: a dataset of LGM precipitation/temperature relations derived from degree-day modeling of paleo glaciers. *Climate of the Past*, 4: 249–263.

- DELMAS M., 2015 — The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: An overview of recent research. *Cuad. de Invest. Geogr.*, **41**, 2: 359–408.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., ZREDA-GOSTYNSKA G., ZREDA M.G., 1999 — Metoda datowania kosmogenicznym izotopem  $^{36}\text{Cl}$  – nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, **11**, 47: 987–992.
- DZIERŻEK J., 2009 — Paleogeografia wybranych obszarów Polski w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geographica Lodziensia*, **95**.
- ENGEL Z., MENTLIK P., BRAUCHER R., MINAR J., LEANNI L., ASTER TEAM, 2015 — Geomorphological evidence and  $^{10}\text{Be}$  exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Velka and Mala Studena dolina valleys in the High Tatra Mountains, central Europe. *Quatern. Sci. Rev.*, **124**: 106–123.
- IVY-OCHS S., 2015 — Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuad. de Invest. Geogr.*, **41**, 2: 295–316.
- KERSCHNER H., IVY-OCHS S., 2008 — Palaeoclimate from glaciers: examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change*, **60**: 58–71.
- KLIMASZEWSKI M., 1988 — Rzeźba Tatr Polskich. PWN, Warszawa.
- MAKOS M., 2015 — Deglaciation of the High Tatra Mountains. *Cuad. de Invest. Geogr.*, **41**, 2: 317–335.
- MAKOS M., NITYCHORUK J., ZREDA M., 2013a — Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pięciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, High Tatra Mountains, Western Carpathians since the Last Glacial Maximum, inferred from  $^{36}\text{Cl}$  exposure dating and glacier-climate modeling. *Quatern. Internat.*, **293**: 63–78.
- MAKOS M., NITYCHORUK J., ZREDA M., 2013b — The Younger Dryas climatic conditions in the Za Mnichem Valley (Polish High Tatra Mountains) based on exposure-age dating and glacier-climate modeling. *Boreas*, **42**, 3: 745–761.
- MAKOS M., DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., ZREDA M., 2014 — Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum. *Quatern. Research*, **82**: 1–13.
- SARIKAYA M.A., ZREDA M., ÇINER A., ZWECK C., 2008 — Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandiras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modeling. *Quatern. Sci. Rev.*, **27**: 769–780.

## PRZEBUDOWA ZESPOŁÓW PALINOLOGICZNYCH JAKO WSKAŹNIK ZMIAN KLIMATYCZNYCH NA PRZEŁOMIE ORDOWIKU I SYLURU

### REBUILDING OF PALYNOLOGICAL ASSEMBLAGES AS AN INDICATOR OF CLIMATIC CHANGES ON ORDOVICIAN/ SILURIAN BOUNDARY

Monika MASIAK, Teresa PODHALAŃSKA<sup>1</sup>, Marzenna STEMPIEŃ-SAŁEK<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; tpod@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, al. Marszałka Józefa Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia; ocemss@ug.edu.pl.

Przebudowa zespołów palinologicznych na przełomie ordowiku i syluru była wynikiem globalnych zmian klimatycznych zachodzących w tym czasie.

Szczegółowe badania paleontologiczne, zarówno palinologiczne, jak i badania graptolitów, pozwalające na ustalenie dokładnej stratygrafii utworów z pogranicza ordowiku i syluru, w połączeniu z badaniami litofacjalnymi, przeprowadzonymi w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (synklina Barda), wskazują na istotne zmiany paleośrodowiskowe, w tym zmianę w obrębie zespołów biotycznych w późnym ordowiku w stosunku do zespołów wczesnosylurskich. Wraz z ochłodzeniem klimatu związanym ze zlodowaceniem Gondwany nastąpił kryzys biotyczny. Doszło do zubożenia zespołów akritarchowych i wymierania graptolitów. Pojawiła się natomiast na wielu obszarach fauna *Hirnantia*. Zmiana warunków życiowych związana z ociepleniem klimatycznym skutkowała odbudową i pojawieniem się z początkiem syluru nowych zespołów oraz wzrostem liczebności i zróżnicowania taksonomicznego.

Badania litofacjalne potwierdziły regresywny charakter osadów górnoordowickich, związany z powiększającą się pokrywą lodową na półkuli południowej. Maksimum ochłodzenia i regresji miało miejsce we wczesnym hirnancie. Pod koniec hirnantu pojawiły się pierwsze symptomy ocieplenia i podnoszenia poziomu oceanów, zaznaczające się osadami transgresywnymi.

Dokładna stratygrafia i szczegółowe badania palinologiczne pozwoliły uznać profil Barda jako „wzorcowy” dla zmian klimatycznych i paleośrodowiskowych w późnym ordowiku i we wczesnym sylurze.

Pod podobnym kątem przeanalizowano osady z pogranicza ordowiku i syluru w południowej części strefy Koszalin-Chojnice (strefa TESZ) w otworze wiertniczym Toruń IG oraz w obniżeniu bałtyckim. Ich analiza także potwierdza zmiany w zespołach palinologicznych – występowanie kryzysu palinomorficznego związanego z ochłodzeniem klimatycznym w późnym ordowiku oraz przebudowę zespołów akritarchowych we wczesnym sylurze w okresie ocieplenia klimatycznego.

# PALEOKLIMAT WSPÓŁCZESNYCH MÓRZ

## PALEOCLIMATE OF RECENT SEAS

Bronisław A. MATYJA, Piotr ZIÓLKOWSKI

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;  
matyja@uw.edu.pl, pziolkow@uw.edu.pl.

Niniejsze badania przeprowadzono w celu oceny przydatności badań izotopów trwałych tlenu i węgla do określania warunków paleosrodowiskowych. Z wybrzeży Morza Bałtyckiego, Morza Północnego i Morza Śródziemnego zebrano okazy współczesnych małżów, należących do rodzin Cardiidae, Tellinidae, Mytilidae (Bałtyk, Morze Północne i Śródziemne) oraz Solenidae (Morze Północne i Śródziemne). Świeże okazy zbierano w kwietniu w latach 2010, 2013 i 2014. W Morzu Bałtyckim okazy zbierano na brzegu Zatoki Gdańskiej na wysokości Sopotu. Średnia temperatura wód wynosi tam od grudnia do kwietnia  $+4^{\circ}\text{C}$ , a od czerwca do października  $+16^{\circ}\text{C}$ . Zasolenie wynosi 7‰. W Morzu Północnym okazy zebrano na plażach Kijkduin i Scheveningen na wysokości Hagi w Holandii. Temperatura wód zmienia się tam od 2 do  $7^{\circ}\text{C}$  zimą, a latem od 13 do  $17^{\circ}\text{C}$ . Zasolenie wynosi 35‰. W Morzu Śródziemnym okazy zebrano na plażach w Zatoce Hammamet na wysokości Hammamet i Susa w Tunezji. Temperatura wód zmienia się tam od  $15^{\circ}\text{C}$  w lutym do  $28^{\circ}\text{C}$  w sierpniu. W kwietniu 2015 r. temperatura wody wynosiła  $18^{\circ}\text{C}$ . Zasolenie wynosi 38‰.

Z okazów pobrano próbki węgla wapnia i poddano standardowej procedurze dla określenia składu izotopów tlenu i węgla w laboratorium GeoZentrum Nordbayern w Erlangen.

W relacji do wartości  $\delta^{18}\text{O}$  VPBD uzyskano bardzo dużą zbieżność wyników w poszczególnych lokalizacjach bez względu na rok pobrania próbek. Najniższe wartości (od  $-6,67$  do  $-4,32$ ‰; średnia  $-5,53$ ‰ z 42 próbek) uzyskano z Morza Bałtyckiego. Próbkę z Morza Północnego miały wartości od  $-1,73$  do  $1,49$ ‰ (średnia  $-0,07$ ‰ z 44 próbek), a z Morza Śródziemnego od  $-0,29$  do  $2,15$ ‰ (średnia  $0,61$ ‰ z 39 próbek).

Wartości  $\delta^{13}\text{C}$  VPBD dla Morza Bałtyckiego kształtowały się w granicach od  $-3,78$  do  $0,76$ ‰ (średnia  $1,19$ ‰), dla Morza Północnego od  $-3,79$  do  $1,14$ ‰, a dla Morza Śródziemnego od  $-1,08$  do  $2,35$ ‰.

Otrzymane wyniki izotopu tlenu w powiązaniu ze znanym zasoleniem w poszczególnych morzach pozwalają stwierdzić, że to właśnie zasolenie, a nie temperatura, ma decydujący wpływ na wartość  $\delta^{18}\text{O}$  VPBD skorupki małżów. Gdyby przekładać wyniki  $\delta^{18}\text{O}$  VPBD wprost na temperaturę środowiska (jak ma to miejsce w wielu publikacjach opartych na materiale kopalnym) otrzymamy opaczne wyniki – Bałtyk byłby morzem najcieplejszym, najzimniejsze natomiast byłoby Morze Śródziemne.

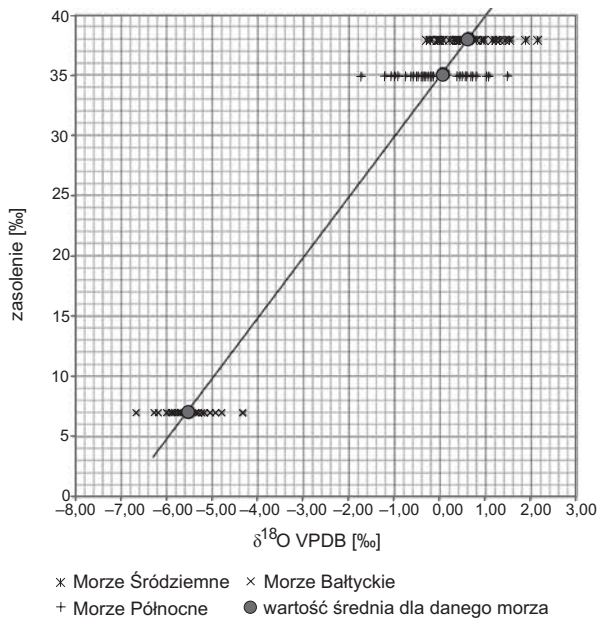


Fig. 1. Zależność wartości  $\delta^{18}\text{O}$  VPBD od zasolenia w poszczególnych morzach

## REAKCJA ŚRODOWISKA JEZIORNEGO NA OCHŁODZENIE KLIMATYCZNE – NA PRZYKŁADZIE OSADÓW Z INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO I WCZESNEGO VISTULIANU Z PROFILU SOLNIKI (NE POLSKA)

REACTION OF LAKE ENVIRONMENT ON THE CLIMATIC COOLING –  
ON THE BASIS OF THE EEMIAN INTERGLACIAL AND EARLY VISTULIAN SEDIMENTS  
FROM THE SOLNIKI PROFILE (NE POLAND)

Joanna MIROŚLAW-GRABOWSKA<sup>1</sup>, Monika NISKA<sup>2</sup>, Mirosława KUPRYJANOWICZ<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;  
jmirosla@twarda.pan.pl.

<sup>2</sup> Akademia Pomorska w Słupsku, Instytut Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk;  
monikaniska@wp.pl.

<sup>3</sup> Uniwersytet w Białymstoku, Instytut Biologii, ul. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok;  
m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl.

Zmiany klimatyczne zachodzące od optimum interglacjału eemskiego do początku zlodowacenia wisły (vistulianu) bardzo wyraźnie odzwierciedliły się w ewolucji szaty roślinnej odtworzonej na podstawie zapisu pyłkowego. Zmiany klimatyczne przejawiały się w zmianach temperatury powietrza i ilości opadów, co nie tylko wpływało na roślinność, lecz także na termikę wody i głębokość jezior. Zmienne warunki środowiska jeziornego powodowały zmiany w składzie gatunkowym zooplanktonu oraz w kompozycji izotopowej akumulowanej materii organicznej.

Przedmiotem badań izotopowych, geochemicznych i faunistycznych były osady eemskie i vistuliańskie z profilu Solniki. Celem tych badań było zbadanie reakcji środowiska jeziornego odzwierciedlone w zmianach ilości i charakteru materii organicznej oraz w składzie gatunkowym wioślarek, na postępujące ochłodzenie klimatu.

Profil Solniki (ok. 15 km na południe od Białegostoku) zawiera serię kopalnych osadów jezioro-bagiennych o miąższości ok. 8 m, przykrytych piaskami humusowymi z interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu. Osady tej serii są wykształcone w postaci mułków, gytii i torfów. Szczegółowa analiza palinologiczna tych osadów, rekonstrukcja zmian roślinności oraz klimatu interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu została wykonana przez M. Kupryjanowicz.

Prezentowane obecnie wyniki badań zawierają rezultaty analiz izotopowych i chemicznych materii organicznej oraz rezultaty analizy kopalnych wioślarek (Cladocera) wykonane dla trzymetrowego odcinka profilu. Szczegółowo były analizowane osady nagromadzone od optimum interglacjału eemskiego do początku vistulianu. Badania koncentrowały się na: (1) zmianach w ilości i rodzaju materii organicznej, (2) zmianach w ilości i różnorodności gatunków wioślarek oraz (3) określeniu, na podstawie danych wioślarek, warunków panujących w jeziorze (temperatura, poziom i stan trofii wody).

Wyniki analiz materii organicznej skorelowane z danymi wioślarek pozwoliły na rekonstrukcję warunków środowiskowych i genezy materii organicznej. Zawartość węgla organicznego (TOC) była ściśle związana z klimatem. Najniższe wartości występowały w osadach akumulowanych w najzimniejszych okresach, tj. pod koniec interglacjału eemskiego i w stadiale Herning (wczesny vistulian). Najwyższe wartości TOC nieoczekiwanie zanotowano po optimum interglacjału eemskiego, pod koniec fazy świerkowej (E6) i na początku fazy sosnowej (E7).

Podczas optimum interglacjału eemskiego (faza grabowa – E5), obserwuje się maksymalną bioróżnorodność gatunków wioślarek, przy stosunkowo niskiej liczbie oznaczonych osobników. Pod koniec optimum E5, nastąpiła widoczna poprawa warunków życia dla różnych grup ekologicznych wioślarek. W tym czasie glony były znaczącym składnikiem materii organicznej. Po optimum interglacjału eemskiego, w fazie świerkowej (E6) zwiększyła się liczba gatunków zooplanktonu i zaobserwowano największą frekwencję i różnorodność wioślarek. W tym czasie, prawdopodobnie dzięki podniesieniu się

poziomu wody i optymalnej temperaturze, w jeziorze panowały bardzo korzystne warunki dla rozwoju zooplanktonu. W osadach zanotowano maksymalne wartości TOC i TN (zawartość azotu) oraz niewielki wzrost wskaźnika C/N, co odzwierciedla wyższą produkcję pierwotną, a także niewielką dostawę materii organicznej pochodzenia lądowego. Współistnienie dwóch gatunków wioślarek z rodziny Bosminidae oraz maksymalne wartości  $\delta^{15}\text{N}$  sugerują wysoki poziom trofii ( $\beta$ -mezotrofia). Wysoka rozdzielczość i szczegółowe analizy osadów jeziornych akumulowanych w poziomie pyłkowym E7 (faza sosnowa), umożliwiły identyfikację kilku drobnych wahań środowiska (klimatu). Uwidoczniły się one w zróżnicowanej frekwencji wioślarek, zmiennej zawartości węgla organicznego (TOC) i wartości C/N. W końcowym okresie interglacjalu eemskiego i we wczesnym vistulianie (stadiał Herning – EV1), obserwuje się drastyczne zmniejszenie ilości szczątków wioślarek, najniższą zawartość TOC i TN oraz najwyższe wartości C/N. Dane te odzwierciedlają redukcję warunków środowiska jeziornego (brak zarówno produkcji pierwotnej, jak i roślin wodnych w jeziorze). Niewielką poprawę warunków jeziornych zaobserwowano podczas interstadiału Amersfoort (EV2). W tym czasie miała miejsce ponowna bioprodukcja, niewielka dostawa do zbiornika roślin lądowych oraz rewitalizacja zooplanktonu.

## **RADIOMETRIC METHODS (K-Ar) IN PALEOCLIMATIC STUDIES – A KING GEORGE ISLAND (WEST ANTARCTICA) CASE**

**METODY RADIOMETRYCZNE (K-Ar) W BADANIACH PALEOKLIMATYCZNYCH –  
PRZYKŁAD Z WYSPY KRÓLA JERZEGO, ANTARKTYKA ZACHODNIA**

Anna MOZER <sup>1</sup>, Zoltán PÉCSKAY <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Polish Academy of Sciences, Institute of Geological Sciences, Twarda 51/55, 00-818 Warsaw, Poland;  
amozer@twarda.pan.pl.

<sup>2</sup> Hungarian Academy of Sciences (ATOMKI), Institute for Nuclear Research, H-4026 Debrecen, Bem tér 18/c, Hungary;  
zoltan.pecskay@gmail.com.

Polar regions are areas where the fastest climate change is experienced today. In order to understand the currently observed climate change it is important to fully comprehend similar phenomena that occurred in the past. About 34 Ma ago there was a radical change of climate that led to the formation of Antarctic Ice Sheet. King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica) contains a globally unique geological record of climate change and environmental conditions directly before the first Cenozoic glaciation of the Antarctica developed. The examined sites represent preglacial Eocene succession formed on the volcanic arc of South Shetland Island. Conducted studies confirm the existence of three preglacial climatic stages (PGS-1–PGS-3) during Eocene–earliest Oligocene. The climate recorded on KGI changed from humid and warm to moderate (PGS-1), through cool and dry (PGS-2) to cold and humid (PGS-3). Calculated geochemical indices of weathering (CIA, PIA and CIW) confirm moderate to high chemical weathering under warm and humid climate conditions at the beginning and deterioration of conditions in the end of Eocene. Therefore, the investigated rock successions are crucial to properly identify the evolution of the sedimentary environment and climatic change that led to the advance of the first Cenozoic Antarctic Ice Sheet to the active margin of the continent.

However, there are several difficulties in determining the exact age and relations of preglacial sequences that crop out on KGI. Firstly, they are caused by the limited correlation of the investigated outcrops with a reliable age of neighbouring geological outcrops. Secondly, previous studies were unreliable as they reported only approximate geological data and often rejuvenation stage caused by the hydrothermal processes or thermal contact with intrusions was mistakenly considered as the rock age. Although block tectonics dominates, the principle of superposition cannot be used since a presence of intrusions (sills) is difficult to confirm in the field. Furthermore, even though the fossil plants state of preservation is sufficient, the low taxonomic and stratigraphic diversity does not provide a reliable basis for a rational division of the Tertiary based on plant debris. It is partly due to a fact that biotic assemblages occurring in the southern hemisphere have survived the Cretaceous–Tertiary extinction episode without major loss and therefore no biodiversity crisis within the southern flora is presently marked in this area. This lack of species sequence resulted in the inability of using flora as a stratigraphic tool. The majority of information concerning preglacial climate and paleoenvironmental conditions are derived from sediments of various fraction deposited during breaks in the volcanic activity, i.e. between horizons of lavas. These lava flows alternating with sediments can be accurately dated by radiometric methods (K-Ar), that is the most reliable technique in this complicated case. However, it should be remembered that only a complex analysis of the results obtained with supplementary methods (e.g., microscopic petrography, geochemistry) allows the achievement of reliable results with K-Ar dating.

It is essential to understand how the processes related to a climate change behave. However, it is fundamental to properly date the processes described, in order to know when did they happen. Only then, a comprehensive description of the process can be achieved.

## WPLYW ZMIAN KLIMATYCZNYCH W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE NA MIGRACJE SSAKÓW W ŚRODKOWEJ EUROPIE

### INFLUENCE OF CLIMATIC CHANGES IN LATE PLEISTOCENE ON MIGRATIONS OF MAMMALS IN CENTRAL EUROPE

Adam NADACHOWSKI<sup>1</sup>, Mateusz BACA<sup>2</sup>, Grzegorz LIPECKI<sup>1</sup>, Paweł MACKIEWICZ<sup>3</sup>,  
Adrian MARCISZAK<sup>4</sup>, Danijela POPOVIĆ<sup>5</sup>, Paweł SOCHA<sup>4</sup>, Krzysztof STEFANIAK<sup>4</sup>,  
Piotr WOJTAL<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt, ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków;  
nadachowski@isez.pan.krakow.pl, lipecki@isez.pan.krakow.pl, wojtal@isez.pan.krakow.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Warszawski, Ośrodek Badań Prekolumbijskich, ul. Krakowskie Przedmieście 26/28, 00-927 Warszawa;  
bacamat@gmail.com.

<sup>3</sup> Uniwersytet Wrocławski, Wydział Biotechnologii, ul. Fryderyka Joliot-Curie 14a, 50-383 Wrocław;  
pamac@smorfland.uni.wroc.pl.

<sup>4</sup> Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk Biologicznych, ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław;  
amarcisz@biol.uni.wroc.pl, sochap@biol.uni.wroc.pl, stefanik@biol.uni.wroc.pl.

<sup>5</sup> Uniwersytet Warszawski, Centrum Nowych Technologii, ul. S. Banacha 2c, 02-097 Warszawa;  
popovic.dani@gmail.com.

