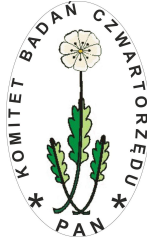


**POL
QUA**

Polska Unia Czwartorzędu



I KONGRES POLSKIEJ UNII CZWARTORZĘDU POLQUA 2024

**Czwartorzęd Karpat Zachodnich:
od morfogenezy po zapis w osadach**

Kraków, 2–6 września 2024

Zeszyt abstraktów

I KONGRES POLSKIEJ UNII CZWARTORZĘDU POLQUA 2024

**Czwartorzęd Karpat Zachodnich:
od morfogenezy po zapis w osadach**

Kraków, 2–6 września 2024

Zeszyt abstraktów

Redakcja

Włodzimierz MARGIELEWSKI
Renata STACHOWICZ-RYBKA

Organizatorzy

Polska Unia Czwartorzędu POLQUA, Komitet Badań Czwartorzędu PAN,
Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, Instytut Ochrony Przyrody PAN,
Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy



Komitet Organizacyjny

Marek **Krapiec** – Przewodniczący (Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, Kraków)
Włodzimierz **Margielewski** – Wiceprzewodniczący (Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków)
Renata **Stachowicz-Rybka** (Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, Kraków)
Leszek **Jankowski** (ul. Karpacka 3, 32-040 Świątyniki Górne)
Jarosław **Wilczyński** (Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt PAN, Kraków)
Wojciech **Granoszewski** (Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Kraków)
Krzysztof **Buczek** (Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków)
Jolanta **Pilch** (Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków)
Damian **Wiktorowski** (Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, Kraków)
Jacek **Pawłyta** (Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, Kraków)
Elżbieta **Szychowska-Krapiec** (Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, Kraków)

Komitet Naukowy

Mirosław Błaszkievicz, Ryszard Krzysztof Borówka, Anna Cedro, Radosław Dobrowolski, Jacek Forsyjak, Anna Hrynowiecka,
Zdzisław Jary, Piotr Kittel, Marek Krapiec, Mirosława Kupryjanowicz, Mariusz Lamentowicz, Maria Łanczont,
Włodzimierz Margielewski, Danuta Joanna Michczyńska, Joanna Mirosław-Grabowska, Piotr Moska, Adam Nadachowski,
Dorota Nalepka, Monika Niska, Joanna Petera-Zganiacz, Irena Agnieszka Pidek, Małgorzata Pisarska-Jamroży,
Małgorzata Roman, Michał Słowiński, Renata Stachowicz-Rybka, Krzysztof Stefaniak, Sławomir Terpiłowski,
Wojciech Tylmann, Paweł Valde-Nowak, Piotr Weckwerth, Barbara Woronko, Edyta Zawisza, Paweł Zieliński

Komitet Honorowy

Prof. Jacek Matyszkiewicz – Dziekan WGGiOŚ AGH, Prof. Zdzisław Jary – Przewodniczący POLQUA;
Prof. Leszek Marks – Uniwersytet Warszawski; Prof. Krzysztof Szamałek – Dyrektor PIG-PIB, Prof. Adam Nadachowski –
ISEZ PAN; Prof. Elżbieta Wilk-Woźniak – Dyrektor IOP PAN, Prof. Agnieszka Wacnik – Zastępca Dyrektora IB PAN

Redakcja techniczna

Włodzimierz Margielewski, Renata Stachowicz-Rybka

Skład, opracowanie graficzne

Marian Wysocki

Projekt okładki

Włodzimierz Margielewski, Renata Stachowicz-Rybka

Fotografia na okładce

Włodzimierz Margielewski

Copyright © POLQUA & Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Kraków 2024

Adres redakcji

Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

ISBN 978-83-62975-48-8

Wersja elektroniczna – <https://doi.org/10.35535/978-83-62975-48-8>

Proponowany sposób cytowania:

Margielewski W., Stachowicz-Rybka R. (red.) 2024. *I Kongres Polskiej Unii Czwartorzędu. Polqua 2024. Czwartorzęd Karpat Zachodnich: od morfogenezy po zapis w osadach*, Kraków, 2–6 września 2024. Zeszyt abstraktów. POLQUA & Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Kraków.

Druk

Drukarnia Rubin sp. z o.o., Biskupińska 26, 30-732 Kraków

Program Konferencji

Dzień I – poniedziałek 2 września 2024 r.

10.00 Rozpoczęcie Kongresu POLQUA 2024

Aula AGH, Budynek A0

10.00–10.15 Rozpoczęcie Kongresu i powitanie Uczestników
Wystąpienie Dziekana Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH
Wystąpienie Przewodniczącego Polskiej Unii Czwartorzędu
Wystąpienie Komitetu Organizacyjnego POLQUA 2024

10.15–11.45 Sesja plenarna

10.15–10.45 **L. Marks:** Czy grozi nam katastrofa klimatyczna

10.45–11.15 **Z. Jary, L. Marks:** Stratygrafia późnego glaciału w Europie Środkowej

11.15–11.45 **L. Jankowski, W. Margielewski:** Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat polskich: od etapu basenowego, po czwartorzęd

11.45–12.40 Przerwa kawowa ☕

Aula AGH

12.40–14.20 Sesja: **Stratygrafia czwartorzędu (cz. 1)**

12.40–13.00 **J. Dzierżek, L. Lindner:** O pozycji wiekowej lessów w stratygrafii plejstocenu dorzecza Wisły

13.00–13.20 **M. Lanczont, P. Mroczek, M. Komar, J. Nawrocki, K. Standzikowski, O. Krokmal, S. Prylypko:** Odkrywanie przeszłości środowiska i dynamiki klimatu środkowego Dniepru: nowe spojrzenie na plejstocenijskie sekwencje lessowo-glebowe

13.20–13.40 **J. Rychel, R.J. Sokołowski, M. Obremska, D. Sieradz, N. Piotrowska, P. Palczewski:** Paleogeografia późnego glaciału ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Suwalskim (NE Polska)

13.40–14.00 **D. Sieradz, J. Mirosław-Grabowska, J. Rychel, B. Massalska, Ł. Zbucki:** Ewolucja zagłębień bezodpływowych od późnego saalianu do holocenu na przykładzie stanowiska Białe Błota, północne Mazowsze, Polska Centralna

14.00–14.20 **M. Ludwikowska-Kędzia, B. Słodkowska:** „Preglacialny” kompleks osadów (formacja Słopiec) w Górach Świętokrzyskich

14.20–15.40 Przerwa obiadowa 🍽️

Aula AGH


15.40–17.00 Sesja: **Stratygrafia czwartorzędu (cz. 2)**

15.40–16.00 **B. Woronko, Ł. Bujak, M. Cyglicki, Z. Remin:** Problem dolnego plejstocenu w stratygrafii czwartorzędu

16.00–16.20 **W. Wysota, M. Chabowski, E. Kalińska, H. Alexanderson, P. Weckwerth, A. Krawiec:** Nowe dane dotyczące nasunięć lądolodu skandynawskiego w północno-wschodniej Polsce podczas zlodowacenia Wisły

16.20–16.40 **P. Gębica, J. Forysiak, D.J. Micheżyńska:** Chronologia zmian systemów fluwialnych w późnym wistulianie (na wybranych stanowiskach z dorzecza Warty, Górnej Wisły i Dniestru)

16.40–17.00 **J. Forsyia, D. Dzeduszyńska, D.J. Michczyńska:** Schyłek ostatniego okresu zimnego w Polsce środkowej – podejście paleośrodowiskowe

17.00–17.30 Przerwa kawowa 

Aula AGH

17.30–19.30 Sesja: **Późny glacjał**

17.30–17.50 **M. Płóciennik, J. Forsyia:** Chironomidae jako indykatory ocieplenia klimatu w czasie oscylacji kamion

17.50–18.10 **W. Margielewski, D.J. Michczyńska, K. Buczek, A. Michczyński, K. Korzeń, M. Krąpiec, A. Obidowicz, A. Wojta, A. Pocięcha, R.K. Borówka, J. Tomkowiak, J. Pilch, J. Urban:** Rejestr zmian paleośrodowiska w osadach torfowiska poddanego współczesnej antropopresji: przypadek późnoglacialnego torfowiska Grel w Kotlinie Nowotarskiej

18.10–18.30 **J. Pilch, W. Margielewski, R. Stachowicz-Rybka, K. Buczek, A. Obidowicz, M. Stolarczyk, Ł. Musielok, K. Korzeń, D. Sala:** Regionalne i lokalne różnice w zapisie starszego dryasu w dwóch późnoglacialnych torfowiskach osuwiskowych – Klakłowo i Kotoń, Beskid Makowski, Karpaty Zewnętrzne. Wstępne wyniki

18.30–18.50 **M. Łopuch, Z. Jary:** Źródła piasku i dystans migracji peryglacialnych pól wydmywowych polskiej części europejskiego pasa piaszczystego

18.50–19.10 **P. Zieliński, R.J. Sokółowski, P. Mroczek, M. Łopuch, N. Piotrowska, A. Hrynowiecka, M. Krawczyk, J. Skurzyński, Z. Jary, J. Raczyk, A. Szymak, G. Poręba, P. Moska:** Morfogenezę i warunki depozycji osadów eolicznych w późnym glacialu w środkowej części europejskiego pasa piaszczystego

19.10–19.30 **M. Krawczyk, B. Woronko, P. Moska, R.J. Sokółowski, P. Zieliński, Z. Jary, G. Poręba, A. Szymak, K. Tudyka, A. Wojtalak, P. Mroczek, M. Łopuch, J. Raczyk, J. Skurzyński:** Zróznicowanie cech teksturalnych późnoglacialnych osadów eolicznych w Polsce

Dzień II – wtorek 3 września 2024 r.

AGH, Budynek A0

Sala 301

9.00–11.00 Sesja: **Geomorfologia**

9.00–9.20 **A. Börner, K. Schütze, S. Lang, U. Müller, H.-D. Krienke:** Current state and methods for mapping the quaternary subsurface in Mecklenburg – Western Pomerania

9.20–9.40 **M. Błaszkiwicz, P. Hermanowski, B. Woronko, W. Danel, O. Juschus, S. Kowalski, M. Kramkowski, A. Noryskiewicz, B. Garrett, A. Brauer:** Unikalne krajobrazy martwego lodu jako zapis przebiegu ostatniego zlodowacenia w Polsce północnej

9.40–10.00 **P. Hermanowski, J.A. Piotrowski:** Kręte formy glacialne – budowa wewnętrzna i geneza

10.00–10.20 **T. Kalicki, P. Przepióra, I. Biegalska, M. Maturlak:** Późnoglacialna i holocenska transformacja dna doliny Białej Nidy poniżej Jacowa – pierwsze wyniki

10.20–10.40 **A. Teodorski:** Glacialna rzeźba terenu północnego Mazowsza w obrazie DEM

10.40–11.00 **P. Weckwerth, R. Golba:** Rekonstrukcje przepływu powodzi lodowcowych na Pojezierzu Litewskim

Sala 380

11.00–13.00 **Sesja posterowa**


11.00–11.40 Przedstawienie posterów w formie 2-minutowych prezentacji. Prowadzący sesję: **Dorota Nalepka**

11.40–13.00 **Sesja posterowa** (przy kawie i dodatkach)


Sala 301

13.00–14.20 Sesja: **Litologia utworów czwartorzędowych**

13.00–13.20 **P. Mroczek:** Integracja spektrofotometrii z analizami granulometrycznymi w profilach lessowych w kontekście zaawansowanych metod identyfikacji genetycznej

13.20–13.40	Z. Jary, A. Bogucki, M. Krawczyk, P. Moska, P. Mroczek, J. Raczyk, J. Skurzyński, Z. Sowińska, O. Tomeniuk: Pseudomorfozy klinów lodowych w lessach ostatniego zlodowacenia w Polsce i w zachodniej części Ukrainy
13.40–14.00	M. Ludwikowska-Kędzia, D.J. Michczyńska, P. Moska: Cechy diagnostyczne i warunki depozycji diamiktonów w Dolinie Kielecko-Łagowskiej (Góry Świętokrzyskie)
14.00–14.20	R.J. Sokołowski, P. Mroczek, N. Piotrowska, P. Zieliński, A. Hrynowiecka, M. Łopuch, M. Krawczyk, J. Skurzyński, Z. Jary, J. Raczyk, A. Szymak, G. Poręba, K. Tudyka, A. Ustrzycka, P. Moska: Wpływ pożarów na formowanie gleb późnoglacialnych i holocenijskich oraz na aktywizację procesów eolicznych w polskiej części europejskiego pasa piaszczystego
14.20–15.30	Przerwa obiadowa 

Sala 301

15.30–17.30	Sesja: Geochronologia
15.30–15.50	A. Cedro, B. Cedro, R.K. Borówka, D. Okupny, P. Osóch, K. Stefaniak, B. Wojtuń, M. Kasprzak, U. Ratajczak-Skrzatek, P. Kmiecik, K. Rusinek, M. Jiroušek, V. Plášek, A. Hrynowiecka, A. Michczyński: Witness of the Little Ice Age – one of the oldest spruces in Poland (Śnieżnik massif, Sudetes, SW Poland)
15.50–16.10	D. Wiktorowski, M. Krąpiec, J. Pawlyta: Rekonstrukcja zmian paleoklimatycznych między 830 a 650 rokiem p.n.e., w oparciu o analizę zmian stosunku izotopów stabilnych C i O w przyrostach rocznych drzew z Południowej Polski
16.10–16.30	D.J. Michczyńska, P. Gębica, D. Wiczorek, A. Michczyński: Sygnał klimatyczny zapisany w danych fluwialnych – przykłady analizy dat radiowęglowych z wybranych regionów Polski południowej i Europy
16.30–16.50	P. Moska, N. Piotrowska, R.J. Sokołowski, P. Zieliński, Z. Jary, G. Poręba, A. Szymak, K. Tudyka, A. Ustrzycka, A. Wojtalak, P. Mroczek, M. Krawczyk, M. Łopuch, J. Raczyk, J. Skurzyński: Chronologia sukcesji eoliczno-glebowej na stanowisku w Łaskarzewie, na podstawie datowań ¹⁴ C i OSL
16.50–17.10	K. Tylmann, V. Rinterknecht, P. Woźniak, A. Börner, O. Jushus, H. Rother, S. Gurung: Wielozotopowe datowanie eratyków południowego skraju lądolodu skandynawskiego za pomocą ziemskich nuklidów kosmogenicznych – koncepcja projektu „DatErr 2.0”
17.10–17.30	A. Wojtalak, R.J. Sokołowski, P. Moska: Analiza porównawcza cech hydraulicznych współczesnej i późnoglacialnej dolnej Prosnys
19.00	Uroczysta kolacja 

AGH, Budynek A0

Sala 380

9.00–11.00	Sesja: Paleobotanika i Paleozoologia (cz. 1)
9.00–9.20	I.A. Pidek, M. Kupryjanowicz: Eemska a holsztyńska sekwencja pyłkowa w Polsce – implikacje paleoekologiczne
9.20–9.40	A. Górecki, A. Hrynowiecka, K. Ninard, N. Schafstall, R. Stachowicz-Rybka, K. Stachowicz, S. Skoczylas-Śniaz, K. Cywa: Historia roślinności Mierzei Wiślanej w świetle nowych badań paleośrodowiskowych
9.40–10.00	A. Górecki, K. Pochocka-Szwarc, M. Żarski, A. Hrynowiecka, I.A. Pidek, M. Szymanek, R. Stachowicz-Rybka, K. Stachowicz, S. Skoczylas-Śniaz: Sukcesja roślinna interglacjału mazowieckiego (MIS 11c) Równiny Parczewsko-Kodeńskiej oraz Zakłęstości Sosnowickiej (Polesie Zachodnie) – wstępne wyniki badań
10.00–10.20	W.P. Alexandrowicz, M. Lanczont: Zmiany środowiska depozycji lessów młodszych w profilu Zalesie koło Przemyśla w świetle badań malakologicznych
10.20–10.40	I. Cabała: Ślimaki lądowe w świetle zmian klimatycznych
10.40–11.00	M. Szymanek, I. Cabała, M.T. Krajcarz: Zmiany paleośrodowiskowe w późnym plejstocenie i holocenie w świetle badań malakofauny z osadów schroniska w Smoleniu III (Wyżyna Krakowsko-Częstochowska)

Sala 380

11.00–13.00	Sesja posterowa
11.00–11.40	Prezentowanie posterów w formie 2-minutowych prezentacji. Prowadząca sesję: Dorota Nalepka
11.40–13.00	Sesja posterowa (przy kawie i dodatkach)

Sala 380

13.00–13.20	Sesja: Paleobotanika i Paleozoologia (cz. 2)
13.00–13.20	K. Stefaniak: Czwartorzędowe słonowate, nieparzystokopytne i parzystokopytne z obszaru Polski
13.20–14.20	Sesja: Archeologia środowiskowa
13.20–13.40	A. Wiśniewski, K. Zarzecka-Szubińska, A. Lemanik, M. Baca, K. Wertz, S. Pospuła, S. Talamo, H. Fewlass, D. Tokarz, P. Wojtal, J. Wilczyński, M. Połtowicz-Bobak, B. Miazga, B. Przybylski, Z. Jary, M. Kasprzak, M. Krawczyk, E. Myśków, L. Lisá, M. Hein, P. Moska, D. Bobak, B. Wawrzyniak-Wydrowska, A. Nadachowski: MIS 3/MIS 2 i człowiek: nowe dane z rejonu Bramy Morawskiej
13.40–14.00	M. Kupryjanowicz, M. Filoc, P. Szwarczewski, M. Nowakowska, M. Mileszczyk: Paleośrodowiskowy kontekst osiedli rusztowych na jeziorach Piłakno i Boczne (Pojezierze Mazurskie)
14.00–14.20	P. Gębica, K. Milecka, M. Sobucki, M. Wołoszyn: Późnholoceńska aluwacja w dolinie Sanu u wylotu z Karpat

14.20–15.30 Przerwa obiadowa 

Sala 380

15.30–17.30	Sesja: Paleoeekologia torfowisk
15.30–15.50	A. Hrynowiecka, T.M. Karasiewicz: Bór na Czerwonym – najnowsze wyniki badań paleośrodowiskowych
15.50–16.10	M. Niska, A. Hrynowiecka, R.K. Borówka, R. Stachowicz-Rybka, Sylwia Skoczylas-Śniarz, K. Stachowicz, J. Sławińska, W. Ceglarek, P. Hájková, K. Stefaniak: Zmiany środowiska zarejestrowane na przestrzeni prawie dwóch tysięcy lat na podstawie wielowskaźnikowych badań paleoekologicznych torfowiska „Sadzonki” (masyw Śnieżnika)
16.10–16.30	K. Buczek, W. Margielewski, B. Pasierb, A. Obidowicz: Geomorfologiczny i hydrologiczny fenomen zagłębień osuwiskowych – studium przypadku osuwiska Lubogoszcz (Beskid Wyspowy, polskie Karpaty Zewnętrzne)
16.30–16.50	W. Granoszewski, R. Stachowicz-Rybka, M. Niska, M. Krąpiec, B. Kotrys, W. Margielewski: Multidyscyplinarne badania osadów torfowiskowych z Józefowa na Żuławach Elbląskich
16.50–17.10	W. Margielewski, M. Krąpiec, K. Buczek, K. Korzeń, M. Niska, R. Stachowicz-Rybka, A. Wojtal, A. Mroczkowska, A. Obidowicz, E. Szychowska-Krąpiec, W. Drzewicki, J. Barniak, D. Sala, J. Urban: Rekonstrukcja zmian paleohydrologicznych w holocenie w oparciu o analizy dendrochronologiczne subfosylnych pni sosny i dębu oraz wysokorozdzielcze analizy wielowskaźnikowe osadów torfowiska Budwity na Warmii
17.10–17.30	P.D. Zander, M. Żarczyński, W. Tylmann, H. Vogel, M. Grosjean: Rekonstrukcja zmian temperatury sezonu ciepłego w holocenie na podstawie osadów warwowych jeziora Żabińskiego w północno-wschodniej Polsce

19.00 Uroczysta kolacja 

Spis treści

SESJA PLENARNA

Jankowski Leszek, Margielewski Włodzimierz: Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat polskich: od etapu basenowego, po czwartorzęd	13
Jary Zdzisław, Marks Leszek: Stratygrafia późnego glacjału w Europie Środkowej	17
Marks Leszek: Czy grozi nam katastrofa klimatyczna?	19

REFERATY

Alexandrowicz Witold Paweł, Lanczont Maria: Zmiany środowiska depozycji lessów młodszych w profilu Zalesie koło Przemyśla w świetle badań malakologicznych	23
Błaszkiwicz Mirosław, Hermanowski Piotr, Woronko Barbara, Danel Weronika, Juschus Olaf, Kowalski Sławomir, Kramkowski Mateusz, Noryśkiewicz Agnieszka, Grrett Bruno, Brauer Achim: Unikalne krajobrazy martwego lodu jako zapis przebiegu ostatniego zlodowacenia w Polsce północnej	25
Börner Andreas, Schütze Karsten, Lang Susann, Müller Ulrich, Krienke Hans-Dieter: Current state and methods for mapping the quaternary subsurface in Mecklenburg-Western Pomerania	26
Buczek Krzysztof, Margielewski Włodzimierz, Pasierb Bernadetta, Obidowicz Andrzej: Geomorfologiczny i hydrologiczny fenomen zagłębień osuwiskowych – studium przypadku osuwiska na Lubogoszczy (Beskid Wyspowy, polskie Karpaty Zewnętrzne)	28
Cabala Izabela: Ślimaki lądowe w świetle zmian klimatycznych	30
Cedro Anna, Cedro Bernard, Borówka Ryszard Krzysztof, Okupny Daniel, Osóch Paweł, Stefaniak Krzysztof, Wojtuń Bronisław, Kasprzak Marek, Ratajczak-Skrzatek Urszula, Kmiecik Paweł, Rusinek Krzysztof, Jiroušek Martin, Plášek Vítezslav, Hrynowiecka Anna, Michczyński Adam: Witness of the Little Ice Age – one of the oldest spruces in Poland (Śnieżnik Massif, Sudetes, SW Poland)	32
Dzierżek Jan, Lindner Leszek: O pozycji wiekowej lessów w stratygrafii plejstocenu dorzecza Wisły	34
Forysiak Jacek, Dzieduszyńska Danuta, Michczyńska Danuta Joanna: Schyłek ostatniego okresu zimnego w Polsce Środkowej – podejście paleośrodowiskowe	35
Gębica Piotr, Forysiak Jacek, Michczyńska Danuta Joanna: Chronologia zmian systemów fluwialnych w późnym wistulianie (na wybranych stanowiskach z dorzecza Warty, górnej Wisły i Dniestru)	37
Gębica Piotr, Milecka Krystyna, Sobucki Mateusz, Wołoszyn Marcin: Późnholoceńska aluwiacja w dolinie Sanu u wylotu z Karpat	39
Górecki Artur, Hrynowiecka Anna, Ninard Krzysztof, Schafstall Nick, Stachowicz-Rybka Renata, Stachowicz Krzysztof, Skoczylas-Śniaz Sylwia, Cywa Katarzyna: Historia roślinności Mierzei Wiślanej w świetle nowych badań paleośrodowiskowych	41
Górecki Artur, Pochocka-Szwarc Katarzyna, Żarski Marcin, Hrynowiecka Anna, Pidek Irena Agnieszka, Szymanek Marcin, Stachowicz-Rybka Renata, Stachowicz Krzysztof, Skoczylas-Śniaz Sylwia: Sukcesja roślinna interglacjału mazowieckiego (MIS 11c) Równiny Parczewsko-Kodeńskiej oraz Żukłowskiej Sosnowickiej (Polesie Zachodnie) – wstępne wyniki badań	43
Granoszewski Wojciech, Stachowicz-Rybka Renata, Niska Monika, Krąpiec Marek, Kotrys Bartosz, Margielewski Włodzimierz: Multidyscyplinarne badania osadów torfowiskowych z Józefowa na Żuławach Elbląskich	45
Hermanowski Piotr, Piotrowski Jan A.: Kręte formy glacialne – budowa wewnętrzna i geneza	47
Hrynowiecka Anna, Karasiewicz Tomasz: Bór na Czerwonem – najnowsze wyniki badań paleośrodowiskowych	49