Fluktuacje klimatyczne w późnym plejstocenie miały znaczny wpływ na zmiany w rozmieszczeniu wielu gatunków zwierząt i roślin oraz na formowanie się współczesnej fauny i flory w środkowej Europie. Przebieg oraz mechanizmy leżące u podstaw tych zmian zostały lepiej poznane dopiero w ostatnich latach dzięki wprowadzeniu na większą skalę bezpośrednich datowań szczątków kopalnych oraz badań antycznego DNA. Złożoność tych zjawisk przedstawiono na przykładzie czterech gatunków ssaków: mamuta (*Mammuthus primigenius*), niedźwiedzia jaskiniowego (*Ursus spelaeus* s.l.), suhaka (*Saiga tatarica*) i leminga obrożnego (*Dicrostonyx gulielmi*). W czasie ostatniego zlodowacenia *Mammuthus primigenius* kilkakrotnie zmieniał swój zasięg geograficzny w środkowej Europie. W MIS (*Marine Isotopic Stage*) 3 (ok. 34–24 cal ka BP) populacja zamieszkująca Europę od początku ostatniego zlodowacenia wymarła, a jej miejsce zajęła populacja pochodząca z Syberii. W MIS 2 (ok. 23–18 cal ka BP) nastąpiła przerwa w występowaniu tego gatunku (obserwowana również w Polsce), która jest prawdopodobnie związana z silnym oziębieniem klimatu i rozwojem lądolodu. Powrót mamuta do środkowej Europy na 2–3 tysiąclecie nastąpił pod koniec GS-2 (*Greenland Stadial* – 2), ok. 18 cal ka BP. Dwie ostatnie metapopulacje mamuta żyły w Polsce w okolicach Bramy Morawskiej i w Kotlinie Sandomierskiej oraz na Wyżynie Lubelskiej, przed ociepleniem bølling–allerød. Badania paleogenetyczne przeprowadzone na populacjach niedźwiedzia jaskiniowego wykazały, że na obszarze Polski występowała jedynie forma *Ursus ingressus*, uważana często za odrębny gatunek. Populacje z terenu Polski wykazują związki filogenetyczne z populacjami z pozostałych regionów Europy, co świadczy o intensywnych migracjach niedźwiedzia jaskiniowego. Dotychczasowe dane radiometryczne wskazują, że zniknął on na ok. dwa tysiąclecie (ok. 32–31 cal ka BP) z terenów na północ od Sudetów i Karpat w bardzo zimnym okresie GS-5 (koniec MIS 3). Przyjmuje się, że niedźwiedź jaskiniowy wymarł w środkowej Europie przed maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM), ok. 30–29 cal ka BP, choć zagadnienie to wymaga dalszych badań. Bezpośrednie datowania szczątków suhaka (*Saiga tatarica*) wykazały, że gatunek ten kilkakrotnie migrował ze wschodu Europy przez terytorium Polski do Francji i Anglii w młodszej części MIS 2 oraz w późnym glacie. Najstarsza migracja przypada na ocieplenie GI-2 (w środkowej części LGM), ok. 24–23 cal ka BP. Leming obrożny (*Dicrostonyx gulielmi*) był w środkowej Europie jednym z najważniejszych gatunków biomu późnoplejstocenijskiej stepotundry. Dotychczasowe badania paleontologiczne wskazywały na stałą obecność tego gatunku w Polsce w stadiach i w większości interstadiów w ostatnim zlodowaceniu, choć jego liczebność zmieniała się w różnych okresach w zależności od warunków klimatycznych i środowiskowych. Badania paleogenetyczne *Dicrostonyx* wykazały, że na obszarze Europy występowało co najmniej pięć następujących jedna po drugiej populacji reprezentowanych przez różne haplogrupy. Jest to interpretowane jako kolejne epizody wymierania i rekolonizacji obszaru Europy, prawdopodobnie przez populacje z północno-wschodniej Azji. Migracje te można powiązać nawet

z niewielkimi ociepleniami w okresie MIS 3 i szczególnie MIS 2. Uzyskane wyniki wskazują, że, wbrew temu co dotychczas powszechnie przyjmowano, znaczna część megafauny ostatniego zlodowacenia nie wymarła w tym samym czasie na granicy plejstocenu i holocenu. Każdy gatunek ssaka w indywidualny sposób reagował na zmiany klimatyczne i środowiskowe w późnym plejstocenie, a ich migracje stanowiły podstawowy mechanizm reagowania na te zmiany. Poszczególne gatunki ssaków w późnym plejstocenie często zmniejszały lub poszerzały zasięgi swojego występowania, lokalne populacje wymierały lub były zastępowane przez nowe. Dynamika zmian wielkości populacji była znaczna i skorelowana z rytmem przemian klimatyczno-środowiskowych. Procesy te również miały wpływ na poziom zmienności genetycznej, co ma odzwierciedlenie w wynikach analiz filogenetycznych i filogeograficznych poszczególnych populacji różnych gatunków ssaków. Na te naturalne procesy nakładały się w późnym plejstocenie działania populacji ludzkich. Społeczności paleolitycznych łowców-zbieraczy, należące do różnych kręgów kulturowych, wykorzystywały zasoby megafauny, a polowania mogły przyczynić się do redukcji wielkości populacji i wymierania niektórych gatunków, przynajmniej na poziomie regionalnym.

## PALEOMAGNETYZM A BADANIA LESSOWEGO ARCHIWUM ZMIAN KLIMATU

### PALEOMAGNETISM AND STUDY OF CLIMATE ARCHIVE ENCLOSED IN THE LOESS

Jerzy NAWROCKI<sup>1</sup>, Andriy BOGUCKI<sup>2</sup>, Maria ŁANCZONT<sup>3</sup>, Olga ROSOWIECKA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jerzy.nawrocki@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Lwowski, Wydział Geografii, Doroszenki 41, 290000 Lviv, Ukraina.

<sup>3</sup> Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Zagospodarowania Przestrzennego, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin.

Dziesięciolecia badań paleomagnetycznych utworów lessowych nie przyniosły wyników porównywalnych z tymi, które otrzymano z równowiekowych osadów morskich i jeziornych. Struktura i czas wycieczek czwartorzędowego pola geomagnetycznego zostały określone dzięki badaniom skał wulkanicznych i skał osadowych środowisk wodnych. Podobnie granica epok magnetycznych Brunhesa i Matuyamy, a także ramy chronostratygraficzne okresów normalnej polarności w obrębie Matuyamy, nie są efektem badań utworów lessowych. Wprawdzie w utworach tych zidentyfikowano najważniejsze elementy zmian czwartorzędowego pola geomagnetycznego, a krzywe zmian podatności magnetycznej skorelowano ze zmianami klimatycznymi, jednak zapis wycieczek paleomagnetycznych okazał się tam niezmiernie rzadki, zwykle niepełny, a pozycja granicy Brunhes/ Matuyama w obrębie ram klimatostratygraficznych okazała się być zmienną. Przyczynami takiego stanu rzeczy są: nieciągłość sedymentacji lessowej, opóźnienie utrwalania pozostałości magnetycznej w górnej, nawodnionej strefie utworów lessowych, a także powstawanie wtórnych nośników namagnesowania (maghemit, pedogeniczny magnetyt). Większą frekwencję wycieczek paleomagnetycznych i brak efektu opóźnienia zapisu paleomagnetycznego zaobserwowano w profilach lessowych o zwiększonej zawartości frakcji ilastej. Z badanych profili ukraińskich takie cechy posiadały osady z odsłoneń Zahvizdja koło Halicza i Korolewo na Zakarpaciu, natomiast w Polsce – osady lessopodobne z nieistniejącego już odsłoneń Nowy Sącz – Załubińcze. Nie można wykluczyć, że profile śródgórskie cechuje też większa ciągłość sedymentacji. Analiza porównawcza zapisu paleomagnetycznego, przeprowadzona przez autorów dla dwóch odległych od siebie o ok. 100 km profili lessów vistuliańskich na Wyżynie Wołyńskiej – Torczyn i Równe, wykazała, że ich sedymentację modelowały czynniki regionalne, z niewielkim tylko wpływem czynników lokalnych. Większość cech obserwowanych na krzywych parametrów paleo- i petromagnetycznych sporządzonych dla tych odległych od siebie profili jest identyczna, co umożliwia ich bardzo precyzyjną korelację. Nie można jednak przy tym wykluczyć, że krzywe inklinacji i deklinacji magnetycznej były kształtowane również przez regionalne warunki klimatyczne (siła wiatru, wilgotność). Nowy obszar badań paleomagnetycznych, prowadzonych obecnie na szeroką skalę przez autorów, to analizy kierunków i wartości anizotropii podatności magnetycznej lessów, prowadzone na potrzeby rekonstrukcji parametrów dawnej cyrkulacji atmosferycznej. W ramach realizacji projektu określone będą kierunki i siła wiatru w poszczególnych chłodnych okresach czwartorzędu.

**PALEOŚRODOWISKOWE ZMIANY W ŚWIETLE ANALIZ  
PALEOBOTANICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH PÓŻNOVISTULIAŃSKICH  
I HOLOCENSKICH OSADÓW WĘGLANOWYCH  
W TORFOWISKACH OKOLIC ŁODZI**

PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES IN LIGHT OF THE GEOCHEMICAL  
AND PALAEOBOTANICAL ANALYZES OF LATE-VISTULIAN AND HOLOCENE  
CARBONATEOUS FORMATIONS IN PEATLANDS OF THE ŁÓDŹ REGION

Daniel OKUPNY<sup>1</sup>, Jacek FORYSIAK<sup>2</sup>, Ryszard BORÓWKA<sup>3</sup>, Anna FORTUNIAK<sup>2</sup>,  
Marek KLOSS<sup>4</sup>, Milena OBREMSKA<sup>5</sup>, Julita TOMKOWIAK<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Wydział Geograficzno-Biologiczny, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; danek\_1985@o2.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; jacekfor@interia.eu, geologia@geo.uni.lodz.pl.

<sup>3</sup> Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin; geologia@univ.szczecin.pl.

<sup>4</sup> Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego, Wydział Biologii i Nauk o Środowisku, ul. Wóycickiego 1/3, 01-938 Warszawa; m.kloss@wp.pl.

<sup>5</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; mobremska@twarda.pan.pl.

Z jednej strony powstawanie osadów węglanowych w zbiornikach akumulacji biogenicznej (jeziorach i torfowiskach) w późnym vistulianie i holocenie w centralnej Polsce wiąże się z odwapnieniem utworów budujących zlewnie tych obiektów. Z drugiej strony osady węglanowe w zbiornikach wodnych są wskaźnikiem specyficznego reżimu hydrologicznego, uwarunkowanego zanikiem wieloletniej zmarzliny. Badania osadów węglanowych wykonano w dziesięciu torfowiskach, z czego pięć jest genezy limnogenicznej (Żabieniec, Ner-Zawada, Świnice-Warckie, Saków, Ługi), trzy powstały w wyniku paludyfikacji podłoża mineralnego (Kopanicha, Polesie, Bartochów) oraz dwa reprezentują rzadko występujący w Polsce typ torfowisk źródłiskowych (Wardzyń I i II).

Geneza mis i stratygrafia wypełniających je osadów dla większości z wymienionych obiektów znajduje się pracy Forysiaka (2012). Wyniki analiz paleobotanicznych (palinologicznej i makroszczałków roślinnych) i geochemicznych porównano ze stanowiskami, które wcześniej doczekały się wielu opracowań, tj. Dolina Świętojanki I i II (Goździk, Konecka-Betley, 1992a, b; Balwierz, Goździk, 1997) oraz Witów Silne Błoto I i Witów Silne Błoto Wyspa Zachodnia (Wasylikowa, 1964, 2011).

Czynnikami decydującymi o wieku i ciągłości sedymentacji osadów węglanowych na badanym terenie były nie tylko zmiany klimatu w późnym vistulianie, lecz także bezpośrednia sedymentacja węglanowych skorupki mięczaków oraz lokalne uwarunkowania geologiczne i geomorfologiczne, których konsekwencjami były możliwości i sposoby zasilania mokradeł.

## Literatura

- BALWIERZ Z., GOŹDZIK J., 1997 — Paleośrodowiskowe zmiany w świetle analiz palinologicznych późnovistuliańskich osadów węglanowych. *Acta Univ. Lodz., Folia Geographica Physica*, **1**: 7–21.
- FORYSIAK J., 2012 — Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.*, **99**: 1–163.
- GOŹDZIK J., KONECKA-BETLEY K., 1992a — Późnovistuliańskie utwory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu Kopalni Bełchatów. Cz. I. Geneza i stratygrafia. *Rocz. Gleboznawcze*, **3/4**: 103–112.
- GOŹDZIK J., KONECKA-BETLEY K., 1992b — Późnovistuliańskie utwory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu Kopalni Bełchatów. Cz. II. Skład chemiczny i mineralny. *Rocz. Gleboznawcze*, **3/4**: 113–124.
- WASYLIKOWA K., 1964 — Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny*, **13**: 261–417.
- WASYLIKOWA K., 2011 — Wiek osadów spągowych torfowiska Silne Błoto koło Witowa w świetle analizy pyłkowej. Warsztaty Naukowe „Torfowiska w krajobrazie przekształconym – funkcjonowanie i ochrona”. Wawrzekowizna, 1–3 czerwca 2011 r.: 93–94.

## ZAPIS ZMIAN ŚRODOWISKOWYCH W OSADACH TORFOWISKA Z DOLINY GRABI (CENTRALNA POLSKA)

### RECORD OF THE PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES FROM THE GRABIA RIVER VALLEY MIRE (CENTRAL POLAND)

Dominik PAWŁOWSKI<sup>1</sup>, Ryszard K. BORÓWKA<sup>2</sup>, Grzegorz KOWALEWSKI<sup>3</sup>, Tomi P. LUOTO<sup>4,5</sup>,  
Krystyna MILECKA<sup>3</sup>, Liisa NEVALAINEN<sup>5</sup>, Daniel OKUPNY<sup>6</sup>, Mateusz PŁÓCIENNIK<sup>7</sup>,  
Julita TOMKOWIAK<sup>2</sup>, Tomasz ZIELIŃSKI<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Maków Polnych 16,  
61-606 Poznań; dominikp@amu.edu.pl, zielu@amu.edu.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Szczeciński, Wydziału Nauk o Ziemi, ul. A. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin;  
ryszard@uni.szczecin.pl.

<sup>3</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Dziegielowa 27,  
61-606 Poznań; milecka@amu.edu.pl, ichtys@amu.edu.pl.

<sup>4</sup> University of Helsinki, Department of Geosciences and Geography, P.O. Box 64, FI-00014 Finland;  
tomi.luoto@helsinki.fi.

<sup>5</sup> University of Jyväskylä, Department of Biological and Environmental Science, P.O. Box 35, 40014 Jyväskylä, Finland;  
liisa.e.nevalainen@jyu.fi.

<sup>6</sup> Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków;  
danek1985@tlen.pl.

<sup>7</sup> Uniwersytet Łódzki, Instytut Ekologii i Ochrony Środowiska, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź;  
mplociennik@outlook.com.

W celu rekonstrukcji zmian środowiskowych ostatnich 12 tys. lat oraz wybranych parametrów hydroklimatycznych z doliny Grabi (centralna Polska) przeanalizowano dane sedymentologiczne, paleobiologiczne i geochemiczne z osadów torfowiska dolinowego. Istotne było określenie wpływu wahań klimatycznych oraz czynników lokalnych na badane torfowisko. Wyniki analiz wskazują, że głównym motorem zmian w badanym ekosystemie oraz procesów geomorfologicznych w zlewni był klimat. Zrekonstruowana średnia temperatura lipca ogólnie jest zgodna ze znanymi trendami przytaczanymi w literaturze (m.in.: Płóciennik i in., 2011; Dzeduszyńska i in., 2014; Zawiska i in., 2015). Wahania klimatyczne i rozwój roślinności podczas późnego glacjału i holocenu istotnie wpłynęły na parametry hydrauliczne i wymiary koryta rzeki Grabia. Zidentyfikowano fazy aktywności fluwialnej Grabi, w tym epizody powodzi i wysokiego poziomu wód gruntowych, które skorelowano ze zmianami lokalnymi i regionalnymi. Wysoka czułość wskaźników paleobiologicznych, zwłaszcza wioślarek, na zmiany poziomu wody w zbiorniku pozwala na wiarygodną rekonstrukcję epizodów powodziowych. Częstotliwość i czas oscylacji hydroklimatycznych wykazują silne podobieństwo do zapisów z innych miejsc w Europie. Rekonstrukcje klimatyczne i lokalne zmiany siedliskowe w badanym stanowisku pozwoliły na wgląd w procesy hydrologiczne w dolinach rzecznych w późnym glacjału i holocenie, a wykorzystane metody badawcze mogą być skutecznymi narzędziami w rekonstrukcji i badaniu skutków zmian klimatu w obrębie środowisk rzecznych.

*Prace badawcze realizowano w ramach projektu badawczego NCN nr 2011/01/B/ST10/04905.*

### Literatura

- DZIEDUSZYŃSKA D.A., KITTEL P., PETERA-ZGANIACZ J., BROOKS S.J., KORZEŃ K., KRAPIEC M., PAWŁOWSKI D., PŁAZA D.K., PŁÓCIENNIK M., STACHOWICZ-RYBKAR., TWARDY J., 2014 — Environmental influence on forest development and decline in the Warta River valley (central Poland) during the Late Weichselian. *Quatern. Internat.*, **324**: 99–114.
- PŁÓCIENNIK M., SELF A., BIRKS H.J.B., BROOKS S.J., 2011 — Chironomidae (Insecta: Diptera) succession in Żabieniec bog and its palaeo-lake (central Poland) through the Late Weichselian and Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **307**: 150–167.
- ZAWISKA I., SŁOWIŃSKI M., CORREA-METRIO A., OBREMSKA M., LUOTO T., NEVALAINEN L., WOSZCZYK M., MILECKA K., 2015 — The response of a shallow lake and its catchment to Late Glacial climate changes — A case study from eastern Poland. *Catena*, **126**: 1–10.

## WCZESNOJURAJSKI EFEKT CIEPLARNIANY BYŁ PRZYSPIESZANY DESTRUKCJĄ LĄDOWEJ MATERII ORGANICZNEJ – ZAPIS Z MARGINALNO-MORSKICH UTWORÓW TOARKU POLSKI

THE EARLY JURASSIC GREENHOUSE EVENT WAS ACCELERATED BY DECOMPOSITION  
OF TERRESTRIAL ORGANIC MATTER – RECORD FROM THE TOARCIAN  
MARGINAL-MARINE DEPOSITS FROM POLAND

Grzegorz PIEŃKOWSKI<sup>1</sup>, Marta HODBOD<sup>1</sup>, Clemens V. ULLMANN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
grzegorz.pienkowski@pgi.gov.pl, marta.hodbod@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> University of Exeter, Camborne School of Mines and Environment and Sustainability Institute.

Wpływ klimatu na wegetację i kontynentalny rezerwuar węglowy charakteryzuje duża złożoność parametrów i wzajemnych zależności, których prawidłowe rozeznanie we współczesnych środowiskach jest utrudnione bardzo krótkim okresem obserwacji. Jednocześnie nieliczne są dane dotyczące przeszłości geologicznej, zwłaszcza geologii głębokiej. Wykonane studium na podstawie badania materii organicznej (kerogenu) lądowego pochodzenia w dolnotoarczych, marginalno-morskich mułowcach pozwala uzupełnić tę lukę poznawczą. Wczesny toark (ok. 183 mln lat temu) to czas zaistnienia jednego z najbardziej gwałtownych wydarzeń cieplarnianych w fanerozoiku (Dera, Donnadieu, 2012), związanego ze zwiększoną akumulacją węgla organicznego w ciemnych łupkach morskich i z zaburzeniami cyklu węglowego, charakteryzującymi się fluktuacjami składu izotopowego delta <sup>13</sup>C (Hesselbo i in., 2007). Fluktuacje te były powiązane z cyklami orbitalnymi Ziemi (Boulila i in., 2014) i dadzą się korelować w systemach morskich i atmosferycznych (lądowych), pozwalając na bardzo precyzyjną korelację chemostratygraficzną (Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Okazuje się, że podczas gdy w oceanach dopływy lekkiego izotopu węgla wiążą się z nasiloną sekwestracją materii organicznej w łupkach bitumicznych (warunki euksyniczne, haloklina) to osady w równowiekowym marginalno-morskim basenie na terenie Polski (Pieńkowski, 2004) są bardzo zubożone w materię organiczną pochodzenia lądowego. Wykonane palinodiagramy pozwoliły też odtworzyć wegetację roślinną, silnie powiązaną z cyklami węglowymi, co wskazuje na dobrą ich korelację z cyklami klimatycznymi. W palinofacjach związanych z silnymi zaburzeniami cyklu węglowego pojawia się większa frekwencja spor grzybów, maleje udział drewna, wzrasta (względnie) udział tkanki okrywowej roślin – kutikuli, co współcześnie jest związane z destrukcją rezerwuaru glebowego (Feng i in., 2008). Proporcje palinofacjalne i palinologiczne oraz zawartość kerogenu i cykle izotopowe węgla są ze sobą wzajemnie powiązane. Wzrost temperatury powyżej pewnego progu powodował nasilony rozkład najbardziej odpornej lądowej materii organicznej – drewna, wywołany przez grzyby. Prowadziło to do destrukcji kontynentalnego rezerwuaru węglowego i zwrotu do atmosfery w krótkim czasie znacznych ilości węgla. Był to mechanizm „pętli”, napędzający efekt cieplarniany i tłumaczący, dlaczego kolejne cykle izotopowe wykazują coraz większą amplitudę. Między cyklami ilość materii organicznej nieco rośnie, co wskazuje na jej sekwestrację. Oprócz samego uwalniania materii organicznej pochodzenia lądowego bardzo istotne znaczenie miał krótki czas tych ekspulsji, co było kluczowym czynnikiem gwałtownych wydarzeń cieplarnianych skorelowanych z zaburzeniami izotopowymi węgla. Dodatkowym dowodem na taki mechanizm nasilania rozkładu lądowego kerogenu jest bardzo dokładna korelacja wydarzeń izotopowych ze wskaźnikami utlenienia tego kerogenu (indeks OI uzyskany z analizy pirolitycznej Rock Eval 6). Obliczono, że budżet węglowy w czasie toarczego wydarzenia cieplarnianego został w istotny sposób zmieniony, a brak znaczącej sekwestracji lądowego kerogenu i jego rozkład jeszcze na lądzie dodatkowo napędzał ocieplenie klimatu. Uzyskane wyniki pozwalają lepiej zrozumieć mechanizmy podobnych wydarzeń, mogą się też przyczynić do pogłębienia debaty o możliwych skutkach obecnego antropogenicznego wpływu na klimat oraz możliwości kaskady czynników wywołanych zanikiem sekwestracji węgla w liczącym się w bilansie węglowych rezerwuarze kontynentalnym (glebowym) i uwolnieniem tego węgla do atmosfery (Davidson, Janssens, 2006).

*Prezentację przygotowano w ramach projektu finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki na podstawie decyzji nr DEC-2012/06/M/ST10/00478. Niniejszy projekt jest wkładem w program IGCP 632 „Continental Crises of the Jurassic”.*

## Literatura

- BOULILA S., GALBRUNA B., HURETC E., HINNOVD L.A., ROUGETE I., GARDINE S., BARTOLINIF A., 2014 — Astronomical calibration of the Toarcian Stage: Implications for sequence stratigraphy and duration of the early Toarcian OAE. *Earth Planet Sci. Lett.*, **386**: 98–111.
- DAVIDSON E.A., JANSSENS I.A., 2006 — Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, **440**: 165–173.
- DERA G., DONNADIEU Y., 2012 — Modeling evidences for global warming, Arctic seawater freshening, and sluggish oceanic circulation during the Early Toarcian anoxic event. *Paleoceanography*, **27**, PA2211. Doi:10.1029/2012PA002283.
- FENG X., SIMPSON A.J., WILSON K.P., WILLIAMS D.D., SIMPSON M.J., 2008 — Increased cuticular carbon sequestration and lignin oxidation in response to soil warming. *Nature Geoscience*, **1**: 836–839.
- HESELBO S.P., JENKYNS H.C., DUARTE L.V., OLIVEIRA L.C.V., 2007 — Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth Planet Sci. Lett.*, **253**: 455–470.
- HESELBO S.P., PIENKOWSKI G., 2011 — Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic, Polish Basin). *Earth Planet Sci. Lett.*, **301**: 365–372.
- PIENKOWSKI G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **12**: 1–154.

## BASEN POLSKI JAKO PRZYKŁAD ZAPISU ZMIAN PALEOŚRODOWISKA WE WCZESNEJ KREDZIE

### POLISH BASIN AS AN EXAMPLE OF EARLY CRETACEOUS PALEOENVIRONMENT CHANGES RECORD

Izabela PLOCH

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
izabela.ploch@pgi.gov.pl.

Zapis paleośrodowiska epikontynentalnego basenu polskiego jest jednym z istotnych elementów badań nad zmianami paleoklimatu we wczesnej kredzie. Basen polski był częścią centralnoeuropejskiego basenu z okresowymi wpływami oceanu Tetydy (połączenie na południu) i morza borealnego (połączenie na północy). Takie położenie pozwala nie tylko na korelację między Tetydą a basenem borealnym, na badania migracji ich fauny, lecz również na znalezienie zapisu zmian paleośrodowiska, które mogłyby być związane z ze zmianami w powiązanych basenach. Dominacja silikoklastycznej sedymentacji w centralnej i północno-zachodniej części basenu polskiego sprzyjała bardzo dobremu zachowaniu materiału badawczego. Badania muszli mięczaków potwierdziły, że zachowany aragonit, z którego są zbudowane, nie podlegał rekrytalizacji i większość zawartego w nich zapisu może być pierwotna (Ploch, 2007). Obecność tak zachowanego materiału stwarza unikatowe możliwości badawcze paleośrodowiska basenu polskiego. Ostatnie badania prowadzone na bazie materiału z wierceń w dawnym odsłonięciu w Wąwale (niecka tomaszowska), skupiające się głównie na analizach geochemicznych, wnoszą dodatkowe elementy do analizy paleośrodowiska basenu polskiego (Morales i in., 2015), które z pewnością powinny być kontynuowane na większym obszarze, żeby uzyskać bardziej kompletny obraz zmian.

#### Literatura

- MORALES C., KUJAU A., SPANGENBERG J.E., MUTTERLOSE J., HEIMHOFER U., ADATTE T., PLOCH I., FÖLLMI K.B., 2015 — Palaeoenvironmental change through the onset of the Valanginian carbon-isotope excursion: Evidence from the Polish Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **426**: 183–198.
- PLOCH I., 2007 — New approach on the late Valanginian ammonite habitat in the Polish basin. *W*: Abstract volume 7<sup>th</sup> International Symposium Cephalopods – Present and Past. September 14–16, 2007, Sapporo, Japan.

## KLIMATYCZNY I ŚRODOWISKOWY WYMIAR WZMOŻONEJ REZYNOZY – PRZYCZYNY POWSTANIA BOGATYCH ZŁÓŻ BURSZTYNU BAŁTYCKIEGO

INTENSE RESINOSIS IN THE CLIMATIC AND ENVIRONMENTAL RECORD –  
A REASON OF ORIGIN OF ABUNDANT BALTIC AMBER DEPOSITS

Barbara SŁODKOWSKA, Jacek R. KASIŃSKI

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

Badania prowadzone w obszarach występowania bursztynu bałtyckiego (sukcynitu) na obszarze sambijskim (Słodkowska, 2008), lubelskim (Kasiński, Tołkanowicz, 1999) i Wołynia (Kosmowska-Ceranowicz i in., 2015), przyczyniły się do określenia wieku osadów bursztynonośnych i wyznaczyły zasięg zbiornika morskiego późnego paleogenu. Wykonane rekonstrukcje paleoflorystyczne i paleogeograficzne dostarczyły informacji o paleoklimacie i posłużyły do wyjaśnienia warunków facjalnych i akumulacji żywic kopalnych w osadach bursztynonośnych. Stwierdzony diachronizm nagromadzeń bursztynu wynika z depozycji osadów bursztynonośnych w facjach regresywnych.

Bursztyń bałtycki powstał w epoce eocenu (55,8–33,9 mln lat temu), kiedy wschodnią część Nizy Europejskiego pokrywało niegłębokie morze epikontynentalne, stanowiące wschodnią część paleobasenu Morza Północnego z łańcuchem wysp w osiowej części zbiornika. Na obszarze Polski morze to sięgało po północną Lubelszczyznę. Brzegi tego morza zarówno od północnego wschodu (obszar Fennoskandii), południowego wschodu (obszar Wołynia), jak i od południa (blok małopolski) były porośnięte bujnym wielogatunkowym lasem. W tropikalnym i subtropikalnym klimacie musiały rosnąć tam drzewa wytwarzające ogromne ilości żywicy, z której na skutek procesów bio- i geochemicznych utworzył się bursztyń.

W paleogenie obszar niżowej części Polski znajdował się w strefie marginalnej rozległego basenu Morza Północnego. W eocenie rozwijały się osady strefy litoralnej, z którymi są związane złoża bursztynu bałtyckiego. Złoża i nagromadzenia redeponowanego bursztynu bałtyckiego są związane z osadami różnego wieku (od środkowego eocenu do dziś).

Stratygrafia eocenu opiera się na wydarzeniach klimatycznych. Początek eocenu określa *Paleocene–Eocene Thermal Maximum* (PETM) na granicy paleocenu i eocenu. We wczesnym eocenie zaznacza się kolejne optimum klimatyczne – *Early Eocene Climatic Optimum* (EECO). Panował wówczas stabilny, bardzo ciepły klimat, sprzyjający rozwojowi zróżnicowanych gatunkowo tropikalnych i subtropikalnych lasów bursztynodajnych, w których skład wchodziły: cyprysy, sekwoje, cedry, sośnice, modrzewniki, a także palmy, magnolie, tulipanowce, akacje, orzechowate, buki, dęby, wiązy, araliowate, różowate, *etc.*

Kluczowym warunkiem dla powstawania lasów bursztynodajnych, producentów żywicy – prekursorów sukcynitu – były właśnie warunki klimatyczne. Od lutetu następowało stopniowe globalne ochłodzenie, będące zapewne główną przyczyną wzmoczonego żywicowania (rezynozy) drzew bursztynodajnych. Obfita produkcja żywicy dała początek bogatym złożom bursztynu na obszarze Europy Środkowej. „Pierwotne” złoża bursztynu bałtyckiego występują dziś w strefie litoralnej wzdłuż wschodniego i południowego wybrzeża morza eoceńskiego. Do największych należą złoża sambijskie, chłapowskie, północnej Lubelszczyzny i złoża wołyńskie. Nagromadzenia bursztynu występujące w osadach środkowego i górnego eocenu (bartonu i priabonu) mogą być korelowane z poziomami dinocystowymi D11–D12 (Słodkowska, 2008). Ponieważ najstarsze osady bursztynonośne należą do bartonu, to czynnik powodujący wzmoczone żywicowanie (gwałtowne ochłodzenie?, intensywna działalność wulkaniczna?) musiał zaistnieć już wcześniej, prawdopodobnie w lutecie (Słodkowska i in., 2013).

### Literatura

KASIŃSKI J.R., TOŁKANOWICZ E., 1999 — Amber in the Northern Lublin Region – origin and occurrence. *W: Investigations into amber* (red. B. Kosmowska-Ceranowicz, H. Paner): 41–51. The Archeological Museum in Gdańsk, Gdańsk.

- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., KWIATKOWSKA K., SZCZEPANIAK K., MAĆKOWSKA R., PIELIŃSKA A., KRAMARSKA R., SŁODKOWSKA B., KASIŃSKI J., ZGLINICKI K., GOZHUK P.F., GALETSKIY L.S., REMEZOVA O.O., OKHOLINA T.V., YAREMENKO O.V., MATSUI V.M., GERMAN T.V., KOMLEV O.O., KOVALEVICH L.A., 2015 — Szlaki bursztynowe. Naukowo-metodyczne podstawy racjonalnego wykorzystania złóż bursztynu. Polsko-ukraiński wspólny projekt badawczy na lata 2015–2016. Założenia projektu (w druku).
- SŁODKOWSKA B., 2008 — Palynostatigraphy of Paleogene deposits from the Yantarnyy P-1 profile (Sambian Peninsula, Russia). Abstract volume: 12th International Palynological Congress and 8th International Organisation of Palaeobotany Conference. Bonn, Germany, August 30–September 5, 2008: 250–260. Terra Nostra Schriften der GeoUnion Alfred-Wegener Stiftung.
- SŁODKOWSKA B., KRAMARSKA R., KASIŃSKI J.R., 2013 — The Eocene Climatic Optimum and the formation of the Baltic amber deposits. *W*: International Amber Researcher Symposium. Amber. Deposits-Collections-The Market. Gdańsk, Poland, 22–23.03.2013: 28–32.

## NOWE DANE PALEOKLIMATYCZNE Z PROFILU FERDYNANDÓW 2011 NA STANOWISKU STRATOTYPOWYM

### NEW PALAEOCLIMATIC DATA FROM PROFILE FERDYNANDÓW 2011 OF THE STRATOTYPE SITE

Renata STACHOWICZ-RYBKA<sup>1</sup>, Irena A. PIDEK<sup>2</sup>, Marcin ŻARSKI<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. W. Szafera, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;  
r.stachowicz@botany.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, al. Kraśnicka 2c/d, 20-718 Lublin;  
i.pidek@poczta.umcs.lublin.pl.

<sup>3</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
marcin.zarski@pgi.gov.pl.

Na stratotypowym stanowisku w Ferdynandowie w 2011 r. wykonano wiercenie i pobrano rdzeń z pełną sekwencją glacialno-interglacialnych osadów jeziornych. Ponowne, wysokorozdzielcze opracowanie profilu z Ferdynandowa nowoczesnymi, multidyscyplinarnymi metodami pomogło rozstrzygnąć problem obecności wahnień stadialno-interstadialnych, charakterystycznych dla okresów zlodowaceń pomiędzy dwiema jednostkami ciepłymi. Dotychczasowe wyniki badań paleobotanicznych wskazują, że w osadach z Ferdynandowa 2011 są reprezentowane dwa ocieplenia rangi interglacialnej (Pidek, 2015) i zgodnie z podziałem klimatostratygraficznym są to jednostki ciepłe F1 i F2, przedzielone ochłodzeniem/ zlodowaceniem F1/2. W obrębie jednostki F1/2 Pidek (2015) wydzieliła wahnienie interstadialne. Słabo wyrażony charakter tego ochłodzenia w diagramie pyłkowym ze starego profilu, Ferdynandów B (Janczyk-Kopikowa, 1975, 1991), przypuszczalnie jest związany z kompakcją osadów i nie dość gęstym pobraniem próbek. Korelacja wyników analizy palinologicznej i makroszczątków roślin z wykształceniem osadów pozwoliła na bardziej precyzyjne odtworzenie charakteru roślinności i paleoklimatu.

W diagramach z Łukowa i Ferdynandowa (Pidek, 2013, 2015; Stachowicz-Rybka, 2015) wyróżniono odpowiadające sobie poziomy pyłkowe i makroszczątków roślin oraz skorelowano je z nowym podziałem sukcesji ferdynandowskiej zaproponowanym przez Mamakową (2003).

W starszym okresie interglacialnym F1 najbardziej termofilne taksony wyróżnione metodą makroszczątków roślin, *Najas minor* i *N. marina*, sugerują zakres temperatur na poziomie od +18 do +15°C<sub>T<sub>m</sub>Jul</sub> (Aalbersberg, Litt, 1998). Metodą współczesnych analogów pyłkowych dla profili w Łukowie i Zdanach (Pidek, Poska, 2013) temperaturę najcieplejszego miesiąca dla tego okresu szacuje się na poziomie T<sub>m</sub>Jul do +19°C. Okres F2 charakteryzuje się rozwojem zbiorowisk wodnych, z licznymi elementami termofilnymi, takimi jak: wymarły gatunek *Brasenia borysthenica* (dla *B. schreberi* Tobolski (1991) przyjmuje od +20 do +21°C<sub>T<sub>m</sub>Jul</sub>), wymarły gatunek *Aldrovanda borysthenica* (dla *A. vesiculosa* Aalbersberg i Litt (1998) przyjmują +18°C<sub>T<sub>m</sub>Jul</sub>) oraz *Cyperus glomeratus* (+20°C<sub>T<sub>m</sub>Jul</sub>, Aalbersberg, Litt, 1998). W obrębie wczesnego glacialu sanu 2 zaznacza się interstadiał, w czasie którego ponownie zapanowały borealne lasy. Średnia temperatura lipca dla występujących wtedy *Myriophyllum spicatum*, *M. verticillatum*, *Eleocharis palustris* czy *Hippuris vulgaris* wskazuje na temperaturę +10°C<sub>T<sub>m</sub>Jul</sub> (Aalbersberg, Litt, 1998), a *Potamogeton praelongus* – nawet +8°C<sub>T<sub>m</sub>Jul</sub> (Kolstrup, 1980). Średnia temperatura lipca wyliczona metodą współczesnych analogów pyłkowych w profilach w Łukowie i Zdanach (Pidek, Poska, 2013) wynosi dla tego okresu ok. +12°C.

*Badania wykonano w ramach projektu NCN nr NN 307 039 940 w latach 2011–2014.*

### Literatura

- AALBERSBERG G., LITT T., 1998 — Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian. *J. Quatern. Sci.*, **13**, 5: 367–390.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1975 — Flora interglacialu mazowieckiego w Ferdynandowie. *Biul. Inst. Geol.*, **290**: 5–94.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1991 — The Ferdynandów Interglacial in Poland. *Kwart. Geol.*, **35**, 1: 71–80.
- KOLSTRUP E., 1980 — Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30,000 BP and 13,000 BP, with special reference to the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32**, 15: 181–253.

- MAMAKOWA K., 2003 — Plejstocen. *W: Palinologia* (red. S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska): 235–266. Wyd. IB PAN, Kraków.
- PIDEK I.A., 2013 — Pollen-based vegetation and climate reconstruction of the Ferdynandovian sequence from Łuków (E Poland). *Acta Palaeobot.*, **53**, 1: 115–138.
- PIDEK I.A., 2015 — New pollen-based vegetation reconstruction of the Ferdynandovian sequence from the stratotype site in Ferdynandów (central-eastern Poland): a palynostratigraphic approach. *Acta Palaeobot.*, **55**, 1: 53–66.
- PIDEK I.A., POSKA A., 2013 — Pollen based quantitative climate reconstructions from the Middle Pleistocene sequences at Łuków and Zdany (E Poland): species and modern analogues based approach. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **192**: 65–78.
- STACHOWICZ-RYBKA R., 2015 — Record of environmental and climatic changes in middle Pleistocene sediments from Łuków (eastern Poland) on the basis of plant macroremains analysis. *Acta Palaeobot.*, **55**, 1: 67–91.
- TOBOLSKI K., 1991 — Biostratygrafia i paleoekologia interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły rejonu konińskiego. *W: Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek* (red. W. Stankowski): 45–87. Wyd. Uniw. A. Mickiewicza, Poznań.

## GŁĘBOKA RELIKTOWA WIECZNA ZMARZLINA W REJONIE SUWALSKIEGO MASYWU ANORTOZYTOWEGO (SMA) – OBSZAR WYSTĘPOWANIA ORAZ GENEZA

THE DEEP-SEATED RELICT PERMAFROST FROM THE AREA  
OF SUWALKI ANORTHOSITE MASSIF (SAM) – SPATIAL DISTRIBUTION AND GENESIS

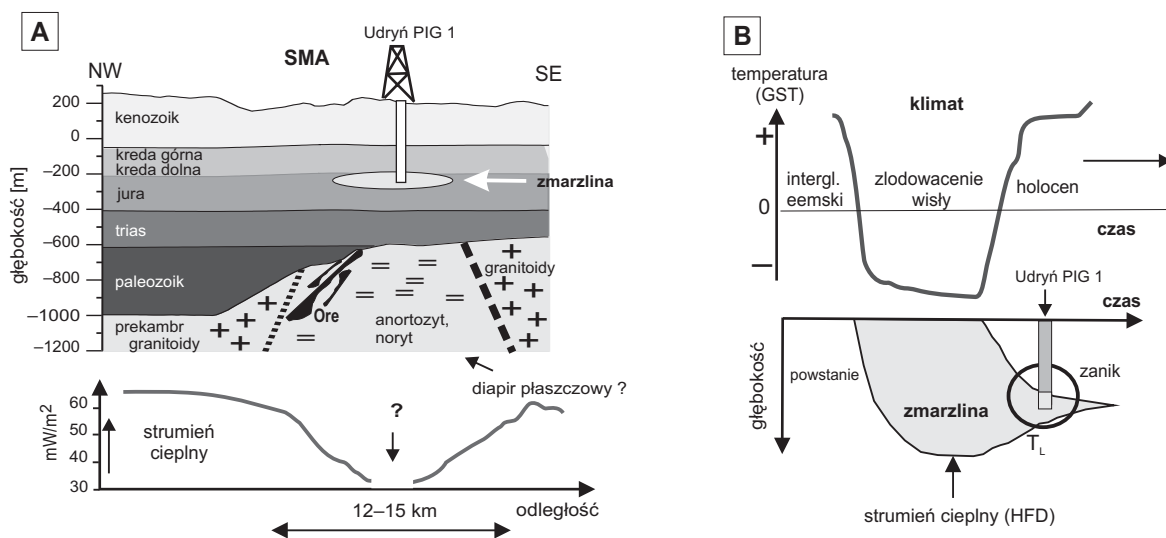
Jan SZEWCZYK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
jan.szewczyk@pgi.gov.pl.

Odkrycie w lipcu 2010 r. na obszarze suwalskiego masywu anortozytowego (SMA) na głębokości od 357 do co najmniej 450 m głębokiej reliktywnej zmarzliny potwierdziło hipotezę, że takie zjawiska mogą pozostawać dotychczas nieodkryte nie tylko na obszarze centralnej Europy (Szewczyk, Nawrocki, 2011). Ze względu na ograniczoną głębokość otworu wiertniczego do 450 m głębokość spągu zmarzliny pozostaje nieznaną. Wyniki wykonanych modeli geotermicznych wskazują jednak, że obecna głębokość spągu zmarzliny może sięgać od 470 do 500 m – przy jej maksymalnej miąższości pod koniec okresu LGM wynoszącej od 650 do 700 m. Zmarzlina znajduje się obecnie na etapie przemiany fazowej lód–woda w temperaturze ok.  $-0,25^{\circ}\text{C}$ , odpowiadającej obecnym warunkom termodynamicznym jej istnienia w obrębie utworów kredy dolnej, tj. ciśnienia złożowego oraz składu chemicznego przeobrażonych kriogenicznie wód podziemnych tej formacji.

Stwierdzona obecność głębokiej reliktywnej zmarzliny jest rzadkim przypadkiem niezwykle głębokiego występowania jej stropu, czego przyczyną zdaniem autora jest bardzo duża amplituda średniej temperatury klimatycznej omawianego obszaru Niżu Polskiego między okresem zlodowacenia wisły, i panującym tu klimatem peryglacjalnym, a średnią temperaturą holocenu. Obliczona na podstawie danych termicznych z głębokich otworów wiertniczych z tego obszaru wartość amplitudy temperatury strefy przypowierzchniowej (GST) wynosi tu ok.  $+18,1 \pm 2,36^{\circ}\text{C}$ . Jest to główny powód dla którego proces zaniku lodu następował tu w zdecydowanie większym stopniu do strony powierzchni ziemi (*vide* fig. 1B). Istniejąca zmarzlina powstała w całości w okresie zlodowacenia wisły.

Powstanie zmarzliny o znacznej miąższości było efektem nie tylko niskiej średniej temperatury ostatniego glacjału, lecz także bardzo niskiej wartości ziemskiego strumienia ciepłego skał masywu anortozytowego.



**Fig. 1. A.** Występowanie zmarzliny na tle przekroju geologicznego  
**B.** Schemat procesu powstawania i zaniku zmarzliny

Na figurze 1 w sposób przybliżony przedstawiono warunki występowania zmarzliny na tle przekroju geologicznego (A) oraz w sposób schematyczny zaprezentowano proces powstawania oraz zaniku zmarzliny (B).

Następstwem powstania zmarzliny są zarówno obserwowane wyraźne zmiany składu chemicznego wód podziemnych, związane z ich przemianami kriogenicznymi, jak i zdecydowana zmiana właściwości fizycznych skał, towarzysząca przemianom fazowym lód–woda. Ustalono m.in., że z obecnością wiecznej zmarzliny jest związana ujemna grawimetryczna anomalia Bouguera, określana jako anomalia Szypliszek, uznawana wcześniej za nierozwiązaną zagadkę przyrodniczą. Analiza danych geofizycznych wskazuje na możliwość istnienia zmarzliny na obszarze sięgającym nawet 50 km<sup>2</sup>.

Bardzo prawdopodobne jest występowanie podobnych stref relikтового permafrostu również na innych obszarach platformy prekambryjskiej, nie tylko na obszarze Polski, lecz również w krajach sąsiednich.

## Literatura

SZEWCZYK J., NAWROCKI J., 2011 — Deep-seated relict permafrost in northeastern Poland. *Boreas*, **10**, 40: 385–388.