Jary Zdzisław, Bogucki Andriy, Krawczyk Marcin, Moska Piotr, Mroczek Przemysław, Raczyk Jerzy, Skurzyński Jacek, Sowińska Zuzanna, Tomeniuk Olena: Pseudomorfozy klinów lodowych w lessach ostatniego zlodowacenia w Polsce i w zachodniej części Ukrainy	51
Kalicki Tomasz, Przepióra Paweł, Biegalska Izabela, Maturlak Marcelina: Późnoglacialna i holocenska transformacja dna doliny Białej Nidy poniżej Jacowa – pierwsze wyniki	53
Krawczyk Marcin, Woronko Barbara, Moska Piotr, Sokolowski Robert Jan, Zieliński Paweł, Jary Zdzisław, Poręba Grzegorz, Szymak Agnieszka, Tudyka Konrad, Wojtalak Andrzej, Mroczek Przemysław, Łopuch Michał, Raczyk Jerzy, Skurzyński Jacek: Zróznicowanie cech teksturalnych późnoglacialnych osadów eolicznych w Polsce	55
Kupryjanowicz Mirosława, Filoc Magdalena, Szwarzewski Piotr, Nowakowska Magdalena, Mileszczyk Małgorzata: Paleośrodowiskowy kontekst osiedli rusztowych na jeziorach Piłakno i Boczne (Pojezierze Mazurskie)	57
Ludwikowska-Kędzia Małgorzata, Michczyńska Danuta Joanna, Moska Piotr: Cechy diagnostyczne i warunki depozycji diamiktonów w Dolinie Kielecko-Łagowskiej (Góry Świętokrzyskie)	59
Ludwikowska-Kędzia Małgorzata, Słodkowska Barbara: „Preglacialny” kompleks osadów (formacja Słopic) w Górach Świętokrzyskich	61
Łanczont Maria, Mroczek Przemysław, Komar Maryna, Nawrocki Jerzy, Standzikowski Karol, Krokhmal Oleksiy, Prylypko Sergiy: Odkrywanie przeszłości środowiska i dynamiki klimatu środkowego Dniepru: Nowe spojrzenie na plejstocenske sekwencje lessowo-glebowe	63
Łopuch Michał, Jary Zdzisław: Źródła piasku i dystans migracji peryglacialnych pól wydmych polskiej części europejskiego pasa piaszczystego	65
Margielewski Włodzimierz, Michczyńska Danuta Joanna, Buczek Krzysztof, Michczyński Adam, Korzeń Katarzyna, Krapiec Marek, Obidowicz Andrzej, Wojtal Agata, Pocięcha Agnieszka, Borówka Ryszard Krzysztof, Tomkowiak Julita, Pilch Jolanta, Urban Jan: Rejestr zmian paleośrodowiska w osadach torfowiska poddanego współczesnej antropopresji: przypadek późnoglacialnego torfowiska Grel w Kotlinie Nowotarskiej	67
Margielewski Włodzimierz, Krapiec Marek, Buczek Krzysztof, Korzeń Katarzyna, Niska Monika, Stachowicz-Rybka Renata, Wojtal Agata, Mroczkowska Agnieszka, Obidowicz Andrzej, Szychowska-Krapiec Elżbieta, Drzewicki Wojciech, Barniak Joanna, Sala Dariusz, Urban Jan: Rekonstrukcja zmian paleohydrologicznych w holocenie w oparciu o analizy dendrochronologiczne subfosalnych pni sosny i dębu oraz wysokorozdzielcze analizy wielowskaźnikowe osadów torfowiska Budwity na Warmii	69
Michczyńska Danuta J., Gębica Piotr, Wieczorek Dariusz, Michczyński Adam: Sygnał klimatyczny zapisany w danych fluwialnych – przykłady analizy dat radiowęglowych z wybranych regionów Polski południowej i Europy	71
Moska Piotr, Piotrowska Natalia, Sokolowski Robert Jan, Zieliński Paweł, Jary Zdzisław, Poręba Grzegorz, Szymak Agnieszka, Tudyka Konrad, Ustrzycka Alicja, Wojtalak Andrzej, Mroczek Przemysław, Krawczyk Marcin, Łopuch Michał, Raczyk Jerzy, Skurzyński Jacek: Chronologia sukcesji eoliczno-glebowej na podstawie datowań ¹⁴ C i OSL w stanowisku Łaskarzew, wschodnia Polska	72
Mroczek Przemysław: Integracja spektrofotometrii z analizami granulometrycznymi w profilach lessowych w kontekście zaawansowanych metod identyfikacji genetycznej	74
Niska Monika, Hrynowiecka Anna, Borówka Ryszard Krzysztof, Stachowicz-Rybka Renata, Skoczyła-Sniaż Sylwia, Stachowicz Krzysztof, Sławińska Joanna, Ceglarek Weronika, Hájková Petra, Stefanik Krzysztof: Zmiany środowiska zarejestrowane na przestrzeni prawie dwóch tysięcy lat na podstawie wielowskaźnikowych badań paleoekologicznych torfowiska „Sadzonki” (masyw Śnieżnika)	76
Pidek Irena Agnieszka, Kupryjanowicz Mirosława: Eemska a holsztyńska sekwencja pyłkowa w Polsce – implikacje paleoekologiczne	78
Pilch Jolanta, Margielewski Włodzimierz, Stachowicz-Rybka Renata, Buczek Krzysztof, Obidowicz Andrzej, Stolarczyk Mateusz, Musielok Łukasz, Korzeń Katarzyna, Sala Dariusz: Regionalne i lokalne różnice w zapisie starszego dryasu w dwóch późnoglacialnych torfowiskach osuwiskowych – Klakłowo i Kotoń, Beskid Makowski, Karpaty Zewnętrzne. Wstępne wyniki badań	79
Płociennik Mateusz, Forysiak Jacek: Chironomidae jako indykatory ocieplenia klimatu w czasie oscylacji Kamion	81
Rychel Joanna, Sokolowski Robert Jan, Obremska Milena, Sieradz Dominika, Piotrowska Natalia, Palczewski Piotr: Paleogeografia późnego glacialu ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Suwalskim (NE Polska)	82

Sieradz Dominika, Mirosław-Grabowska Joanna, Rychel Joanna, Massalska Barbara, Zbucki Łukasz: Ewolucja zagłębień bezodpływowych od późnego saalianu do holocenu na przykładzie stanowiska Białe Błota, północne Mazowsze, Polska Centralna	83
Sokołowski Robert Jan, Mroczek Przemysław, Piotrowska Natalia, Zieliński Paweł, Hrynowiecka Anna, Łopuch Michał, Krawczyk Marcin, Skurzyński Jacek, Jary Zdzisław, Raczyk Jerzy, Szymak Agnieszka, Poręba Grzegorz, Tudyka Konrad, Ustrzycka Alicja, Moska Piotr: Wpływ pożarów na formowanie gleb późnoglacialnych i holocenijskich oraz na aktywizację procesów eolicznych w polskiej części Europejskiego Pasa Piaszczystego	85
Stefaniak Krzysztof: Czwartorzędowe słoniowate, nieparzystokopytne i parzystokopytne z obszaru Polski ...	87
Szymanek Marcin, Cabała Izabela, Krajcarz Maciej T.: Zmiany paleośrodowiskowe w późnym plejstocenie i holocenie w świetle badań malakofauny z osadów schroniska w Smoleniu III (Wyżyna Krakowsko-Częstochowska)	90
Teodorski Artur: Glacialna rzeźba terenu północnego Mazowsza w obrazie DEM	92
Tylmann Karol, Rinterknecht Vincent, Woźniak Piotr P., Börner Andreas, Jushus Olaf, Rother Henrik, Gurung Sanjaya: Wieloizotopowe datowanie eratyków południowego skraju lądolodu skandynawskiego za pomocą ziemskich nuklidów kosmogenicznych – koncepcja projektu „DatErr 2.0”	93
Weckwerth Piotr, Golba Radosław: Rekonstrukcje przepływu powodzi lodowcowych na Pojezierzu Litewskim	94
Wiktorowski Damian, Krąpiec Marek, Pawlyta Jacek: Rekonstrukcja zmian paleoklimatycznych między 830 a 650 rokiem p.n.e., w oparciu o analizę zmian stosunku izotopów stabilnych C i O w przyrostach rocznych drzew z południowej Polski	96
Wiśniewski Andrzej, Zarzecka-Szubińska Katarzyna, Lemanik Anna, Baca Mateusz, Wertz Krzysztof, Pospuła Sylwia, Talamo Sahlra, Fewlass Helen, Tokarz Dominka, Wojtal Piotr, Wilczyński Jarosław, Połtowicz-Bobak Marta, Miazga Beata, Przybylski Bogdan, Jary Zdzisław, Kasprzak Marek, Krawczyk Marcin, Myśków Elżbieta, Lisá Lenka, Hein Michael, Moska Piotr, Bobak Dariusz, Wawrzyniak-Wydrowska Brygida, Nadachowski Adam: MIS 3/MIS 2 i człowiek: nowe dane z rejonu Bramy Morawskiej	97
Wojtalak Andrzej, Sokołowski Robert Jan, Moska Piotr: Analiza porównawcza cech hydraulicznych współczesnej i późnoglacialnej dolnej Prosnicy	99
Woronko Barbara, Bujak Łukasz, Cyglicki Michał, Remin Zbigniew: Problem dolnego plejstocenu w stratygrafii czwartorzędu	100
Wysota Wojciech, Chabowski Marek, Kalińska Edyta, Alexanderson Helena, Weckwerth Piotr, Krawiec Arkadiusz: Nowe dane dotyczące nasunięć lądolodu Skandynawskiego w północno-wschodniej Polsce podczas zlodowacenia Wisły	101
Zander Paul D., Żarczyński Maurycy, Tylmann Wojciech, Vogel Hendrik, Grosjean Martin: Rekonstrukcja zmian temperatury sezonu ciepłego w holocenie na podstawie osadów warwowych jeziora Żabińskiego w północno-wschodniej Polsce	103
Zieliński Paweł, Sokołowski Robert Jan, Mroczek Przemysław, Łopuch Michał, Piotrowska Natalia, Hrynowiecka Anna, Krawczyk Marcin, Skurzyński Jacek, Jary Zdzisław, Raczyk Jerzy, Szymak Agnieszka, Poręba Grzegorz, Moska Piotr: Morfogenezja i warunki depozycji osadów eolicznych w późnym glacialu w środkowej części europejskiego pasa piaszczystego	104

POSTERY

Borówka Ryszard Krzysztof, Okupny Daniel, Gadziszewska Joanna, Sikorski Jarosław, Sławińska Joanna, Michczyński Adam: Torfowisko Przybojec koło Chochołowa: palinologiczny i geochemiczny zapis zmian środowiskowych	109
Buczek Krzysztof, Margielewski Włodzimierz, Korzeń Katarzyna, Niska Monika, Wojtal Agata, Sala Dariusz, Urban Jan, Zatorski Michał, Franczak Paweł: Zapis zmian paleośrodowiska w holocenie w osadach torfowiska osuwiskowego Hucianka w Beskidzie Niskim	111
Cywa Katarzyna, Wacnik Agnieszka, Karczewski Maciej: Nowe spojrzenie na użytkowanie drewna przez społeczności zachodniobałtyjskiego kręgu kulturowego w Polsce	112
Drzymulska Danuta, Filoc Magdalena, Kupryjanowicz Mirosława, Mirosław-Grabowska Joanna, Standzikowski Karol, Suchora Magdalena, Żarski Marcin: Rozwój eemskiego ekosystemu jeziorno-torfowiskowego w rejonie Woli Starogrodzkiej (Równina Garwolińska)	113

Filoc Magdalena, Kupryjanowicz Mirosława: Jałowiec pospolity (<i>Juniperus communis</i> L.) w Europie Środkowej w okresie młodszego dryasu	115
Hrynowiecka Anna, Karasiewicz Tomasz, Weckwerth Piotr, Tobojko Lucyna: Podłużne zagłębienie w rejonie Barlinka (zachodnia Polska) – pułapka sedymentacyjna z wyjątkowym zapisem zmian paleośrodowiskowych w późnym glacie i holocenie	116
Kalicki Tomasz, Kaca Wiesław, Petrosyan Kristine, Przepióra Paweł, Żelezik Monika, Biegalska Izabela, Maturlak Marcelina: Wskaźniki sedymentologiczne oraz biologiczne dawnego hutnictwa – założenia badawcze i wstępne wyniki	118
Karbowski Karol, Stefaniak Krzysztof, Ratajczak-Skrzatek Urszula: Rozmieszczenie i występowanie koniowatych (Eequidae Gray 1821) na terenie Polski w czwartorzędzie – przegląd danych literaturowych	120
Kropczyk Aleksandra, Marciszak Adrian: Znaczenie biostratygraficzne psowatych (Canidae) czwartorzędu Polski	122
Mitura Anna, Łukasiak Dominik: Procesy osuwiskowe w Górach Sanocko-Turczańskich (Karpaty Zewnętrzne) w świetle danych z lotniczego skanowania laserowego	123
Mitura Anna, Łukasiak Dominik: Dynamika zmian ukształtowania terenu w rejonie Kielnarowej (Pogórze Dynowskie) w świetle danych z lotniczego skanowania laserowego	124
Rylko-Frocisz Justyna, Granoszewski Wojciech, Wójcik Antoni, †Mamakowa Kazimiera: Zapis palinologiczny osadów zbiornika bezodpływowego w Majscowej na Pogórzcu Jasielskim	125
Sieradz Dominika, Gałązka Dariusz, Danel Weronika: Wyniki analiz palinologicznych osadów środkowego plejstocenu z wiercenia Baldram PIG-1 (Polska północna)	127
Skoczylas-Śniak Sylwia, Czerniak Radosław, Kalicki Tomasz, Maturlak Marcelina, Moskal-Del Hoyo Magdalena, Stachowicz Krzysztof: Rekonstrukcja zmian środowiskowych w rejonie Biskupic na Pogórzcu Wielickim na podstawie badań paleobotanicznych i paleośrodowiskowych – wstępne wyniki	128
Skurzyński Jacek, Kenis Piotr, Moska Piotr, Jary Zdzisław, Sokołowski Robert Jan, Mroczek Przemysław, Raczyk Jerzy, Zieliński Paweł, Krawczyk Marcin, Łopuch Michał, Szymak Agnieszka, Poręba Grzegorz, Wojtalak Andrzej, Tudyka Konrad: Charakterystyka geochemiczna (ICP) i mineralogiczna (Qemscan [®]) późnoglacialno-holocenijskich wydm śródlądowych reprezentujących różne strefy środowiska eolicznego: potencjalnie ilościowe implikacje dla datowania OSL	130
Stachowicz-Rybka Renata: Specyfika roślinności eemskich zbiorników jeziornych i torfowiskowych oraz ich geograficzne zróżnicowanie	132
Szczęśny Tomasz: Czy można wykorzystać ocieplenie klimatu do odtworzenia warunków przypominających optimum klimatyczne holocenu?	133
Tsvirko Dmitry, Obremaska Milena, Związek Tomasz: Preliminary results of palynological study from the Stawinoga site (Narew-Bug riverside area)	135
Wachecka-Kotkowska Lucyna, Krzyszkowski Dariusz: Pozycja osadów interglacialnych środkowego plejstocenu, materiały robocze, niepublikowane (próbki z lat 2017–2023)	136
Wacnik Agnieszka, Madeyska Ewa, Cywa Katarzyna: 12 tysięcy historii roślinności Karkonoszy zapisanych w osadach dennych z Małego Stawu	137
Zaleszkiewicz Leszek, Ciborowski Tomasz, Faehnrich Karol, Etmański Paweł, Stec Bartosz: Arkusze Krynica (30) i Frombork (31) SMGP, w skali 1:50 000 – aktualizacja	138
Zalinian Margarita, Kittel Piotr, Leszczyńska Karolina, Sikora Jerzy, Scherer Sascha, Ginter Artur, Okupny Daniel, Makohonienko Mirosław, Szwarczewski Piotr, Toloczko Wojciech, Stachowicz-Rybka Renata, Golyeva Alexandra: Micromorphology as a tool for investigating the influence of natural and anthropogenic factors on the formation of slope deposits, buried soils, and archaeological layers: a case study from Ostrowite, northern Poland	140
UCZESTNICZY	
Lista uczestników Kongresu POLQUA 2024	145

Sesja plenarna

Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat polskich: od etapu basenowego, po czwartorzęd

Leszek JANKOWSKI¹, Włodzimierz MARGIELEWSKI²

¹ ul. Karpacka 3, 32-040 Świątniki Górne; e-mail: leszek-jankowski@wp.pl

² Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mail: margielewski@iop.krakow.pl

Powstanie wielu elementów współczesnej rzeźby Karpat, było związane jeszcze z procesami zachodzącymi podczas rozwoju basenu Karpat, w którym od górnej jury po dolny miocen deponowane były głównie utwory silikoklastyczne (rzadziej węglanowe, czy krzemionkowe), zwane potocznie „fliszem”. Szczególne znaczenie miały wówczas grawitacyjne przemieszczania utworów (o różnym stopniu lityfikacji) zachodzące na skłonach basenów sedymentacyjnych, powodujące powstawanie kompleksów chaotycznych (o typie olistostrom). Wśród formowanych wówczas kompleksów chaotycznych o charakterze synsedymentacyjnym, istotną rolę morfotwórczą odgrywały utwory typu *block in matrix* (BIM): wielkie bloki skał odpornych na denudację, tkwiące w ilastej zazwyczaj matrix (Jankowski 2007). Współcześnie, wskutek odpreparowania matrix, ogromne bloki piaskowca tworzą charakterystyczne wzgórza o charakterze ostańcowym, m.in. na przedpolu Beskidu Niskiego (wzgórza Ostrzeż i Cieklinka w kompleksie chaotycznym Harklowej), jak też wzgórze Pustki w łuzniańskim kompleksie chaotycznym (Jankowski 2007, 2015).

Piętrowy układ rzeźby Karpat zewnętrznych (piętro Pogórzy i wyniesione w stosunku do niego piętro Beskidów – zob. Starkel 1972) nie jest, jak dotychczas uważano, spowodowany zróżnicowaniem odporności skał podłoża. Piętrowość rzeźby jest związana z pozycją strukturalną poszczególnych elementów górotworu w obrębie orogenu Karpat, w trakcie spiętrzania elementów tektonicznych na etapie kompresji, z jednoczesnym nasuwaniem poszczególnych płaszczowin ku północy i ich prawoskrętną rotacją. Najwyższą pozycję strukturalną (i w efekcie – morfologiczną) zajmują tu elementy tektoniczne uformowane w najwcześniejszym etapie nasuwczym, a więc płaszczowiny: magurska, dukielska i południowa część śląskiej, które tworzą elewowane grzbiety typowe dla rzeźby beskidzkiej. Elementy dołączane najpóźniej w etapie nasuwczym (północna część płaszczowiny śląskiej, płaszczowina skolska) tworzą obniżony pas Pogórzy (Jankowski, Margielewski 2014, 2021).

Oroklinalne wygięcie Karpat Zachodnich wciskanych pomiędzy Masyw Czeski na zachodzie i wyniesienie dolnego Sanu na wschodzie oraz ich rotacja związana z oddziaływaniem teranu ALCAPA (lewoskrętna rotacja Karpat wewnętrznych i prawoskrętna Karpat zewnętrznych – zob. Unrug 1980; Marton i in. 2013), stowarzyszone z etapem kompresyjnym, spowodowały powstanie zapadlisk śródgórskich typu pull-apart (zapadliska: orawsko-nowotarskie, sądeckie). Na charakter rotacji mogła wpłynąć zarówno skośna kolizja nasuwającego się górotworu ze strukturami głębokiego podłoża (masywy: górnośląski i małopolski), jak również wciskanie płyty mezyjskiej w górotwór Karpat Południowych. W efekcie rotacji poszczególnych segmentów Karpat, powstawały liczne struktury kwiatowe, zarówno u czoł nasunięć jednostek i podjednostek tektonicznych, jak również wzdłuż nasunięcia Karpat na przedpole (jednostka zgłobicka). Struktury te są odzwierciedlone w rzeźbie w formie charakterystycznych gór wyspowych. Tak zostały uformowane m.in. Pieniny (Plaśienka, Mikuš 2010), Pieninki Skrzydlańskie, czy skałki andrychowskie (Jankowski, Margielewski 2014, 2021; Jankowski 2015).

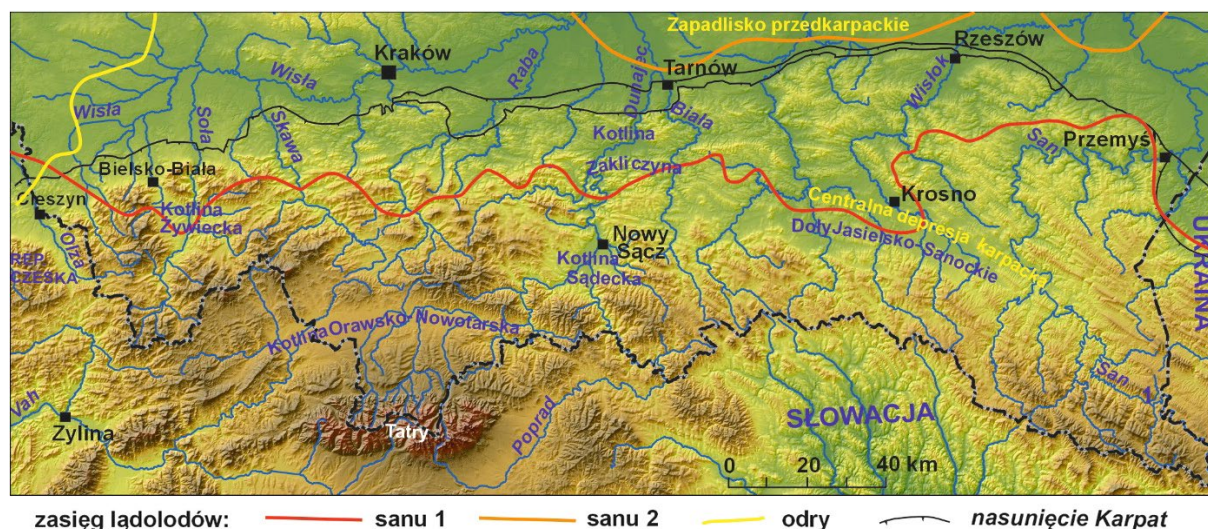
Po uformowaniu zapadlisk przedgórkich (zapadlisko przedkarpackie) i śródgórkich (m.in. zapadlisko orawsko-nowotarskie) stanowiących rozległe przestrzenie akomodacyjne dla przemieszczeń

grawitacyjnych, od miocenu (<11 Ma) miał miejsce etap kolapsu grawitacyjnego w trakcie którego następował rozpad grawitacyjny Karpat (Mazolli i in. 2010; Jankowski, Margielewski 2014, 2021). Przemieszczeniom grawitacyjnym uległy wówczas masywy skalne wielkości pasm górskich. Tak powstało Pasma Wielkiej Rawki Bieszczadach, przemieszczone grawitacyjnie z Pasma Połonin ku zapadlisku panońskiemu (Jankowski, Margielewski 2021; Margielewski, Jankowski 2024). Melanże tektoniczne powstałe w strefach poślizgu przemieszczanych masywów skalnych, zostały wykorzystane przez sieć rzeczną. Cofnięcie procesu nasuwczego związane z kolapsem grawitacyjnym, zachodzące w kierunku przeciwnym do kierunku nasuwania, spowodowało tektoniczną ekshumację masywów skalnych Karpat spod znacznego nadkładu i izostatyczne elewowanie części z nich (zob. Mazzolli i in., 2010). Proces tzw. „denudacji tektonicznej” tłumaczy wielkość rzekomego „zdarcia erozyjnego” powierzchni Karpat (szacowanego niekiedy na kilka kilometrów – zob. Biał i in. 2004), przy ewidentnym braku utworów związanych z tym etapem rzekomej erozji, na przedpołu Karpat i w kotlinach śródgórskich. Istotną rolę w rozwoju rzeźby odegrały także wielkoskalowe przemieszczenia grawitacyjne fragmentów masywów skalnych, zachodzące w mniejszej skali w różnych kierunkach (etap plantowania Karpat) (Jankowski, Margielewski 2021). W efekcie powstały charakterystyczne izolowane wzgórza o charakterze wyspowym (m.in. pasma Lasku i Klimasa w Beskidzie Makowskim), obramowane dolinami rzecznyymi o kolistym przebiegu, powstałymi w strefach melanży tektonicznych.

Znaczne, izostatyczne elewowanie poszczególnych fragmentów górotworu których nadkład został usunięty grawitacyjnie, miało ścisły związek z rozwojem uskoku normalnych i izostatyczną elewacją skrzydła wiszącego (ang. *footwall elevation*) (zob. Wernicke, Axen 1988). Tak powstały elewacje Babiej Góry, Góry Cergowej w Beskidzie Niskim, Pasma Połonin w Bieszczadach, czy Beskidu Sądeckiego (Jankowski, Margielewski 2014, 2021). Kompleksy chaotyczne o różnej genezie (tektoniczne i synsedymantacyjne) odgrywały ogromną rolę w rozwoju rzeźby Karpat. W obrębie tych stref powstawały doliny rzeczne, obniżenia, odpreparowywane były wzgórza ostańcowe. Sieć rzeczna Karpat, nawiązuje bezpośrednio do przebiegu stref dyslokacyjnych, często reaktywowanych, jednakże w jej formowaniu, dużą rolę odgrywało odpreparowywanie stref melanży tektonicznych, związanych z wielkoskalowymi przemieszczeniami grawitacyjnymi.

W post orogenicznym etapie ewolucji Karpat, dotychczas największą aktywność tektoniczną przypisywano etapowi górnoplioceno-dolnoczwartorzędowemu, kiedy to miało mieć miejsce bardziej intensywne (niż w środkowym i górnym czwartorzędzie) dźwiganie blokowe części obszarów Karpat (Zuchiewicz i in. 2002; Zuchiewicz 2010). Elewowanie niektórych segmentów Karpat (przy obniżaniu innych) wiązano z tzw. etapem neotektonicznym: z tymi procesami miało być związane powstawanie przełomowych odcinków rzek, uważanych zwykle za antecedentne (Zuchiewicz 2010). Jednakże licznie występujące w Karpatach trójkątne lica aktywnych skarp uskoku o znacznych wysokościach (średnio 75 m, maks. 300 m) mogą wskazywać na znaczącą aktywność tektoniczną Karpat także w czwartorzędzie, spowodowaną elewacjami przydyslokacyjnymi (*footwall elevation*). Analiza obecnego rozkładu facji czwartorzędowych i np. rozwoju tarasów rzecznych, wskazuje na dużą aktywność tektoniczną także w późnym czwartorzędzie, szczególnie w procesie kolapsu orogenicznego i przemieszczaniu wielkich bloków.

Innym czynnikiem mogącym mieć wpływ na mobilność tektoniczną Karpat w czwartorzędzie, mogły być zlodowacenia plejstoceny. Według dotychczasowych badań, w Karpaty wkroczył lądolód sanu 1, przykrywając część pogórzy i dość głęboko wchodząc w doliny i kotliny karpacskie, zaś czoło kolejnego lądolodu – sanu 2, sięgnęło miejscami granicy Karpat (Ryc. 1) (Marks i in. 2016). Zakładając nawet, że znaczącą miąższość (rzędu km) lądolód osiągnął w znacznej odległości od swojego czoła, jego wpływ na przedpole (tu: Karpaty) musiał być przecież istotny. Mógł on bowiem zainicjować powstanie w obrębie Karpat Zachodnich procesu analogicznego do powstawania wybrzuszenia przedgórskiego (*forebulge*), szczególnie wobec blokowego charakteru podłoża Karpat. Proces ten mógł przyspieszyć nie tylko rozpad grawitacyjny Karpat następujący wzdłuż dyslokacji (i przyspieszyć proces kolapsowego plantowania Karpat), ale także spowodować



Ryc. 1. Zasięg lądolodów plejstocenijskich w polskich Karpatach (wg Marks i in. 2016)

izostatyczne elewowanie części masywów górskich, z Tatrami włącznie (w górnym pliocenie i czwartorzędzie elewacje szacowane są tu nawet na 500 m) (Zuchiewicz 2010).

Masyw Tatrzański (krystaliczny) został wydzwignięty stosunkowo późno: rozcięcie erozyjne dotarło do skał trzonu krystalicznego dopiero w górnym pliocenie (żwiry skał krystalicznych w osadach zapadliska orawsko-nowotarskiego) (Zuchiewicz 2010). Dotychczas najstarsze żwiry skał krystalicznych w wysokich terasach rzecznych (ca 150 m powyżej koryta rzeki) w przełomie Dunajca przez Beskid Sądecki, datowano na ca 485 ka (Olszak, Alexanderson 2020). Nie jest więc wykluczone, że dopiero podczas zlodowaceń tzw. południowopolskich (lub w następujących po nich interglacjalach), krystalinik tatrzański został całkowicie ekshumowany spod nadkładu skał osadowych. Bardzo wysokie, trójkątne lica aktywnych skarp uskokowych obcinających zarówno południowe stoki Tatr (maksymalnie 1 km w masywie Sławkowskiego Szczytu), jak i ich północne stoki (maks. 400 m), wskazują na znaczą elewację i skośne podnoszenie masywu tatrzańskiego także w czwartorzędzie. Jako, że w trakcie glaciali Tatry były kilkakrotnie zlodowacone (Lindner i in. 2003), zanik tych lodowców górskich w trakcie interglacjalów, mógł dodatkowo powodować izostatyczne elewowanie górotworu Tatr.

LITERATURA

- Bíl M., Krejčí, O., Franců J., Hrouda F., Přichystal A., 2004. Estimation of the missing eroded sediments in the Bílé Karpaty Unit (Outer West Carpathians) 38, 59–66.
- Jankowski L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie Gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 426, 27–52.
- Jankowski L., 2015. Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat – ujęcie dyskusyjne. Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu Państwowego Instytutu Badawczego 202, 1–154.
- Jankowski L., Margielewski W., 2014. Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. Przegląd Geologiczny 62(1), 29–35.
- Jankowski L., Margielewski W., 2021. Geological control of young orogenic mountain morphology: From geomorphological analysis to reinterpretation of geology of the Outer Western Carpathians. *Geomorphology* 386(2), 107749
- Lindner L., Dzierżek J., Marciniak B., Nitychoruk J., 2003. Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age and limits. *Geological Quarterly* 47(3), 269–280.
- Margielewski W., Jankowski L., 2024. Impact of Mass Movements on Landscape and Landform Transformation in the Beskidy Mountains – From Gravitational Collapse to Recent Times. [W:] P. Migoń, K. Jancewicz (red.), *Landscapes and Landforms of Poland*, Chapter 18, 325–340. Springer, World Geomorphological Landscapes series.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołłoczko-Pasek A., Woronko B., 2016. Quaternary Stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica* 66(3), 403–427.

- Márton E., Grabowski J., Plašienka D., Túnyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M., 2013. New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation. *Tectonophysics* 592, 1–13.
- Mazzoli, S., Jankowski, L., Szaniawski, R., and Zattin, M., 2010. Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. *Comptes Rendus Geoscience* 342, 162–169.
- Olszak J., Alexanderson H., 2020. Post-IR IRSL dating the oldest river terrace sediments in the Polish Outer Carpathians: Insights into the landscape evolution. *Geomorphology* 371, 107436.
- Plašienka D., Mikuš V., 2010. Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia. *Mineralia Slovaca* 42, 155–178.
- Starkel L., 1972. An outline of the relief of the Polish Carpathians and its importance for human management (English summary). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 10, 75–150.
- Unrug R., 1980. Tectonic rotation of flysch nappes in the Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 50(1), 27–39.
- Wernicke B., Axen G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology* 16, 848–851.
- Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Jarosiński M., Marton E., 2002. Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* 3, 185–202 (EGU 2002)
- Zuchiewicz W., 2010. *Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego*. Wyd. AGH, Kraków, ss. 234.

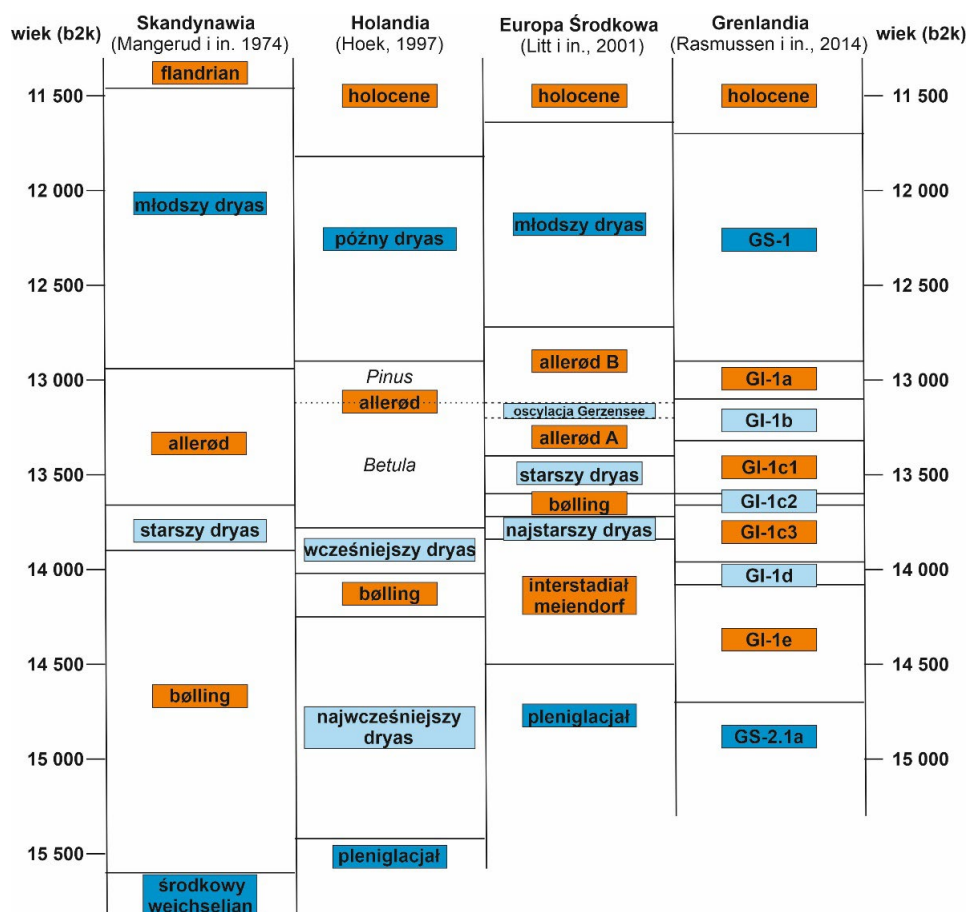
Stratygrafia późnego glaciału w Europie Środkowej

Zdzisław JARY¹, Leszek MARKS²

¹ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej, ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław; e-mail: zdzislaw.jary@uwr.edu.pl

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: leszek.marks@uw.edu.pl

Późny glaciał ostatniego zlodowacenia to okres nagłych zmian klimatycznych, którymi charakteryzowało się przejście od ostatniego zlodowacenia (Wisły) do współczesnego interglacjału (holocenu). Stwierdzono w nim obecność kilku faz zimnych (stadialnych) i ciepłych (interstadialnych). Zostały one rozpoznane w wielu stanowiskach w Europie oraz w rdzeniach lodowych Grenlandii. Podział stratygraficzny i chronologia późnego glaciału nie zostały jednak jednoznacznie ustalone (Ryc. 1). W Europie powszechnie stosowany jest tradycyjny podział biostratygraficzno-klimatostratygraficzny późnego glaciału. Wyróżniono w nim 3 zimne stadiały, których nazwy pochodzą od gatunku dębika ośmioopłatkowego (*Dryas octopetala*), rozdzielone interstadiałami nazwanymi od stanowisk stratotypowych Bølling i Allerød w Danii.



Ryc. 1. Klimatostratygrafia późnego glaciału w Skandynawii (Mangerud i in., 1974), Holandii (Hoek, 1997) i Europie Środkowej (Litt i in., 2001) oraz korelacja z chronologią grenlandzkich rdzeni lodowych GICC05 (Rasmussen i in., 2014)

W podziale Mangeruda i in. (1974) interstadiały bølling i allerød są rozdzielone zimnym stadiem starszego dryasu, a ich granice określono w latach ^{14}C BP. Na podstawie ponad 250 dat ^{14}C , Hoek (1997) zaproponował podział stratygraficzny późnego glaciału Holandii, w którym granice biozon/chronozon wyraźnie się różniły od podziału Mangeruda i in. (1974). Jednak najbardziej wiarygodna chronologia późnego glaciału została opracowana na podstawie rocznie laminowanych osadów jeziora Meerfelder Maar, w górach Eifel w Niemczech (Litt i in. 2001). Późny glaciał rozpoczyna się tam interstadiem meiendorf, ok. 14 500 lat przed rokiem 2000 (b2k).

Chronologia Meerfelder Maar najlepiej synchronizuje się z zapisem rdzeni lodowych Grenlandii GICC05 (Rasmussen i in. 2014). Uwzględniając proponowany podział interstadiału allerød (Litt i in. 2001) na dwie cieplejsze jednostki (allerød A i allerød B), przedzielone ochłodzeniem oscylacji gerzensee, liczba wydzielanych jednostek stratygraficznych późnego glaciału jest taka sama. Jednak bezpośrednia korelacja stratygraficzna podziału stratygraficznego późnego glaciału w Europie Środkowej i Grenlandii jest nadal problematyczna (Rasmussen i in. 2014). Przyczyną niezgodności jest najprawdopodobniej opóźniona reakcja środowiska Europy Środkowej na zmiany klimatyczne, w porównaniu z szybkim tempem zmian zarejestrowanych w rdzeniach lodowych na Grenlandii.

LITERATURA

- Hoek W.Z., 1997. Late-Glacial and early Holocene climatic events and chronology of vegetation development in the Netherlands. *Vegetation Hist. Archaeobot.*, 6, 197–213.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Müller H. i in., 2001. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20, 1233–1249.
- Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109–128.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier Th., Buchardt S.L., Clausen H.B. i in., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106, 14–28.

Czy grozi nam katastrofa klimatyczna?

Leszek MARKS

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: leszek.marks@uw.edu.pl

Analiza dotychczasowych danych geologicznych wskazuje, że historia Ziemi jest przede wszystkim historią klimatu, który zmieniał się na ogół niespiesznie i nie tylko w ostatnich kilkudziesięciu latach. Również rosnąca temperatura na Ziemi od zakończenia małej epoki lodowej 200 lat temu jest kolejnym etapem zmian klimatu w holocenie, a występujące w tym czasie epizody zimne są nazywane wydarzeniami Bonda. Wypadkowa wielu cyklicznie działających czynników klimatycznych sprawia, że tempo współczesnego ocieplenia zmienia się w czasie, co stymuluje zmianę innych parametrów klimatu i wpływa na różne procesy naturalne i gospodarkę człowieka. Z punktu widzenia nauk geologicznych, dominująca w obiegu medialnym koncepcja globalnego ocieplenia antropogenicznego, spowodowana wyłącznie zwiększaniem zawartości CO₂ w atmosferze wskutek spalania paliw kopalnych jest nieuzasadniona, podobnie jak wynikające z tej koncepcji katastroficzne prognozy podnoszenia poziomu morza, topnienia lodowców, zakwaszania oceanu, częstszego występowania ekstremalnych zjawisk pogodowych oraz masowego wymierania gatunków flory i fauny. W takich rozważaniach bardzo często pogoda i związane z nią zjawiska meteorologiczne są błędnie utożsamiane z klimatem. Pierwsze pomiary temperatury powietrza przeprowadzono już w XVIII wieku, ale miały one charakter incydentalny i wykonywano je w przypadkowych miejscach i czasie. Dopiero w latach 1950. Światowa Organizacja Meteorologiczna przedstawiła wytyczne dotyczące pomiarów instrumentalnych, jednak dopiero zwiększenie sieci stacji pomiarowych, stworzenie systemu pomiarów w obszarach oceanicznych i wreszcie upowszechnienie pomiarów satelitarnych w ostatnich kilkunastu latach umożliwiło pozyskiwanie wartości parametrów pogody o dużej rozdzielczości i dla całej powierzchni Ziemi. Współczesne ocieplenie może być więc monitorowane z wykorzystaniem instrumentalnych pomiarów różnych parametrów pogody.

Wskaźniki geologiczne dotyczące klimatu w przeszłości są nadal szczątkowe i na ogół niezbyt precyzyjne. Przykładowo, dla ostatnich kilkudziesięciu tysięcy lat możemy obliczyć średnie wartości temperatury powietrza (roczne, lata i zimy), opadów rocznych oraz zrekonstruować niektóre aspekty cyrkulacji atmosferycznej. Jednak są to na ogół wartości średnie dla kilkudziesięcioletnich przedziałów czasowych i zwykle ograniczone regionalnie. Jedynie badania rdzeni lodowych mogą dostarczyć bardziej precyzyjnych informacji.

Prognozy zmian klimatu są oparte na modelach klimatycznych, które nie zostały poddane weryfikacji przez rekonstruowanie zmian klimatu w przeszłości, natomiast opierają się wyłącznie na arbitralnym założeniu, że za obecne ocieplenie odpowiada wyłącznie zwiększająca się zawartość dwutlenku węgla w atmosferze, spowodowana przede wszystkim spalaniem paliw kopalnych. Jednocześnie przedstawiane są wykresy temperatury dla holocenu, w których współczesne ocieplenie jest oznaczane jako bezprecedensowe w ostatnich kilkunastu tysiącach lat, natomiast ignorowane są dowody na znacznie wyższe temperatury w optimum holocenu, okresach brązu i rzymskim oraz w średniowieczu. Pomijane milczeniem jest także znaczące ocieplenie w latach 1920–1940, które znalazło swoje odzwierciedlenie w historycznych rekordach wysokich temperatur w wielu miejscach na świecie, w tym także w Polsce. Jednocześnie za punkt odniesienia wzrostu temperatury współczesnego ocieplenia antropogenicznego jest przyjmowany koniec XVIII wieku, uznawany za reprezentujący tzw. okres przedindustrialny, a w rzeczywistości odpowiadający ostatniemu minimum małej epoki lodowej.

Wzajemne relacje temperatury globalnej i zawartości CO₂ w atmosferze wskazują, że zmiana zawartości CO₂ jest opóźniona o ok. 6 miesięcy w stosunku do zmian temperatury wskutek większej intensywności procesów biochemicznych w temperaturze wyższej, co zwiększa emisję CO₂. Pośrednim dowodem na stymulowanie większej emisji CO₂ przez wzrost temperatury jest fakt, że mimo znaczącego ograniczenia działalności gospodarczej, transportu, produkcji przemysłowej i produkcji energii w czasie pandemii COVID-19 nastąpiło zwiększenie tempa przyrostu zawartości CO₂ w atmosferze. Katastroficzne prognozy zwiększającej się intensywności zjawisk ekstremalnych (huraganów, powodzi, suszy, itp.) nie znajdują potwierdzenia nie tylko w danych geologicznych, ale także w bieżącym monitoringu. Również podnoszenie poziomu morza, topnienie lodowców, zmiany zasięgu lodu morskiego w Arktyce i Antarktyce, ‘zakwaszanie oceanu’ oraz wymieranie poszczególnych gatunków flory i fauny nie zachodzą obecnie nadzwyczajnie szybko, lecz stanowią kolejny etap w naturalnym rytmie ewolucji naszej planety. Warto podkreślić, że katastrofy klimatyczne znane z historii Ziemi były przede wszystkim związane z globalnymi ochłodzeniami. Reasumując, obecnie brak przekonujących dowodów, że współczesne globalne ocieplenie jest spowodowane wyłącznie przez zwiększającą się zawartość CO₂ w atmosferze, spowodowaną działalnością człowieka. Obecny stan wiedzy nie pozwala na wiarygodne prognozowanie, jak zmieni się klimat w najbliższych dziesięcioleciach i jaki będzie w tym udział człowieka. Realnie rzecz ujmując, katastrofa klimatyczna na Ziemi jest możliwa w trzech przypadkach: uderzenie asteroidy (komety), wybuch superwulkanu i masowe użycie broni jądrowej.

Referaty

Zmiany środowiska depozycji lessów młodszych w profilu zalesie koło Przemyśla w świetle badań malakologicznych

Witold Paweł ALEXANDROWICZ¹, Maria ŁANCZONT²

¹ Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: wpalex@agh.edu.pl

² Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mail: maria.lanczont@mail.umcs.pl

Stanowisko osadów lessowych w Zalesiu położone jest w północno-wschodniej części Zewnętrznych Karpat Zachodnich, w mezoregionie Pogórze Przemyskie. Usytuowane jest na wysokości 260 m n.p.m. na terenie wyrobiska (obecnie całkowicie zarośniętego) nieczynnej od lat niewielkiej cegielni; jest to północno-zachodnie zbocze dolinki Zalesiańskiego potoku, uchodzącego do Cisowej (Olszanki), będącej dopływem Sanu. Lessy w Zalesiu były wcześniej poddane badaniom litologicznym i objęte wstępną analizą malakologiczną, jak też określono ich wiek na pleniglacjał ostatniego zlodowacenia (less L1; MIS 4 – MIS 2). W obrębie całej sekwencji osadowej o miąższości do 7 m, wydzielono kilka poziomów pylastych osadów eolicznych i eoliczno-stokowych, rozdzielonych przez słabe gleby interstadialne bądź poziomy niższej rangi (Alexandrowicz, Łanczont 2001). Poszerzenie i pogłębienie analiz paleośrodowiskowych umożliwiło opracowanie nie badanych dotychczas próbek z archiwalnej kolekcji, które zawierają bardzo liczne okazy szczątków mięczaków. Ta liczna malakofauna występuje w obrębie dwóch młodszych warstw, które zostały powiązane, zgodnie ze stratygrafią lessów polskich według Maruszczaka (2001), z lessem młodszym środkowym (LMs) i lessem młodszym górnym (LMg), oraz w rozdzielającym je poziomie glebowym (Gi/LMs). Natomiast spągowy odcinek profilu, obejmujący less młodszy dolny będący mieszaniną starszych osadów i detrytusu skał podłoża fliszowego (LMd) wraz z rozwiniętą na nim interstadialną glebą glejową (Gi/LMd) jest bezwęglanowy (odwapniony) i nie zawiera materiału skorupowego. Badania malakologiczne w stanowisku Zalesie zostały wykonane przy użyciu standardowych metod (Alexandrowicz, Alexandrowicz 2011, Alexandrowicz, Łanczont 2023). Rozpoznana malakofauna obejmuje 11 gatunków mięczaków (10 taksonów lądowych i 1 wodny) reprezentowanych przez ponad 3200 skorupki (Alexandrowicz, Łanczont 2023). Wszystkie oznaczone taksony są typowe dla lessów, często określane jako gatunki tzw. „lessowe” (Łożek 1991). Obserwowane zróżnicowanie malakofauny w obrębie analizowanej części profilu umożliwiło zdefiniowanie pięciu zespołów faunistycznych cechujących się swoistą strukturą taksonomiczną i ekologiczną. Reprezentują one odmienne typy siedlisk wskazując na istotne zmiany środowiskowe zachodzące w czasie depozycji lessów. W części dolnej (w obrębie LMs) pojawiają się głównie taksony typowe dla suchych, otwartych siedlisk i zimnego klimatu (*Pupilla muscorum*, *Pupilla loessica*). Liczne występowanie drugiego z wymienionych wskazuje na znaczne tempo depozycji eolicznej. Wspomniana malakofauna reprezentuje całkowicie otwarte środowisko o typie suchego stepu arktycznego. W obrębie poziomu glebowego Gi/LMs została rozpoznana fauna o odmiennej strukturze. Jej głównymi składnikami są higrofilne, zimnolubne taksony: *Vertigo genesii* i *Vertigo geyeri*. Ich obecność wskazuje na środowisko wilgotnej, a nawet podmokłej tundry polarnej przy jednoczesnym zahamowaniu depozycji pyłu eolicznego. Less młodszy górny (LMg) budujący stropową część profilu zawiera faunę o odmiennym składzie i strukturze. Dominującą rolę odgrywają tu mezofilne gatunki preferujące otwarte biotopy o średniej i umiarkowanej wilgotności:

Trochulus hispidus i *Succinea oblonga elongata*. Wskazują one na siedliska stepotundry. Na raczej umiarkowane tempo akumulacji pyłu eolicznego w obrębie omawianej dolinki w okresie LGM wskazuje nieliczne występowanie *Pupilla loessica*, odwrotnie niż na terasie średniej Sanu, gdzie siedlisko rozwoju mięczaków było bardziej suche a tempo sedymentacji lessu ponad dwukrotnie większe niż w Zalesiu (Alexandrowicz, Łanczont 2023), co wskazuje na przestrzenną zmienność siedlisk warunkowaną lokalnym topoklimatem i rzeźbą Pogórza Przemyskiego (oraz doliny Sanu). Profil lessów Zalesiu, a szczególnie jego zawartość malakologiczna zasługują na uwagę. Jest to wyjątkowe w skali Polski stanowisko, w którym zachowane zostały zespoły mięczaków reprezentujące niemal pełną sekwencję ostatniego pleniglacjału, obejmującą less młodszy środkowy i górny oraz rozdzielający je poziom interstadialny.

LITERATURA

- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz W.P., 2011. Analiza malakologiczna metody badań i interpretacji. Rozprawy Wydziału Przyrodniczego PAU 3, 5–302.
- Alexandrowicz S.W., Łanczont M., 2001. Profil lessów w Zalesiu na Pogórzu Przemyskim. [W:] H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce II, 128–132. Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Alexandrowicz W.P., Łanczont M., 2023. Late Pleistocene malacofauna of (MIS-2 – MIS-4) loess-palaeosol sequence in Zalesie near Przemyśl (southern Poland). *Geological Quarterly* 67, 57, 1–12.
- Ložek V., 1991. Molluscs in loess, their paleoecological significance and role in geochronology – principles and methods. *Quaternary International* 7–8, 71–79.
- Maruszczak H., 2001. Stratygraficzny schemat lessów i gleb kopalnych w Polsce. [W:] H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce II, 17–29. Wydawnictwo UMCS, Lublin.

Unikalne krajobrazy martwego lodu jako zapis przebiegu ostatniego zlodowacenia w Polsce północnej

Mirosław BŁASZKIEWICZ¹, Piotr HERMANOWSKI², Barbara WORONKO³,
Weronika DANIEL⁴, Olaf JUSCHUS⁵, Sławomir KOWALSKI⁵, Mateusz KRAMKOWSKI¹,
Agnieszka NORYSKIEWICZ⁶, Bruno GARRETT¹, Achim BRAUER⁷

¹ Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Zakład Zasobów Środowiska i Geozagrożeń, Toruń; e-mails: mirek@geopan.torun.pl, mkramkowski@geopan.torun.pl

² Uniwersytet Adama Mickiewicza, Instytut Geologii, Poznań; e-mail: piotr.hermanowski@amu.edu.pl

³ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Warszawa; e-mail: bworonko@uw.edu.pl

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa; e-mail: weronika.daniel@pgi.gov.pl

⁵ State Office for Mining, Geology and Raw Materials Brandenburg, Department 22, Cottbus, Niemcy; e-mails: Olaf.Juschus@lbgr.brandenburg.de, Slawomir.Kowalski@lbgr.brandenburg.de

⁶ Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk Historycznych, Toruń; e-mail: agnieszka.noryskiewicz@umk.pl

⁷ GFZ – German Research Centre for Geosciences, Section Climate Dynamics and Landscape Evolution, Potsdam, Niemcy; e-mail: achim.brauer@gfz-potsdam.de

Analizując cyfrowe modele rzeźby terenu wykryliśmy w Polsce Północnej, w południowej części Wysoczyzny Żarnowieckiej duży zespół form pierścieniowych, które z punktu widzenia morfologii są unikalne dla młodoglacjalnych obszarów całego Niżu Środkowoeuropejskiego. Formy te są aktualnie przedmiotem szczegółowych badań prowadzonych w ramach realizacji projektu badawczego finansowanego przez NCN. W pierwszym etapie prac badawczych przeprowadziliśmy szczegółowe analizy morfometryczne form i ich relacji przestrzennych oraz analizy budowy geologicznej na kilku wybranych obszarach testowych.

Większość z analizowanych form składa się z wyraźnego wału okólnego o wysokościach do 7 m i obniżenia centralnego, wypełnionego osadami organicznymi (gytiami jeziornymi i torfem) o miąższościach do 6 m. Wyniki analiz morfometrycznych wskazują, że obniżenia centralne tworzą sieci ułożonych kaskadowo form o okrągłym lub owalnym kształcie i zróżnicowanej powierzchni. Dla wybranych form wałów okólnych przeprowadziliśmy analizę budowy geologicznej w wykonanych przekopach koparką hydrauliczną. W każdym przekopie dokumentowaliśmy odsłonięte osady, zwracając szczególną uwagę na jednostki litologiczne i ich kontakty oraz struktury deformacyjne. Analizy sedymentologiczne dowodzą, że budowa wewnątrz wałów okólnych ma zbliżony charakter na całym obszarze badań. Wały zbudowane są z subglacjalnej gliny trakcyjnej, w obrębie której występują laminy piaszczyste. Zarówno litologia jak i geometria struktur obserwowanych w wałach świadczą o plastycznym odkształcaniu się osadów pod wpływem naprężeń normalnych, dowodząc tym samym działania łądolodu w fazie pasywnej podczas jego dezintegracji. Przeprowadzone analizy morfometryczne form w połączeniu z ich budową geologiczną pozwoliły na powiązanie ich genezy ze środowiskiem glacialnym. W naszej opinii orientacja form pozytywnych odzwierciedla przestrzenny układ szczelin lodowych, które prawdopodobnie powstały w trakcie przekraczania przez łądolód występującej tutaj przeszkody morfologicznej. Rozpad łądolodu na bryły martwego lodu i ich późniejsza, morfotwórcza rola doprowadziła do powstania krajobrazu glacialnego, który proponujemy określić terminem „pitted moraine” – morena dziurawa.