## WIEK OSADÓW DELT GLACIOFLUWIALNYCH I ZASTOISKOWYCH Z POŁUDNIOWEGO BAŁTYKU W ŚWIECIE DATOWANIA METODĄ OSL

### AGE OF GLACIOFLUVIAL AND PROGLACIAL LAKE DEPOSITS FROM SOUTHERN BALTIC SEA IN THE LIGHT OF DATINGS BY OSL METHOD

Szymon UŚCINOWICZ<sup>1</sup>, Grzegorz ADAMIEC<sup>2</sup>, Andrzej BLUSZCZ<sup>2</sup>, Wojciech JEGLIŃSKI<sup>1</sup>,  
Leszek JURYS<sup>1</sup>, Regina KRAMARSKA<sup>1</sup>, Grażyna MIOTK-SZPIGANOWICZ<sup>1</sup>,  
Urszula PĄCZEK<sup>1</sup>, Natalia PIOTROWSKA<sup>2</sup>, Grzegorz PORĘBA<sup>2</sup>, Piotr PRZEZDZIECKI<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk; szymon.uscinowicz@pgi.gov.pl, wojciech.jeglinski@pgi.gov.pl, leszek.jurys@pgi.gov.pl, regina.kramarska@pgi.gov.pl, grazyna.szpiганowicz@tlen.pl, urszula.paczek@pgi.gov.pl, piotr.przezdziecki@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; grzegorz.adamiec@polsl.pl, andrzej.bluszcz@polsl.pl, grzegorz.poreba@polsl.pl.

Celem pracy była próba określenia metodą OSL wieku osadów piaszczysto-żwirowych delt glaciofluwialnych z Ławicy Słupskiej oraz mulkowo-piaszczystych osadów zastoiskowych z przedpola delt, a w rezultacie dostarczenie nowych danych o czasie deglacjacji obszaru południowobałtyckiego.

Przedmiotem badań były osady z czterech rdzeni z dwóch delt glaciofluwialnych z Ławicy Słupskiej oraz osady zastoiskowe z trzech rdzeni z obszaru pomiędzy Ławicą Słupską a wybrzeżem polskim. Przed poborem rdzeni przeprowadzono szczegółowe profilowanie sejsmoakustyczne i sonarowe. Rdzenie osadów pobrano 6-metrową sondą wibracyjną do wkładów z PCV. Opis makroskopowy rdzeni wykonano (jak i pobrano próbki do datowań metodą OSL) w zaciemnionym laboratorium w świetle pomarańczowym. Granica pomiędzy piaskami morskimi a osadami glaciofluwialnymi i zastoiskowymi została wstępnie określona w czasie poboru próbek na podstawie obecności muszli małży morskich i reakcji osadu z HCl. Datowania OSL wykonano dla 22 próbek osadów uznanych za glaciofluwialne oraz 11 próbek osadów zastoiskowych. Ponadto dla próbek z górnych części rdzeni wykonano analizy składu mineralno-petrograficznego, datowania radiowęglowe muszli oraz zawartości cezu-137, w celu określenia zasięgu współczesnej redepozycji osadów w czasie sztormów i doprecyzowania granicy pomiędzy osadami morskimi a glaciofluwialnymi. Dla osadów zastoiskowych wykonano też ekspertyzowe analizy palinologiczne.

W trzech rdzeniach (17 próbek) z delt glaciofluwialnych wiek osadów zawierał się w przedziale od 3,76 do 11,13 ka BP, co wskazuje, że osady te prawdopodobnie były redeponowane w czasie holocenijskiej transgresji morskiej i częściowo eksponowane na światło słoneczne (wyzerowane). W jednym z rdzeni (S 2-2), wiek osadów wynosił w kolejnych próbkach (poczynając od stropu osadów glaciofluwialnych): 9,17; 13,06; 14,26; 19,51 i 15,19 ka BP. Wiek najwyższej próbki został prawdopodobnie odmłodzony w czasie holocenijskiej transgresji. Również wiek dwóch kolejnych próbek jest zapewne odmłodzony, gdyż 14–13 ka BP czoło lądolodu znajdowało się w południowo-zachodniej Szwecji w rejonie Olandii Gotlandii (Johnsen i in., 2009). Natomiast luminescencja w osadzie datowanym na 19,51 ka BP nie została całkowicie wygaszona w czasie depozycji. Wiek delt glaciofluwialnych Ławicy Słupskiej najprawdopodobniej wynosi ok. 15 ka BP, co odpowiadałoby fazie Central Skåne (Houmark-Nielsen, 2008). Postój lądolodu na Ławicy Słupskiej miałby wobec tego miejsce w okresie ochłodzenia klimatu ok. 15 ka BP (Alley, 2004).

Wiek osadów zastoiskowych mieści się w dwóch przedziałach wiekowych – od 115,35 do 31,56 ka BP i od 13,33 do 10,23 ka BP. Są to więc osady albo dwóch różnowiekowych zastoisk, albo luminescencja w osadach należących do starszego przedziału nie została całkowicie wygaszona w czasie krótkiego transportu w wodzie z dużą ilością zawiesiny. Profile sejsmoakustyczne i rdzenie osadów wskazują, że osady młodszej grupy nie były redeponowane, tak więc wyniki datowania OSL wskazują, że są to osady zbiorników proglacialnych przetrwałych w obniżeniach terenu (dna) po zaniku dużego zastoiska istniejącego przed czołem lądolodu fazy Ławicy Słupskiej.

**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.
- HOUMARK-NIELSEN M., 2008 — Testing OSL failures against a regional Weichselian glaciation chronology from southern Scandinavia. *Boreas*, **37**: 660–677.
- JOHNSEN T.F., ALEXANDERSON H., FABEL D., FREEMAN S.P.H.T., 2009 — New <sup>10</sup>Be cosmogenic ages from the Vimmerby moraine confirm the timing of Scandinavian Ice Sheet Deglaciation in southern Sweden. *Geogr. Ann.*, **91A**, 2: 113–120.

**ZMIANY ŚRODOWISKOWO-KLIMATYCZNE W OSADACH  
MEGAFACJI GĄBKOWEJ PRZY GRANICY OKSFORDU I KIMERYDU  
NA WYŻNIE WIELUŃSKIEJ NA PODSTAWIE DANYCH  
PALEOBIOLOGICZNYCH**

PALAEOBIOGEOLOGICAL FACTORS AS A CLUE FOR RECOGNITION  
OF THE ENVIRONMENTAL/CLIMATIC CHANGES AT THE OXFORDIAN/KIMMERIDGIAN  
BOUNDARY IN THE SPONGE MEGAFACIES DEPOSITS OF THE WIELUŃ UPLAND  
(CENTRAL POLAND)

Andrzej WIERZBOWSKI<sup>1</sup>, Bronisław A. MATYJA<sup>2</sup>, Jolanta SMOLEŃ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
andrzej.wierzbowski@pgi.gov.pl, jsmo@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;  
matyja@uw.edu.pl.

Dotychczasowe badania wykonywane w celu wyznaczenia jednolitej granicy oksfordu i kimerydu dla sukcesji borealnej, subborealnej i submedyterańskiej w Europie koncentrowały się zwłaszcza na przeprowadzeniu precyzyjnej korelacji pomiędzy poszczególnymi podziałami opartymi na następstwie poziomów amonitowych dla różnych prowincji biogeograficznych. Przeprowadzone ostatnio badania (profile Katarowej Góry i Bobrowników na Wyżynie Wieluńskiej) wykazały, że omawiana granica przebiega w pobliżu granicy dwóch submedyterańskich poziomów amonitowych – Hypselum i Bimammatum oraz dostarczyły nowych danych o zmianach w składzie kilku grup organicznych. Zmiany te zdają się być związane ze zmianami środowiska i klimatu, a dodatkowo mogą być korelowane ze zmianami parametrów geochemicznych, co jest tematem osobnej prezentacji.

Badane osady są reprezentowane przez uławiczone wapienie i wapienie margliste należące do megafacji gąbkowej, charakterystycznej dla głęboko nerytycznego środowiska północnego szelfu oceanu Tetys. Występujące tu fauny amonitowe mają głównie charakter submedyterański, lecz spotyka się tu także, w niektórych przedziałach stratygraficznych, amonity borealne (*Cardioceratidae*: *Amoeboceras*) i małże borealne (*Buchia*) oraz amonity subborealne (*Aulacostephanidae*). Obserwowane zmiany w zespołach faunistycznych mają zarówno charakter zmian krótko-, jak i długookresowych, zwłaszcza te ostatnie (skomentowane poniżej) są tu szczególnie dobrze widoczne.

Wyraźne maksimum w występowaniu zimnolubnych faun borealnych i subborealnych jest obserwowane w środku dolnej części sukcesji (ok. 6–7-metrowej grubości) poziomu Hypselum najwyższego oksfordu – wokół tzw. warstwy amoebocerasowej, w której ponad 70% liczby okazów amonitów stanowią borealne kardioceratidy. Inny przedział stratygraficzny o podobnej grubości, reprezentujący znaczny wzrost liczby borealnych i subborealnych amonitów, został rozpoznany w górnej części poziomu Hypselum. Badane osady wykazały także występowanie zespołów radiolarii – głównie pochodzenia tetydzkiego, chociaż w warstwie amoebocerasowej spotyka się dodatkowo borealne radiolarie z rodzaju *Paravicingula*, szeroko rozprzestrzenione w północnej części platformy rosyjskiej. Występowanie borealnych i subborealnych zespołów amonitów w osadach doby Hypselum późnego oksfordu wskazuje na działanie prądów morskich, które dodatkowo przynosiły wody bogate w składniki odżywcze, co powodowało bujny rozwój planktonicznych zespołów radiolarii. Aktywność tych prądów płynących wzdłuż istniejących połączeń morskich pomiędzy północnymi i południowymi obszarami Europy była stymulowana kontrastami klimatycznymi, które zaznaczały się wyraźnie w późnym oksfordzie. Rozpoznane zmiany w ilości drobnego materiału silikoklastycznego, która jest wyraźnie wyższa w dolnej części badanej sukcesji i ogólnie maleje ku górze, wykazuje jednocześnie wzrosty wartości w przedziałach, w których szczególnie obficie są reprezentowane formy borealne i subborealne, co pozostaje w ogólnej zgodności z podaną interpretacją.

Znaczna zmiana zespołów faunistycznych przypada w górnej części badanej sukcesji w osadach najniższego kimerydu (poziom Bimammatum). Wyraża się ona spadkiem ilości zimnolubnych form

borealno-subborealnych oraz następującą wyraźną dominacją ciepłolubnych amonitów submedyterańskich (Oppeliidae). Zmiana ta jest szczególnie widoczna powyżej regionalnej powierzchni nieciągłości. Powierzchnia ta stymulowana przez szersze zjawiska tektoniczne, jest dobrze rozpoznana na obszarach północnej Europy przy granicy oksfordu i kimerydu, gdzie rozdziela dwa wyraźnie skontrastowane środowiskowo zespoły faunistyczne. Dominujące Oppeliidae są reprezentowane przez małe formy o nekto-pelagicznym trybie życia. Ich obecność razem z radiolariami o tetydzkim charakterze wskazuje nie tylko na żyzne w składniki odżywcze wody, lecz także na większe rozwarstwienie wód i częściowo anoksyiczne warunki panujące przy dnie. Obserwacje te są zgodne z ogólnym wzrostem udziału biogenicznego fosforu i spadkiem proporcji Th : U, w porównaniu z podścielającymi osadami oksfordu.

*Wykonano w ramach projektu badawczego NCN (2012/05/B/ST 10/02121).*

**ENVIRONMENTAL CHANGES AT THE MIDDLE–LATE JURASSIC  
TRANSITION – A COMPARISON OF  $\delta^{18}\text{O}$  DATA OF FOSSILS FROM EUROPEAN  
MARINE BASINS AND PRELIMINARY CLUMPED ISOTOPE DATA  
FROM THE RUSSIAN PLATFORM**

ZMIANY ŚRODOWISKOWE NA PRZEŁOMIE JURY ŚRODKOWEJ I PÓŹNEJ – PORÓWNANIE  
WARTOŚCI  $\delta^{18}\text{O}$  SKAMIENIAŁOŚCI Z BASENÓW MORSKICH EUROPY I WSTĘPNYCH  
DANYCH O SKŁADZIE „CLUMPED ISOTOPES” Z PLATFORMY ROSYJSKIEJ

Hubert WIERZBOWSKI<sup>1</sup>, Ulrike WACKER<sup>2</sup>, Jens FIEBIG<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Polish Geological Institute – National Research Institute, Rakowiecka 4, 00-975 Warsaw, Poland;  
hubert.wierzbowski@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Goethe University-Frankfurt, Altenhöferallee 1, 60487 Frankfurt, Germany;  
u.wacker@em.uni-frankfurt.de, jens.fiebig@em.uni-frankfurt.de.

Prominent environmental changes occurred at the Middle–Late Jurassic transition in European marine basins. The Late Callovian–Middle Oxfordian period is characterized by low temperatures calculated from  $\delta^{18}\text{O}$  values of belemnite rostra and marine vertebrate teeth. Decreases in  $\delta^{18}\text{O}$  values of Upper Oxfordian–Lower Kimmeridgian marine fossils may result from both the climate warming and the increased freshwater runoff to European seas (Lécuyer *et al.*, 2003; Nunn *et al.*, 2009; Wierzbowski *et al.*, 2013; Wierzbowski, 2015).

Very high  $\delta^{18}\text{O}$  values (ca. 1.5‰ VPDB) of Upper Callovian–Middle Oxfordian cylindroteuthid belemnite rostra from the Russian Platform, when compared to coeval data from other European basins, are remarkable. They are interpreted as a result of the incursion of cold bottom waters from the Arctic Sea (Wierzbowski *et al.*, 2013). A significant decrease of belemnite  $\delta^{18}\text{O}$  values (to ca. –1‰ VPDB) is observed in the Upper Oxfordian–Lower Kimmeridgian of the Russian Platform. It is linked to the increasing freshwater input (especially during the Late Oxfordian) and the warming, whose scale is, however, difficult to estimate owing to a possible change in  $\delta^{18}\text{O}$  value of the seawater. Tentatively calculations based on  $\delta^{18}\text{O}$  values as well as Mg/Ca and Sr/Ca ratios of Russian belemnite rostra imply a 6.5 to 9.5°C warming of bottom waters of the Middle Russian Sea at that time (Wierzbowski *et al.*, 2013).

Well-preservation state of the fossils from the Russian Platform is confirmed by the presence of metastable aragonite and low thermal maturity of organic matter (cf. Wierzbowski *et al.*, 2013; Bushnev *et al.*, 2006). It allows clumped isotope analyses of this material. The clumped isotope analyses were performed on 4 belemnite samples (low-Mg calcite) and 1 ammonite sample (aragonite) derived from distinct stratigraphic levels of the Russian Platform. At least 5 replicates (each ca. 4 mg) were run for each sample. Material was digested at 90°C in a common acid bath connected to a fully-automated device for cryogenic purification and GC cleaning of CO<sub>2</sub> gas. The evolved gas was analysed on a Thermo Scientific MAT 253.  $\Delta_{47}$ , raw data correction comprised the application of a background correction scheme (Fiebig *et al.*, 2015) and the direct projection to the absolute scale (Dennis *et al.*, 2011). The calcite equation of Wacker *et al.* (2014) is used for water temperature estimations.

Preliminary clumped isotope data show a higher temperature (ca. 10°C) of bottom waters of the Middle Russian Sea during the Middle Oxfordian, and probable salinity stratification of the water column. It raises doubts about the theory of the pronounced cooling at the Middle–Late Jurassic transition. The clumped isotope data also show that the Late Oxfordian–earliest Kimmeridgian warming of the bottom water was lower than previously assumed and may have amounted to ca. 5°C; the rest of the observed  $\delta^{18}\text{O}$  variations may have been related to a decrease in salinity of the local seawater.

*The study was supported by the Polish National Science Centre (grant no. 2014/13/B/ST10/02511).*

## References

BUSHNEV D.A., SHCHEPETOVA E.V., LYYUROV S.V., 2006 — Organic geochemistry of Oxfordian carbon-rich sedimentary rocks of the Russian Plate. *Lithol. Miner. Resour.*, **41**: 423–434.

- DENNIS K.J., AFFEK H.P., PASSEY B.H., SCHRAG D.P., EILER J.M., 2011 — Defining an absolute reference frame for ‘clumped’ isotope studies of CO<sub>2</sub>. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **75**: 7117–7131.
- FIEBIG J., HOFMANN S., LÖFFLER N., LÜDECKE T., METHNER K., WACKER U., 2015 — Slight pressure imbalances can affect accuracy and precision of dual inlet-based clumped isotope analysis. *Isot. Environm. Health Stud.*, **16**: 1–17.
- LÉCUYER C., PICARD S., GARCIA J.P., SHEPPARD S.M.F., GRANDJEAN P., DROMART G., 2003 — Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle–Late Jurassic: evidence from  $\delta^{18}\text{O}$  values of marine fish teeth. *Paleoceanography*, **18**: 1076–1091.
- NUNN E.V., PRICE G.D., HART M.B., PAGE K.N., LENG M.J., 2009 — Isotopic signals from Callovian–Kimmeridgian (Middle–Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. *J. Geol. Soc.*, **166**: 633–641.
- WACKER U., FIEBIG J., TÖDTER J., SCHÖNE B.R., BAHR A., FRIEDRICH O., TÜTKEN T., GISCHLER E., JOACHIMSKI M.M., 2014 — Empirical calibration of the clumped isotope paleothermometer using calcites of various origins. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **141**: 127–144.
- WIERZBOWSKI H., 2015 — Seawater temperatures and carbon isotope record of central European basins at the Middle–Late Jurassic transition (Late Callovian–Early Kimmeridgian) [in press].
- WIERZBOWSKI H., ROGOV M.A., MATYJA B.A., KISELEV D., IPPOLITOV A., 2013 — Middle–Upper Jurassic (Upper Callovian–Lower Kimmeridgian) stable isotope and elemental records of the Russian Platform: Indices of oceanographic and climatic changes. *Global Planet. Change*, **107**: 196–212.

## ZASTOSOWANIE MIKROSONDY JONOWEJ SHRIMP DO BADANIA MIKROKONKRECJI SYDERYTOWYCH

### APPLICATION OF THE ION MICROPROBE SHRIMP FOR STUDYING OF SIDERITE MICROCONCRETIONS

Andrzej WILAMOWSKI<sup>1</sup>, Tomasz BOSKI<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; andrzej.wilamowski@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Universidade do Algarve, CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Faro, Portugal; tboski@ualg.pt.

W holocenijskich osadach rzeki Gwadiana występują mikrokonkrecje węglanowe o średnicach 100–200 µm, których dominującym składnikiem jest syderyt. Mają one złożoną strukturę i były przedmiotem wcześniejszych badań (np. Wilamowski i in., 2013). Realizowany projekt ma na celu poszerzenie dotychczasowej wiedzy na podstawie wyników analitycznych, jakich może dostarczyć zastosowanie mikrosondy jonowej SHRIMP, m.in. o wskaźniki izotopowe węgla, tlenu i siarki oraz profile ziem rzadkich. Gwadiana jest jedną z głównych rzek na Półwyspie Iberyjskim, która uchodzi do Oceanu Atlantyckiego. Estuarium znajduje się w miejscu paleodoliny, utworzonej jako kanał w podłożu ze spękanych łupków karbońskich przez wcięcie rzeczne do głębokości ok. 80 m poniżej obecnego poziomu morza. Tak głęboka erozja mogła nastąpić w czasie Ostatniego Maksimum Zlodowacenia, gdy poziom morza był niższy od obecnego o ok. 120 m. Materiał pochodzi z rdzenia otworu wiertniczego, zlokalizowanego w odległości 9 km od ujścia rzeki. Profil obejmuje okres ostatnich 13 tys. lat, odpowiadający sekwencji o miąższości 48,5 m, osadzonej na stropie fluwialnego kamienistego podłoża. Tylko w jej dolnej części osady składają się z przewarstwień piaszczysto-mułowych i odpowiadają środowisku przejściowemu od rzeczno do estuaryjnego. Warstwa zawierająca mikrokonkrecje występuje w stropie tego przejściowego kompleksu. Przyjmuje się, że procesy krystalizacji syderytów zachodzą w osadzie przydennym w wyniku bakteryjnego utleniania substancji organicznej, przez co bakterie te uzyskują energię. *Geobacter metallireducens* jest mikroorganizmem wód słodkich, nie przetrwałby morskiego zasolenia, stąd ograniczenie zachodzenia procesu do strefy styku wód słodkich i słonych. Bakterie wykorzystują sekwencyjnie dostępne w środowisku utleniacze (akceptory elektronów). Utleniacze są zużywane w kolejności największego uzysku energii. W pierwszej kolejności zużywany jest tlen, co nie prowadzi do wytrącania syderytu. Następnie są redukowane kationy  $Mn^{4+}$  do  $Mn^{2+}$ . Ten ostatni krystalizuje jako rodochrozyt w strefie MnR. Po wyczerpaniu  $Mn^{4+}$ , kolejnym utleniaczem jest  $Fe^{3+}$ . Zredukowane do  $Fe^{2+}$  żelazo wytrąca się w postaci syderytu. Kolejnym utleniaczem są rozpuszczone w wodzie morskiej siarczany. W wyniku redukcji siarczanów (SR) powstaje  $H_2S$ , zubożony w  $^{34}S$  w stosunku do rozpuszczonych siarczanów o ok. 50%. Jeśli trafi się na piryt stowarzyszony genetycznie z konkrecjami, trzeba sprawdzić czy ma niskie wartości  $\delta^{34}S$ . Węgiel we wczesnodiagenetycznych węglanach pochodzi z obumarłej substancji organicznej. Węgiel organiczny jest zubożony w  $^{13}C$  w stosunku do węgla rozpuszczonego w wodzie morskiej ( $\delta^{13}C \approx 0\text{‰}$ ) o ok.  $-25\text{‰}$  ( $\delta^{13}C \approx -25\text{‰}$ ). Wczesnodiagenetyczne węglany, utworzone w procesach bakteryjnych, dziedziczą skład izotopowy węgla organicznego. Wyjątek stanowią procesy fermentacji, w których część substancji organicznej jest utleniaczem, a część reduktorem – metanogenezą. Po wyczerpaniu utleniaczy następuje fermentacja pozostałej substancji organicznej pod wpływem bakterii metanowych. Wewnętrznym utleniaczem (akceptorem elektronów) jest metan. Wydzielający się metan jest skrajnie zubożony w  $^{13}C$ , a pozostały, utleniony węgiel jest wzbogacony w  $^{13}C$  ( $\delta^{13}C \approx +15\text{‰}$ ). Badanie składu izotopowego tlenu w syderytach może dostarczyć takich informacji geośrodowiskowych, panujących na początku holocenu, jak pochodzenie wody ze środowiska krystalizacji (opadowa, oceaniczna, mieszana) oraz temperatura krystalizacji z pary równowag minerał–woda. Profil metali ziem rzadkich może być wskaźnikowy dla pochodzenia materiału, z którego krystalizował syderyt. Umożliwi on rozróżnienie, czy krystalizacja miała charakter ciągły, czy też krystalizacja poszczególnych stref

morfolologicznych (jądro konkretu, kolejne powłoki) zachodziła w środowiskach zróżnicowanych od siebie pod względem zawartości ziem rzadkich. Profil Ce i Eu może być wskaźnikowy dla potwierdzenia warunków anoksycznych (np. McLennan, 1989).

### Literatura

- McLENNAN S.M., 1989 — Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *W: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (red. B.R. Lipin, G.A. McKay). *Miner. Soc. Am., Rev. Miner.*, **21**: 169–200.
- WILAMOWSKI A., BOSKI T., MOURA D., 2013 — Mikrokonkrecje syderytowe w holocenijskich osadach ujścia rzeki Gwadiana w Portugalii: raport wstępny. *Prz. Geol.*, **61**: 568–575.

## PALINOLOGICZNY ZAPIS PALEOŚRODOWISK W PALEOGENSKICH I NEOGENSKICH OSADACH LEJÓW KRASOWYCH Z OKOLIC OPOŁA

### PALYNOLOGICAL RECORD OF THE PALAEOENVIRONMENTAL DATA IN PALEOGENE AND NEOGENE FILLINGS OF PALAEO-SINKHOLES IN THE OPOLE REGION

Elżbieta WOROBIEC<sup>1</sup>, Joachim SZULC<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. W. Szafera, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e.worobiec@botany.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; joachim.szulc@uj.edu.pl.

Do analizy palinologicznej wykorzystano próbki pobrane z lejów krasowych powstałych w triasowych wapieniach, zarówno odsłoniętych na terenie kamieniołomów, jak i z rdzeni z otworów wiertniczych z Górażdzy i Tarnowa Opolskiego (Wyżyna Śląska). Szczegółowa analiza palinologiczna osadów wypełniających leje dostarczyła danych, które pomagają odpowiedzieć na wiele pytań dotyczących wieku i genezy wypełnienia badanych lejów oraz warunków środowiskowych panujących w trakcie ich wypełniania. W pobranych próbkach badano zarówno sporomorfy (ziarna pyłku i zarodniki roślin), jak i pozostałości niepyłkowe, występujące w badanym materiale głównie w postaci pozostałości glonów słodkowodnych (Worobiec, Szulc, 2010; Worobiec, 2011, 2014a, b; Szulc, Worobiec, 2012). Uzyskane wyniki okazały się cenne dla poznania paleośrodowiska, gdyż badane osady znajdują się poza obszarem, na którym jest zlokalizowana większość zbadanych dotychczas stanowisk. Wypełniają więc one lukę na mapie stanowisk neogenu (środkowego miocenu w przypadku leja z Tarnowa Opolskiego i górnego miocenu w przypadku leja z Górażdzy) i prawdopodobnie eocenu (w wypełnieniu leja krasowego w Górażdżach).

Zespoły ziaren pyłku i zarodników z miocenkich lejów krasowych odsłoniętych w Tarnowie Opolskim i w Górażdżach wskazują na to, że w obu lejach istniały małe zbiorniki wodne. Różnice w składzie spektrów pyłkowych z tych lejów mają przede wszystkim charakter ilościowy. Zbiorowiska roślin wodnych i bezpośrednio otaczających oba zbiorniki wodne były podobne (m.in. z *Nuphar*, *Potamogeton*, *Typha* i *Sparganium*). Największe różnice są widoczne w składzie zbiorowisk leśnych. W trakcie sedymentacji osadów wypełniających lej w Tarnowie Opolskim dużą rolę pełniły lasy bagienne (z *Taxodium*, *Nyssa* i *Alnus*), natomiast w czasie gdy powstawały osady wypełniające lej w Górażdżach miejsce tych lasów zajęły lasy łęgowe (z *Alnus*, *Salix*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Carya*) i mezofilne (z *Pinus*, *Tsuga*, *Picea*, *Quercus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Fagus*, *Betula*) oraz zbiorowiska otwarte – bezleśne. W materiale z Tarnowa Opolskiego więcej jest pyłku taksonów paleotropikalnych i reprezentujących element arktycznotrzeciorzędowy ciepły. Badania palinologiczne wykazały, że krasowienie na badanym terenie następowało w kilku fazach, a różnice w składzie spektrów pyłkowych są m.in. odzwierciedleniem zmian klimatycznych oraz występowania różnych zbiorowisk roślinnych zasiedlających badany teren w środkowym i późnym miocenie.

W kilku próbkach z otworu wiertniczego, wykonanego w wypełnieniu leja krasowego w Górażdżach, występowały dość liczne dobrze zachowane sporomorfy. Spektra pyłkowe z tych próbek są zdominowane przez małe trójbruzdowo-porowe ziarna pyłku z rodziny Fagaceae (głównie kopalne gatunki *Cupuliferoipollenites pusillus* i *Fususpollenites fusus*) oraz liczne inne elementy paleotropikalne. Taki skład spektrów pyłkowych wskazuje na tropikalny klimat w trakcie tworzenia się badanych osadów i jest najbardziej zbliżony do roślinności eocenkiego optimum klimatycznego (wczesny–środkowy eocen). Stanowiska lądowych osadów tego wieku są nieliczne zarówno w Polsce, jak i w Europie.

Geneza lejów krasowych wiąże się z ciepłymi okresami wilgotnymi, sprzyjającymi procesom krasowym. Choć od środkowego miocenu wilgotność ogólnie zmniejszała się, różne wskaźniki paleoklimatyczne wskazują na to, że w tortonie klimat był cieplejszy i bardziej wilgotny od obecnego klimatu tej części Europy, co sprzyjało rozwojowi form krasowych. Uważa się, że po drugim okresie określanym jako *washhouse climate* (9,0–8,5 mln lat temu), w którym temperatury były również wyższe, w środkowo-

wej Europie ilość opadów spadła do poziomu niższego niż obecnie. Ta zmiana warunków prawdopodobnie zahamowała krasowienie na badanym terenie.

Badania geologiczne są zgodne z interpretacją paleobotaniczną. Leje są wypełnione węglem brunatnym, łąkami rezydualnymi powstałymi z rozpuszczania skał węglanowych podłoża oraz utworami laterytowymi. Ten kompleks osadowy jest charakterystyczny dla klimatu ciepłego i wilgotnego.

*Badania sfinansowano z grantu NCN nr 2011/01/B/ST10/04052 oraz ze środków na działalność statutową Instytutu Botaniki im. W. Szafera PAN w Krakowie.*

## Literatura

- SZULC J., WOROBIEC E., 2012 – Neogene karst sinkhole and its deposits from Górażdże Quarry, Upper Silesia – archive for palaeoenvironmental reconstructions. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **82**: 371–385.
- WOROBIEC E., 2011 – Middle Miocene aquatic and wetland vegetation of the paleosinkhole at Tarnów Opolski, SW Poland. *J. Paleolimnol.*, **45**: 311–322.
- WOROBIEC E., 2014a – Fossil zygospores of Zygnemataceae and other microremains of freshwater algae from two Miocene palaeosinkholes in the Opole region, SW Poland. *Acta Palaeobot.*, **54**: 113–157.
- WOROBIEC E., 2014b – The palynology of late Miocene sinkhole deposits from Upper Silesia, Poland. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **211**: 66–77.
- WOROBIEC E., SZULC J., 2010 – A Middle Miocene palynoflora from sinkhole deposits from Upper Silesia, Poland and its palaeoenvironmental context. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **163**: 1–10.

## PROTEROZOICZNE ZŁODOWACENIA I ICH DOKUMENTACJA W WYCHODNIACH SKALNYCH NA TERENIE GÓR KHASAGHTU (ZACHODNIA MONGOLIA)

### PROTEROZOIC GLACIATIONS AND THEIR DOCUMENTATIONS AT OUTCROPS IN KHASGHT MOUNTAIN (WESTERN MONGOLIA)

Antoni WÓJCIK<sup>1</sup>, Rafał SIKORA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; antoni.wojcik@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnoląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec; rafal.sikora@pgi.gov.pl.

Osady lodowcowe (tillity, tillidy, tillitoidy, diamiktyty) reprezentują osady złożone przez łądolody w różnych epokach geologicznych. Istnieją różne klasyfikacje i kryteria ich wydzielenia i identyfikacji. Teren Mongolii należał do nielicznych obszarów, gdzie nie notowano wychodni tillitów. Pierwsze dane dotyczące tillitów na terenie Basenu Zavkhan opisano z neoproterozoicznej formacji Maikhan Ul z końcem ubiegłego wieku.

Podczas prac prowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w latach 2009–2013 na terenie Mongolii Zachodniej w rejonie Gór Khasagt (Hasaght) ograniczonym współrzędnymi 95°00'–95°40'W i 46°40'–47°00'N odkryto tillity, utwory są związane ze zlodowaceniami proterozoicznymi o miąższościach dochodzących do 1000 m.

W trzech formacjach stwierdzono występowanie słabo zmetamorfizowanych tillitów. Wykształcone są głównie jako diamiktyty, złożone z metaiłowców i metamułowców barwy ciemnozielonej lub szarozielonej, czasami czerwonej, zawierające różnej wielkości głązy, bloki i głąziki. Część z nich można porównać z glinami z odłożenia (*lodgement till*). W obrębie klastów rozpoznano głąziki: gabro, granitów, granitognejsów, wapieni, piaskowców, kwarcytów, litytów, łupków, sjenitów oraz mułowców i innych.

Na terenie Gór Khasagt stwierdzono tillity w dwóch starszych formacjach, łączonych z mezoproterozoikiem. Najstarsze osady lodowcowe stwierdzono w obrębie ogniwa Hamtyn Hutch. W profilach tego ogniwa stwierdzono występowanie skał osadowych zawierających bloki i głąziki tkwiące w słabo zmetamorfizowanych mułowcach piaszczystych, które można określić jako zmetamorfizowane diamiktyty. Odślaniają się one w kilku miejscach w części zachodniej masywu i w różnych częściach profilu tych warstw. Wiek warstw Hamtyn Hutch, według autorów mapy geologicznej, został określony na środkowy ektas. Są to metamułowce barwy zielonoszarej i ciemnozielonej z licznymi klastami o średnicy 0,2–0,3 m do 3 m i więcej, głównie głąziki m.in. czerwonych granitów barwy czerwonej, białej i szarej oraz z zaznaczającym się wyraźnym ułożeniem dłuższych osi w kierunku W–E. Na powierzchni niektórych głązików stwierdzono wyraźne rysy, co powiązano z genezą lodowcową.

Tillity stwierdzono także w formacji Bajan, która jest zbudowana w znacznej części z grubookruchowych metazlepieńców, metapiaskowców, żwirowców, iłowców, mułowców, łupków serycytowych. Wychodnie tej serii skalnej są ograniczone tylko do zachodniej części badanego obszaru i są najmłodszym ogniwnem łączonym z mezoproterozoikiem na omawianym terenie. Są one starsze od intruzji Bajanbuga, dla której wiek oznaczono na 765–811 mln lat. Tillity są w większości wykształcone jako diamiktony barwy zielonej i szarej, zawierające różnej wielkości głąziki, bloki oraz głązy skalne. W profilu tej formacji można wyróżnić trzy poziomy konglomeratów, lokalnie podścielonych piaskami oraz poziomo laminowanymi iłowcami i mułowcami. W dolnej części profilu odślaniają się utwory o poziomej laminacji w postaci jaśniejszych i ciemniejszych warstewek, które charakterem najbardziej są zbliżone do iłów warwowych. Miąższości wynoszą 20–60 m w części wschodniej oraz 60–100 m w części zachodniej. W stropie pojawiają się piaski, a następnie występuje seria zlepieńcowatego diamiktonu, kończąca się różnoziarnistymi piaskami. Miąższość najniższej serii tillitów w tym rejonie wynosi 80–150 m, przy czym w części składają się na nie konglomeraty. Matrix stanowią mułowce piaszczyste, zmetamorfizowane. W rejonie tego odsłonięcia występowały pojedyncze bloki jasnych kwarcytów do 3 m długości. Przeważnie miały one rozciągłość W–E. Wśród dużych bloków skalnych rozpoznano: gabro, czerwone

i szare granity, drobnoziarniste piaskowce, czerwone skały wulkaniczne – latyty(?), jasne skały piaskowcowe, szarobiałe kwarcyty oraz wapienie krystaliczne. Oprócz warstw konglomeratów występuje typowy diamikton barwy zielonoszarej, który można najbardziej porównać z glinami z odłożenia (*lodgement till*) ze żwirami, głazikami i blokami. Głaziki wykazują wyraźnie ukierunkowanie. Na powierzchniach większych głazów występują wyraźne rysy od S. Powyżej tillitów występują piaskowce i mułowce o nieokreślonej genezie.

W środkowej części omawianej formacji występuje druga seria tillitów o zmiennej miąższości, która rozpoczyna się warstwami konglomeratów i warstwami piaskowców. Górna seria konglomeratów ma najmniejszą miąższość wynoszącą 20–70 m i mało różni się od pozostałych pod względem składu oraz wykształcenia. Zdarzają się tu ławice gruboziarnistych piaskowców.

Tillity najlepiej zostały rozpoznane w formacji Maikhan Ul, korelowanej z neoproterozoikiem. Ich miąższość wynosi od 400–600 m do prawie 1000 m w części wschodniej. Tillity są przykryte przez czarne i ciemne wapienie i dolomity formacji Cagaan Ołom – najmłodszej formacji proterozoicznej. Utwory zawierające tillity obserwowano w kilkunastu profilach. W części wschodniej tej formacji stwierdzono również osady złożone przez wody rzeczne, prawdopodobnie fluwioglacjalne. Odślaniają się one we wschodniej części w dolinie potoku Chojt-Szarain-goł. Widoczne są tam głównie wychodnie zlepieńców, przeważnie dobrze obtoczonych. Składają się na nie głazy o średnicy do 0,7 m i żwiry. Zagadnienie genezy tych utworów nie jest jasne i jednoznaczne. W środkowej części profilu stwierdzono siedem cykli sekwencji osadowych składających się z dwóch lub trzech członów. Podstawową sekwencją są konglomeraty o miąższości 1–5 m, na których występują piaskowce miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do 1 m, a wyżej mułowce. Czasem brak jest sekwencji mułowcowej. Taki układ sedimentacyjny wskazuje na rzekę roztokową, prawdopodobnie wypływającą z lodowca.

Opisane wyżej najmłodsze utwory są bardzo podobne do tillitów opisywanych z terenu Chin. Dla tej części Azji przyjmuje się dwudzielne zlodowacenie, datowane na  $800 \pm 30$ – $615 \pm 20$  Ma, które jest bardzo zbliżone do tych, które stwierdzono w masywie Hasaght.

## PALEOŚRODOWISKO CZŁOWIEKA NEANDERTALSKIEGO ZAPISANE W OSADACH JASKINI STAJNIA (JURA KRAKOWSKO-CZĘSTOCHOWSKA) W CZASIE MIS 3

PALAEOENVIRONMENT OF NEANDERTHALS RECORDED IN SEDIMENTS OF STAJNIA  
CAVE (JURA KRAKOWSKO-CZĘSTOCHOWSKA) DURING MIS 3

Marcin ŻARSKI<sup>1</sup>, Adam NADACHOWSKI<sup>2</sup>, Mikołaj URBANOWSKI<sup>3</sup>, Hanna WINTER<sup>1</sup>,  
Krystyna KENIG<sup>1</sup>, Bogusław MARCINKOWSKI<sup>1</sup>, Ewa KRZEMIŃSKA<sup>1</sup>,  
Krzysztof STEFANIAK<sup>4</sup>, Adrian MARCISZAK<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
marcin.zarski@pgi.gov.pl, hanna.winter@pgi.gov.pl, krystyna.kenig@pgi.gov.pl, boguslaw.marcinkowski@pgi.gov.pl,  
ewa.krzemińska@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt, ul. Sławkowska 17, 31-016, Kraków;  
nadachowski@isez.pan.krakow.

<sup>3</sup> Uniwersytet Szczeciński, Instytut Historii i Stosunków Międzynarodowych, ul. Krakowska 71–79, 71-017 Szczecin;  
webarcheo@poczta.onet.pl.

<sup>4</sup> Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk Biologicznych, ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław;  
stefanik@biol.uni.wroc.pl; marcisz@biol.uni.wroc.pl.

Jaskinia Stajnia jest położona na północnym stoku Grzędy Mirowskiej na Wyżynie Częstochowskiej na wysokości ok. 359 m n.p.m. Jest ona wykształcona w górnourajskich wapieniach skalistych. Prace archeologiczne w jaskini są prowadzone od 2006 r. pod kierownictwem dr. Mikołaja Urbanowskiego z Katedry Archeologii Uniwersytetu Szczecińskiego. Jaskinia pod względem archeologicznym jest jednym z najważniejszych stanowisk, gdyż znaleziono w niej pierwsze w Polsce szczątki kostne należące do człowieka neandertalskiego oraz kilkadziesiąt tysięcy zabytków krzemienych z okresu środkowego paleolitu. W trakcie prac wykopaliskowych pobrano próbki do badań litologiczno-petrograficznych, geochemicznych, mikromorfologicznych, paleontologicznych, paleobotanicznych i oznaczenia wieku (OSL, U-Th i C<sup>14</sup> – oznaczenia z kości) oraz badań izotopowych, w tym δ<sup>18</sup>O szkliwa zębów zwierzęcych. Jaskinię wypełniają gliny z gruzem wapiennym. Na podstawie tych badań wyróżniono, poczynając od dołu, następujące warstwy: H, G, F, E, D, C B. Gliny były akumulowane od wczesnego do późnego vistulianu. Gliny z warstwy D były akumulowane w interplenivistulianie i są korelowane z MIS 3. Jest to najważniejsza warstwa archeologiczna, w której udokumentowano większość zabytków archeologicznych, w tym zęby neandertalskie. Wiek tych osadów na podstawie datowań wieku bezwzględnego wynosi ok. 45–50 tys. lat BP. Paleobotaniczne badania próbek z kompleksu D wskazuje na dominację roślinności zielnej i krzewów, co sugeruje występowanie roślinności stepowej i tundrowej. Badania zębów gryzoni z kompleksu D wskazują na występowanie gatunków charakterystycznych dla tundry. Występują także gatunki charakterystyczne dla różnych siedlisk, w tym także lasów, ok. 3%. Wśród dużych ssaków dominował renifer. Występował także niedźwiedź jaskiniowy, wilk, lis, łasicowate. Badania faunistyczne, paleobotaniczne i izotopowe sugerują, że podczas akumulacji osadów w warstwie D panował klimat o cechach kontynentalnych. Z badań geologicznych, paleontologicznych, paleobotanicznych i izotopowych wynika, że w czasie pobytu neandertalczyków w jaskini Stajni dominowały warunki charakterystyczne dla obszarów tundrowych z typową dla niej roślinnością i fauną. Na podstawie badań izotopów w rdzeniach lodowych dla okresu MIS 3 charakterystyczne były krótkotrwałe ocieplenia tzw. *DO events*, w czasie których temperatura osiągała nawet 16,5°C. Były one za krótkie, żeby wpłynąć na charakter osadów lub zespoły florystyczno-faunistyczne. Pojedyncze znalezione w osadach jaskini Stajnia szczątki gatunków zwierząt leśnych, a także pyłek i makroszcątki drzew mogą stanowić dowód na te krótkotrwałe ocieplenia.

Tezę tę potwierdzają badania zapisu stabilnych izotopów tlenu w zębach renifera (R) i niedźwiedzia jaskiniowego (N) z warstw od C do F oraz H. W mikrosondzie jonowej SHRIMP IIe/MC wykonywane były pomiary co 30 mikronów, wzdłuż zachowanych fragmentów szkliwa, z liczbą pomiarów do n = 121 w pojedynczym zębie (profile w mikroskali). Związek pomiędzy temperaturą a izotopową

charakterystyką wód, z opadami uboższymi w cięższy izotop ( $^{18}\text{O}$ ) w miesiącach zimowych w stosunku do cieplejszych pór roku, pozwala tu wykorzystać parametr  $\delta^{18}\text{O}$  do odtworzenia i porównań efektu sezonowej fluktuacji temperatur. Wartości  $\delta^{18}\text{O}$  V-SMOW z bioapatytu zębów osobników z tej samej warstwy wykazują podobny zakres i trend wahań w trakcie tworzenia szkliwa zębów. Z reguły są to fluktuacje na poziomie trzech promili, w zakresie np. od  $14,67 \pm 0,09$  do  $18,20 \pm 0,09\%$  dla N (z warstwy E). Badania udokumentowały różnice maksimów zakresów  $\delta^{18}\text{O}$  pomiędzy warstwami H i C, widoczne zarówno w szkliwie zębów niedźwiedzia (N), jak i renifera (R), przy czym w tym drugim przypadku efekt sezonowych różnic temperatur może być wzmacniany migracjami charakterystycznymi dla trybu życia reniferów. Są to wyraźne dowody migracji reniferów z plejstocenu, dające jednocześnie wgląd w paleoekologię środowiska, w którym neandertalczycy żyli i polowali.



## POSTERY

### PODOBIENSTWA I RÓŻNICE W WARTOŚCIACH $\delta^{13}\text{C}$ I $\delta^{18}\text{O}$ MIĘDZY MUSZLAMI MIĘCZAKÓW I MUŁEM WĘGLANOWYM NA PRZYKŁADZIE STANOWISKA ŁUKA, ZACHODNIA UKRAINA

SIMILARITIES AND DIFFERENCES IN  $\delta^{13}\text{C}$  AND  $\delta^{18}\text{O}$  VALUES BETWEEN MOLLUSC SHELLS AND CARBONATE MUD, AN EXAMPLE FROM SITE ŁUKA, WESTERN UKRAINE

Karina APOLINARSKA<sup>1</sup>, Piotr KOŁACZEK<sup>2</sup>, Mariusz GAŁKA<sup>2</sup>,  
Monika KARPIŃSKA-KOŁACZEK<sup>2</sup>, Mateusz PŁÓCIENNIK<sup>3</sup>,  
Stephen BROOKS<sup>4</sup>, Michał GAŚSIOROWSKI<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; karinaap@amu.edu.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań.