Current state and methods for mapping the quaternary subsurface in Mecklenburg-Western Pomerania

Andreas BÖRNER¹, Karsten SCHÜTZE¹, Susann LANG¹,
Ulrich MÜLLER², Hans-Dieter KRIENKE³

¹ State Geological Survey – Geology, Water and Soil, State Agency for Environment, Nature Conservation and Geology Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow, Germany; e-mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

² private, Schwerin, Germany

³ private, Raben Steinfeld, Germany

The geological survey of the state geological services in the last since the 1960ies has been influenced by changing priorities. Between the late 1960s and 1990, under the direction of Central Geological Institute for eastern Germany the mapping project of “Lithofacies Map Quaternary 1:50,000” (LMQ 50) has been created to categorise the Quaternary units in the area of former German Democratic Republic. For the LMQ 50, thousands of boreholes were geologically recorded, sampled and investigated in a uniform manner. For the classification of Quaternary till horizons, has been created a uniform instruction TGL 25232 (1971, 1980) for sampling, processing and analysing of till units by till clast counting method 4–10 mm (TCC). This TCC standard is actually used in Mecklenburg-Western Pomerania (MWP) with a slightly modified lithostratigraphical evaluation. The Geological Survey MWP actually plan the sampling of new borehole profiles to gain the general knowledge of the Quaternary and the underlying subquaternary according to the following criteria: (1) distance to previously investigated drilling profiles >1,000 m (perimeter buffer), (2) deeper boreholes than previously achieved in an area and (3) drillings with better quality than previously known (e.g. liner drillings). Since 2005 drillings for near-surface geothermal energy extraction has been intensified investigated due to the greater borehole depths up to 200 m (Fig. 1). During 2005 and 2023 the model of Quaternary formations was expanded and refined by the lithostratigraphical classification of 1006 drilling profiles, among them 522 geothermal drillings, and 3141 till clast count samples 4–10 mm (TCC, cf. Tab. 1).

Profiles qualified by the stratigraphic classification of till horizons by TCC, and interglacial horizons help to classify the Quaternary in regional and local dimensions. The regionally improved data basis can be used in hydrogeological modelling to improve the allocation of aquifers or the quantification of groundwater catchment areas, and for high-quality 3D modelling of the Quaternary.

Table 1. Statistics on investigated boreholes with till clast counts 4–10 mm (TCC acc. TGL 25232, 1971, 1980) in Mecklenburg-Vorpommern

Period	Number of investigated drillings	Number of TCC samples
<1990	3 053	11 843
1990–2005	293	959
>2005	1 006	3 141
Sum	4 353	15 943

Several new interglacial evidences (IG), e.g. 8× Eemian-IG (MIS-5e) and 5× Holsteinian-IG (MIS-11) have been identified biostratigraphically since 2005 by borehole logging and sampling.

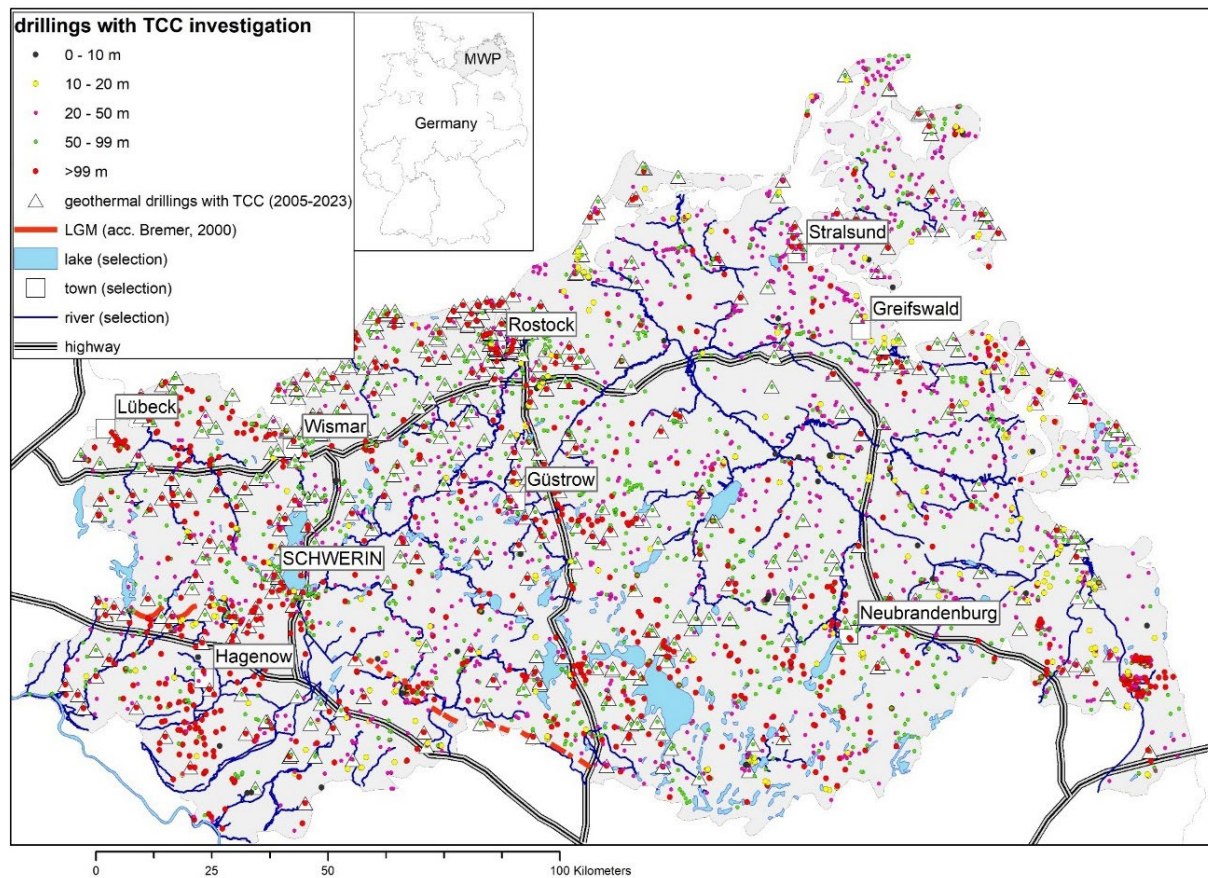


Fig. 1. Regional distribution and depth of investigated drillings with till clast counts 4–10 mm (TCC) in Mecklenburg-Western Pomerania (state 12/2023), LGM = Last Glacial Maximum

REFERENCES

- TGL 25232, 1971; TGL 25232/ 01-05, 1980. Fachbereichsstandard Geologie, Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. (Hrsg.) Zentrales Geologisches Institut, Berlin. (unpubl.) [Technical standards, quality regulations and delivery conditions – Department standard geology, analysis of the till clast counts 4–10 mm of quaternary ground moraines. – (ed.) Central Geological Institute, Berlin].

Geomorfologiczny i hydrologiczny fenomen zagłębień osuwiskowych – studium przypadku osuwiska na Lubogoszczy (Beskid Wyspowy, polskie Karpaty Zewnętrzne)

Krzysztof BUCZEK¹, Włodzimierz MARGIELEWSKI¹,
Bernadetta PASIERB², Andrzej OBIDOWICZ³

¹ Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mails: buczek@iop.krakow.pl, margielewski@iop.krakow.pl

² Katedra Geoinżynierii i Gospodarki Wodnej, Wydział Inżynierii Środowisk, Politechnika Krakowska, ul. Warszawska 24, 31-155 Kraków; e-mail: bernadetta.pasierb@pk.edu.pl

³ Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: andrew1941@op.pl

Charakterystyczną cechą rzeźby osuwisk jest występowanie na ich obszarze zagłębień o różnej głębokości i powierzchni, z których znaczna część jest bezodpływowa (Alexandrowicz 1996; Margielewski 2018). Obiekty te charakteryzują się zróżnicowanym reżimem hydrologicznym funkcjonując jako jeziora (stałe i okresowe), torfowiska lub stanowią zagłębienia infiltracyjne (Margielewski 2006; Buczek 2019).

Na rozległym (1,1 km²) osuwisku zlokalizowanym na południowych stokach Lubogoszczy (Beskid Wyspowy) (zob. Świdorski 1932), stwierdzono występowanie 210 zagłębień o powierzchni od 3 do 14 tys. m². Spośród tych zagłębień jedynie jedno jest okresowo wypełniane wodą, tworząc prawdopodobnie największe wannowe jezioro osuwiskowe w polskich Karpatach Fliszowych (powierzchnia 14 tys. m²; objętość 53 tys. m³) (Margielewski 2006). Prowadzony od 2019 r. monitoring wahań poziomu wód w zagłębieniu oraz wydajności źródła zlokalizowanego w dolnych partiach osuwiska wskazuje, że zagłębienie to wypełniane jest wodą kilkakrotnie w ciągu roku na skutek opadów deszczu o różnej intensywności oraz w efekcie wytapiania pokrywy śnieżnej w trakcie gwałtownych odwilży. W zależności od warunków hydrometeorologicznych, jezioro to zanika w ciągu od kilku do kilkunastu dni od wystąpienia zdarzenia opadowego. Maksymalne objętości wód retencjonowanych w zagłębieniu w trakcie poszczególnych zdarzeń opadowych wynosiły od 2 do 30 tys. m³ wskazując na istotną rolę zagłębień osuwiskowych w kształtowaniu zdolności retencyjnych stoków/zlewni obszarów górskich.

Datowania radiowęglowe wskazują, że do powstania zbiornika osuwiskowego doszło ok. 7,5 kał BP. Wyniki analiz litologicznych i palinologicznych osadów zdeponowanych w dnie zagłębienia, dowodzą, że w okresie od 7,5 do ca 2,4 kał BP istniało tu stałe jezioro osuwiskowe, które zarastając, stopniowo przechodziło w torfowisko niskie (osuwiskowe), wypełniane torfem silnie zanieczyszczonym osadami mineralnymi (Margielewski 2006). Trwała zmiana warunków akumulacji osadów mająca miejsce ok. 300 kał BP (poprzedzona prawdopodobnie hiatusem), wiązała się z intensyfikacją dostawy osadów mineralnych do zagłębienia wypełnianego okresowo wodą, doprowadzając do powstania pokrywy mineralnej o miąższości 2,5 m. Współcześnie również obserwuje się epizody dostawy osadu mineralnego do zagłębienia, z otaczających stoków. Miąższość osadów mineralnych akumulowanych w trakcie pojedynczego zdarzenia wynosi od 0,5 do 40 mm (Margielewski 2006). Przeprowadzone na obszarze zagłębienia badania geofizyczne, z użyciem metody tomografii elektrooporowej, wskazują na zróżnicowaną miąższość utworów osuwiskowych wynoszącą od ok. 25 m we wschodniej części zbiornika do ok. 15 m w jego zachodniej części. Stwierdzono występowanie silnego zróżnicowania oporności utworów przypowierzchniowych

(ok. 4–5 m miąższości) wynoszącą od 1 Ωm do ponad 500 Ωm . Zmienność wartości oporności spowodowana jest zróżnicowaniem zawodnienia osadów wypełniających zagłębienie osuwiskowe oraz pokryw stokowych, na którą wpływ ma litologia utworów oraz warunki hydrologiczne.

LITERATURA

- Alexandrowicz S.W., 1996. Stages of increased mass movements in the Carpathians during the Holocene. *Kwartalnik AGH, Geologia* 22(3), 223–262.
- Buczek K., 2019. Dating landslides in the Gorce Mts. (Polish Outer Carpathians) – preliminary results. *Geological Quarterly* 63(4), 849–860.
- Margielewski W., 2006. Records of the Late Glacial – Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quaternaria* 76, 1–149.
- Margielewski W., 2018. Landslide fens as a sensitive indicator of the palaeoenvironmental changes since the Late Glacial; Polish Western Carpathians case study. *Radiocarbon* 60(4), 1199–1213.
- Świdorski B., 1932. Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi. *Przegląd Geograficzny* 12, 96–111.

Ślimaki lądowe w świetle zmian klimatycznych

Izabela CABAŁA

Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, ul. Stefana Banacha 2c,
02-097 Warszawa; e-mail: i.cabala@uw.edu.pl

Muszle mięczaków są najliczniej występującymi makroskamieniałościami w najmłodszych osadach geologicznych. Znaczna część prowadzonych badań dotyczy składu fauny. Pierwsze wykorzystania muszli ślimaków lądowych do rekonstrukcji paleośrodowiskowej były oparte na analizie składu taksonomicznego tworzącego zespół szczątków malakologicznych. Wiele ślimaków znajdujących w osadach czwartorzędowych występuje współcześnie, co ułatwia ustalenie ich indywidualnych potrzeb i preferencji życiowych, takich jak osobnicze wymagania wilgotnościowe, charakter siedliska życia oraz optymalna temperatura aktywności organizmu. W miarę rozwoju nowych technik, badania zostały poszerzone o analizę stabilnych izotopów tlenu i węgla muszli. Dostarczyły to nowych wskaźników zastępczych wykorzystywanych do odtwarzania minionego klimatu i środowiska (Zong i in. 2022, Nield i in. 2023).

Badania przeprowadzane w różnych obszarach świata wykazały szereg zależności pomiędzy wartościami $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ muszli, a środowiskiem i sposobem życia lądowych ślimaków. Z uwagi na wrażliwość na zmiany zachodzące w przyrodzie oraz obfite występowanie w profilach geologicznych na całym świecie, badanie muszli ślimaków jest uniwersalnym narzędziem do rekonstrukcji klimatu, a metoda może być z powodzeniem wykorzystywana w różnych regionach Ziemi (Yanes i in. 2018). Dzięki wielu analizom kopalnych muszli oraz eksperymentom przeprowadzonym na współczesnych ślimakach wiadomo, że na wartości $\delta^{18}\text{O}$ muszli ślimaka największy wpływ mają opady atmosferyczne, natomiast na $\delta^{13}\text{C}$ najbardziej oddziałuje dieta oraz zasymilowane przez ślimaka węglany. Dokładne poznanie źródeł pochodzenia tlenu i węgla w muszlach ślimaków lądowych pozwala na rekonstrukcję klimatu oraz paleośrodowiska (Scott 2002, Nield i in. 2023). Wiedząc jakie mechanizmy warunkują wbudowanie izotopów tlenu i węgla, można z powodzeniem odtwarzać warunki panujące za życia badanych gatunków. Ze względu na niską mobilność ślimaków, odtwarzane parametry dotyczą lokalnych warunków środowiskowych. Warto pamiętać, że ślimaki lądowe są aktywne tylko w określonych porach roku, co oznacza, że informacje pochodzą tylko z tego okresu, nie dostarczając danych o porze suchej czy okresie zimowym. Dodatkowo, długość życia ślimaka determinuje ilość sezonów, z których pochodzą informacje. Współczesne badania nad stabilnymi izotopami tlenu i węgla w muszlach ślimaków lądowych prowadzą do coraz bardziej precyzyjnych rekonstrukcji paleoklimatycznych i paleośrodowiskowych. Jednakże istnieją także wyzwania i ograniczenia, takie jak konieczność uwzględnienia lokalnych warunków środowiskowych, trudności w interpretacji wyników oraz potrzeba ciągłego rozwoju metod analitycznych. Wraz z postępowaniem technologicznym i interdyscyplinarnym podejściem naukowców, analiza stabilnych izotopów tlenu i węgla w muszlach ślimaków lądowych może zostać jednym z kluczowych narzędzi w badaniach nad paleoklimatem i paleośrodowiskiem. Jej potencjał do dalszego rozwijania się i dostarczania nowych, cennych informacji o historii Ziemi jest ogromny, co sprawia, że stanowi nieocenione źródło wiedzy.

LITERATURA

- Nield C.B., Yanes Y., Reuther J., Muhs D., Pigati J., Miller J., Druckenmiller P., 2023. Late glacial–Younger Dryas climate in interior Alaska as inferred from the isotope values of land snail shells. *Quaternary Research* 117, 1–16.
- Scott L.D., 2002. The influence of diet on the $\delta^{13}\text{C}$ of shell carbon in the pulmonate snail *Helix aspersa*. *Earth and Planetary Science Letters* 195, 249–259.

- Yanes Y., Graves G.R., Romanek C.S., 2018. Stable isotope ecology ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) of modern land snails along an altitudinal gradient in southern Appalachian Mountains, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 492, 92–103.
- Zong X., Song Y., Dong J., Li Y., Liu W., Cao Y., Hu J., 2022. Climatic significance of modern minute land snail shells $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ on the Chinese Loess Plateau. *Ecological Indicators* 145, 1–12.

Witness of the little ice age – one of the oldest spruces in Poland (Śnieżnik massif, Sudetes, SW Poland)

Anna CEDRO¹, Bernard CEDRO¹, Ryszard Krzysztof BORÓWKA¹,
Daniel OKUPNY¹, Paweł OSÓCH¹, Krzysztof STEFANIAK²,
Bronisław WOJTUŃ², Marek KASPRZAK^{3,4}, Urszula RATAJCZAK-SKRZATEK²,
Paweł KMIECIK⁵, Krzysztof RUSINEK⁵, Martin JIROUŠEK⁶, Vítězslav PLÁŠEK^{7,8},
Anna HRYNOWIECKA⁹, Adam MICHCZYŃSKI¹⁰

¹ Institute of Marine and Environmental Sciences, University of Szczecin, Mickiewicza 16, 70-383 Szczecin, Poland; e-mails: anna.cedro@usz.edu.pl (A.C.), bernard.cedro@usz.edu.pl (B.C.), ryszard.borowka@usz.edu.pl (R.K.B.), daniel.okupny@usz.edu.pl (D.O.), pawel.osoch@usz.edu.pl (P.O.)

² Faculty of Biological Sciences, University of Wrocław, Przybyszewskiego 63, 51-148 Wrocław, Poland; e-mails: krzysztof.stefaniak@uwr.edu.pl (K.S.), bronislaw.wojtun@uwr.edu.pl (B.W.), urszula.ratajczak2@uwr.edu.pl (U.R.-S.)

³ Faculty of Earth Sciences and Environmental Management, University of Wrocław, Przybyszewskiego 63, 51-148 Wrocław, Poland; e-mail: marek.kasprzak@uwr.edu.pl

⁴ Faculty of Science, University of Oulu, P.O. Box 8000, FI-90014 Oulu, Finland

⁵ Forest District of Międzyzlesie, Tysiąclecia Państwa Polskiego 7, 57-530 Międzyzlesie, Poland; e-mails: pawel.kmiecik@wroclaw.lasy.gov.pl (P.K.), krzysiek_rusinek@interia.pl (K.R.)

⁶ Department of Plant Biology, Faculty of AgriSciences, Mendel University in Brno, 613 00 Brno, Czech Republic; e-mail: martin.jirousek@mendelu.cz

⁷ Department of Biology and Ecology, Faculty of Science, University of Ostrava, Chittussiho 10, 710-00 Ostrava, Czech Republic; e-mail: vitezslav.plasek@osu.cz

⁸ Institute of Biology, University of Opole, Oleska 22, 45-052 Opole, Poland

⁹ Polish Geological Institute – National Research Institute, Marine Geology Branch, Kościarska 5, 80-328 Gdańsk, Poland; e-mail: anna.hrynowiecka@pgi.gov.pl

¹⁰ Institute of Physics – CSE, Silesian University of Technology, Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice, Poland; e-mail: adam.michczynski@polsl.pl

During an interdisciplinary study of the mire “Torfowisko pod Małym Śnieżnikiem”, a very old specimen of the Norway spruce (*Picea abies* L.) was encountered. The aim of the present work was to perform a detailed examination of this tree, to compare it to other spruce trees on the mire, and to provide support for establishing protection for this tree stand. Tree ring cores were sampled at 1.3 m above ground using a Pressler borer, in two field campaigns: June and July 2023, the latter campaign aiming to find the oldest trees. A total of 46 trees were sampled, yielding 84 measured radii. Tree ring widths were measured down to 0.01 mm under a stereomicroscope. The oldest sampled tree yielded a total of 370 tree rings in the two radii, representing the period 1653–2022. The average tree ring width for this oldest tree equals 0.33 mm/year, and shows low values (on average 0.19 mm/year) for the period 1742–1943, i.e., during the Little Ice Age cooling. Changes in the tree ring width coincide with periods of cooling and warming in the nearby Tatra Mountains. The oldest tree does not stand out from other trees from the population with respect to height or trunk diameter. A comparison of the age of this tree to the oldest spruce trees in Poland indicates that it is one of the longest living specimens of this species. Considering the natural character of the stand, the remaining flora, and the peat-forming processes taking place within the mire “Pod Małym Śnieżnikiem”, we argue that the mire should become protected by the law as soon as possible in order to preserve this valuable high mountain habitat.

Co-financed by the Minister of Science under the “Regional Excellence Initiative” Program for 2024-2027 (RID/SP/0045/2024/01)

REFERENCES

Cedro A., Cedro B., Borówka R.K., Okupny D., Osóch P., Stefaniak K., Wojtuń B., Kasprzak M., Ratajczak-Skrzatek U., Kmiecik, P., Rusinek K. Jiroušek M., Plášek V., Hrynowiecka A., Michczyński A. 2024. Witness of the Little Ice Age – One of the Oldest Spruces in Poland (Śnieżnik Massif, Sudetes, SW Poland). *Forests* 2024, 15, 986. <https://doi.org/10.3390/f15060986>

O pozycji wiekowej lessów w stratygrafii plejstocenu dorzecza Wisły

Jan DZIERŻEK^{1,2}, Leszek LINDNER¹

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: j.dzierzek@uw.edu.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Przedstawione w tym opracowaniu nowe spojrzenie na pozycję wiekową siedmiu (L1-L7) głównych poziomów lessów w dorzeczu Wisły zidentyfikowanych również w zachodniej Ukrainie (Łanczont i in. 2019), wiąże się z aktualnym ujęciem stratygrafii głównych stanowisk interglacjalnych w Polsce. Pozwala ono uznać poprzedzające i następujące po interglacjalach ochłodzenia klimatyczne jako warunkujące akumulację lessów oraz rozwój kolejnych zlodowaceń skandynawskich (Marks 2023). W przypadku analizowanych lessów mamy na uwadze zarówno typowe nadmorenowe lessy subaeralne, jak też zachowane w odsłonięciach i otworach wiertniczych lessy podmorenowe, reprezentowane między innymi przez mułki lessowe z typową malakofauną lessową, powstałe w większości z rozmytych lessów subaeralnych akumulowanych na przedpolu narastających lądolodów. Naszym zdaniem (Dzierżek, Lindner 2024) akumulację lessów w dorzeczu Wisły należy wiązać z trójdzielny kompleks południowopolskim: lessy najstarsze (Nidanian – LN_d; Sanian 1 – LN_s, Sanian2 – LN_g), trójdzielny kompleks środkowopolskim: lessy starsze (Liwiecian – LS_d, Krznanian – LS_s, Odranian – LS_g) i kompleksem północnopolskim: lessy młodsze (Vistulian) obejmujące 3–5 jednostki akumulacji lessowej rangi stadialnej (LM_n, LM_d, LM_s, LM_g) (por. Maruszczak 2001, Jary 2007). Szereg tych poziomów lessów zostało ostatnio zidentyfikowanych w profilach osadów jaskiniowych Jury Polskiej, gdzie ich wiek określono zarówno metodami luminescencyjnymi (OSL, IRSL, TL) czy izotopowymi (U-Th, ¹⁴C), jak też badaniami paleoekologicznymi i archeologicznymi oraz odniesiono do morskich stadiów izotopowych.

LITERATURA

- Dzierżek J., Lindner L., 2024. Sub- and supra-moraine loesses in the Vistula catchment (Poland) with regard to the age and extent of the Scandinavian ice-sheets. *Acta Geologica Polonica*.
- Jary Z., 2007. Record of Climate Changes in Upper Pleistocene loess-soil sequences in Poland and western part of Ukraine. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego* 1, 1–136.
- Łanczont M., Bogucki A., Yatsyshyn A., Terpiłowski S., Mroczek P., Orłowska A., Hołub B., Zieliński P., Komar M., Woronko B., Kulesza P., Dmytruk R., Tomeniuk O., 2019. Stratigraphy and chronology of the periphery of the Scandinavian ice sheet at the foot of the Ukrainian Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 530, 59–77.
- Marks L., 2023. Quaternary stratigraphy of Poland – current status. *Acta Geologica Polonica* 73(3), 307–340.
- Maruszczak H., 2001. Stratigraphic scheme of loesses and palaeosols in Poland. [W:] H. Maruszczak (red.), *Main sections of loesses in Poland II*, 17–29. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.

Schyłek ostatniego okresu zimnego w Polsce środkowej – podejście paleośrodowiskowe

Jacek FORYSIAK¹, Danuta DZIEDUSZYŃSKA¹, Danuta Joanna MICHCZYŃSKA²

¹ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

² Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mail: Danuta.Michczynska@polsl.pl

Problematyczne jest zagadnienie pierwszych oznak ocieplenia po recesji lądolodu skandynawskiego z linii jego maksymalnego zasięgu. W niżowej ekstraglacjalnej części Polski (obszar do ~200 km na S od LGM) archiwa schyłku ostatniego okresu zimnego przetrwały w osadach biogenicznych torfowisk. Możliwość ich zachowania zależała od późniejszych tendencji rozwoju środowiska, przede wszystkim warunkowana była izolacją od procesów niszczących. W Polsce Środkowej udokumentowane są stanowiska z sekwencją osadów sięgającą ponad 17 cal kBP. W stanowisku Żabieniec istnieje możliwość przeprowadzenia kompleksowej oceny paleośrodowiskowej schyłku ostatniego okresu zimnego (multiproxy, datowania) z dużą rozdzielczością. Osady jeziorne zdeponowane w tym czasie zalegają tam na głębokości około 11,0–12,5 m (Forysiak i in. 2010).