<sup>3</sup> Uniwersytet Łódzki, Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź.

<sup>4</sup> Natural History Museum, Department of Entomology, Cromwell Road, London SW7 5BD, UK.

<sup>5</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Twarda 51/55, Warszawa.

Osady jeziorne i torfy pobrane ze stanowiska Łuka w dolinie Dniestru na obszarze Kotliny Halicko-Bukaczowskiej (zachodnia Ukraina) stanowiły podstawę do rozpoznania północnego zasięgu glacialnych refugium drzew liściastych. Badania były skoncentrowane na szybkiej ekspansji wiązu (*Ulmus*) w dolinie Dniestru we wczesnym holocenie. Równolegle wykonywane analizy: palinologiczna, palinomorfniepyłkowych (NPP), makroszczątków roślinnych, Chironomidae,  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$ , malakologiczna oraz Cladocera, uzupełnione o datowania radiowęglowe AMS o wysokiej rozdzielczości, pozwoliły zrekonstruować warunki paleoklimatyczne w późnym glacie oraz wczesnym holocenie, a także zmiany w paleoekosystemie starorzeczka oraz przyległych zbiorowisk leśnych.

Z uwagi na obecność muszli mięczaków w osadach stanowiska Łuka, poddano je analizie izotopowej w celu porównania uzyskanych wyników z zapisem izotopowym mułu węglanowego. Do analiz wybrano gatunki najliczniej reprezentowane w osadach. W dolnej części profilu odpowiadającej późnemu glacialowi (schyłek interstadiału allerød i stadiał młodszy dryas) analizie izotopowej poddano wieczka *Bithynia tentaculata* i muszle *Valvata piscinalis*. W górnej części profilu zespół mięczaków był zdominowany przez wieczka *B. tentaculata*. Obserwowana zmiana składu malakofauny obecnej w osadach była odpowiedzią na zmiany warunków siedliskowych – stopniowe wypływanie i zarastanie badanego jeziora.

W wyniku przeprowadzonych analiz zaobserwowaliśmy znaczne różnice w wartościach  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  między muszlami oraz mułem węglanowym.  $\delta^{13}\text{C}$  mułu węglanowego było odpowiednio o 1,2‰ i 4,7‰ wyższe od  $\delta^{13}\text{C}$  w wieczkach *B. tentaculata* i muszlach *V. piscinalis*.  $\delta^{18}\text{O}$  mułu węglanowego było natomiast odpowiednio o 2,5‰ i 1,6‰ lżejsze od wartości zmierzonych w wieczkach *B. tentaculata* i muszlach *V. piscinalis*.

Różnice w wartościach  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  między muszlami a mułem węglanowym wynikają z odmiennych mechanizmów, czasu oraz miejsca wytrącania węglanów. W przypadku izotopów tlenu istotne znaczenie

ma skład mineralny ponieważ  $\delta^{18}\text{O}$  aragonitu wytrąconego w izotopowej równowadze z wodą jest o 0,6‰ wyższe względem  $\delta^{18}\text{O}$  kalcytu.

Wzbogacenie mułu węglanowego w  $^{13}\text{C}$  względem muszli mięczaków można wytłumaczyć preferencyjną asymilacją jonów z  $^{12}\text{C}$  podczas fotosyntezy, w wyniku czego DIC (*dissolved inorganic carbon*), a przez to również węglany zostają wzbogacone w  $^{13}\text{C}$ .

Większa zmienność  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  w muszlach mięczaków jest uzależniona głównie od liczby muszli poddanych analizie (w tym wypadku 5–10), a co za tym idzie reprezentatywności uzyskanych wyników.

Mimo różnic w wartościach izotopowych między mułem węglanowym a muszlami mięczaków, względne zmiany  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  w badanym profilu są zbliżone, co pozwala wnioskować, że odzwierciedlają zmiany w dawnym  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  i  $\delta^{18}\text{O}_{\text{wody}}$ .

*Badania finansowane z grantu UMO-2012/07/B/ST10/04345 przez Narodowe Centrum Nauki.*

## ZAPIS ZMIAN ŚRODOWISKA I KLIMATU OD PÓŹNEGO GLACJAŁU DO HOLOCENU W PROFILU OSADÓW DENNYCH JEZIORA MORZYCKO NA PODSTAWIE ANALIZ PALINOLOGICZNYCH

HOLOCENE ENVIRONMENTAL CHANGES IN MORZYCKO LAKELAND (NW POLAND) AS REFLECTED IN THE PALAEOBOTANICAL PROXIES RECORDED IN LACUSTRINE AND SWAMPY SEDIMENTS OF THE MORZYCKO LAKE

Bartosz KOTRYS

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin; bartosz.kotrys@pgi.gov.pl.

Osady biogeniczne rdzenia M-4 (52°52'8,4"N; 14°23'31,2"E) pozyskanego w 2011 r. z jeziora Morzycko (południowo-zachodnia Polska) poddano badaniom palinologicznym, mającym na celu rekonstrukcję zmian klimatu i środowiska oraz ustalenie pierwszych oznak działalności człowieka w obrębie badanego obszaru. Podczas analizy pyłkowej wyróżniono 8 lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (LPZP): *Pinus–NAP1*, *Pinus–Betula*, *Pinus–NAP2*, *Pinus–Betula–Corylus*, *Pinus–Corylus*, *Quercus–Ulmus*, *Quercus–Alnus–Carpinus* i *Quercus–Carpinus–Fagus*, które przedstawiają sukcesję zbiorowisk roślinnych od najstarszego dryasu ( $^{14}\text{C}$  12640  $\pm$  210 BP) do okresu subatlantyckiego ( $^{14}\text{C}$  740  $\pm$  90 BP). Pierwsze ślady działalności człowieka w rejonie jeziora Morzycko zaznaczają się wyraźnym wzrostem udziału w badanym osadzie fragmentów węgla drzewnego oraz ziarn pyłku roślin ruderalnych (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Plantago*, *Rumex*, *Urtica*) i są datowane na późny mezolit ( $^{14}\text{C}$  8270  $\pm$  70 BP). Istnieje wyraźna korelacja między zapisem palinologicznym w profilu M-4 a wynikami rekonstrukcji sukcesji roślinności z rdzeni zlokalizowanych w sąsiedztwie badanego obszaru (teren Niemiec). Wyjątkiem jest epizodyczny, prawie całkowity zanik ziarn pyłku drzew i krzewów oraz flory okrzemkowej przypadający na  $^{14}\text{C}$  6640  $\pm$  190 BP. Jednocześnie, obserwowane rekordowe nagromadzenie fragmentów węgla drzewnego w tym czasie daje podstawy sądzić, że w obrębie rejonu badań doszło do kataklizmu w postaci wielkoobszarowego pożaru lasu. Celem niniejszych badań jest wypełnienie luki w analizach palinologicznych na Niżu Polskim oraz wkład w rozpoznanie i rekonstrukcję zmian klimatu i środowiska na omawianym obszarze.

## ZAPIS ZMIAN PALEOŚRODOWISKA PODCZAS TRANSGRESJI MORZA EEMSKIEGO NA OBSZARZE DOLNEGO POWIŚLA – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ ZE STANOWISKA LINKI

### RECORD OF PALAEOENVIRONMENT CHANGES DURING THE EEMIAN SEA TRANSGRESSION IN THE AREA OF LOWER VISTULA – PRELIMINARY STUDY RESULTS FROM THE LINKI STAND

Jarmila KRZYMIŃSKA<sup>1</sup>, Hanna WINTER<sup>1</sup>, Radosław PIKIES<sup>1</sup>, Bartosz KOTRYS<sup>2</sup>, Paweł SYDOR<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk; jarmila.krzyminska@pgi.gov.pl, hanna.winter@pgi.gov.pl, radoslaw.pikies@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin; bartosz.kotrys@pgi.gov.pl, pawel.sydor@pgi.gov.pl.

Badania morskich osadów interglacjału eemskiego trwają już od 1904 r., kiedy w profilu otworu studziennego w Sztumie K. Keilhack opisał występowanie dwóch serii osadów morskich z bogatą malakofauną, przedzielonych 1,6-metrową warstwą glin zwałowych. Młodoplejstocenijskie transgresje morskie na Dolnym Powiślu są także od dłuższego czasu obiektem zainteresowań polskich badaczy (Brodniewicz, 1960; Janiszewska-Pactwa, Leszman, 1976; Makowska, 1986, 2001, 2009; Marks i in., 2014).

Wykonanie wierceń badawczych Linki P2 i Piaski P1 w trakcie prac kartograficznych do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000 (SMGP), arkusz Dzierzgoń (Szałamacha, 2009), pozwoliło rozpoznać profil morskich osadów interglacjału eemskiego w północnej części Dolnego Powiśla. Bogate nagromadzenia detrytusu i całych skorup malakofauny, zaobserwowane głównie w osadach profilu Linki, predestynują jednak tylko ten otwór do bardziej szczegółowej analizy i badań.

Otwór kartograficzny Linki P2 jest usytuowany w NW części Pojezierza Hławskiego i znajduje się ok. 12 km na północny wschód od Prabut. W jego profilu stwierdzono obecność jednej serii osadów morskich interglacjału eemskiego. Mułki i piaski morskie występują na głębokości 93,0–105,5 m (0,0–12,5 m p.p.m.). Pilotażowe badania palinologiczne, przeprowadzone na potrzeby opracowania arkusza SMGP (Winter, 2006), pozwoliły stwierdzić, że osady te powstawały od początkowej fazy protokratycznej interglacjału E1 *Pinus–Betula* RPAZ, przez fazę mezokratyczną E4 *Corylus–Quercus–Tilia* RPAZ (optimum klimatyczne interglacjału) do fazy teokratycznej E5 *Carpinus–Corylus–Alnus* (Winter, 2006; Szałamacha, 2009).

Na obecnym etapie badań szczegółowemu rozpoznaniu biostratygraficznemu i litologicznemu poddano odcinek wiercenia położony na głębokości 84,5–113,0 m. Badania palinologiczne osadów z Linków dowiodły także, że ich sedimentacja trwała jeszcze w czasie RPAZ E 7 *Pinus*. O ciepłym klimacie świadczy obecność takich taksonów jak *Hedera helix*, dla której średnia temperatura najzimniejszego miesiąca nie może spadać poniżej  $-2^{\circ}\text{C}$ . Na jeszcze cieplejsze zimy, podczas których średnia temperatura wynosiła ok.  $0^{\circ}\text{C}$ , wskazuje pojawianie się pyłku *Ilex aquifolium*. Występowanie pyłku *Buxus* w poziomie E5 *Carpinus–Corylus–Alnus* świadczy również o ciepłych latach ze średnimi temperaturami przekraczającymi  $18^{\circ}\text{C}$ , a nawet dochodzącymi do  $20^{\circ}\text{C}$ .

W omawianym profilu całą sekwencję osadów morskich poddano badaniom na obecność fauny mięczaków, otwornic i małżoraczków. Największą frekwencją fauny odznaczały się osady na głębokości 95,0–105,00 m.

W zespole mięczaków występowały takie gatunki jak: *Bittium reticulatum* (Da Costa), *Eulimella nitidissima* (Montagu), *Nassarius reticulatus* (Linnaeus), *Retusa truncatula* (Bruguère), *Acanthocardia echinata* (Linnaeus), *Abra alba* (Wood), *Cerastoderma* sp., *Mytilus* sp., *Parvicardium ovale* (Sowerby), *Spisula subtruncata* (Da Costa), *Corbula gibba* (Olivi), *Paphia aurea* (Gmelin) i akcesorycznie *Clathrus clathrus* (Linnaeus). Wymieniony zespół mięczaków zawiera gatunki o różnych wymaganiach ekologicznych i o różnych zasięgach geograficznych. Dominującymi gatunkami są małże: *Spisula subtruncata*, *Corbula gibba*, *Paphia aurea* oraz ślimaki: *Nassarius reticulatus*, *Eulimella nitidissima* i *Bittium reticulatum*, które zamieszkują wody o zasoleniu powyżej 15 PSU i na głębokości 20–30 m. W badanym

zespole fauny mięczaków większość gatunków ma charakter arktyczno-borealny i borealny. Jedynie gatunek ślimaka *Clathrus clathrus* ma charakter luzytański.

Bardzo wysoką frekwencją odznaczał się zespół otwornic. Najliczniej i najczęściej występowały gatunki takie jak: *Elphidium albumbilicatum* (Weiss), *Elphidium williamsoni* Haynes, *Ammonia batavus* (Hofker), *Bucella frigida* (Cushman). Na wzrost zasolenia wskazuje pojawienie się pojedynczych okazów *Bucella frigida*, co może sugerować bezpośredni wpływ wód oceanicznych do morza eemskiego przez otwarte połączenie od północy z Morzem Białym. Cechą charakterystyczną badanych zespołów otwornicowych jest ich niewielkie zróżnicowanie taksonomiczne oraz przeważający udział taksonów o charakterze kosmopolitycznym i euryfacjalnym. Udział w zespołach licznych form młodocianych oraz form wykazujących wyraźną zmienność wewnątrzgatunkową wskazuje na zmienny charakter parametrów środowiskowych, charakterystyczny dla płytkich stref szelfowych. Bardzo niską frekwencję wykazały gatunki morskich małżoraczków eurytermicznych i euryhalinowych takich jak: *Cyprideis torosa* (Jones), *Cytheromorpha fuscata* (Brady), *Leptocythere pellucida* (Baird), *Loxoconcha elliptica* Brady. Wstępne badania skoncentrowane na występowaniu promienic w omawianym interwale rdzenia wykluczyły ich obecność w zespole planktonowym morza eemskiego. Brak radiolarij w osadzie sugeruje zasolenie poniżej 30 PSU oraz niewielkie głębokości zbiornika na badanym obszarze.

Obok wymienionych gatunków fauny (mięczaki, otwornice i małżoraczki) licznie występowały kolce i płytki szkieletowe jeżowców z rodzaju Echinodermata, które wskazują na zasolenie wód około 28 PSU.

Przedstawiona charakterystyka zespołów fauny sugeruje, że wraz z transgresją morza eemskiego otwornice w porównaniu z zespołami mięczaków łatwiej migrowały i z większym skutkiem kolonizowały taksony pochodzące z prowincji borealno-arktycznej niż luzytańskiej. Wydaje się, że zarówno migracja mikrofauny i malakofauny, jak i ich mieszanie się w okresie interglacjalu eemskiego było związane z globalnym podniesieniem się poziomu morza. W tym okresie nastąpiło rozprzestrzenianie się wód zarówno w kierunku zachodnim (obszar Niemiec), jak i wschodnim w stronę Morza Białego (Solveig-Seidenkrantz i in., 2000; Funder i in., 2002; Marks i in., 2014).

## Literatura

- BRODNIEWICZ I., 1960 — Eemskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie. *Acta palaeont. pol.*, **5**, 2: 235–282, Warszawa.
- FUNDER S., DEMIDOV I., YELOVICHEVA Y., 2002 — Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway in the Eemian. ELSEVIER. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **184**: 275–304.
- JANISZEWSKA-PACTWA H., LESZMAN J., 1976 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych otworu wiertniczego Wislinka pod Gdańskiem. *Biul. Inst. Geol.*, **285**, 1: 153–162.
- KEILHACK K., 1904 — Bohrungs karte. Stuhm Markplatz. BGR. Hannover.
- MAKOWSKA A., 1986 — Morza plejstocenyjskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, **120**: 1–74.
- MAKOWSKA A., 2001 — Paleogeografia rejonu Prabuty–Susz (dolne Powiśle) przed, w czasie i po transgresji morza tychonowskiego oraz zawartość malakologiczna osadów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **398**: 25–68.
- MAKOWSKA A., 2009 — Międzymorenowa formacja dolnopowiańska na tle budowy osadów plejstocenyjskich Pomorza nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **437**: 59–124.
- MARKS L., GAŁĄZKA D., KRZYMIŃSKA J., NITA M., STACHOWICZ-RYBKA R., WITKOWSKI A., WORONKO B., ADAMIEC G., 2014 — Sea transgressions during Eemian in northern Poland; a high resolution record of the type section at Cierpięta. *Quatern. Internat.*, **328/329**: 45–59.
- SOLVEIG-SEIDENKRANTZ M., KNUDSEN K.L., KRISTENSEN P., 2000 — Marine late Saalian to Eemian environments and climatic variability in the Danish shelf area. *Geol. en Mijn/Netherl. J. Geosc.*, **79**, 2/3: 335–340.
- SZAŁAMACHA B., 2009 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Dzierzgoń (133). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WINTER H., 2006 — Opracowanie dotyczące analizy pyłkowej próbek z profili Piaski i Linki – arkusz Dzierzgoń (133) SMGP 1 : 50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

## TRANSFORMACJA WODODZIAŁÓW NA OBSZARZE RZEŻBY STAROGLACJALNEJ NA WYSOCZYŹNIE ŁÓDZKIEJ, CENTRALNA POLSKA

### TRANSFORMATION OF WATERSHEDS IN POST-SAALIAN AREA OF THE ŁÓDŹ UPLAND, CENTRAL POLAND

Aleksandra MAJECKA<sup>1</sup>, Jacek FORYSIAK<sup>2</sup>, Anna TOŁOCZKO-PASEK<sup>1</sup>,  
Piotr MAJECKI<sup>2</sup>, Leszek MARKS<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;  
a.majecka@uw.edu.pl, atoloczko@student.uw.edu.pl, leszek.marks@uw.edu.pl.

<sup>2</sup> Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź;  
jacekfor@geo.uni.lodz.pl, piotr\_m@onet.eu.

Na obszarze Wysoczyzny Łódzkiej już w latach 50. XX wieku podkreślano odrębność staroglacjalnej rzeźby warciańskiej na tle innych obszarów Polski. Wieloletnie badania nad morfogenezą peryglacjalną tego obszaru skupiały się głównie w środowiskach: fluwialnym, stokowym i eolicznym. Przedmiotem badań są słabiej dotąd rozpoznane wysoczyzny rozdzielające doliny rzek spływających ku północy ze strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (termin Wyżyna Łódzka użyty za Klatkową, 1965). Szczególnie wnikliwie są badane strefy wododziałowe, które często są uważane za obszary występowania pierwotnej rzeźby glacialnej, mimo że działy wodne podlegały istotnym przesunięciom wskutek ewolucji sieci rzecznej, a szczególnie górnych odcinków rzek. Wraz z deglacjacją lądolodu u schyłku stadiału warty, na skutek formowania odpływu wód roztopowych, rozpoczął się proces kształtowania większości dolin rzecznych spływających z Wysoczyzny Łódzkiej. Na tym obszarze są dokumentowane liczne zagłębienia bezodpływowe, stanowiące pozostałość po kopalnych zbiornikach wytopiskowych, widoczne w rzeźbie jako niewielkie owalne obniżenia, a jeśli niewidoczne, to na skutek całkowitego ich wypełnienia osadami. Prawdopodobną jest położenie zagłębień bezodpływowych na wysoczyznach i w górnych odcinkach suchych dolin denudacyjnych. Od końca stadiału warty, później kolejno w interglacjalne eemskim i wczesnym vistulianie podlegały one stopniowemu wypełnianiu, w zależności od sytuacji morfologicznej i zmieniających się warunków klimatycznych. Dane z wielu stanowisk świadczą o znacznej miąższości osadów biogenicznych, stanowiących bezpośrednie dowody znaczących zmian krajobrazu wysoczyzn w warunkach klimatu umiarkowanego (Jastrzębska-Mamełka, 1985; Klatkowa, Jastrzębska-Mamełka, 1990; Majecka, 2014). Położenie zbiorników wskazuje na ich funkcjonowanie pierwotnie jako systemów zamkniętych, a następnie jako otwartych systemów transportu osadów w dolinach denudacyjnych (Klatkowa, 1989a). Łączenie wypełnionych zagłębień w jeden szlak odpływu w plenivistulianie skutkowało włączeniem ich w obręb systemów dolinnych (Klatkowa, 1989a, b, 1990a, b). Jednocześnie wpływało to na cofanie się krawędzi wysoczyzn i zmiany przebiegu działów wodnych. Na podstawie wypełnienia dawnych zbiorników jest możliwe prześledzenie funkcjonowania i zaniku wysoczyznowych zbiorników bezodpływowych oraz uchwycenie zmienności morfologicznej wysoczyzn, w tym przebiegu wododziałów. Ze względu na swoiste cechy rzeźby, a jednocześnie wzorcowe dla całej strefy warciańskiej, do badań o wysokiej rozdzielczości wybrano obszar międzyrzecza Mrogi i Mroźnicy na odcinku od Głowna do Brzezin położony w północnej części Wysoczyzny Łódzkiej.

*Badania finansowane przez Narodowe Centrum Nauki, projekt nr 2014/15/B/ST10/03809.*

### Literatura

- JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA M. 1985 — Interglacja eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, **53**: 1–75.
- KLATKOWA H., 1965 — Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, **19**: 1–142.
- KLATKOWA H., 1989a — The incorporation of closed depressions into the open erosional system as one of the models of head Valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaest. Geogr.*, **2**.
- KLATKOWA H., 1989b — Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, **59**. ŁTN, Łódź.
- KLATKOWA H., 1990a — Kopalne zbiorniki z florą eemską w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, **61**: 19–38.

- 
- KLATKOWA H., 1990b — Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geogr. Lodz.*, **61**: 7–18.
- KLATKOWA H., JASTRZEBSKA-MAMELKA M., 1990 — Stanowisko eemskich osadów organicznych w Ślądkowicach koło Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, **61**: 51–58.
- MAJECKA A., 2014 — The Palynological Record of the Eemian Interglacial and Early Vistulian Glaciation in Deposits of the Żabieniec Południowy Fossil Basin (Łódź Plateau, Central Poland), and its Palaeogeographic Significance. *Acta Palaeobot.*, **54**, 2: 279–302, DOI: 10.2478/acpa-2014-0007.

## LASY DESZCZOWE KLIMATU UMIARKOWANEGO NA ANTARKTYDZIE – ZAPIS Z WYSPIY KRÓLA JERZEGO

### ANTARCTIC TEMPERATE RAIN FOREST – A FOSSIL RECORD FROM KING GEORGE ISLAND

Anna MOZER

Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;  
amozer@twarda.pan.pl.