Obszar Polski Środkowej, który znajdował się na bezpośrednim przedpolu ostatniego lądolodu, poddany był u schyłku vistulianu bardzo radykalnej przebudowie środowiska – od warunków pustyni arktycznej z silnym impaktem peryglacjalnym do początków umiarkowanych warunków klimatycznych holocenu w przeciągu od 18,6 ka (wycofanie lądolodu z lobu płockiego wydатовane OSL – Roman 2010) do 11,7 ka. W chronostratygrafii stosowanej dla regionu łódzkiego okres ten jest określany jako późny vistulian. Na tak wyznaczony przedział czasowy składają się: faza kamion (c), najstarszy dryas (z), bölling (c), starszy dryas (z), alleröd (c) i młodszy dryas (z). Czas trwania poszczególnych jednostek został oszacowany na podstawie analizy zgrupowań dat radiowęglowych zilustrowanych w postaci krzywej PDF rozkładu prawdopodobieństwa (Dzieduszyńska 2019). Pierwsze sygnały ocieplenia (kamion) zaznaczają się ok. 18–17 ka cal BP, ochłodzenie najstarszego dryasu miało miejsce pomiędzy 17,2 a 14,2 cal kBP. Kompleks bölling-alleröd trwał od 14,2 do 12,6 cal kBP i jest przedzielony ochłodzeniem starszego dryasu datowanym na 13,5–13,25 cal kBP. Młodszy dryas trwał od 12,6 do 11,65 cal kBP. Wyróżnione przedziały czasowe korelują się z wahnięciami grenlandzkiej izotopowej krzywej zawartości tlenu ¹⁸O w rdzeniu NGRIP. Zasadność czasowej korelacji regionalnych zdarzeń środowiskowych z wielkoskalowymi zmianami klimatycznymi rejestrowanymi w rdzeniach lodowych została potwierdzona metodami statystycznymi (Michczyńska i in. 2022; Dzieduszyńska i in. 2023).

Powiązanie czasowe zdarzeń paleośrodowiskowych w obszarze ekstraglacjalnym Polski Środkowej z recesją ostatniego lądolodu (Dzieduszyńska, Forysiak 2019) wydaje się być klarowne. Ocieplenie kamion korelować powinno się z interfazą między fazą poznańską a pomorską, zaś ochłodzenie najstarszego dryasu z fazą pomorską i gardzieńską.

LITERATURA

- Dzieduszyńska D.A., 2019. Timing of environmental changes of the Weichselian decline (18.0–11.5 ka cal BP) using frequency distribution of ¹⁴C dates for the Łódź region, Central Poland. *Quaternary International* 501, 135–146.
- Dzieduszyńska D.A., Forysiak J., 2019. Chronostratigraphy of the Late Vistulian in Central Poland and the correlation with Vistulian facial phases. *Studia Quaternaria* 36(2), 137–145.

- Dzieduszyńska D.A., Micheżyńska D.J., Petera-Zganiacz J., Wachecka-Kotkowska L., Wieczorek D., Krzyszkowski D., 2023. Impacts of large-scale climatic oscillations on fluvial sediments in Central Poland; evidence from geochronological analysis. *Geochronometria* 51, 224–249.
- Forysiak J., Borówka R.K., Pawłowski D., Płóciennik M., Twardy J., Żelazna-Wieczorek J., Kloss M., Żurek S., 2010. Rozwój zbiornika Żabieniec w późnym glacie i jego znaczenie dla paleoekologii i paleogeografii. [W:] J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.), *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 191–202.
- Micheżyńska D.J., Dzieduszyńska D.A., Petera-Zganiacz J., Wachecka-Kotkowska L., Krzyszkowski D., Wieczorek D., Ludwikowska-Kędzia M., Gębica P., Starkel L., 2022. Climatic oscillations during MIS 3–2 recorded in sets of ^{14}C and OSL dates – A study based on data from Poland. *Radiocarbon* 64, 1373–1386.
- Roman M., 2010. Rekonstrukcja lobu płockiego podczas ostatniego zlodowacenia. *Acta Geographica Lodziensia* 96.

Chronologia zmian systemów fluwialnych w późnym vistulianie (na wybranych stanowiskach z dorzecza Warty, górnej Wisły i Dniestru)

Piotr GĘBICA¹, Jacek FORYSIAK², Danuta Joanna MICHCZYŃSKA³

¹ Uniwersytet Rzeszowski, Instytut Archeologii, ul. Moniuszki 10, 35-225 Rzeszów; e-mail: pgebica@ur.edu.pl

² Uniwersytet Łódzki, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

³ Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mail: Danuta.Michczynska@polsl.pl

W niniejszym opracowaniu zwrócono uwagę na stanowiska aluwioów z późnego vistulianu, których wyniki datowań radiowęglowych osadów organicznych, w tym datowań techniką AMS (około kilkadziesiąt nowych dat ¹⁴C z dorzecza Sanu, Dniestru i Warty) zostały poddane kalibracji i analizie metodami statystycznymi. Autorzy podjęli próbę korelacji zdarzeń w środowisku fluwialnym w analizowanym przedziale czasu w odniesieniu do krzywej izotopowo-tlenowej NGRIP i stratygrafii INTIMATE (Rasmussen i in. 2014).

Okres późnego vistulianu (15–11,7 cal kBP) jest okresem złożonym. Po szybkim ociepleniu bøllingu kontynuowanym w allerødzie z krótkim epizodem starszego dryasu nastąpiło wyraźne ochłodzenie młodszego dryasu trwającego około 1100 lat. Efektem ocieplenia była ekspansja zbiorowisk roślinnych, które w allerødzie tworzyły zwarte lasy sosnowo-brzozowe. W młodszym dryasie nastąpiło jego rozrzedzenie. W dolinach rzecznych obserwujemy zmianę reżimu hydrologicznego. Rośnie rola wezbrań opadowych, maleje znacznie ilość rumowiska dostarczanego do koryt. Rzeki zaczęły zmieniać swoje koryta z roztokowych na meandrowe (Starkel 2001). Wiek najstarszych koryt meandrowych w dolinie Sanu, datowany metodą radiowęglową na schyłek plenivistulianu w świetle datowań AMS okazał się bardzo postarzony (Gębica i in. 2022). Duże meandry opuszczone były w bøllingu, ale częściej w allerødzie i młodszym dryasie (Rotnicki 1991, Klimek 1995, Starkel 2001). W czasie ochłodzenia młodszego dryasu na niektórych odcinkach dolin nastąpił powrót do systemu roztokowego lub funkcjonowały koryta o rozwinięciu przejściowym (roztokowo-meandrowe) (Starkel 2001, Kalicki 2006). W dolinie środkowej Warty w tym czasie dominował wielokorytowy (anabanching) system koryt (Forysiak 2005). Zmiany te nie były synchroniczne. Niektóre systemy koryt roztokowych, zwłaszcza na stożkach aluwialnych o dużym spadku mogły przetrwać aż do wczesnego holocenu. Analiza większych zbiorów dat radiowęglowych z wypełnień paleomeandrów wykazała, że kulminacje dat przypadają zarówno na cieplejsze okresy późnego vistulianu (GI-1), gdy w starorzeczach dominowała akumulacja osadów organicznych, jak i na epizody ochłodzeń (GS-1) z akumulacją powodziową osadów mineralnych w paleokorytach.

LITERATURA

- Forysiak J., 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem a Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geographica Lodziana* 90, 1–116.
- Gębica P., Michno A., Sobucki M., Wacnik A., Superson S., 2022. Chronology and dynamics of fluvial style changes in the Younger Dryas and Early Holocene in Central Europe (lower San River, SE Poland). *Science of the Total Environment* 830, 154700.
- Kalicki T., 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowo-europejskich. *Prace Geograficzne* 204, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 1–348.

- Klimek K., 1995. The role of drainage basin orography in the river channel pattern transformation during Late Vistulian, Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland. *Quaestiones Geographicae*, 4 (Special Issue), 147–153.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28.
- Rotnicki K., 1991. Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. [W:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.), *Temperate palaeohydrology*, 431–471.
- Starkel L., 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. *Monografie 2, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN*, 1–263.

Późnoolocześna aluwiacja w dolinie Sanu u wylotu z Karpat

Piotr GĘBICA¹, Krystyna MILECKA², Mateusz SOBUCKI³, Marcin WOŁOSZYN¹

¹ Uniwersytet Rzeszowski, Instytut Archeologii, 35-225 Rzeszów, ul. Moniuszki 10; e-mails: pgebica@ur.edu.pl, mwoloszyn@ur.edu.pl

² Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geoekologii i Geoinformacji, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań; e-mail: krystyna.milecka@amu.edu.pl

³ Uniwersytet Jagielloński w Krakowie, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków; e-mail: mateusz.sobucki@uj.edu.pl

Okres rzymski, a szczególnie średniowiecze i mała epoka lodowa dostarczają dowodów na wzrost aktywności fluwialnej, ożywienie procesów stokowych i narastający wpływ człowieka na środowisko. Rozdzielenie czynników: klimatycznego i antropogenicznego oraz wskazanie dominującej roli jednego z nich w przekształcaniu den dolin rzecznych jest trudne, a czasami wręcz niemożliwe (Starkel 2014). Okazją do dyskusji na temat roli ekstremalnych zdarzeń hydroklimatycznych i wpływie człowieka na procesy sedymentacji są badania interdyscyplinarne w ramach realizowanego projektu dotyczącego starożytnego cmentarzyska wczesnośredniowiecznego w Przemysłu-Zasaniu, na terenie którego wykonano wiercenia w kopalnym starorzeczu Sanu o niespotykanej dotychczas miąższości osadów wynoszącej ponad 10 m, które na początkowym etapie badań uważano za późnoglacialne. W przekroju starorzecza rysuje się rynna erozyjna wycięta w pokrywie piaszczysto-żwirowej i wypełniona osadami pylasto-ilastymi o miąższości 10,77 m. Datowanie radiowęglowe wskazuje, że początek akumulacji osadów w starorzeczu przypada na wczesne średniowiecze (VII–IX w.), natomiast osady stropowe datowane są na późne średniowiecze i okres nowożytny. Analiza pyłkowa wykazała dwie fazy intensywnej antropopresji (wylesianie, użytkowanie rolnicze) w dolinie w XI–XII i XV–XVI w. Potwierdzeniem tego są zlokalizowane na równinie, w odległości około 1 km od analizowanego paleokoryta, cmentarzyska oraz osada z piecami garncarskimi datowane na XI–XII w. (Koperski 2001). Seria kilku dat w profilu wskazuje, że wypełnianie starorzecza osadami pozakorytowymi postępowało bardzo szybko, szczególnie w okresie późnego średniowiecza (XIV–XV w.) i małej epoki lodowej, kiedy miąższość zdeponowanych osadów w czasie jednego stulecia wynosiła 3 m. Były to stulecia częstych ekstremalnych opadów i powodzi zarejestrowanych w różnych częściach Europy (Dotterweich 2008). Dno kopalnej rynny jest położone co najmniej 2 m poniżej współczesnego poziomu koryta Sanu. Oznacza to, że w czasie kiedy to koryto było aktywne dominowały procesy erozji dennej czyli pogłębiania koryta. Wiercenia wykonane w pobliżu obecnego koryta Sanu dokumentują występowanie piasków i żwirów na głębokości 5 m, co oznacza agradację dna koryta około 2,0 m w porównaniu z wczesnośredniowiecznym paleokorytem Sanu. Przebieg koryta Sanu we wczesnym średniowieczu jest trudny do zrekonstruowania. Prawdopodobnie zajmowało ono marginalną część równiny o czym świadczy głęboka rynna erozyjna i brak stanowisk archeologicznych w tej strefie. Nie jest wykluczone, że powstanie tak głębokiej rynny jest związane z gwałtowną erozją brzegów koryta i utworzeniem kotła eworsyjnego w czasie powodzi zatorowej na Sanie.

LITERATURA

Dotterweich M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: Deciphering the long-term interpretation between humans and the environment a review. *Geomorphology* 101, 191–208.

Koperski A., 2001. Dzieje Przemysła. Tom I Osadnictwo pradziejowe i wczesnośredniowieczne, część I źródła archeologiczne do pradziejowego i wczesnośredniowiecznego Przemysła. Katalog. Towarzystwo Przyjaciół Nauk w Przemysłu.

Starkel L., 2014. O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór i ich przedpoli (na przykładzie wybranych gór Eurazji). Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Wyd. Akademickie Sedno, Warszawa, 1–382.

Historia roślinności Mierzei Wiślanej w świetle nowych badań paleośrodowiskowych

Artur GÓRECKI¹, Anna HRYNOWIECKA², Krzysztof NINARD³,
Nick SCHAFSTALL⁴, Renata STACHOWICZ-RYBKA⁵, Krzysztof STACHOWICZ⁵,
Sylwia SKOCZYŁAS-ŚNIAZ⁵, Katarzyna CYWA⁵

¹ Instytut Botaniki, Wydział Biologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków;
e-mail: artur.gorecki@uj.edu.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5,
80-328 Gdańsk; e-mail: ahry@pgi.gov.pl

³ Instytut Nauk Geologicznych, Wydział Geografii i Geologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3A,
30-387 Kraków; e-mail: krzysztof.ninard@uj.edu.pl

⁴ Nature Research Centre, Laboratory of Quaternary Research, Akademijos St. 2, 08412 Wilno, Litwa;
e-mail: nick.schafstall@gmail.com

⁵ Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;
e-mails: r.stachowicz@botany.pl, k.stachowicz@botany.pl, s.skoczylas@botany.pl, k.cywa@botany.pl

Współczesna roślinność Mierzei Wiślanej jest niezwykle zróżnicowana i zależy zarówno od specyficznych warunków siedliskowych, jak i wielowiekowej działalności człowieka. Dominującymi zbiorowiskami leśnymi są kwaśne dąbrowy z klasy *Quercetea robori-petraeae*, głównie *Fago-Quercetum*, które zajmują głównie szeroki pas genetycznie starszych wydm brunatnych. Teren przybrzeżny zajmują nadmorskie bory bażynowe *Empetro nigri-Pinetum*, których runo odbiega od typowego wariantu ze względu na rzadkie występowanie gatunku charakterystycznego – bażyny czarnej (*Empetrum nigrum*). Ważnymi zbiorowiskami na Mierzei są również fragmenty suboceanicznego boru świeżego (*Leucobro-Pinetum*) oraz fragmenty brzeziny bagiennej *Vaccinio uliginosi-Betuletum pubescentis*, które zarastają śródleśne torfowiska przejściowe w wyniku naturalnej sukcesji (Lenartowicz i in. 2001).

W przeszłości podejmowano nieliczne próby poznania historii roślinności Mierzei z wykorzystaniem badań palinologicznych (Redmann 1938; Zachowicz 1998; Uścińowicz 2021), które mogłyby wyjaśnić genezę współczesnych zbiorowisk. Celem obecnie prowadzonych badań paleośrodowiskowych jest odpowiedź na pytanie jak wpływ człowieka przyczynił się do kształtowania zbiorowisk leśnych na terenie Mierzei Wiślanej, zwłaszcza w kontekście dynamiki procesów eolicznych. W tym celu pobrano próbki paleogleb i soczewek torfowych pogrzebanych przez wydmy, które zostały odsłonięte przy okazji przekopu Mierzei. Dodatkowo, w bieżącym roku pobrano trzy profile ze współcześnie występujących torfowisk przejściowych: jeden rdzeń z zagłębienia międzywydmowego w bezpośrednim sąsiedztwie przekopu oraz dwa pozostałe z południowej części Mierzei. Wszystkie osady zostaną przebadane palinologicznie i antrakologicznie, ponadto osady torfowe zostaną przebadane malakologicznie, pod kątem makroszczątków roślin oraz chrząszczy.

Wstępne wyniki analizy osadów pogrzebanych przez wydmy żółte sugerują, że badany teren był pokryty w XV–XVII w. przez lasy sosnowe. Próby paleogleby wykazują wysoką zawartość pyłku Ericaceae, głównie *Calluna vulgaris*, co może wskazywać na wykorzystywanie tego terenu do wypasu zwierząt, analogicznie jak na Mierzei Kurońskiej w XV–XVII w. (Savukynienė i in. 2003). Wśród węgli drzewnych z tych osadów oznaczono jedynie pozostałości sosny. Analiza paleobotaniczna osadów z soczewek torfowych wykazała natomiast cztery wyraźne stadia rozwoju roślinności: 1) las brzozy inicjalny, 2) bór sosnowy, 3) las mieszany sosnowo-dębowy, 4) powrót boru sosnowego. Niewielki rozmiar badanych soczewek oraz wysoki udział spor *Lycopodium annotinum* sugerują bardzo lokalny charakter deponowanych palinomorf.

LITERATURA

- Lenartowicz Z., Machnikowski M., Wojtyniak J., 2001. Szata roślinna Mierzei Wiślanej i terenów przyległych. [W:] E. Gerstmannowa (red.), Materiały do Monografii Przyrodniczej Regionu Gdańskiego. Tom VII. Park Krajobrazowy „Mierzeja Wiśłana”. – Wydawnictwo Gdańskie, Gdańsk.
- Redmann H., 1938. Untersuchungen über die Waldgeschichte der Frischen Nehrung mit besonderer Berücksichtigung des Buchenvorkommens bei Kahlberg. *Physikalisch-Ökonomische Gesellschaft zu Königsberg Schriften* 70, 127–180.
- Savukynienė N., Moe D., Ūsaitytė D., 2003. The occurrence of former heathland vegetation in the coastal areas of the south-east Baltic sea, in particular Lithuania: a review. *Vegetation History and Archaeobotany* 12, 165–175.
- Uścińowicz S., Adamiec G., Bluszcz A., Jegliński W., Miotk-Szpiganowicz G., 2021. Holocene development of the Vistula Spit (Baltic Sea coast) based on multidisciplinary investigations. *The Holocene* 31(4), 658–671.
- Zachowicz, J., 1998. Historia szaty roślinnej Żuław i Mierzei Wiślanej. [W:] J. Herbich, M. Herbich (red.), Szata roślinna Pomorza: zróżnicowanie, dynamika, zagrożenia, ochrona: przewodnik sesji terenowych 51. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Botanicznego, 15–19 IX 1998. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.

Sukcesja roślinna interglacjału mazowieckiego (MIS 11c) Równiny Parczewsko-Kodeńskiej oraz Zakłęstości Sosnowickiej (Polesie Zachodnie) – wstępne wyniki badań

Artur GÓRECKI¹, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC², Marcin ŻARSKI²,
Anna HRYNOWIECKA³, Irena Agnieszka PIDEK⁴,
Marcin SZYMANEK⁵, Renata STACHOWICZ-RYBKA⁶,
Krzysztof STACHOWICZ⁶, Sylwia SKOCZYLAS-ŚNIAZ⁶

- ¹ Instytut Botaniki, Wydział Biologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków; e-mail: artur.gorecki@uj.edu.pl
- ² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mails: kPOCH@pgi.gov.pl, mZAR@pgi.gov.pl
- ³ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk; e-mail: ahry@pgi.gov.pl
- ⁴ Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mail: irena.pidek@mail.umcs.pl
- ⁵ Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: m.szymanek@uw.edu.pl
- ⁶ Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mails: r.stachowicz@botany.pl, k.stachowicz@botany.pl, s.skoczylas@botany.pl

Badania geologiczne prowadzone w ramach prac nad arkuszami Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 ujawniły szereg nieznanych do tej pory kopalnych zbiorników jeziornych interglacjału mazowieckiego MIS 11c) (Hrynowiecka i in. 2014, Pochocka-Szwarc i in. 2021, Pochocka-Szwarc i in. 2024, Pochocka-Szwarc i Żarski 2024). W celu potwierdzenia wieku osadów biogenicznych wykonano analizy palinologiczne pięciu rdzeni: Zahajki, Wygnanka, Sytyta (Zakłęstość Sosnowicka), Gęś 3 oraz Podedwórze (Równina Parczewsko-Kodeńska). Dodatkowo przebadano malakologicznie profil Wygnanka, natomiast profil Podedwórze analizowano pod kątem makroszczątków roślin. Wyniki przeprowadzonych analiz potwierdziły wiek osadów jako interglacjału mazowiecki (MIS 11c), a to dowodzi, że ostatnim lądolodem, który odegrał główną rolę w kształtowaniu warunków geologicznych i rzeźby tego terenu, był lądolód zlodowacenia Sanu 2 (MIS 12; Pochocka-Szwarc i in. 2024).

W zbiornikach Gęś 3, Sytyta oraz Wygnanka zapis sukcesji jest niekompletny, sięgający najwyżej początków optimum klimatycznego interglacjału – fazy grabowo-jodłowej. Na podstawie zapisu palinologicznego zbiornika Gęś 3 można wnioskować, że mniejsze zbiorniki zaczynały wypłycać się już w fazie świerkowo-olszowej o czym świadczy bardzo wysoki udział fragmentów tkanek Nymphaeaceae. Następnie na terenie zbiornika rozwijał się najprawdopodobniej ols, o czym świadczy nietypowy jak na interglacjału mazowiecki zapis wczesnej fazy grabowo-jodłowej. Zbiornik Podedwórze funkcjonował prawie do końca interglacjału, ostatnia faza rozwoju roślinności zarejestrowana w profilu to tzw. oscylacja brzożowa (BHO, Birch Holsteinian Oscillation), chłodna oscylacja klimatyczna w obrębie fazy sosnowej, opisana do tej pory ze stanowisk Nowiny Żukowskie i Skrzyńka (Górecki in. 2022). Taką interpretację potwierdzają również wyniki badań makroszczątków roślin, zwłaszcza obecność *Aracites interglacialis*. Najdłuższy zapis palinologiczny, wykraczający poza interglacjału mazowiecki odnotowano w stanowisku Zahajki, gdzie stwierdzono sukcesję charakterystyczną dla wczesnego zlodowacenia Liwca.

Wstępne wyniki badań palinologicznych analizowanych zbiorników jednoznacznie wskazują, że osady były deponowane w interglacjale mazowieckim z uwagi na charakterystyczne cechy sukcesji (następstwo faz: brzożowej, olszowo-świerkowej, grabowo-jodłowej i sosnowej) oraz występowanie gatunków charakterystycznych (wysoki udział *Taxus*, a także obecność gatunków termofilnych takich jak *Pterocarya* czy *Buxus*). Jednak w porównaniu do sąsiednich regionów wschodniej Polski, istnieje szereg różnic, które mogą sugerować nieco odmienne wykształcenie lokalnej roślinności. Obszar ten najprawdopodobniej charakteryzował się znaczną wilgotnością podłoża, przez co, nawet w obrębie optimum klimatycznego, rozwijały się łągi olszowe i szuwały.

Osady bardzo licznych paleojezior na badanym obszarze dają możliwość dalszych badań nad wykształceniem roślinności interglacjału mazowieckiego na terenie Polesia Zachodniego, również z użyciem metod ilościowych np. REVEALS. W ramach kontynuacji badań planowana jest analiza kolejnych kopalnych jezior oraz zwiększenie rozdzielczości opróbowania we wcześniej opracowanych profilach osadów jeziorno-torfowiskowych. Dodatkowo planowane są inne badania paleośrodowiskowe w celu jak najpełniejszej rekonstrukcji lokalnej roślinności i klimatu.

LITERATURA

- Górecki A., Żarski M., Drzewicki W., Pleśniak Ł, Zalewska-Gałosz J., Hrynowiecka A., 2022. New climatic oscillations during MIS 11c in the record of the Skrzynka II site (Eastern Poland) based on palynological and isotope analysis. *Quaternary International* 632, 4–20.
- Hrynowiecka A., Żarski M., Winter H., 2014. Vegetation and stratigraphy of the Mazovian (Holsteinian) interglacial sections from Dobropol and other new sites in Western Polesie Region (south-eastern Poland). *Studia Quaternaria* 31(1), 17–30.
- Pochocka-Szwarc K., Żarski M., 2024. Objasnienia do arkusza Wisznice (642) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa (w druku)
- Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Pidek I.A, Hrynowiecka A., Szymanek M., 2021. Nowe stanowiska osadów interglacjału mazowieckiego na Zakłęsłości Sosnowickiej (Polesie Zachodnie ich znaczenie paleogeograficzne I stratygraficzne. [W:] R. Dobrowolski, A. Orłowska, B. Hołub, G. Janicki (red.), *Glacja i peryglacja Europy Środkowej*. Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Hrynowiecka A., Górecki A., Pidek I.A., Szymanek M., Stachowicz-Rybka R., Stachowicz K. and Skoczylas-Śniaz S., 2024. Mazovian Interglacial sites in the Sosnowica Depression and the Parczew-Kodeń Heights (Western Polesie, SE Poland), and their stratigraphic, palaeogeographic and palaeoenvironmental significance. *Geological Quarterly* 68, 18. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1747>

Multidyscyplinarne badania osadów torfowiskowych z Józefowa na Żuławach Elbląskich

Wojciech GRANOSZEWSKI¹, Renata STACHOWICZ-RYBKA², Monika NISKA³,
Marek KRĄPIEC⁴, Bartosz KOTRYS⁵, Włodzimierz MARGIELEWSKI⁶

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; e-mail: wojciech.granoszewski@pgi.gov.pl

² Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: r.stachowicz@botany.pl

³ Uniwersytet Pomorski w Słupsku, Instytut Biologii, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk; e-mail: monika.niska@apsl.edu.pl

⁴ Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki, al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: mkrapiec@agh.edu.pl

⁵ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin; e-mail: bartosz.kotrys@pgi.gov.pl

⁶ Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mail: margielewski@iop.krakow.pl

Osady torfowisk są jednym z najlepszych naturalnych czwartorzędowych archiwów paleoekologicznych zawierających zapis zmian klimatu.

Prezentowane wyniki są pokłosiem projektu paleoklimatycznego, w którym osady czterech torfowisk z Polski północnej poddano szerokiemu spektrum badań paleoekologicznych obejmujących: analizę pyłkową, analizę szczątków makroskopowych roślin, analizę Cladocera i Chironomidae. Wykonane zostały również badania dendrochronologiczne, oraz izotopy stałe węgla i azotu. Dla każdego osadu został opracowany model wiek / głębokość na podstawie datowań radiowęglowych LSC.

Zapis przemian klimatyczno-roślinnych zarejestrowanych w osadach z Józefowa rozpoczynają się w schyłku młodszego dryasu. Dominowały zbiorowiska terenów otwartych, z dużym udziałem *Juniperus*, oraz zbiorowiska stepowe (pyłek *Artemisia*, Poaceae, Chenopodiaceae i wiele NAP). Na obecność tundry wskazują znaczne ilości pyłku *Betula nana*. Poprawę klimatu i początek holocenu wyznacza wyraźny wzrost wartości pyłku *Pinus silvestris* t. i *Betula alba* t. Ekspansja *Corylus avellana* wskazuje na kolejne ocieplenie, ale i być może na osuszenie klimatu, co w diagramie pyłkowym z Józefowa, sugeruje jednocześnie z ekspansją leszczyny, wycofanie się brzoź drzewiastych i silne rozprzestrzenienie się sosny. Ocieplenie związane z początkiem okresu atlantyckiego manifestuje się pojawieniem się drzew o wyższych wymaganiach klimatycznych: *Quercus*, *Tilia cordata*, *T. platyphyllos*. Obecne są też *Fraxinus*, *Ulmus* i *Alnus*. Zmiany klimatu pod koniec okresu atlantyckiego umożliwiają początki ekspansji na terenie północnej Polski drzew charakterystycznych dla młodszego holocenu: *Carpinus* i *Fagus*. W sukcesji pyłkowej z Józefowa widoczna jest wyraźna przewaga graba nad bukiem. Według Latałowej (1995) wskazuje to na słabsze wpływy oceanicznych mas powietrza znad Atlantyku we wschodniej części Półwyspu Bałtyku już w okresie subborealnym. Okres subatlantycki to wyraźne otwarcie krajobrazu, zmniejszanie się udziałów lipy dębu, wiązu i leszczyny, z jednoczesnym powrotem na siedliska leśne sosny i brzozy. O rosnącej w tym czasie antropopresji świadczą liczne ziarna pyłku roślin uprawnych: różnych zbóż, gryki, oraz chwastów związanych z siedliskami polnymi i pastwiskowymi.

Analiza szczątków makroskopowych, wskazuje, że w okresie borealnym, po ustąpieniu zbiorowisk ramienic (Characeae) nastąpiło intensywne zarastanie zbiornika w Józefowie. Podobnie sugerują wyniki analiz Cladocera i Chironomidae.

Z osadów z torfowiska w Józefowie pomierzono i zestawiono trzy dendrochronologie pływające dla *Pinus silvestris* wydatowane metodą AMS na 2700–1900 cal BP (700 cal BC – 100 cal AD).

LITERATURA

Latałowa M., 1995. Zarys problematyki palinostratygrafii holocenu polskiego Pobrzeża Bałtyku. [W:] W. Florek, Geologia i geomorfologia Pobrzeża południowego Bałtyku, 111–125. Słupsk.

Kręte formy glacialne – budowa wewnętrzna i geneza

Piotr HERMANOWSKI¹, Jan A. PIOTROWSKI^{2,3}

¹ Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Instytut Geologii, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań;
e-mail: piotr.hermanowski@amu.edu.pl

² Aarhus University, Department of Geoscience, Høegh-Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Dania;
e-mail: jan.piotrowski@au.dk

³ Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, ul. Lwowska 1,
87-100 Toruń; e-mail: mtkar@umk.pl

Kręte formy glacialne (ang.: glacial curvilineations, GCLs), po raz pierwszy opisano w północno-centralnej Polsce, na obszarze Pojezierza Dobrzyńskiego (Lesemann i in. 2010). Ich występowanie udokumentowano następnie w wielu innych regionach, które w plejstocenie pokrywały lądolody skandynawski i laurentyński. Geneza tych form wzbudza duże zainteresowanie, ponieważ rzuca światło na procesy subglacialne, których badanie na obszarach objętych współczesnymi zlodowaceniami jest praktycznie niemożliwe. Dotychczas sformułowano dwie kontrastujące ze sobą hipotezy dotyczące powstawania GCLs. Pierwsza z nich wskazuje, że formy te powstały na skutek erozyjnej działalności wód podlodowcowych, których drenaż miał charakter skanalizowanych przepływów wysokoenergetycznych (Lesemann i in. 2014). Natomiast druga z hipotez sugeruje, że są one produktem osuwisk powstałych na brzegach dolin lub jezior subglacialnych (Clark i Livingstone 2018).

Na obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego, a zwłaszcza na obszarze Polski, można zaobserwować liczne przykłady występowania GCLs (Adamczyk i in. 2022). Jeden z takich przykładów zidentyfikowano na terenie stargardzkiego pola drumlinowego, a następnie wykonano badania mające na celu określenie genezy form (Hermanowski i Piotrowski 2023). Analizy geomorfologiczne przeprowadzono w oparciu o dane LiDAR, a badania geologiczne wykonano w pięciu wkopach badawczych, umożliwiających określenie litologii osadów oraz identyfikację struktur.

Przeprowadzone analizy geomorfologiczne pokazują wyraźne ukierunkowanie subglacialnych form linijnych (drumlinów i megalineacji glacialnych), dowodzące kierunku przemieszczania się lądolodu z NNW na SSE. Natomiast obszar występowania GCLs, jak i same formy, są zorientowane skośnie do ruchu lądolodu. Litologia osadów tworzących GCLs jest jednakowa w każdym z badanych wkopów, jak również jest zbieżna z litologią wysoczyzny ograniczającej obszar występowania tych form. W każdym z wkopów stwierdzono występowanie masywnej gliny subglacialnej zinterpretowanej jako glina trakcyjna. Pomiary orientacji klastów w glinie wskazują na ich silne ukierunkowanie, niepokrywające się z orientacją form lecz zgodne z kierunkiem subglacialnych form linijnych na sąsiedniej wysoczyźnie.

Zgromadzone dane dowodzą, że zarówno osady budujące GCLs jak i graniczącą z nimi wysoczyznę morenową zostały zdeponowane w czasie tego samego nasunięcia lądolodu, poprzedzającego etap tworzenia GCLs. Nie znaleziono przesłanek wskazujących na grawitacyjny ruch osadów na zboczach kanałów subglacialnych. Przeprowadzone badania wskazują jednoznacznie, że GCLs stanowią pozostałość procesów erozyjnych generowanych przepływem wód w środowisku subglacialnym.

LITERATURA

Adamczyk A., Wysota W., Piotrowski J.A., 2022. Inventory of glacial curvilineations (GCLs) at the southern periphery of the last Scandinavian Ice Sheet. *Geomorphology* 400, 108094. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.108094>

- Clark C.D., Livingstone S.J., 2018. Glacial curvilineations found along the southern sector of the Laurentide Ice Sheet and a hypothesis of formation involving subglacial slope failure in tunnel valleys and subglacial lakes. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 1518–1528. <https://doi.org/10.1002/esp.4324>
- Hermanowski P., Piotrowski J.A., 2023. Origin of glacial curvilineations by subglacial meltwater erosion: Evidence from the Stargard drumlin field, Poland. *Earth Surface Processes and Landforms* 48(2), 282–294. <https://doi.org/10.1002/esp.5485>
- Lesemann J.-E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2010. ‘Glacial curvilineations’: New glacial landforms produced by longitudinal vortices in subglacial meltwater flows. *Geomorphology* 120, 153–161. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.020>
- Lesemann J.-E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2014. Genesis of the ‘glacial curvilineations’ landscape by meltwater processes under the former Scandinavian Ice Sheet, Poland. *Sedimentary Geology* 312, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.07.003>

Bór na Czerwonem – najnowsze wyniki badań paleośrodowiskowych

Anna HRYNOWIECKA¹, Tomasz M. KARASIEWICZ²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk; e-mail: ahry@pgi.gov.pl

² Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń

Pierwsze badania palinologiczne osadów torfowiska Bór na Czerwonem przeprowadziła Dyakowska (1928). Były to jedne z pierwszych badań wykorzystujących tę nową na ówczesne czasy metodę na terenie Polski. Wyniki nie uwzględniały roślin zielnych, tylko główne drzewa. Kolejne badania tych osadów przeprowadził Obidowicz (1990), w niewielkim stopniu skupiając się na pyłku roślin zielnych. Analiza palinologiczna profilu BnC2 o miąższości 4,7 m pozwoliła na oznaczenie 125 taxonów oraz podział profilu na 3 LPAZ. BnC-1 *Picea-Corylus* LPAZ – w wilgotnych siedliskach dolnego regła dominowały zwarte zbiorowiska z *Corylus*, *Ulmus*, *Fraxinus* i *Tilia*, a gatunkiem dominującym w lasach górnego regła był *Picea abies*. Torfowisko nie było wówczas jeszcze bardzo kwaśne, rosły na nim i częściowo tworzyły złożę torfu *Sphagnum*, *Scheuchzeria palustris*, *Phragmites* i *Menyanthes trifoliata*. Pierwsze z dwóch maksimum *Corylus* zostało wydatowane w osadach torfowiska Puścizna Rękówiańska na 8570 ± 90 lat (Obidowicz 1990), co po kalibracji za pomocą programu OxCal (Reimer i in. 2020) daje przedział 9790–9415 lat cal BP i koreluje z początkiem okresu Atlantyckiego (Hrynowiecka-Czmielowska 2009).

Na torfowisku P. Rękówiańska zarejestrowano fazę *Ulmus-Tilia-Quercus-Fraxinus* (7350 ± 160 – ok. 5000 BP; od 8451–7913 do ok. 5905–5595 lat cal BP). Jej brak w Borze na Czerwonem i na torfowisku Przymiarki (Obidowicz 1990), być może jest wynikiem naturalnej degradacji zewnętrznej warstwy torfu w przejściowym okresie pomiędzy powstawaniem silnie rozłożonego torfu typowego dla torfowisk niskich i przejściowych, a powstawaniem torfu nierozłożonego typowego dla torfowiska wysokiego.

BnC-2 *Abies-Fagus-Carpinus-Picea* LPAZ – Zmiany klimatyczne i wilgotnościowe spowodowały wyraźne zmniejszenie udziałów *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia* i *Fraxinus*. W reglu dolnym zaczęły dominować *Abies* i *Fagus* z towarzyszącym *Carpinus*. W reglu górnym nadal królował *P. abies*. Prawie w całej miąższości tej fazy pojawiają się pojedyncze wskaźniki działalności człowieka a w młodszej jej części znaczne wartości pyłku *Vaccinium* t. (prawdopodobnie *oxycoccus*), typowe dla torfowisk wysokich. Torfowisko na początku tej fazy było porośnięte w dużej mierze przez *Scheuchzeria palustris*, która prawdopodobnie razem ze *Sphagnum* tworzyła złożę torfu. Bardzo liczne wskaźniki torfowiskowe – głównie ameby skorupkowe, wskazują na bardzo dobrą kondycję torfowiska w tym czasie. Udziały *Carpinus*, *Fagus* i *Abies* według datowań osadów torfowiska P. Rękówiańska (Obidowicz 1990) zwiększają się ok 3670 ± 60 (po kalibracji 4153–3839 lat cal BP).

BnC-3 NAP-*Pinus* LPAZ – Prawdopodobnie wpływ człowieka na ekosystem spowodował wzrost wartości pyłku roślin zielnych (NAP), głównie Poaceae. Spośród drzew istotnie zmniejszył się udział *Abies*, *Fagus* i *Carpinus*, *Picea* również odgrywał mniejszą rolę, natomiast *Pinus* wyraźnie zaczęła dominować. Istotną rolę zaczął odgrywać pyłek zbóż, innych roślin uprawnych, pastwiskowych i chwastów. Wskaźnikowe dla torfowiska ameby skorupkowe zniknęły prawie całkowicie. Pojawiły się wysokie wartości zarodni grzyba *Entophlyctis lobata*, który rozwija się na różnych gatunkach roślin torfowiskowych (Jarosz 2017). W młodszej części tej fazy *Calluna vulgaris* wyparł *Vaccinium* t. Początek tego poziomu został wydatowany na ok 1230 r. BP w osadach

torfowiska P. Rękowańska (Obidowicz 1990), podczas gdy wyraźny wzrost występowania roślin uprawnych i związanych z działalnością człowieka oszacowano na ok 300 r. BP a *C. vulgaris* na 1300 r. BP (torfowisko Puścizna Mała, Fiałkiewicz-Kozieł i in. 2014).

Szczególnie cenna wydaje się duża różnorodność palinomorf niepyłkowych – NPP, głównie ameb skorupkowych (testate amoebae), uznawanych za wskaźniki stanu torfowiska (Lamentowicz i Mitchel 2005).

Pierwsze badania chemiczne na torfowisku miały miejsce w latach 70-tych ubiegłego wieku. Wójcikiewicz (1979) badał chemizm wody w pięciu studzienkach rozmieszczonych na torfowisku. Mierzył odczyn oraz zawartość Na, K, Ca, Mg, Cl i SO₄. W pomiarach z lat 1975–1976 zaobserwował wahania poziomu wody, niski odczyn (3,7–4,1 pH) i bardzo niskie stężenie pierwiastków i jonów. 50 lat później bardzo szczegółowe badania geochemiczne, w tym Hg, w 100 cm stropowych odcinków osadów wykazały, że koncentracja Hg, Pb i Zn wzrasta w powierzchniowej części pokrywy torfowiskowej, mniej więcej w 40 cm (Borówka i in. 2022).

Analogicznie do prezentowanych wyników analizy palinologicznej przeprowadzono autorskie badanie składu chemicznego osadów z Boru na Czerwonym (BnC2) oraz opracowano wyniki z 4 krótkich rdzeni pobranych z brzeżnej części torfowiska (łącznie 115 próbek). Oznaczono pH, TOC, TN, TS, zawartość pierwiastków: Ca, Mg, Na, K, Fe, Al, Mn oraz metali ciężkich: Zn, Pb, Cu i Cd.

W całym profilu dominuje kwaśny odczyn osadów: 3,6–3 pH. Znaczny udział TOC: 41–55%. Siarkę oznaczono w przypowierzchniowej części profilu na niskim poziomie (0,4%). Stosunkowo dużo jest Ca i Mg od głębokości 2,6 m w górę profilu, odpowiednio 165–1530 i 48,5–461 mg/kg. Wśród metali ciężkich Zn i Cu wykazują większe fluktuacje w profilu pionowym. Natomiast Pb i Cd wykazują wyraźne wzrosty zawartości w warstwie przypowierzchniowej. Wydzielono 7 lokalnych poziomów geochemicznych (LGSZ). Ustalono, że silniejsza korelacja pomiędzy analizowanymi pierwiastkami występuje w krótkich rdzeniach z obrzeża torfowiska niż w profilu BnC2. Nie zanotowano ponadnormatywnych stężeń żadnego z analizowanych pierwiastków.

LITERATURA

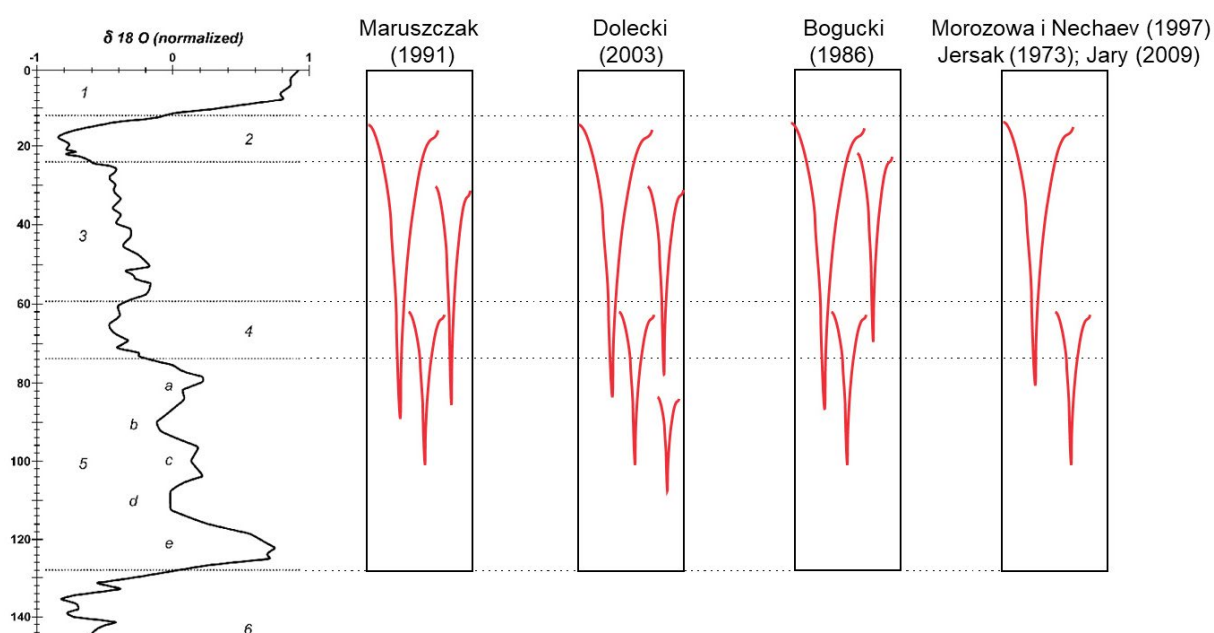
- Borówka R.K., Sławińska J., Okupny D., Osóch P., Tomkowiak J., 2022. Mercury in the sediments of selected peatlands in Małopolska Region. *Acta Geographica Lodziensia* 112, 61–76.
- Dyakowska J., 1928. Historia torfowiska Na Czerwonym pod Nowym Targiem w świetle analizy pyłkowej. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Polskiej Akademii Umiejętności, tom LXIII, 129–147.
- Fiałkiewicz-Kozieł B., Kołaczek P., Piotrowska N., Michczyński A., Łokas E., Wachniew P., Woszczyk M., Sensuła B., 2014. High-Resolution Age-Depth Model of a Peat Bog in Poland as an Important Basis for Paleoenvironmental Studies. *Radiocarbon* 56(1), 1–17.
- Hrynowiecka-Czmielewska A., 2009. Zarys badań paleobotanicznych czwartorzędu na terenie Tatr, Pienin i Podhala. *Przegląd Geologiczny* 57(8), 714–718.
- Jarosz J., 2017. Mikrofosylia pozapyłkowe w torfach Polesia Lubelskiego i ich wartość wskaźnikowa. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska Lublin – Polonia* LXXII (1 Sectio B), 9–30.
- Lamentowicz M., Mitchel E.A.D., 2005. Testate Amoebae (Protist) as palaeoenvironmental indicators in peatlands. *Polish Geological Institute Special Papers*, 16, 58–64.
- Obidowicz, A., 1990. Eine Pollenanalytische und Moorkundliche Studie zur Vegetationsgeschichte des Podhale-Gebietes (West-Karpaten). *Acta Palaeobot.* 30(1–2), 147–219.
- Wójcikiewicz M., 1979. Stratygrafia torfowiska Bór na Czerwonym z uwzględnieniem zespołów subfosylnych oraz rozmieszczenia i zróżnicowania współczesnych zbiorowiska roślinnych. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie* 153, Melioracja z. 10, 133–192.

Pseudomorfozy klinów lodowych w lessach ostatniego zlodowacenia w Polsce i w zachodniej części Ukrainy

Zdzisław JARY¹, Andriy BOGUCKI², Marcin KRAWCZYK¹, Piotr MOSKA³,
Przemysław MROCZEK⁴, Jerzy RACZYK¹, Jacek SKURZYŃSKI¹,
Zuzanna SOWIŃSKA¹, Olena TOMENIUK²

- ¹ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej, ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław; e-mail: zdzislaw.jary@uwr.edu.pl, jacek.skurzynski@uwr.edu.pl
- ² Uniwersytet Narodowy im. I. Franko, Doroshenka 41, 79000 Lwów, Ukraina; e-mails: andriy.bogucki@lnu.edu.ua, olena.tomeniuk@lnu.edu.ua
- ³ Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne Politechniki Śląskiej, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mail: piotr.moska@polsl.pl
- ⁴ Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku UMCS, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mail: przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl

Lessy północnoeuropejskiego pasa lessowego były deponowane w zimnych warunkach klimatycznych na przedpolu plejstocenijskich lądolodów. Sekwencje z ostatniego zlodowacenia zawierają kilka zróżnicowanych genetycznie i wiekowo gleb kopalnych, a rezultaty wysokorozdzielczych datowań OSL sugerują, że sedymentacja lessów nie była tutaj ciągła, lecz ograniczała się do kilku krótkich, intensywnych okresów. Specyficzną cechą lessów Polski i zachodniej części Ukrainy jest obecność struktur peryglacialnych. W sekwencjach lessowo-glebowych badanego obszaru najczęściej spotyka się trzy grupy struktur peryglacialnych: kliny kriogeniczne z pierwotnym wypełnieniem mineralnym, struktury krioturbacyjne i geliflukcyjne oraz pseudomorfozy klinów lodowych. Spośród wymienionych struktur jedynie pseudomorfozy klinów lodowych są wiarygodnym



Ryc. 1. Liczba generacji późnoplejstocenijskich klinów lodowych rejestrowanych w sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy.

dowodem występowania wieloletniej zmarzliny. Jednak w literaturze istnieją pewne rozbieżności co do liczby generacji pseudomorfoz klinów lodowych w lessach ostatniego zlodowacenia obszaru badań (Ryc. 1).

Występowanie i rozmiary starszej generacji pseudomorfoz klinów lodowych (MIS 4) wskazują na ich rozwój w warunkach pomiędzy ciągłą i nieciągłą wieloletnią zmarzliną. W zachodniej części Polski ślady obecności permafrostu skorelowanego z MIS 4 stwierdzono jedynie w najbardziej na północ wysuniętym płacie lessowym (Wzgórza Trzebnickie). Nie odkryto ich na Płaskowyżu Głubczyckim, chociaż ten obszar był wyjątkowo dobrze zbadany (Jersak 1973; Jary 2009). W stanowiskach lessowych Polski centralnej i wschodniej oraz Wołynia i Podola występują dość powszechnie, chociaż nie obligatoryjnie.

Pseudomorfozy klinów lodowych korelowanych z MIS 2 wskazują na obecność ciągłej wieloletniej zmarzliny w Polsce centralnej i wschodniej oraz na Wyżynie Wołyńsko-Podolskiej. Jednak w zachodniej części Polski pseudomorfozy tej generacji nie są powszechne i występują jedynie w stropowych partiach lessów korelowanych z MIS 2 (L1LL1). Można zatem przypuszczać, że na tym obszarze współwystępowała wówczas zarówno ciągła (część północna), jak i nieciągła wieloletnia zmarzlina (część południowa). W centralnej i wschodniej części obszaru badań stwierdzono unikalną obecność pseudomorfoz klinów lodowych w spągowych partiach lessu L1LL1. Mogą one być dowodem częściowej degradacji wieloletniej zmarzliny spowodowanej obecnością gwałtownego, krótkotrwałego ocieplenia klimatu około 23 tys. lat temu.

Obserwacje terenowe wskazują na obecność bardziej złożonych struktur klinów lodowych. Oprócz form epigenetycznych istniały również formy syngenetyczne i antysyngenetyczne, które dokładniej dokumentują kolejne etapy rozwoju i zanikania wieloletniej zmarzliny.

Badania wykonano w ramach projektu NCN (2017/27/B/ST10/01854).

LITERATURA

- Bogucki A.B., 1986. Quaternary cover sediments in Volhyno-Podillja. [W:] D.E. Makarenko (red.), *Antropogenovye Otlozhenija Ukrainy*. Naukova Dumka, Kiev, 121–132.
- Dolecki L., 2003. Periglacial structures in loesses of three last glacial cycles (Odranian, Wartanian, Vistulian) in Poland, western Ukraine and south-western Russia. *Annales UMCS, sectio B*, vol. LVIII, 2, 65–92.
- Jary Z., 2009. Periglacial markers within the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western part of Ukraine. *Quaternary International* 198, 124–135.
- Jersak J., 1973. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski (Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands). *Acta Geographica Lodziensia* 32, ss. 139.
- Maruszczak H., 1991. Stratigraphical differentiation of Polish loesses. [W:] H. Maruszczak (red.), *Main section of loesses in Poland*, Wyd. UMCS, Lublin, A, 13–35.
- Morozova T.D., Nechaev V.P., 1997. The Valdai periglacial zone as an area of cryogenic soil formation. *Quaternary International* 41/42, 53–58.

Późnoglacialna i holocenska transformacja dna Doliny Białej Nidy poniżej Jacowa – pierwsze wyniki

Tomasz KALICKI¹, Paweł PRZEPIÓRA¹, Izabela BIEGALSKA²,
Marcelina MATURLAK³

¹ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii;
e-mails: tomasz.kalicki@ujk.edu.pl, pawel.przepiora@ujk.edu.pl

² Szkoła Doktorska Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach

³ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Studenckie Koło Naukowe Geomorfologów „Złoty Bażant”

Zlewnia Białej Nidy o powierzchni ponad 1030,5 km², jest częścią zlewni Nidy zamkniętą działem wodnym II oraz III rzędu. Obejmuje obszar wyżynny zachodniej części paleozoicznego trzonu i SW części mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, na które składają się paleozoiczne wzniesienia Wyżyny Kieleckiej (342.3), kredowe Niecki Nidziańskiej (342.2) oraz mezozoiczne Wyżyny Przedborskiej (342.1) (Kondracki 2000). Rzeka, często uznawana za ciek źródłowy Nidy, ma 52,4 km długości, średni spadek 1,13‰ i słabo wykształcony reżim niwalny z roztopowymi (III–IV) wezbraniem (Dynowska 1972, Ciupa 1991).

Dolina Białej Nidy, w przeciwieństwie do dolin Czarnej Nidy (Krupa 2013, 2015) i Nidy (Biesaga 2023), nie została dotychczas objęta szczegółowymi badaniami paleogeograficznymi, choć takie studia wykonano ostatnio w jej zlewniach cząstkowych: Wiernej Rzeki (Łososiny) i Hutki (Chrabąszcz i in. 2017, Kalicki i in. 2019, 2020, 2021).

Szczegółowe badania koncentrują się na odcinku poniżej Jacowa aż do połączenia z Czarną Nidą koło Żernik i obejmują kartowanie geomorfologiczne oraz geologiczne osadów czwartorzędowych, analizy sedymentologiczne i geochemiczne osadów (granulometria, zawartość substancji organicznej, węglanowość, analiza sferulek żelazistych etc.), datowania radiowęglowe, TL i OSL, a także zmiany koryta meandrowego na tym odcinku i użytkowania ziemi w zlewni w ostatnich stuleciach w oparciu o dane kartograficzne (Biskupska i in. 2021).