Współcześnie kontynent antarktyczny jest przykryty niemal w 98% zwartą pokrywą lodu i śniegu. W przeważającej części swojej historii ląd antarktyczny był jednak wolny od lodu i stanowił ostoję dla rozmaitych gatunków flory i fauny. Historia wegetacji jest ściśle związana z geografiami i klimatem, które kształtowały i kontrolowały ekosystemy wysokich szerokości geograficznych przez kolejne epoki geologiczne. Odślaniające się w południowej części Wyspy Króla Jerzego (*King George Island* – KGI) formacje Arctowski Cove, Point Thomas, Mount Wawel, Lions Cove oraz Zamek zawierają bogate zespoły paleogeńskich skamieniałości roślinnych, które świadczą o ciepłym klimacie i warunkach wolnych od lodu oraz są dowodem istnienia lasów w rejonach biegunowych przez przeszło 300 mln lat. Drobnodziarniste skały osadowe zawierające kopalną florę przeławicają się z licznymi potokami law bazaltowo-andezytowych. Znajdowane w nich szczątki roślinne oraz liczne fragmenty skrzemionkowanego lub uwęglonego drewna wskazują na obecność lasów mieszanych ze zmiennymi proporcjami *Podocarpaceae*–*Araucaria*–*Nothofagus* i występującymi w podszyciu higrofilnymi paprociami oraz innymi roślinami dwuliściennymi. W niektórych warstwach skład flory kopalnej jest charakterystyczny dla mało zróżnicowanej roślinności rosnącej po okresie aktywnego wulkanizmu, który wraz ze zjawiskami takimi jak: osuwiska, trzęsienia ziemi, lahary, zatamowania jezior i powodzie był głównym czynnikiem kształtującym zarówno skład gatunkowy, jak i strukturę roślinności. Gleby wulkaniczne rozwinięte na popiołach dostarczały nowych nisz ekologicznych do zasiedlania przez gatunki kserofitowe. Współczesnym analogiem dla kopalnej formacji roślinnej z KGI są lasy deszczowe typu *Valdivia* ze strefy umiarkowanej ciepłej, z szerokolistną i mieszaną florą, porastające środkowo-południową część Chile i zachodni kraniec Argentyny. Wydzielone w wyniku badań trzy preglacjalne stadia paleoklimatyczne eocenu–wczesnego oligocenu (PGS-1–PGS-3) reprezentują ogólny, dobrze rozpoznany w osadach głębokomorskich trend oziębiający, zapisany w środowiskach lądowych od klimatu ciepłego i umiarkowanego, z obfitymi opadami i rozpowszechnioną roślinnością, przez klimat suchy, aż do klimatu chłodnego z erozją wodną. Stosunkowo wysokie wartości wskaźników wietrzenia CIA (*Chemical Index of Alteration*), PIA (*Plagioclase Index of Alteration*) i CIW (*Chemical Index of Weathering*) uzyskane dla skał osadowych zawierają się w przedziale 0,70–0,85, co potwierdza panowanie ciepłych, wilgotnych warunków klimatycznych w czasie stadium preglacjalnego PGS-1, umożliwiających rozwój intensywnych procesów wietrzenia chemicznego. Z kolei wartości tych samych wskaźników wietrzenia uzyskane dla wyższych partii sekwencji zawierają się w wąskim przedziale – 0,59–0,66, co sugeruje, że podczas stadium preglacjalnego PGS-2 dominowało wietrzenie fizyczne związane z pogorszeniem warunków klimatycznych i relatywnie suchym reżimem. Zapis trzeciego stadium preglacjalnego PGS-3 charakteryzuje się zmianą warunków w kierunku klimatu wilgotnego, ale zarazem zimnego. Intensywna erozja wodna, wynikająca z obniżenia bazy erozyjnej, doprowadziła do powstania dolin i kanionów wypełnionych lokalnym materiałem gruboklastycznym. Obniżenie poziomu morza w tym czasie jest związane z rozwojem pokrywy lodowej na kontynencie antarktycznym.

## EWOLUCJA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH DOLINY WKRY NA WYSOKOŚCI BIELAW GOŁUSKICH ZAPISANA W OSADACH PALEOMEANDRU W ŚWIETLE PÓŻNOPLEJSTOCENSKICH I WCZESNOHOLOCENSKICH ZMIAN KLIMATYCZNYCH

THE EVOLUTION OF ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF THE WKRA RIVER VALLEY  
NEAR BIELAWY GOŁUSKIE IN THE LIGHT OF LATE PLEISTOCENE AND EARLY  
HOLOCENE CLIMATE CHANGES AS RECORDED IN OXBOW LAKE DEPOSITS

Monika NISKA, Jerzy JONCZAK, Joanna GADZISZEWSKA

Akademia Pomorska w Słupsku, Instytut Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk;  
monikaniska@wp.pl, jerzy.jonczak@gmail.com, asiapajewska@gmail.com.

Celem podjętych badań była rekonstrukcja warunków klimatycznych, hydrologicznych i środowiskowych doliny środkowej Wkry na wysokości miejscowości Bielawy Gołuskie, na podstawie analiz geochemicznych i paleogeograficznych (palinologiczna i kopalnych Cladocera) osadów wypełniających paleomeander położony w lewobrzeżnej części doliny.

Usytuowany na skraju Równiny Raciąskiej obszar badań stanowi fragment akumulacyjnej równiny sandrowej uformowanej przez odpływające od czoła lądolodu zlodowacenia wisły wody roztopowe. Rozcinająca ten sandrowy krajobraz dolina Wkry ma szerokość ok. 1 km i jest wypełniona seriami osadów aluwialnych o miąższości do ok. 4 m. Współczesne dno doliny wcina się w podłoże na ok. 2–3 m. Występują w nim liczne starorzecza różnego wieku i w różnym stopniu wypełnione osadami. Na obrzeżach doliny miejscami występują całkowicie wypełnione osadami organicznymi paleomeandry o dużych średnicach, podobnie jak paleomeander objęty badaniami.

Rdzenie do badań pobrano z dwóch lokalizacji (BG1 i BG2) za pomocą próbnika typy instorf. Z rdzeni pobrano próbki do datowań radiowęglowych (z wybranych punktów) oraz badań geochemicznych (co 5 cm, uwzględniając dodatkowo naturalne granice warstw sedymentacyjnych), palinologicznych (co 2 cm) i szczątków Cladocera (co 4 cm).

Stropową część osadów wypełniających badany paleomeander stanowią silnie zmurszałe torfy ole-sowe, które przechodzą w torfy szuwarowe, leżące w rdzeniu BG1 na gytii grubodetrytusowej podścielonej gruboziarnistymi piaskami rzecznyymi, zaś w rdzeniu BG2 – na mułkach jeziornych. Wyniki datowań radiowęglowych wskazują, że akumulacja torfów rozpoczęła się u schyłku vistulianu i trwała co najmniej do połowy holocenu. Precyzyjne wyznaczenie daty zaniku zbiornika wodnego jest jednak niemożliwe z uwagi na głębokie przekształcenia hydrogeniczne przypowierzchniowej części osadów.

W schyłkowej części młodszego dryasu, kiedy prawdopodobnie nastąpiło odcięcie meandru, w otoczeniu powstałego zbiornika wodnego dominowała roślinność stepowa, wskazująca na suchy i chłodny klimat. W świetlistych lasach dominowała brzoza i sosna. Tereny otwarte porastały głównie trawy (Poaceae) oraz krzewy – jałowiec. W zbiorniku następowała akumulacja gytii grubodetrytusowej ze wzrastającą zawartością materii organicznej (do 40,7%) i węglanów (do 13,7%). Radiowęglowy wiek gytii w centralnej części warstwy wynosi 11 086 lat cal. BP (BG1). Znaczne wartości procentowe glonów oraz wysoka koncentracja azotu w osadach wskazują na płytki, eutroficzny zbiornik ze stałą dostawą substancji biogennej. W zbiorniku bytowały także liczne gatunki Cladocera o większych wymaganiach termicznych i troficznych (*Alona rectangula*, *Chydorus sphaericus*).

Na początku holocenu w Europie nastąpił gwałtowny wzrost temperatury. Maksymalne wartości brzozy oraz roślin wodnych, w tym *Ceratophyllum demersum* i *Nymphaea alba*, wskazują na zwilgotnienie klimatu typowe dla okresu preborealnego. Obecność zarodników *Equisetum* potwierdza okresowe podtapianie. Wzrost temperatury spowodował dalszy rozwój zbiornika, zwiększenie zarówno frekwencji osobników, jak i liczby gatunków Cladocera. Pod koniec okresu preborealnego miało miejsce obniżenie poziomu wody i rozpoczął się proces lądowania zbiornika, co zaznaczyło się przejściem z sedymentacji gytii do sedymentacji torfu szuwarowego i wzrostem zawartości materii organicznej (maks. 89,58%).

Okolo 9899 cal. BP na podmokłych terenach miejscami występowała wierzba (*Salix*), zaś z roślin zielnych – *Filipendula ulmaria*, która sygnalizowała dalsze ocieplenie. Znaczne osuszenie terenu zarejestrowano na głębokości 111–95 cm (boreał), co potwierdza wzrost pyłku Cyperaceae i zarodniki grzybów *Sordaria* i *Type 200*, zsynchronizowany ze spadkiem spor *Filicales monoete* oraz znacznym zmniejszeniem różnorodności gatunkowej Cladocera oraz wzrostem frekwencji gatunków odpornych na niższe pH wody (*Alonella excisa*). Wyraźny wzrost procentowy *Alnus* i *Filicales monoete* następuje po 8100 ±90 BP, co wskazuje na zwilgotnienie powierzchni torfowiska. Krótkotrwałe dostawy wody powodowały okresowe pojawianie się fauny Cladocera w zbiorniku. Wraz z początkiem okresu atlantyckiego zbiornik był otoczony pasmem roślin szuwarowych z udziałem gatunku *Thelypteris palustris*. Wzrost temperatury spowodował dalsze obniżanie poziomu wody, co znalazło odzwierciedlenie w sedimentacji torfu olesowego. Bardzo małe zamulenie torfów oraz ich cechy geochemiczne wskazują na trwałe odcięcie starorzecza od rzeki i na jego zasilanie wodami podziemnymi. Ze zbiornika wycofały się także wszystkie gatunki Cladocera. Pod koniec funkcjonowania zbiornika nastąpił niewielki wzrost poziomu wody, co umożliwiło bytowanie w zbiorniku gatunkom Cladocera o szerokiej tolerancji środowiskowej.

## ZAPIS WARUNKÓW DEFICYTU TLENOWEGO W OLIGOCENSKICH OSADACH JEDNOSTKI GRYBOWSKIEJ W OKNACH TEKTONICZNYCH GRYBOWA, ROPY I SZCZAWY (POLSKIE KARPATY ZEWNĘTRZNE) – ANALIZA NANOPLANKTONU WAPIENNEGO I BADANIA GEOCHEMICZNE

OXYGEN DEFICIENCY RECORDED IN THE OLIGOCENE SUCCESSION OF THE GRYBÓW UNIT (GRYBÓW, ROPA AND SZCZAWA TECTONIC WINDOWS, POLISH OUTER CARPATHIANS) – GEOCHEMICAL AND CALCAREOUS NANNOPLANKTON ANALYSIS

Marta OSZCZYPKO-CLOWES, Patrycja WÓJCIK-TABOL

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;  
p.wojcik-tabol@uj.edu.pl; m.oszczypko-clowes@uj.edu.pl.

Jednostka grybowska odsłaniająca się w oknach tektonicznych płaszczowiny magurskiej należy do grupy jednostek przedmagurskich, zajmujących pośrednią pozycję między jednostką śląską a magurską. Okno tektoniczne Ropy znajduje się ok. 15 km od Gorlic w kierunku południowo-zachodnim. Okno Grybowa występuje między Grybowem a Librantową. Okno Szczawy jest zlokalizowane w środkowej części płaszczowiny magurskiej, na zachód od dwóch poprzednich. Badaną serię rozpoczynają warstwy podgrybowski, wykształcone jako brunatne margle i mułowce z przeławieniami zielonych i czarnych łupków ilastych. Wyżej leżąca formacja margli grybowski (GMF) to brunatne do czarnych margle z wkładkami rogowców w najwyższej części. GMF jest nadścielona przez warstwy krośnieńskie, wykształcone w facji łupkowej, których odpowiednikiem w oknie Szczawy są warstwy cergowskie. Wiek warstw podgrybowski i GMF odpowiada poziomowi NP24, a w oknie Szczawy rozciąga się na poziomy NP22–NP24. Biostratygraficzna pozycja warstw cergowski przypada na poziom NP24, a warstw krośnieńskich na poziomy NP24–NP25 (Oszczypko-Clowes, Oszczypko, 2004; Oszczypko-Clowes, Ślęczka, 2006; Oszczypko-Clowes, 2008).

Zespół nanoplanktonu wapiennego obejmuje gatunki eurytermiczne (*Dictyococcites bisectus*, *Cycli-cargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*) oraz typowe gatunki dla wód chłodnych (*Isthmolithus recurvus*, *Reticulofenestra callida*, *R. lockerii*, *R. ornata*). W oknie Szczawy w zespole poziomów NP22 i NP23 sporadycznie występują reprezentanci gatunków ciepłolubnych z rodzaju *Helicosphaera*, *Sphenolithus* i *Discoaster*. Obecność *Reticulofenestra ornata* w zespole poziomu NP23 może sugerować czasowy spadek zasolenia wód, powszechnie przyjmowany dla regionu Paratetydy (Nagyvarosy, Voronina, 1992). Bogaty i zróżnicowany zespół nanoplanktonu poziomu NP24 wskazuje na powrót środowiska otwartego morza.

Analiza mikroskopowa ciemnych utworów ujawniła powszechną obecność macerałów wityrinitowych. Macerały z grupy liptynit (w tym alginity) jako towarzyszące stwierdzono w GMF. Całkowita zawartość węgla organicznego waha się od 0,18 do 3,64% wag. w warstwach podgrybowski i przekracza 6% wag. w GMF okna Grybowa. Kerogen reprezentuje II typ z domieszką typu III, co sugeruje morskie/ lądowe pochodzenie materii organicznej, deponowanej w warunkach redukcyjnych.

Rosnące wartości V/V + Ni i Ni/Co korelują się ze wzbogaceniem w Mo, Zn, Ni, As, Cd i Ag oraz S w bogatych w węgiel organiczny utworach GMF, co wskazuje, że były deponowane w warunkach deficytu tlenowego (środowisko dysoksydacyjne – anoksydacyjne; Jones, Manning, 1994).

Obniżenie zasolenia wód basenu mogło być wynikiem wzmożonego napływu fluwialnego, za czym przemawia wzrost zawartości Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i pierwiastków litofilnych (np. Ti, Hf, Th, U, Ta, Nb), jak również nagromadzenie szczątków roślin lądowych w osadach datowanych jako NP23. Słodka woda dostarczyła substancji odżywczych, które sprzyjały bujnemu rozwojowi planktonu. W konsekwencji rozwinęły się warunki deficytu tlenowego, udokumentowane depozycją osadów bogatych w materię organiczną w poziomie NP24.

Badania sfinansowano ze środków projektu badawczego Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego (nr N N307 531038).

## Literatura

- JONES B., MANNING D.A.C., 1994 — Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**: 111–129.
- NAGYMAROSY A., VORONINA A., 1992 — Calcareous nannoplankton from the Lower Maykopian Beds (early Oligocene, Union of Independent States). *W: Nannoplankton research* (red. B. Hamrsmid, J. Young): 187–221. Fourth Conference, of International Association of Nannoplanktonists.
- OSZCZYPKO-CLOWES M., 2008 — The stratigraphy of the Oligocene deposits from the Ropa tectonic window (Grybów Nappe, Western Carpathians, Poland). *Geol. Quart.*, **52**, 2: 127–142.
- OSZCZYPKO-CLOWES M., OSZCZYPKO N., 2004 — The position and age of the youngest deposits in the Mszana Dolna and Szczawa tectonic windows (Magura Nappe, Western Carpathians, Poland). *Acta Geol. Pol.*, **54**, 3: 339–367.
- OSZCZYPKO-CLOWES M., ŚLĄCZKA A., 2006 — Nannofossil biostratigraphy of the Oligocene deposits in the Grybów tectonic window (Grybów Unit, Western Carpathians, Poland). *Geol. Carpat.*, **57**: 473–482.

**PALEOGEOGRAFIA OSTATNIEJ DEGLACJACJI NA OBSZARZE  
WYSOCZYNY BIAŁOSTOCKIEJ I WZGÓRZ SOKÓLSKICH –  
UWARUNKOWANIA PALEOKLIMATYCZNE I GLACIDYNAMICZNE**

**PALEOGEOGRAPHY OF LAST GLACIATION ON BIAŁYSTOK UPLAND  
AND SOKÓŁKA HILLS – PALAEOCLIMATIC AND GLACIODYNAMIC CONDITIONS**

Joanna RYCHEL<sup>1</sup>, Marcin MORAWSKI<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
joanna.rychel@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> ul. Próżna 5a, 05-822 Milanówek, Polska/ l'immeuble SarSaara Lot 124B-2 Yoff Toundoup Rya, Dakar, Senegal;  
marcin.morawski@poczta.onet.eu.

Rekonstrukcję paleogeograficzną przebiegu deglacjacji badanego obszaru podczas zlodowacenia odry, stadiału warty oparto głównie na analizie morfolineamentów polodowcowych. Zastosowanie analiz bazujących na GIS daje możliwość lepszego zrozumienia ewolucji krajobrazu polodowcowego, pozwala na przestrzenne odtworzenie procesów glacialnych i rozwoju rzeźby postglacialnej. Analizę morfolineamentów polodowcowych przeprowadzono na podstawie numerycznego modelu terenu, map geologicznych, geomorfologicznych i topograficznych, co pozwoliło na wyznaczenie widocznych w morfologii terenu form polodowcowych o liniowym przebiegu, ich identyfikację i klasyfikację oraz powiązanie genetyczne i chronologiczne. W wyniku analizy ilościowej odtworzono kierunki lineacji, natomiast analiza jakościowa dała możliwość określenia czasowego i przestrzennego następstwa zdarzeń, wyznaczenia kierunków ruchu mas lodu i ich zasięgu. Na obszarze północno-zachodniej części wysoczyzny Białostockiej i Wzgórz Sokólskich podczas ostatniego nasunięcia lądolodu istniały dwa łoby lodowcowe – Biebrzy i Niemna. Wpływ czynników klimatycznych i glacidynamicznych na charakter i dynamikę lądolodu potwierdzają obserwacje pozyskane podczas analizy stanowisk na danym obszarze oraz ukształtowanie podłoża osadów czwartorzędowych. Uzyskana w ten sposób rekonstrukcja ostatniego nasunięcia lądolodu i jego recesji na badanym obszarze może posłużyć do dalszych, regionalnych rozważań nad lobowym charakterem ostatniego zlodowacenia na tym terenie.

## INKLUZJE W BURSZTYNIE BAŁTYCKIM ŚWIADECTWEM ZMIAN KLIMATYCZNYCH W PALEOGENIE

### CLIMATIC CHANGE IN THE PALEOGENE ON BASED INCLUSIONS IN BALTIC AMBER

Katarzyna SZCZEPANIAK<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa.

<sup>2</sup> Polska Akademia Nauk, Muzeum Ziemi w Warszawie, Dział Bursztynu, al. Na Skarpie 20/26, 27, 00-488 Warszawa;  
k\_szczepaniak@student.uw.edu.pl.

Bursztyń bałtycki jest to żywica kopalna, której wiek datowano na paleogen. Roślinne pochodzenie tej żywicy było znane już od starożytności, jednak do dzisiaj nie ustalono drzewa macierzystego. Wiadomo tylko, że drzewa z lasu bursztynodajnego należały do roślin nagozalążkowych. W paleo-geńskich lasach bursztynodajnych współistniały ze sobą rośliny z różnych siedlisk: górskich, nizinnych oraz bagiennych, o odmiennych wymaganiach klimatycznych – ze strefy umiarkowanej, tropikalnej oraz paratropikalnej.

Podczas analizy zooinkluzji (inkluzje zwierzęce) zachowanych w bursztynie bałtyckim na podstawie danych literaturowych stwierdzono 25% organizmów wodnych (Wichard i in., 2009). Przeważnie są to owady, których cykl życiowy jest związany ze środowiskiem wodnym, np. rodzina Chironomidae (ochotkowate), która we wszystkich ekosystemach słodkowodnych stanowi główny składnik zoobentosu oraz ważne ogniwo w łańcuchu troficznym biocenozy. Lasy bursztynodajne były bogate w wody lenityczne, zalewowe, jeziora, potoki, rzeki. Według aktualnych badań liczebność larw ochotkowatych w potokach wynosi 80–100% fauny, w potokach i rzekach górskich o dnie kamienistym oraz w rzekach nizinnych o dnie piaszczystym lub mulistym stanowią 40–70% (Kajak, 1959; Kownacki, 1971, 1991, 2008).

Przeważająca liczba zooinkluzji Arthropoda (stawonogów) znalezionych w bursztynie bałtyckim należy do organizmów preferujących klimat umiarkowany ciepły i wilgotny (Hoffeins, Hoffeins, 2003; Sontag, 2003; Wichard, Weitschat, 2004). Ponadto inkluzje owadów są dominującą i zróżnicowaną grupą spośród stawonogów znalezionych w bursztynie bałtyckim. Zjawisko to jest związane z różnicą szerokości geograficznej, co może stanowić barierę fizjologiczną do migracji. Bursztyń powstawał na obszarach zarówno górskich, jak i podgórskich w lasach Fennoskandii, dlatego zaobserwowano mieszany charakter tafocenozy (Popov i in., 2004; Cloetingh i in., 2005). Organizmy borealne, jak np. mrówki występujące współcześnie w okolicach biegunów (*Leptothorax*) oraz współwystępujące ze sobą tropikalne, np. *Gesomyrex*, świadczą o większej jednorodności klimatycznej i niższych temperaturach sezonowych (Archibald i in., 2013).