Pomiędzy Jacowem a ujściem Wiernej Rzeki (Łososiny) Biała Nida intensywnie meandrowała podcinając piaszczyste, prawdopodobnie vistuliańskie, terasy (Bizoręda) i poszerzając dno doliny. Proces ten postępował prawdopodobnie już od późnego glacjału, gdyż pod półkolistymi podcięciami krawędzi teras zachowane są paleomeandry o dużych parametrach, przewyższające kilkukrotnie analogiczne dla współczesnego koryta. Makromeandry należą prawdopodobnie do późnoglacialnej generacji wielkich paleomeandrów znanych również z innych rzek świętokrzyskich, np. Czarnej Nidy, Czarnej Staszowskiej, Czarnej Koneckiej i licznych dolin europejskich. Tego typu paleomeander koło Jacowa wypełniają torfy bez wkładek klastycznych osadów powodziowych. Erozja boczna poszerzała dno doliny również w holocenie, gdyż w brzeżnych częściach dna występują również małe paleomeandry (Las Wilkomija). Również w torfowym wypełnieniu brak jest klastycznych wkładek osadów powodziowych. To nieprzerwane narastanie osadów organicznych w starorzeczach może sugerować autogeniczne warunki sedymentacyjne, nawiązujące do reżimu Białej Nidy na tym odcinku. Zmienne warunki, zapisane jako trzy poziomy gleb kopalnych (Zastawy), występowały jedynie w bezpośrednim sąsiedztwie rzeki na wale przykorytowym, prawdopodobnie w subatlantyku. W dolinie Wiernej Rzeki tego typu zmiany sedymentacji były datowane na 610±40 BP (MKL-3133) 1290–1409 cal AD (Młynki II) i 190±70 BP (MKL-4556) 1523–1630 cal AD (Bocheniec I)(Kalicki i in. 2021).

Poniżej ujścia Wiernej Rzeki w dnie doliny występuje szereg zrębów tektonicznych i ostańców erozyjnych. Rozpoznano tu kilka różnowiekowych włożeń aluwii i okresów zmian koryta

meandrowego oraz warunków sedymentacji w starorzeczach (w przeciwieństwie do odcinka omawianego wcześniej). Paleomeander Mosty (profil G7) został odcięty przed 8100 ± 90 BP (MKL-6536) 7443–6699 cal BC, a więc w podobnym okresie jak paleomeander Wiernej Rzeki koło Młynek, który intensywnie migrował lateralnie od 8230 ± 90 BP (MKL-38927415-7061) cal BC (profil WR 27) i został odcięty przed 7790 ± 100 BP (MKL-3573) 6721–6453 cal BC (profil WR 14) (Kalicki i in. 2021). Kolejne odcięcie meandra Łososiny nastąpiło w atlantyku (Bocheniec I: 6430 ± 100 BP (MKL-4555) 5481–5216 cal BC) (Kalicki i in. 2021), natomiast początek zatorfienia starorzecza Białej Nidy w Mostach (G7) był datowany na 5720 ± 80 BP (MKL-6537) 4774–4363 cal BC. Eoholoczeńskie włożenie Białej Nidy podcięte jest przez piaszczyste aluwia z okresu rzymskiego (profil G5) datowane na 1590 ± 110 BP (MKL-6538) 245–650 cal AD.

W międzyrzeczu Białej i Czarnej Nidy ma bardzo skomplikowaną budowę, gdyż sąsiadują tu ze sobą różnowiekowe włożenia aluwii obu rzek, które dodatkowo zmieniały swój bieg na tym obszarze. Zatorfienie jednego z nich (profil M3) nastąpiło 4230 ± 70 BP (MKL-6535) 3011–2581 cal BC. W datowaniu młodszych włożeń oraz identyfikacji przynależności zachowanych starorzeczy mogą być pomocne różne metody, np. obecność żelaznych sferulek w profilach M9 i S1 (ostatnie 2000 lat) i dane kartograficzne (ostatnie 200 lat). Obszar międzyrzecza znajdował się w obrębie nadnidziańskiego regionu metalurgicznego (Przychodni 2002, 2006), którego ślady w postaci nie tylko piecowisk, ale również makro-, mikrożużli i kulek żelaza w aluwiiach (Przepióra i in. 2023, Kalicki i in. 2024a, b), przypada na okres optimum rzymskiego. Przemieszczanie koryta Czarnej Nidy w tym okresie dokumentuje czarny dąb z jej aluwii powalony ok. 2200 ± 200 BP (Śnieszko 1978) 700 BC-150 cal AD. Zapotrzebowanie na drewno do dymarek spowodowało deforestację obszaru i uruchomienie procesów eolicznych na piaszczystym międzyrzeczu obu cieków (Kalicki i in. 2024a, b), czego dowodzi gleba kopalna datowana na 1930 ± 190 BP (Śnieszko 1978), po kalibracji 400 BC-400 cal AD.

W ostatnich stuleciach wskutek bezpośredniej ingerencji człowieka w systemy fluwialne na szeregu odcinkach powstały anastomozy antropogeniczne (Chrabąszcz in. 2017).

LITERATURA

- Biskupska A., Kalicki T., Nowak E., 2021. Cartographic image of land use changes in the Biała Nida catchment since the beginning of the 19th century (Central Poland), Proceedings of International Scientific Conference GEOBALCANICA 2021, 37–46, Geobalcancia Society, Skopje. <https://doi.org/10.18509/GBP210037b>
- Chrabąszcz M., Kalicki T., Przepióra P., Frączek M., 2017. Zmiany koryta dolnej i środkowej Wiernej Rzeki od XVIII wieku. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 16, 5–13. <https://doi.org/10.18778/1427-9711.16.00>
- Ciupa T., 1991. Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy. Kielce.
- Kalicki T., Frączek M., Przepióra P., Kusztal P., Kłusakiewicz E., Małęga E., 2019. Late Quaternary geomorphology and geoarchaeology in the rivers of the Holy Cross Mountains region, central Europe. *Quaternary Research*, 91(2), 584–599. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.55>
- Kalicki T., Przepióra P., Kusztal P., Chrabąszcz M., Fularczyk K., Kłusakiewicz E., Frączek M., 2020. Historical and present-day human impact on fluvial systems in the Old-Polish Industrial District (Poland), *Geomorphology* 357. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107062>
- Kalicki T., Chrabąszcz M., Chwałek S., Tsvirko D., Żurek K., Biesaga P., Przepióra P., 2021. New research results in the lower and middle section of the Łososina valley (Wiarna Rzeka), Holy Cross Mountains, Poland, *Acta Geobalcancia*, 7(1) 13–18.
- Kalicki T., Biesaga P., Przepióra P., Grys M., Maturlak M., Biegalska I., 2024a. A record of human activity and cultural changes in the Nida river valley (central Poland) during the Roman period, Abstract book 18th Conference of Environmental Archaeology, Hradec Králové, 32–33.
- Kalicki T., Biesaga P., Przepióra P., Grys M., Maturlak M., Biegalska I., 2024b. Zapis działalności człowieka i zmian kulturowych w dolinie Nidy (środkowa Polska) w okresie wpływów rzymskich, I Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Geośrodowisko – Klimat, Przyroda, Człowiek”, Zakład Badań Geośrodowiska Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Kraków, 26–27.
- Przepióra P., Kalicki T., Grys M., Maturlak M., Biegalska I., Zubek K., Podrzycki Ł., 2023. Microscale iron spherules as a trace of former metallurgical activity in Biała Nida and Czarna Nida River valleys (Holy Cross Mts., Poland) – preliminary results, *Sbornik abstraktu* 28. Kvarter (red. Dubjelova N., Ivanov M.), Brno, 2.

Zróźnicowanie cech teksturalnych późnoglacialnych osadów eolicznych w Polsce

Marcin KRAWCZYK¹, Barbara WORONKO², Piotr MOSKA³,
Robert Jan SOKOŁOWSKI⁴, Paweł ZIELIŃSKI⁵, Zdzisław JARY¹,
Grzegorz POREBA³, Agnieszka SZYMAK³, Konrad TUDYKA³, Andrzej WOJTALAK³,
Przemysław MROCZEK⁵, Michał ŁOPUCH¹, Jerzy RACZYK¹, Jacek SKURZYŃSKI¹

¹ Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław;
e-mails: marcin.krawczyk@uwr.edu.pl, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl, jerzy.raczyk@uwr.edu.pl,
jacek.skurzynski@uwr.edu.pl

² Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: bworonko@uw.edu.pl

³ Instytut Fizyki, Centrum Nauki i Edukacji, Politechnika Śląska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice;
e-mails: Piotr.Moska@polsl.pl, Grzegorz.Poreba@polsl.pl, Agnieszka.Szymak@polsl.pl, Konrad.Tudyka@polsl.pl,
Andrzej.Wojtalak@polsl.pl

⁴ Zakład Geofizyki, Instytut Oceanografii, Uniwersytet Gdański, al. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia;
e-mail: robert.sokolowski@ug.edu.pl

⁵ Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin;
e-mails: pawel.zielinski@mail.umcs.pl, przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl

Skład granulometryczny jest podstawową cechą teksturalną osadów, pozwalającą wnioskować o środowisku, w jakim następowało formowanie się osadu, jak również o jego dynamice i reżimie procesu odpowiedzialnego za transport i depozycję. Jednym z najlepiej poznanych środowisk sedymentacyjnych, pod względem uziarnienia osadów, jest środowisko eoliczne. Wynika to z jednej strony z powszechności występowania osadów eolicznych, w tym wydm, piasków pokrywowych czy też wypełnień pseudomorfoz po klinach lodowcowych, z drugiej zaś traktowaniem analizy uziarnienia jako podstawowego narzędzie wykorzystywanego w badaniach geomorfologicznych, sedimentologicznych czy też geologicznych. Analiza uziarnienia została wykonana dla osadów budujących wydmy znajdujących się w obrębie Europejskim Pasie Piaszczystym w celu odpowiedź na następujące pytania: jak zmienia się uziarnienie osadów eolicznych, budujących wydmy śródlądowe Polski, i wyliczone na tej podstawie statystyczne wskaźniki osadów, w zależności od ich lokalizacji, odległości od hipotetycznego źródła oraz położenia w stosunku do zasięgu ostatniego lądolodu. Badaniami objęto 60 stanowisk, z których uzyskano łącznie 884 próbek. Analizę uziarnienia osadów wydmych mierzone przy zastosowaniu tzw. metody agregatowej, co oznaczało, że z próbek nie pozbywano się węglanu wapnia i węgla organicznego. Przed pomiarem każda próbka w celu lepszej dyspersji poddawana była działaniu ultradźwięków. Osady powyżej 1 mm poddano standardowej analizie sitowej z zachowaniem rozdzielczości pomiaru 1 Phi. Wyniki obu metod przeliczano wspólnie dla każdego stanowiska. Analiza statystyczna opierała się przede wszystkim na dwóch metodach. Pierwsza z nich, to wyliczenie wskaźników granulometrycznych tj. średniej średnicy ziaren, mediany średnicy, odchylenia standardowego, graficznej skośności i graficznej kurtozie. Druga zastosowaną metodą była analiza modelowania elementów końcowych (end-member modeling analysis; EMMA), która pozwoliła na wyznaczenie subpopulacji w rozkładzie uziarnienia, które mogą być wyznacznikiem cech środowiska sedymentacyjnego. Analizą tą objęto zarówno całość bazy danych, jak i pojedyncze stanowiska. W kolejnym kroku stanowiska zostały podzielone ze względu na genezę oraz wiek materiału budującego wydmy, a wyniki porównano ze sobą. Wstępne wyniki analizy wykazały istotne różnice w uziarnieniu osadów wydmych budujących stanowiska zlokalizowane na obszarze objętym ostatnim zlodowaceniem od tych, które

usytuowane są na południe od niego. W szczególności różnice te widoczne są w analizie elementów końcowych, która wykazała, że (generalnie) stanowiska zlokalizowane na północ od granicy LGM charakteryzują się dużo drobniejszą granulacją. Różnice te nie były już tak bardzo widoczne, gdy analizie poddano fragmenty wydmy o podobnym wieku czy genezie. Według autorów jest to dowód na istotną rolę źródła materiału piaszczystego tworzącego stanowiska objęte analizą.

Paleośrodowiskowy kontekst osiedli rusztowych na jeziorach Piłakno i Boczne (Pojezierze Mazurskie)

Mirosława KUPRYJANOWICZ¹, Magdalena FIŁOC¹, Piotr SZWARCZEWSKI²,
Magdalena NOWAKOWSKA^{3, 4}, Małgorzata MILESZCZYK⁴

¹ Uniwersytet w Białymstoku, Wydział Biologii, ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok; e-mails: m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl, m.filoc@uwb.edu.pl

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa; e-mail: pfszwarc@uw.edu.pl

³ Uniwersytet Warszawski, Wydział Archeologii, ul. Krakowskie Przedmieście 26/28, 00-927 Warszawa; e-mail: magdalena.nowakowska@uw.edu.pl

⁴ Stowarzyszenie „Archeologia Podwodna”, ul. Smolna 15/15, 00-375 Warszawa; e-mail: malgorzata@mileszczyk.pl

Grupy ludzkie zamieszkujące Pojezierze Mazurskie w późnej epoce brązu i we wczesnej epoce żelaza (I tysiąclecie p.n.e.), dość powszechnie budowały na jeziorach sztuczne wyspy, które nazywamy dziś osiedlami rusztowymi. Do podania dokładnego datowania tych struktur brakuje danych; sztucznie przyporządkowuje się je do kultury kurhanów zachodniobałtyjskich. Konstrukcje wznoszono z drewna, wzmacniano ziemią i kamieniami, a następnie przykrywano platformą, na której wznoszono budynki. Sztuczne wyspy były zamieszkiwane przez ludzi i zwierzęta gospodarskie. Czasami rejestrowane są na nich ślady wytwórczości metalurgicznej. Niewykluczone, że niektóre z nich były miejscami kultu. Kilka lat temu podjęto badania paleoekologiczne (analiza pyłkowa i geochemiczna) w sąsiedztwie osiedli rusztowych na jeziorach Piłakno (stanowisko Rybno I) i Boczne (stanowisko Bogaczewo II). Głównym celem jest rekonstrukcja środowiska, w którym żyli dawni mieszkańcy/użytkownicy tych osad – jaki był wówczas klimat, jaka roślinność występowała w badanych jeziorach i w ich otoczeniu, jakie rośliny uprawiali mieszkańcy, jak wpływali oni na środowisko i jak środowisko wpływało na nich. Dodatkowym celem jest dostarczenie poza-archeologicznych danych do rozpoznania chronologii osiedli nawodnych i dynamiki osadnictwa na Pojezierzu Mazurskim. Najwyraźniejsza prehistoryczna faza osadnicza zarejestrowana w zapisie pyłkowym z jeziora Piłakno ilustruje rozwój łąk, pastwisk, zbiorowisk ruderalnych i upraw zbożowych, a także obniżenie poziomu wody w jeziorze i rozszerzenie areału przyjeziornych olsów. Dokumentuje też rozwój półnaturalnych lasów brzoźowych, który był prawdopodobnie efektem gospodarki żarowo-przerzutowej. Najsilniejsza antropopresja przypadała na środkową część tej fazy. W młodszej części rozpoczął się stopniowy regres rolnictwa i regeneracja lasów. Zmniejszyła się jedynie powierzchnia lasów olsowych, co mogło być wynikiem podniesienia się poziomu wody w jeziorze i zalania wcześniej okupowanych przez te lasy podmokłych terenów w jego bezpośrednim otoczeniu. Proces ten mógł doprowadzić do zatopienia osady rusztowej i jej porzucenia przez ludzi. Daty radiowęglowe uzyskane dla opisanej palinologicznej fazy osadniczej – 2918 ± 26 , 2664 ± 21 i 2542 ± 21 ^{14}C lat BP (1212–1016, 896–794 i 794–567 kal. lat BC) – wskazują, że może ona reprezentować okres od środkowej epoki brązu aż do jej przejścia we wczesną epokę żelaza (por. Dąbrowski 2009). W tym czasie na Pojezierzu Mazurskim rozwinęła się grupa warmińsko-mazurska kultury łużyckiej (Dąbrowski 1997, 2009), podczas gdy początek kultury kurhanów zachodniobałtyjskich, z którą powszechnie wiązane są mazurskie osiedla rusztowe, datowany jest dopiero na ok. 550 lat BC. Natomiast data uzyskana dla schyłku omawianej fazy w dość dużym zakresie pokrywa się z datowaniem drewna z osiedla rusztowego na jeziorze Piłakno na 2370 ± 40 ^{14}C BP (Krapiec 2000), co po kalibracji daje 715–390 lat kal. BC. Rodzi

to pytanie o poprawność korelacji osiedli rusztowych z kulturą kurhanów zachodniobałtyjskich. Data 2580 ± 19 ^{14}C lat BP (803–771 lat kal. BC) przypadająca w środku jednej z palinologicznych faz osadniczych w profilu z Jeziora Bocznego wskazuje, że schyłek tej fazy można powiązać z okresem funkcjonowania na jeziorze osiedla rusztowego datowanego na 520–420 lat kal. BC (Krapiec 2000). Nasilenie ingerencji człowieka w środowisko zapisane jest jako wzrost udziału pyłku roślin zielnych, wskazujący na wylesianie terenu. Są sygnały uprawy żyta, roślin z rodziny kapustowatych (np. rzepy) i gryki. Podwyższona koncentracja węgielków drzewnych wskazuje na gospodarkę wypaleniskową. Wzrastający udział pyłku *Betula* dokumentuje rozwój półnaturalnych zarośli/lasów brzoźowych, które zarastały odłogowane pola. Widoczny jest też wzrost udziału taksonów łąkowych i pastwiskowych. Problem z opisaną fazą polega na rozbieżności pomiędzy jej zapisem palinologicznym a geochemicznym. Wynikają one prawdopodobnie z różnej skali zmian jakie te zapisy rejestrują – zapis pyłkowy odzwierciedla głównie zmiany w skali regionalnej, a zapis geochemiczny zmiany zachodzące bezpośrednio w badanym zbiorniku i w jego zlewni.

Badania zostały dofinansowane z grantu NCN (ID: 2018/29/N/HS3/02949; P.I.: Małgorzata mileszczyk).

LITERATURA

- Dąbrowski J., 1997. Epoka brązu w północno-wschodniej Polsce. Białostockie Towarzystwo Naukowe, Białystok.
- Dąbrowski J., 2009. Polska przed trzema tysiącami lat. Czasy kultury łużyckiej. Wydawnictwo Trio, Warszawa.
- Krapiec M., 2000. Dendrochronological analysis of wood from selected lake dwellings of the West Baltic Barrow Culture. [W:] A. Kola (red.), Studies in the lake dwellings of the West Baltic Barrow Culture: 65–78. Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń.

Cechy diagnostyczne i warunki depozycji diamiktonów w Dolinie Kielecko-Łagowskiej (Góry Świętokrzyskie)

Małgorzata LUDWIKOWSKA-KĘDZIA¹,
Danuta Joanna MICHCZYŃSKA², Piotr MOSKA²

¹ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Żeromskiego 5, 25-406 Kielce;
e-mail: malgorzata.ludwikowska-kedzia@ujk.edu.pl

² Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Geochronologii i Badań
Izotopowych Środowiska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mails: Danuta.Michczynska@polsl.pl,
Piotr.Moska@polsl.pl

Dolina (Padół) Kielecko-Łagowska (DKŁ) to jednostka morfostrukturalna masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, wydłużona z NW na SE, o zróżnicowanej budowie geologicznej i rzeźbie, uformowana w obrębie synklinorium kielecko-łagowskiego regionu kieleckiego (kieleckiej strefy fałdów). Podłoże paleozoiczne stanowi mozaika skał silikoklastycznych i węglanowych (wraz z osadami neogenu wypełniającymi leje krasowe) (Ludwikowska-Kędzia 2018), pocięte siecią licznych uskoków, mobilne tektonicznie (Kowalski 2002). Ramy obniżenia od N i S stanowią ciągi wzniesień, a jego dno, urozmaicone ostańcami denudacyjnymi i twardzielcowymi, poprzecznie rozcina systemem dolin rzecznych.

Analizowano cechy diagnostyczne i warunki depozycji diamiktonów glacialnych i nieglacialnych w DKŁ, które odpowiednio można zaliczyć do kompleksu glacialnego GLG facji plejstocenu wyżynnego oraz kompleksu stokowego S, będącego zapisem faz aktywizacji procesów stokowych w Górach Świętokrzyskich (Ludwikowska-Kędzia, Michczyńska 2023). Diamiktony analizowano (w zakresie podstawowych cech sedymentologicznych, powierzchniowego zasięgu i miąższości oraz rozmieszczenia względem form rzeźby DKŁ) zarówno w odsłonięciach, rdzeniach wierceń, szlifach oraz na podstawie opisów zawartych w materiałach archiwalnych, w pięciu obszarach badawczych, tj. Mąchocice, Napęków, Bieliny-Huta (np. Ludwikowska-Kędzia, Pawelec 2014, Ludwikowska-Kędzia i in. 2015, Pawelec, Ludwikowska-Kędzia 2016), Kielce oraz Łagów.

Przeprowadzone badania potwierdziły erozyjny charakter wschodniej części DKŁ, a akumulacyjny jej części zachodniej (por. Czarnocki 1931). Diamiktony glacialne w DKŁ są interpretowane jako subglacialne gliny zwałowe, zróżnicowane facjalnie, powstałe w wyniku różnych, złożonych subglacialnych procesów osadzania, deformacji i wytapiania, zmiennych w czasie i przestrzeni. Zmienność tych procesów była determinowana, m.in. zróżnicowaną rzeźbą powierzchni podczwartorzędowej, współwystępowaniem miękkiego i twardego podłoża o różnej litologii (skrasowiałego i nie krasowiejącego), występowaniem zmarzliny, zmianami grubości lodu lodowcowego. Diamiktony te były formowane i deponowane podczas tego samego epizodu glacialnego. Natomiast diamiktony peryglacialne powstawały na stokach marginalnych wzniesień DKŁ w warunkach peryglacialnych, lokalnie także w bezpośrednim sąsiedztwie lodu lodowcowego. Źródłem materiału były wyłącznie lokalne pokrywy zwietrzelinowe (tworzone w integralnym środowisku Gór Świętokrzyskim), a zróżnicowanie facjalne tych diamiktonów wynika z odmiennych procesów grawitacyjnych odpowiedzialnych za ich powstanie, tj. osuwania, spływania czy soliflukcji.

Skomplikowane warunki formowania i depozycji diamiktonów w DKŁ oraz ich facjalne zróżnicowanie nie ułatwiają ustalenia ich pozycji stratygraficznej i stanowią duże wyzwanie dla korelacji przestrzennej. Na tym etapie ich rozpoznania szczególnie przydatne stają się datowania luminescencyjne osadów współwystępujących (np. piasków i pyłów genezy fluwioglacjalnej, eolicznej),

których analiza zbiorcza, prowadzona na tle zmian klimatycznych zapisanych w rdzeniu lodowym *NGRIP* (North Greenland Ice Core Project), stratygrafii *INTIMATE* (INTEgration of Ice-core, MARine and TERrestrial records) i rdzeniu lodowym *EPICA* (European Project for *Ice* Coring in Antarctica) pozwala lepiej zrozumieć uwarunkowania klimatyczne lito- i morfogenezy DKŁ w czwartorzędzie.

LITERATURA

- Czarnocki J., 1931. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 7, 82–105.
- Kowalski B.J., 2002. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach* 7, 315–351.
- Ludwikowska-Kędzia M., Pawelec H., 2014. Depositional environment of the glacial deposits from the Holy Cross Mountains (Poland) – interpretation based on macro- and microstructure analyses. *Geological Quarterly* 58/4, 807–826. <https://doi.org/10.7306/gq.1200>
- Ludwikowska-Kędzia M., Pawelec H., Adamiec G., 2015. Sedimentological interpretation and stratigraphical position of glacial deposits in the Napęków area (Holy Cross Mountains, Poland). *Geologos* 21(4), 261–284. <https://doi.org/10.1515/logos-2015-0018>
- Pawelec H., Ludwikowska-Kędzia M., 2016. Macro- and Micromorphological interpretation of relict periglacial slope deposits – case study from the Holy Cross Mountains, Poland. *Permafrost and Periglacial Processes* 27(2), 229–247. <https://doi.org/10.1002/ppp.1864>
- Ludwikowska-Kędzia M., 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Instytut Geografii Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach*, 1–203.
- Ludwikowska-Kędzia M., Michczyńska D., 2022. Fazy aktywizacji procesów stokowych i fluwialnych w południowej części Gór Świętokrzyskich w okresie MIS4–MIS2. *Materiały konferencyjne XXVII Stratygrafia Plejstocenu Polski, Stara Kiszewa*, 90–91.

„Preglacjalny” kompleks osadów (formacja Słopiec) w Górach Świętokrzyskich

Małgorzata LUDWIKOWSKA-KĘDZIA¹, Barbara SŁODKOWSKA²

¹ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Żeromskiego 5, 25-406 Kielce;
e-mail: małgorzata.ludwikowska-kedzia@ujk.edu.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: barbara.slodkowska@pgi.gov.pl

W profilu litostratygraficznym osadów czwartorzędowych Gór Świętokrzyskich, facji plejstocenu dolinnego, istotne miejsce zajmują osady „preglacjalne” (przedlodowcowe) (Czarnocki 1931, Łyczewska 1972, Lindner 1984). Szczegółowe badania tych osadów, w zakresie cech sedimentologicznych, litologiczno-mineralogicznych, fizyko-chemicznych, a także palinologicznych, przeprowadzono w Kotlinie Słopca, w profilach wierceń Słopiec UJK-2 i Jabłonna UJK-3. Wyróżniono dwa kompleksy osadów, tj. fluwialno-zbiornikowy FR i fluwialno-eoliczny FA (Ludwikowska-Kędzia 2018), które proponuje się łącznie określać mianem formacja Słopiec, z ogniwami Jabłonna i Radzików.

Formacja Słopiec to głównie mułki szare, siwe lub zielonkawe (pyły), sporadycznie z przewartwieniami piasków oraz piaski. Jest ona dobrze zachowana w strefach urozmaiconej paleorzeźby skrasowiałego podłoża paleozoicznego. Występuje poniżej kompleksu osadów glacygenicznych (GLG) (Ludwikowska-Kędzia 2018), a jego dolna granica to zwietrzelina paleozoicznych skał podłoża, z domieszką materiału mioceńskiego. Zespół struktur sedimentacyjnych wskazuje na depozycję z zawiesiny o różnym stopniu koncentracji, oscylacyjnego przebiegu depozycji z trakcji i suspensji, zachodzącej w środowisku okresowo funkcjonującego zbiornika. Materiałem źródłowym tej formacji są autochtoniczne, lokalne pokrywy zwietrzelinowe odziedziczone po paleogeńsko-neogeńskim etapie lito- i morfogenezy Gór Świętokrzyskich. Dostawa materiału do zbiornika odbywała się głównie na drodze transportu fluwialnego, także eolicznego oraz wskutek aktywności procesów denudacyjnych na stokach wzniesień Gór Świętokrzyskich. Formacja Słopiec jest zapisem zmian warunków klimatycznych i środowiskowych w okresie bezpośrednio poprzedzającym „najstarsze” zlodowacenie w Górach Świętokrzyskich (m.in. ochłodzenia, aktywizacji procesów eolicznych, dopływu wód lodowcowych do wnętrza Gór Świętokrzyskich). Obraz spektrum palinologicznego osadów formacji Słopiec (ogniwo Jabłonna) wskazuje na przemieszanie elementów różnowiekowych. Występują w nim taksony kredowe, paleogeńskie, neogeńskie i czwartorzędowe, co sugeruje dużą zmienność, która odzwierciedla znaczną dynamikę procesów syn- i postsedimentacyjnych.

Porządkowanie jednostek litostratygraficznych, ustalenie ich cech diagnostycznych i przypisanie do systemów *depozycyjnych* (lodowcowego i nielodowcowego) w poszczególnych jednostkach morfostrukturalnych Gór Świętokrzyskich (niezależnie od siebie, w małych skalach przestrzennych) jest pierwszym i podstawowym krokiem w kierunku szerszych ustaleń regionalnych relacji stratygraficznych. Jest to tym bardziej uzasadnione, że stosowanie kryteriów morfostratygraficznych w rozdzieleniu czwartorzędowych osadów glacialnych i nieglacialnych w Górach Świętokrzyskich, litologicznie często podobnie wykształconych, napotyka duże trudności.

LITERATURA

- Czarnocki J., 1931. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 7, 82–105.
Lindner L., 1984. Region świętokrzyski. [W:] J.E. Mojski (red.), Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 3b. Kenozoik – czwartorzęd. Wydawnictwo Geologiczne Warszawa, 33–35, 65–73, 113–145, 255–286, 326–330.

- Łyczewska J., 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. Prace Instytutu Geologicznego 42, 5–86.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. Instytut Geografii Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, 1–203.

Odkrywanie przeszłości środowiska i dynamiki klimatu środkowego Dniepru: nowe spojrzenie na plejstocenijskie sekwencje lessowo-glebowe

Maria ŁANCZONT¹, Przemysław MROCZEK¹, Maryna KOMAR^{2,3}, Jerzy NAWROCKI^{1,4}, Karol STANDZIKOWSKI¹, Oleksiy KROKHMAL⁵, Sergiy PRYLYPKO⁵

¹ Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mails: maria.lanczont@mail.umcs.pl, przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl, karol.standzikowski@mail.umcs.pl

² Muzeum Narodowe Nauk Przyrodniczych NAN Ukrainy, ul. B. Chmelnickiego 15, 01054 Kijów

³ Narodowy Park Przyrody „Zalissya”, Bohdanivka, powiat Brovary, 07-433 Kijów, Ukraina; e-mail: maryna.kom@gmail.com

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: jnaw@pgi.gov.pl, jnaw@pgi.gov.pl

⁵ Instytut Nauk Geologicznych NAN Ukrainy, ul. O. Gonczara 55 B, 01054 Kijów, Ukraina; e-mail: krokhmal.o@nas.gov.ua

Analiza transformacji środowiska i klimatu w regionie środkowego Dniepru w okresie środkowego i późnego plejstocenu została przeprowadzona na pograniczu Wyżyny Naddnieprzańskiej i Niziny Naddnieprzańskiej. Obszar ten znajduje się w zasięgu maksymalnym i strefie marginalnej łańdolodu Saalian (złodowacenie Dniepru) oraz charakteryzuje się obecnością pokryw lessu, typowych dla wschodnioeuropejskich peryglacialnych krajobrazów lessowych, o grubości nawet do 50 m w pobliżu Dniepru.

Less to osad niemal całkowicie formowany przez akumulację eoliczną pyłu. Niezbędne w kompleksowym procesie jego formowania są długie trasy transportu rzeczny (Smalley i in. 2009). Po depozycji duże ilości lessów mogły zanikać na skutek erozji fluwialnej/eolicznej. Z kolei recykling lessów mógł prowadzić do zwiększenia objętości lessu w miarę każdej nowej epoki lodowej (van Loon 2006). Są to więc istotne czynniki konieczne do uwzględnienia w interpretacji stratygraficznej i paleogeograficznej.

Nasze badania opierają się na analizach własnych w nawiązaniu do dawnych opracowań badaczy ukraińskich na temat fluktuacji klimatycznych i zmian krajobrazu plejstocenijskiego w regionie środkowego Dniepru. Skupiliśmy się na serii profili rozmieszczonych w pobliżu Zalewu Krzemieńczuckiego. Historycznie, sekwencje lessowo-glebowe z markerem glacialnym były podstawą klasycznego schematu stratygrafii plejstocenu Ukrainy. Zgodnie z nim dwie interglacialne gleby kopalne Kaydaky (MIS7) i Pryluky (MIS5) znajdują się powyżej segmentu lessowo-lodowcowego związanego z MIS8. Ostatnio pojawiła się inna koncepcja stratygrafii, która postuluje, że lessy i/lub glina zwałowa z okresu złodowacenia Dniepru odpowiadają MIS6, a gleby Kaydaky i Pryluky, łącznie z lessem Tyasmyn między nimi, obejmują pełny zakres wiekowy MIS5. Ta niejednoznaczność wpływa na regionalne korelacje ukraińskich lessów z europejskimi danymi stratygraficznymi.

Badane przez nas profile osadów plejstocenijskich pozwalają na aktywne uczestnictwo w dyskusji na temat paleogeografii i stratygrafii lessów Ukrainy oraz na rozwiązywanie problemów, takich jak identyfikacja lokalnych wpływów środowiskowych na wydarzenia czwartorzędowe podczas i po deglacjacji regionu, zarejestrowanych w badanych profilach. Ponadto umożliwiają one rekonstrukcję i wyjaśnienie interakcji między młodą rzeźbą terenu po deglacjacji a peryglacialnym systemem eolicznym (fazy zimne) i ewolucją gleby (fazy ciepłe). Uważamy ponadto, że ustanowienie wiarygodnej stratygrafii osadów czwartorzędowych tego obszaru jest możliwe poprzez wyróżnienie i oddzielenie zapisu zjawisk lokalnych od regionalnych oraz odniesienie do trendów

globalnych. Metodyka badań obejmuje techniki wielodyscyplinarne, takie jak szczegółowe analizy rozkładu wielkości ziaren, składu chemicznego, zaawansowane pomiary kolorystyczne, datowanie luminescencyjne, badania paleomagnetyczne, paleobotaniczne i paleontologiczne.

Okres zlodowacenia w obszarze środkowego Dniepru był czasem znaczących transformacji paleokrajobrazu; niektóre miejsca doznały intensywnych epizodycznych zmian dynamiki procesów eolicznych determinowanych paleoreliefem. Nasze badania, w kontekście szerszych europejskich badań nad krajobrazami lessowymi (Lehmkuhl i in. 2021), wskazują na zróżnicowanie facji lessowych oraz zmienny wpływ lokalnych czynników paleośrodowiskowych, morfologicznych, hydrologicznych i cyrkulacyjnych na depozycję i zachowanie kolejnych sukcesji lessowych i ewolucję stref krajobrazowych od stepu peryglacjalnego i tundry po bardziej stabilne krajobrazy leśno-stepowe i stepu kontynentalnego. Interpretację i atrybucję stratygraficzną wyróżnionych warstw lessowo-glebowych zakłócają luki stratygraficzne (hiatusy erozyjne, przerwy sedymentacyjne) wykryte dzięki wysokorozdzielczej analizie. Ustaliliśmy niezależność i interglacjalne pozycje stratygraficzne jednostek glebowych Pryluky (MIS5) i Kaydaky (MIS7). Less Tyasmyn (MIS6), formowany w silnie zmiennym środowisku sedymentacji, jest miejscami cienki i kompletnie przekształcony przez proces pedogenezy, co może leżeć u podstaw niepewności w interpretacji wieku sekwencji. Wiele wątpliwości zostało rozwiązanych dzięki uzyskaniu porównywalnej interpretacji stratygraficznej, rozszerzając zakresy korelacji w danej strefie klimatycznej przy zachowaniu spójności metodologicznej.

Badania realizowane w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki jako projekt nr 2018/31/B/ST10/01507 pt. „Globalne, regionalne i lokalne czynniki warunkujące zapis paleoklimatyczny i paleośrodowiskowy w ukraińskich sekwencjach lessowo-glebowych wzdłuż doliny Dniepru – od obszarów proksymalnych do dystalnych strefy peryglacjalnej”.

LITERATURA

- Lehmkuhl F., Nett J.J., Pötter S., Schulte P., Sprafke T., Jary Z., Antoine P., Wacha L., Wolf D., Zerboni A., Hošek J., Marković S.B., Obreht I., Sümegi P., Veres D., Zeeden C., Boemke B., Schaubert V., Viehweger J., Hambach U., 2021. Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. *Earth-Science Reviews* 215, 103496.
- Smalley I., O'Hara-Dhanda K., Wint J., Machalett B., Jary Z., Jefferson I., 2009. Rivers and loess: The significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. *Quaternary International* 198, 7–18.
- van Loon A.J., 2006. Lost loesses. *Earth-Science Reviews* 74(3–4), 309–316.

Źródła piasku i dystans migracji peryglacialnych pól wydmych polskiej części Europejskiego Pasa Piaszczystego

Michał ŁOPUCH¹, Zdzisław JARY¹

¹ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej, ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław; e-mails: michal.lopuch@uwr.edu.pl, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl

Późny Glacjał, charakteryzujący się gwałtownymi oscylacjami klimatu, uważany jest za okres wysokiej aktywności procesów eolicznych na terenie Europy Środkowej. Doprowadziły one do rozwoju szeregu zróżnicowanych form eolicznych na obszarze od Holandii po Rosję, który określany jest zbiorczo jako Europejski Pas Piaszczysty (EPP; Zeeberg 1998). Na terenie Polski w tym czasie powstały rozległe pola wydmy, które ostatecznie ustabilizowane zostały wraz z nastaniem Holocenu. Są one zlokalizowane najczęściej w obrębie dolin rzecznych i stożków napływowych, które uważane są za główne źródła piasku budującego wydmy EPP. Jednakże, pomimo wielu lat badań, nie przedstawiono przekonujących dowód potwierdzających tę tezę. Pochodzenie piasków wydmych próbowano określić na podstawie analiz uziarnienia osadów, morfoskopii ziaren kwarcowych, lub podstawowych analiz mineralogicznych. Wszystkie wymienione metody posiadają jednakże ograniczenia, które nie dają podstaw do precyzyjnego wskazania lokalizacji źródeł piasku i odległości, którą pokonały wydmy w trakcie swojego funkcjonowania. Z tego powodu transport eoliczny w obrębie EPP określano jako krótki, długi, lub mieszany. Jedynie sporadycznie szacowano odległość pokonaną przez wydmy, którą określano na 1–3 km (Zieliński 2016), dziesiątki do setek kilometrów (Buraczyński 1994), lub ponad 150 km (Goździk 2007). Tak rozbieżne wyniki wskazują, że zagadnienie proveniencji piasków budujących EPP wymaga dalszych badań. By rozwiązać powyższy problem podjęto się wysokorozdzielczej analizy geomorfologicznej 40 pól wydmych znajdujących się w Polsce, która została oparta o metodę analizy wzoru (ang. pattern analysis; Ewing i in. 2006) zaadaptowaną z badań pustyń stref zwrotnikowych. Za jej pomocą obliczono czas konstrukcji (ewolucji) poszczególnych pól wydmych, który następnie wykorzystano do oszacowania potencjalnych odległości pokonanej przez poszczególne pola wydmy (Łopuch, Jary 2023). Dystanse migracji oszacowano poprzez pomnożenie czasów konstrukcji przez tempo migracji charakterystyczne dla pól wydmych rozwijających się w zimnych strefach klimatycznych, które zawiera się w przedziale 0,5–3,5 m/rok. Określono w ten sposób dystans pokonany potencjalnie przez każde badane pole wydmy. W ostatnim kroku wyniki skonfrontowano z budową geologiczną strefy dowietrznej każdego z pól wydmych, w celu weryfikacji podatności wskazanych stref źródłowych na deflację. Stosując opracowaną metodę w 38 z 40 badanych pól wydmych w strefie dowietrznej zidentyfikowano potencjalne źródło piasku, takie jak osady fluwialne, fluwioglacjalne, lub limniczne. Większość z badanych pól wydmych pokonała w trakcie swojego funkcjonowania odległość od 5 do 15 km, przy sporadycznej migracji przekraczającej 20 km. Pola wydmy były zasilane w piasek z najbliższego potencjalnego źródła, np. sąsiadującej doliny. Z tego powodu ponad połowa pól wydmych nie opuściła swojej strefy źródłowej, pozostając w jej obrębie (np. w pradolinie). W badanych stanowiskach rodzaj źródła piasku determinował wielkość dostawy piasku, co z kolei miało wpływ rozmiary wydmy – najwyższe wydmy (> 20 m) zlokalizowane są w rozległych pradolinach, a mniejsze w innych dolinach rzecznych i na stożkach napływowych. Wyniki wskazują, że pola wydmy EPP uformowały się pod wpływem stałej cyrkulacji zachodniej, co potwierdza dotychczasowe wyniki analiz geomorfologicznych.

Otrzymane wyniki stanowią dotychczas najszerzą próbę wskazania źródeł piasku poszczególnych pól wydmych EPP. Po raz pierwszy dokonano także szerszych szacunków odległości pokonanej przez wydmy EPP, wyraźnie wskazując na lokalny charakter transportu eolicznego. Nie wyklucza to jednakże poglądu o wielokrotnej redepozycji piasku w środowisku fluwialnym, który poskutkował dużym zaokrągleniem ziaren kwarcu na tym obszarze (Goździk 2007). Piasek transportowany był więc lokalnie, ale sumarycznie przybywał w środowisku eolicznym przez długi czas. Zastosowana autorska metoda oceny dystansu migracji pól wydmych ma wyraźne ograniczenia (dotyczące m.in. szacowanego tempa migracji wydmy), w związku z czym otrzymane wyniki muszą zostać zweryfikowane poprzez precyzyjne analizy geochemiczne, które pozwolą na ostateczne wskazanie źródeł materiału dla poszczególnych późnoglacialnych pól wydmych Polski. W przypadku pozytywnej weryfikacji uzyskanych wyników opracowana metoda może być użyta do poszukiwania stref źródłowych innych aktywnych i nieaktywnych pól wydmych świata.

Badania zostały sfinansowane z grantu Narodowego Centrum Nauki nr 021/41/N/ST10/00350.

LITERATURA

- Buraczyński J., 1994. Zmienność procesów eolicznych na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej podczas piętra Wisły. *Annales UMCS, sec. B* 49(4), 51–79.
- Ewing R.C., Kocurek G., Lake L.W., 2006. Pattern analysis of dune-field parameters. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1176–1191.
- Goździk J., 2007. The Vistulian aeolian succession in central Poland. *Sedimentary Geology* 193(1–4), 211–220.
- Łopuch M. i Jary Z., 2023. Sand sources and migration of the dune fields in the central European Sand Belt – A pattern analysis approach. *Geomorphology*, 439, 108856.
- Zeeberg J., 1998. The European sand belt in eastern Europe – and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas* 27(2), 127–139.
- Zieliński P., 2016. Regionalne i lokalne uwarunkowania późnovistuliańskiej depozycji eolicznej w środkowej części europejskiego pasa piaszczystego. Wydawnictwo UMCS.

Rejestr zmian paleośrodowiska w osadach torfowiska poddanego współczesnej antropopresji: przypadek późnoglacialnego torfowiska Grel w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej

Włodzimierz MARGIELEWSKI¹, Danuta Joanna MICHCZYŃSKA²,
Krzysztof BUCZEK¹, Adam MICHCZYŃSKI², Katarzyna KORZEŃ³,
Marek KRAPIEC⁴, Andrzej OBIDOWICZ⁵, Agata WOJTAL¹, Agnieszka POCIECHA¹,
Ryszard Krzysztof BORÓWKA⁶, Julita TOMKOWIAK⁶, Jolanta PILCH¹, Jan URBAN¹

¹ Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mails: margielewski@iop.krakow.pl, buczek@iop.krakow.pl, wojtal@iop.krakow.pl, pilch@iop.krakow.pl, urban@iop.krakow.pl

² Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – CND, Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mails: danuta.michczynska@polsl.pl, adam.michczynski@polsl.pl

³ ul. Kazimierza Wielkiego 110/2-3, 30-074 Kraków; e-mail: katarzynakorzen@wp.pl

⁴ Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: mkrapiec@agh.edu.pl

⁵ Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: andrew1941@op.pl

⁶ Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin; e-mail: ryszard.borowka@usz.edu.pl

Torfowisko Grel utworzyło się w obrębie terasy nadzalewowej Czarnego Dunajca, w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, w obrębie paleokoryta rzeki, początkowo jako torfowisko niskie, częściowo fluwiogeniczne, później zaś jako torfowisko ombrogeniczne, które wytworzyło charakterystyczną kopułę. Współcześnie torfowisko jest w znacznym stopniu wyeksploatowane (Łajczak 2009), aczkolwiek zachowała się część jego kopuły, nosząca ślady eksploatacji torfu (Margielewski i in. 2022a).

W latach 60-tych ubiegłego stulecia, torfowisko było przedmiotem badań palinologicznych które wykazały, że powstało ono w trakcie ochłodzenia najstarszego dryasu. Miąższość osadów torfowiska wynosiła wówczas 7.4 m (Koperowa 1962).

W latach 2012–2022 wykonano liczne wiercenia w obrębie kopuły torfowiska w miejscu, w którym W. Koperowa w latach 60-tych ubiegłego stulecia pobrała rdzeń do badań palinologicznych (miejsce poboru rdzenia wskazał Prof. K. Szczepanek z Uniwersytetu Jagiellońskiego, który uczestniczył w ówczesnych wierceniach). W trakcie wierceń pobrano rdzeń o długości ca 3.9 m., osiągając w spągu żwiry rzeczne Dunajca. Osady poddano analizom wielowskaźnikowym, wykonując badania litologiczne, telmatologiczne, palinologiczne i palinomorf niepyłkowych, geochemiczne, analizy wioślarek i okrzemek, wykonano także 24 datowania radiowęglowe (LSC i AMS). Spąg osadów został datowany na 16,800±180 cal BP. Analizy litologiczne wykazały, że na osadach mineralnych (ił pylasto-piaszczysty występujący w interwale 3.9–3.2 m) deponowanych w najstarszym dryasie, interstadiale bølling i starszym dryasie (to ostatnie, krótkotrwałe ochłodzenie wyraźnie zapisało się w osadach), zalega kompleks rozłożonego torfu minerogenicznego (turzykowego, drzewnego) o miąższości 1.5m, akumulowanego w trakcie ocieplenia allerødu, ochłodzenia młodszego dryasu oraz w starszych fazach holocenu: fazie preborealnej i borealnej. Na granicy faz preborealnej i borealnej widoczna jest dostawa osadu mineralnego (pył piaszczysty) do torfowiska: analiza minerałów ciężkich wykazała, że jest to osad rzeczny. Górny kompleks osadów organicznych (1.7–0.0 m), tworzy torf ombrogeniczny: sfgnowy i wełniankowy silnie rozłożone

w stropie, akumulowany w fazach: atlantyckiej, subborealnej i subatlantyckiej holocenu (Margielewski i in. 2022a). Analiza palinologiczna wykonana przez K. Korzeń wykazała, że profil osadów jest kompletny (od najstarszego dryasu po czasy współczesne) (Margielewski i in. 2022a). Jednakże w ciągu ostatnich 60 lat, miąższość utworów torfowiska Grel zmniejszyła się niemal dwukrotnie wskutek kompaktacji torfu, spowodowanej silnym odwodnieniem torfowiska licznymi rowami melioracyjnymi, z jednoczesnym obniżeniem zwierciadła wód gruntowych w efekcie znacznego wcięcia Czarnego Dunajca w podłoże (do 3.5 m.) w ciągu ostatnich 60 lat (Zawiejska, Wyźga 2010).

W starszej sekwencji osadów najstarszego dryasu w profilu torfowiska Grel, stwierdzono występowanie pyłku gatunków ciepłolubnych: *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus* *Corylus*, którym towarzyszą *Fagus* i *Abies*. Pyłek tych gatunków pojawia się także lokalnie w młodszych osadach późnego glacjału deponowanych w torfowisku Grel w interstadiałach bølling i allerød (Margielewski i in. 2022a). Nie jest to przypadek odosobniony w późnoglacialnych sekwencjach osadów torfowisk karpaccyckich (Margielewski i in. 2022b), co wymaga szczegółowych badań.

Przeprowadzone badania wskazują, że współczesna działalność człowieka może znacząco wpływać na miąższość osadów torfowisk (a nie tylko ich górnych partii, jak sądzono wcześniej).

Badania były finansowane z projektów badawczych NCN Nr. N N306 034040 (2010–2014) (D.J. Michczyńska) i 2017/25/B/ST10/02439 (2018–2022) (W. Margielewski).

LITERATURA

- Koperowa W., 1962. The history of the Late-Glacial and Holocene vegetation in Nowy Targ Basin. *Acta Palaeobotanica* 2(3), 3–57.
- Łajczak A., 2009. Development conditions and distribution of peat bogs in the Orava-Nowy Targ Basin. *Przegląd Geologiczny* 57(8), 694–702.
- Margielewski W., Michczyńska D.J., Buczek K., Michczyński A., Korzeń K., Obidowicz A., 2022a. Towards the understanding of the present-day human impact on peatland deposits formed since the Late Glacial: a “retrospective” age-depth model of the Grel raised bog (Polish Inner Carpathians). *Radiocarbon* 64(6), 1525–1543.
- Margielewski W., Obidowicz A., Zernitskaya V., Korzeń K., 2022b. Late Glacial and Holocene palaeoenvironmental changes recorded in landslide fens deposits in the Polish Outer Western Carpathians (Southern Poland). *Quaternary International* 616, 67–86.
- Zawiejska J., Wyźga B., 2010. Twentieth-century channel change on the Dunajec River, southern Poland: Patterns, causes and controls. *Geomorphology* 117, 234–246.

Rekonstrukcja zmian paleohydrologicznych w holocenie w oparciu o analizy dendrochronologiczne subfosylnych pni sosny i dębu oraz wysokorozdzielcze analizy wielowskaźnikowe osadów torfowiska Budwity na Warmii

Włodzimierz MARGIELEWSKI¹, Marek KRĄPIEC², Krzysztof BUCZEK¹,
Katarzyna KORZEŃ³, Monika NISKA⁴, Renata STACHOWICZ-RYBKA⁵,
Agata Zofia WOJTAL¹, Agnieszka MROCZKOWSKA⁶, Andrzej OBIDOWICZ⁵,
Elżbieta SZYCHOWSKA-KRĄPIEC², Wojciech DRZEWICKI⁷,
Joanna BARNIAK², Dariusz SALA⁸, Jan URBAN¹

¹ Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mails: margielewski@iop.krakow.pl, buczek@iop.krakow.pl, wojtal@iop.krakow.pl, urban@iop.krakow.pl

² Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mails: mkrapiec@agh.edu.pl, szycha@agh.edu.pl,

³ ul. Kazimierza Wielkiego 110/2-3, 30-074 Kraków; e-mail: katarzynakorzen@wp.pl,

⁴ Instytut Geografii, Uniwersytet Pomorski w Słupsku, ul. Arciszewskiego 22A, 76-200 Słupsk; e-mail: monika.niska@upsl.edu.pl

⁵ Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: r.stachowicz@botany.pl, andrew1941@op.pl

⁶ Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

⁷ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Wojciecha Cybulskiego 32, 50-205 Wrocław

⁸ Instytut Fizyki Jądrowej PAN, ul. Radzikowskiego 152, 31-342 Kraków

Podczas eksploatacji (metodą przemysłową) osadów torfowiska Budwity (Warmia, północna Polska), wydobyto na powierzchnię liczne subfosylne pnie sosen (*Pinus sylvestris*) i dębów (*Quercus* sp.). W oparciu o analizę dendrochronologiczną pni drzew i metodę wiggle matching, opracowano cztery pływające chronologie sosnowe o zakresach czasowych (w wieku modelowanym): 5882–5595; 5250–5089; 3702–3546; 2222–1979 mod. cal BP i dwie chronologie pływające dębu: 4932–4599 and 4042–3726 mod. cal BP (Margielewski i in. 2024). Osady organiczne torfowiska (o miąższości ok. 6 m) akumulowane w zagłębieniu morenowym przez ostatnie 9 tysięcy lat, są dwudzielne. Dolny kompleks torfowy (5,25–3,15 m), zalegający na zapiaszczonym dy (5,85–5,25 m) jest utworzony z torfu minerogenicznego (głównie gytja detrytusowa i torf mszysty), zaś górny kompleks (3,15–0,00 m) tworzy torf ombrogeniczny (sfagnowy, lokalnie wełniankowy).

Datowania subfosylnych pni drzew występujących w kilku poziomach torfu wskazują, że obszar torfowiska był kilkakrotnie kolonizowany przez drzewa, które pod koniec każdej z faz kolonizacji ulegały wymieraniu. Analizy wielowskaźnikowe osadów (litologiczna, telmatologiczna, palinologiczna i palinomorf niepyłkowych, makroszczątków, wioślarek, okrzemek, ochotkowatych, geochemiczna i $\delta^{13}\text{C}$) wykazały, że dwie najstarsze fazy wkraczania sosny na torfowisko (5882–5595; 5250–5089 mod. cal