### Literatura

- ARCHIBALD S.B., GREENWOOD D.R., MATHEWES R.W., 2013 — Seasonality, montane beta diversity, and Eocene insects: testing Janzen's dispersal hypothesis in an equable world. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **371**: 1–8.
- CLOETINGH S., ZIEGLER P.A., BEEKMAN F., ANDRIESSEN P.A.M., HARDEBOL N., DÉZES P., 2005 — Intraplate deformation and 3D rheological structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the northern Alpine foreland. *Int. J. Earth Sci.*, **94**: 758–778. Doi: 10.1007/s00531-005-0502-3.
- HOFFEINS C., HOFFEINS H.W., 2003 — Untersuchungen über die Häufigkeit von Inkluden in Baltischem und Bitterfelder Bernstein (Tertiär, Eozän) aus unselektierten Aufsammlungen unter besonderer Berücksichtigung der Ordnung Dipteras. *Stud. Diptero.*, **10**: 381–392.
- KAJAK Z., 1959 — Tendipedidae bentosowe środowisk śród- i przyrzecznych środkowego biegu Wisły. *Ekologia Polska, Seria A*, **7**: 391–434.
- KOWNACKI A., 1971 — Taxocens of Chironomidae in streams of the Polish High Tatra Mts. *Acta Hydrobiologica*, **13**: 439–464.
- KOWNACKI A., 1991a — Zonal distribution and classification of the invertebrate communities in high mountain streams in South Tirol (Italy). *Verhandlungen des Internationalen Vereins für Limnologie*, **24**: 2010–2014.

- 
- KOWNACKI A., 1991b — Chironomidae. *W*: Checklist of animals of Poland. Vol. II (red. J. Razowski): 90–103. Ossolineum, Wrocław, Warszawa, Kraków.
- KOWNACKI A., 2008 — Kryon – communities of high mountain streams. *Ann. Universitatis Marie Curie-Skłodowska; Sectio C, Biologia*, **63**, 2: 59–70.
- POPOV S.V., RÖGL F., ROZANOV A.Y., STEININGER F.F., SHCHERBA I.G., KOVAC M. (red), 2004 — Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. Late Eocene to Pliocene. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Band 250. *Schweizerbart Science Publishers*, **250**.
- SONTAG E., 2003 — Animal inclusions in a sample of unselected Baltic amber. *Acta. Zool. Cracov., (Suppl. Fossil Insects)*, **46**: 431–440.
- WICHARD W., GRÖHN C., SEREDSZUS F., 2009 — Wasserinsekten im Baltischen Bernstein – Aquatic insects in Baltic amber. Verlag Kessel, Remagen.
- WICHARD N., WEITSCHAT W., 2004 — Im Bernsteinwald. Gerstenberg Verlag, Hildesheim.

## DIATOM ASSEMBLAGES FROM COASTAL SETTINGS OF WEST ANTARCTICA

ZESPOŁY OKRZEMEK Z WYBRZEŻY ANTARKTYKI ZACHODNIEJ

Marlena ŚWIŁO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Polish Academy of Sciences, Institute of Paleobiology, Twarda 51/55, 00-818 Warsaw, Poland.

<sup>2</sup> Polish Geological Institute – National Research Institute, Rakowiecka 4, 00-975 Warsaw, Poland;  
marlena.swilo@gmail.com.

Fjord and near-shore settings provide some of the best archives of paleoenvironmental Quaternary records, as they contain both marine and terrestrial signals and frequently provide extensive and high-resolution sedimentary records of recent climate change in Antarctica. To date, research on diatom assemblages in coastal settings of Antarctica has been sparse. The major aim of this study is to analyze coastal diatom assemblages within a regional scale to explore potential links between diatom communities and various elements of fjords and near-shore environments.

Diatom assemblages from 33 core-tops, collected along a 2,500 km transect of the northern Antarctic Peninsula and Pine Island Bay areas, were examined for their use as paleoenvironmental proxies. Four major assemblages were identified, three pelagic assemblages related to different sea-ice duration, SST, and other conditions affecting primary production, and one benthic and epiphytic-dominated assemblage typical of near-shore, shallow-water habitats. Along the NW coast of the AP, sedimentation rates strongly influence total diatom concentrations. By contrast, relative abundances of *Chaetoceros* resting spores, that alone account for 56% of all counted valves and exceed 50% of total assemblage at 18 sites, remain mostly unaffected by terrigenous flux and may serve as a reliable proxy for primary productivity.

## BENTONITY W PROFILACH ORDOWIKU I SYLURU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH – KORELACJA STRATYGRAFICZNA I ZWIĄZEK Z CYRKULACJĄ ATMOSFERYCZNĄ WCZESNEGO PALEOZOIKU

BENTONITES IN THE ORDOVICIAN AND SILURIAN SECTIONS FROM THE HOLY CROSS  
MOUNTAINS – STRATIGRAPHIC CORRELATION AND RELATION TO ATMOSPHERIC  
CIRCULATION IN THE EARLY PALEOZOIC

Wiesław TRELA, Ewelina BAŁK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce;  
wieslaw.trela@pgi.gov.pl.

W późnym ordowiku i sylurze odnotowano serię erupcji wulkanicznych wyrzucających olbrzymie ilości pyłu wulkanicznego, których zapisem kopalnym są poziomy bentonitów powszechnie udokumentowane w Ameryce Północnej, Szwecji, Norwegii, Danii, Estonii, Rosji oraz w Polsce. W łowcach i łupkach ordowiku górnego i syluru Gór Świętokrzyskich bentonity tworzą liczne przewarstwienia o zróżnicowanej miąższości (od 1 do kilkunastu centymetrów, przeważnie 2–10 cm), a także cienkie laminy o grubości 1–5 mm.

Bentonity ordowickie zarejestrowano w otworach wiertniczych Jeleniów PIG 1 i Zbrza PIG 1, a ich występowanie jest ograniczone do pięter sandb i dolny kat. Wśród nich na uwagę zasługuje horyzont o miąższości 40 cm, którego pozycję stratygraficzną dokumentują graptolity z pogranicza pięter sandb i kat, dzięki czemu można go korelować z bentonitami Kinnekulle i Millbrig ze Skandynawii i USA. Sylurskie bentonity odnotowano w łupkach wenloku i dolnego ludlowu, w otworach Zarobiny PIG 1 i Kleczanów PIG 1, zlokalizowanych w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Na ogół występują one w zestawach złożonych z cienkich warstw rozdzielonych łupkami/ łowcami. Grubsze warstwy o miąższości 30–40 cm są reprezentowane sporadycznie.

Dystrybucja i zachowanie w zapisie kopalnym popiołów wulkanicznych jest uzależnione od cyrkulacji atmosferycznej, odległości między miejscem erupcji i akumulacji oraz warunków depozycji w basenie sedymentacyjnym (Ver Straeten, 2004). Torsvik i Rehnström (2003) postulują, że źródłem popiołu wulkanicznego dla skandynawskich bentonitów ordowiku górnego był wulkanizm związany ze strefą kolizji Awalonii i Bałtyki. Położenie strefy kolizyjnej w pasie wiatrów zachodnich półkuli południowej sprzyjało ich zdaniem dystrybucji popiołu wulkanicznego w kierunku wschodnim i południowo-wschodnim. Fakt ten znajduje swoje odzwierciedlenie w zwiększającej się ku zachodowi liczebności i miąższości warstw bentonitów, co na obszarze północno-wschodniej Polski odnotował wcześniej Modliński (1978). Ze względu na późnoordowickie położenie Gór Świętokrzyskich w strefie SW krawędzi Bałtyki i wiatrów zachodnich można przypuszczać, że źródłem popiołu wulkanicznego bentonitów świętokrzyskich także był wulkanizm awaloński.

Rekonstrukcje paleogeograficzne wskazują, że w wenloku i wczesnym ludlowie południowo-zachodnia krawędź Bałtyki, a wraz z nią oba regiony Gór Świętokrzyskich znalazły się w strefie oddziaływania pasatów południowo-wschodnich. Można zatem przypuszczać, że obszar źródłowy popiołu wulkanicznego sylurskich bentonitów na obszarze świętokrzyskim znajdował się na południowy wschód od Bałtyki. Takim obszarem mogła być strefa subdukcji rozwinięta na południe od Bałtyki wzdłuż północnej krawędzi oceanu Reik, która była źródłem popiołu wulkanicznego dla sylurskich (wenlok–ludlow) bentonitów Podola (Huff i in., 2000).

*Projekt sfinansowany ze środków statutowych PIG-PIB, nr zadania 61.2401.1401.00.0.*

### Literatura

- HUFF W.D., BERGSTRÖM S.M., KOLATA D.R., 2000 — Silurian K-bentonites of the Dnestr Basin, Podolia, Ukraine. *J. Geol. Soc.*, **157**: 493–504.
- MODLIŃSKI Z., 1978 — Uwagi o rozprzestrzeniu osadów piroklastycznych w ordowiku na Niziu Polskim. *Kwart. Geol.*, **22**: 49–58.
- TORSVIK T.H., REHNSTRÖM E.F., 2003 — The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics*, **362**: 67–82.
- VER STRAETEN C.A., 2004 — K-bentonites, volcanic ash preservation and implications for Early to Middle Devonian volcanism in the Acadian orogen, eastern North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **116**: 474–489.

## ZMIANY KLIMATYCZNO-EUSTATYCZNE W ZAPISIE SEDYMENTACYJNYM I IZOTOPOWYM ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ORDOWIKU GÓRNEGO WSCHODNIEJ CZĘŚCI OBNIŻENIA BAŁTYCKIEGO

CLIMATIC AND EUSTATIC CHANGES IN THE UPPER ORDOVICIAN SEDIMENTARY AND CARBON ISOTOPE RECORD FROM THE EASTERN PART OF THE BALTIC DEPRESSION (NE POLAND)

Wiesław TRELA<sup>1</sup>, Teresa PODHALAŃSKA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; wieslaw.trela@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; teresa.podhalanska@pgi.gov.pl.

Środkowy/ górny kat i hirnant we wschodniej części obniżenia bałtyckiego (NE Polska) są reprezentowane przez sukcesję złożoną z ilowców, margli i wapieni (Podhalańska, 2009), która w otworze wiertniczym Bartoszyce IG 1 osiąga miąższość 31 m. Spąg tej sukcesji jest podkreślony przez powierzchnię transgresywną erozji, na której spoczywają szare i szarozielone ilowce formacji z Sasina, odpowiadające fazie transgresywnego ciągu systemowego. Występujące wyżej brunatnoczerwone wapienie i margle należące do formacji z Morąga odzwierciedlają przesunięcie linii brzegowej w kierunku morza. Profil ordowiku kończy formacja z Ornety, którą tworzą szarozielone margle i wapienie margliste z *Mucronaspis mucronata* (Brongniart) i *Eostropheodonta hiranantensis* (M' Coy) korelowane z regresją związaną z hiranckim zlodowaczeniem na Gondwanie (Podhalańska, 2009). Wapienie margliste i margle formacji z Morąga i Ornety należą do wulkanitów bioklastycznych i madstonów, a wśród ich składników ziarnowych dominują fragmenty szkarłupni, małżoraczek, ramienionogów i trylobitów.

Badania izotopów węgla wapieni i margli formacji z Morąga i Ornety w otworze Bartoszyce IG 1 wskazują na znaczne wahania  $\delta^{13}\text{C}$ , zmieniające się od  $-0,479$  do  $3,854\%$ . Najwyższy w całym profilu wzrost  $\delta^{13}\text{C}$  powyżej wartości  $3,8\%$  zarejestrowano w marglach hiranckich formacji z Ornety, odnotowany wcześniej przez Podhalańską (2009). Wzrost ten jest korelowany z hirancką dodatnią anomalią na krzywej izotopowej węgla opracowanej dla ordowiku, która jest łączona z kulminacją późnoordowickiego zlodowaczenia na Gondwanie. Wśród przyczyn odpowiedzialnych za powstanie anomalii hiranckiej wymienia się wzrost tempa pogrzebania węgla organicznego w osadach dennych (Brenchley i in., 1994) oraz zwiększoną podaż ciężkiego izotopu węgla z platform węglanowych podlegających erozji w konsekwencji obniżenia poziomu morza, wymuszonego przez zlodowaczenie gondwańskie (Melchin, Holdmen, 2006). Zdaniem Kumpa i in. (1999) czynnikiem odpowiedzialnym za ochłodzenie klimatu i rozwój zlodowaczenia w późnym ordowiku miało być wzmożone wietrzenie skał silikoklastycznych w strefie orogenu takońskiego.

W dolnej części formacji z Morąga (górny kat) zaznacza się niewielki wzrost  $\delta^{13}\text{C}$  powyżej  $1,3\%$  (maks.  $1,572\%$ ), zarejestrowany w brunatnoczerwonych wapieniach marglistych. Podwyższona wartość  $\delta^{13}\text{C}$  w tej części ordowiku Bartoszyce może być korelowana z dodatnią anomalią zarejestrowaną na krzywej izotopowej węgla w USA (zdarzenie Whitewater) i Estonii (Kaljo i in., 2007; Bergström i in., 2010) oraz zdarzeniem regresywnym Grimsøya na obszarze Bałtoskandii (Nielsen, 2004).

Projekt sfinansowany ze środków statutowych PIG-PIB, nr zadania 61.3608.1303.00.0.

### Literatura

- BERGSTRÖM S., YOUNG S., SCHMITZ B., 2010 — Katian (Upper Ordovician)  $\delta^{13}\text{C}$  chemostratigraphy and sequence stratigraphy in the United States and Baltoscandia: A regional comparison. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **296**: 217–234.
- BRENCHLEY P.J., MARSHALL J.D., CARDEN G.A.F., ROBERTSON D.B.R., LONG D.G.F., MEIDLA T., HINTS L., ANDERSON T.F., 1994 — Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, **22**: 295–298.
- KALJO D., MARTMA T., SAADRE T., 2007 — Post-Hunnebergian Ordovician carbon isotope trend in Estonia, its significance in stratigraphy and environmental analysis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **245**: 138–155.

- 
- KUMP L.R., ARTHUR M.A., PATZKOWSKY M.E., GIBBS M.T., PINKUS D.S., SHEEHAN P.M., 1999 — A weathering hypothesis for glaciation at high atmospheric  $p\text{CO}_2$  during the Late Ordovician. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **152**: 173–187.
- MELCHIN M.J., HOLDMEN C., 2006 — Carbon isotope chemostratigraphy in Arctic Canada: Sea-level forcing of carbonate platform weathering and implication for Hirnantian global correlation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **234**: 186–200.
- NIELSEN A.T., 2004 — Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. *W: The Great Ordovician Biodiversification Event* (red. B.D. Webby i in.): 84–93. Columbia University Press, New York.
- PODHALAŃSKA T., 2009 — Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **193**.

## ZMIANY KLIMATU W OSTATNIM TYSIĄCLECIU I ICH WPLYW NA EKOSYSTEM JEZIORA ATNSJØEN (NORWEGIA)

### CLIMATE CHANGES DURING THE LAST MILLENNIUM AND THEIR INFLUENCE ON THE ECOSYSTEM OF THE LAKE ATNSJØEN (NORWAY)

Izabela ZAWISKA<sup>1</sup>, Thomas JENSEN<sup>2</sup>, Tomi LUOTO<sup>3,4</sup>, Liisa NEVALAINEN<sup>4</sup>,  
Milena OBREMSKA<sup>5</sup>, Mimmi OKSMAN<sup>3</sup>, Michał SŁOWIŃSKI<sup>6</sup>, Wojciech TYLMANN<sup>7</sup>,  
Michał WOSZCZYK<sup>8</sup>, Ann Kristin SCHARTAU<sup>2</sup>, Bjorn WALSENG<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; izawiska@twarda.pan.pl.

<sup>2</sup> Norwegian Institute for Nature Research, Gaustadalléen 21, NO-0349 Oslo, Norway.

<sup>3</sup> University of Helsinki, Department of Geosciences and Geography, Division of Geology, P.O. Box 64, 00014, Finland.

<sup>4</sup> University of Jyväskylä, Department of Biological and Environmental Science, P.O. Box 35, 40014, Finland.

<sup>5</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa.

<sup>6</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń.

<sup>7</sup> Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk.

<sup>8</sup> Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań.

Głównym celem badania było prześledzenie naturalnych zmian środowiska jeziora Atnsjøen w ostatnim tysiącleciu. Jezioro Atnsjøen znajduje się na obszarach górskich (Rondane) na wysokości 701 m n.p.m., w południowo-wschodniej części Norwegii. Ze względu na odległe umiejscowienie jeziora oraz położenie dużej części jego zlewni na terenie Parku Narodowego Rondane, można przypuszczać, że wpływ człowieka na ekosystem jeziora był ograniczony. Klimat tego obszaru ma cechy kontynentalne, roczna suma opadów waha się od 400 do 600 mm. Jezioro Atnsjøen jest otoczone lasami sosnowo-brzozowymi, a powyżej linii drzew dominuje tundra. Ma ono strome zbocza i płaskie dno, a jego głębokość maksymalna wynosi 80,2 m. Do badań paleolimnologicznych pobrano rdzeń osadów z głębokości 20 m z płytszej, południowo-wschodniej części jeziora. Naturalną zmienność klimatu określono wykorzystując rekonstrukcję średniej temperatury lipca, wykonaną przy pomocy gatunków ochotkowatych (Chironomidae) i metody transfer function. Reakcję jeziora na zmianę klimatu prześledzono z wykorzystaniem wybranych analiz paleolimnologicznych – pyłkowej, wioślarkowej, makroszczałków roślinnych, ochotkowatych, okrzemkowej a także zbadano skład chemiczny i cechy sedimentologiczne osadu. Chronologię rdzenia oparto na datowaniach ołowiem <sup>210</sup>Pb i węglem <sup>14</sup>C.

Badania przeprowadzone przez autorów wykazały, że średnia temperatura lipca w ciągu ostatniego tysiąclecia w regionie jeziora Atnsjøen wynosiła 11°C, najwyższe wartości (13°C) występowały w XI, XII i XX w., a najniższe (ok. 9°C) w XII, XIV, XVII i XVIII w. Najdłuższy okres zimna, odpowiadający małej epoce lodowcowej, trwał 250 lat, między 1550 a 1800 r. n.e.

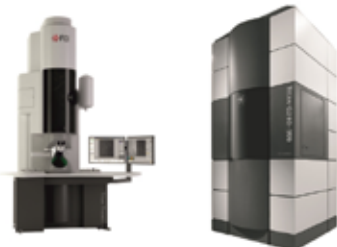
Prezentowana rekonstrukcja temperatur jest zgodna z wynikami badań opublikowanych ostatnio przez grupę PAGES 2k.

Otrzymane przez autorów wyniki dowodzą również, że główne zmiany temperatury we wschodniej Norwegii w ciągu ostatniego tysiąclecia były związane ze zmianami aktywności Słońca i Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO).



the **best partner in nanotechnology**

Firma **Labsoft** to sprawdzony dostawca aparatury badawczej, pomiarowej i procesowej stosowanej w badaniach podstawowych, nanotechnologii i w przemyśle. W naszej ofercie znajdują się produkty do osadzania warstw powierzchniowych oraz do kompleksowej analizy składników struktury, składu chemicznego i właściwości fizycznych materiałów w mikro- i nanoobszarach.



#### Mikroskopia elektronowa:

- mikroskopy (S)TEM, SEM i SDB
- detektory składu chemicznego EDS, WDS, EBSD, EELS
- mikroskopy stołowe SEM
- mikroskopy SEM do automatycznej analizy cząstek



#### Mikroskopia sił atomowych:

- mikroskopy AFM do próbek biologicznych i materiałowych
- tryby do pomiarów właściwości mechanicznych, elektrycznych i magnetycznych

#### Mikroskopia świetlna:

- mikroskopy biologiczne, metalograficzne, stereoskopowe, konfokalne
- mikroskopy edukacyjne



#### Preparatyka próbek EM, LM i AFM:

- ścieniarki jonowe, preparatyka FIB
- ultramikrotomy, procesory tkankowe, suszarki w punkcie krytycznym i napyłarki
- kriopreparatyka i kriotransfer próbek

#### Analiza składu chemicznego powierzchni:

- spektroskopia XPS i AES z profilowaniem wgłębnym
- spektrometria ToF-SIMS i mikroskopia SAM



#### Osadzanie warstw i obróbka powierzchni:

- reaktory MBE, CVD, ALD
- reaktory RIE do trawienia jonowego

#### Analiza właściwości warstw i powierzchni:

- tribologia: tribometry, scratch testery, nanotwardościomierze
- właściwości optyczne: elipsometry, reflektometry
- topografia: AFM, profilometry optyczne i stykowe (Dektak)
- struktura: mikroskopy SEM i (S)TEM
- skład chemiczny i fazowy: XPS, AES, ToF-SIMS, EDS, WDS, EBSD



#### Oprzędkowanie precyzyjne:

- mikromanipulatory i mikrośloliki piezoelektryczne
- wibrometry laserowe i nanoanalizatory ruchu drgającego



#### Akcesoria laboratoryjne:

- akcesoria, przyrządy i materiały do EM i LM
- akcesoria do przechowywania i do pracy z ciekłym azotem
- aktywne platformy antywibracyjne i systemy do kompensacji zakłóceń EMI

#### Usługi:

- serwis techniczny
- szkolenia aparaturowe
- wsparcie aplikacyjne w zakresie oferowanych technik



## Dział handlowy :



Mikroskopia AFM, profilometria, tribologia

#### Mikroskopia elektronowa, preparatyka, analityka

Tomasz Kępiński, 695 307 454, tk@labsoft.pl  
 Paweł Wojda, 695 300 105, pw@labsoft.pl  
 Sebastian Arabasz, 885 666 636, sa@labsoft.pl  
 Krzysztof Głowacki, 663 521 000, kg@labsoft.pl  
 Tomasz Szablewski, 603 666 640, tsz@labsoft.pl



Jakub Banaszek, 695 308 010, jb@labsoft.pl  
 Jakub Grabarczyk, 885 666 646, jag@labsoft.pl



#### Procesy powierzchniowe, mikroskopia, oferta dla przemysłu

Marta Izydorczak-Woźniak, 667 617 428, mi@labsoft.pl  
 Paweł Kozak, 661 666 610, pkz@labsoft.pl

#### Serwis techniczny, części zamienne:

Marek Nazaruk, 601 593 247; mn@labsoft.pl; [serwis.labsoft.pl](http://serwis.labsoft.pl)



Sponsor



Istytucja wspierająca



ZMIANY KLIMATYCZNE W PRZESZŁOŚCI GEOLOGICZNEJ 2015

PALEOKLIMAT

2. KONFERENCJA NAUKOWA

# ZMIANY KLIMATYCZNE W PRZESZŁOŚCI GEOLOGICZNEJ

Referaty i postery

Warszawa, 24–25 listopada 2015



ISBN 978-83-7863-482-9



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY  
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY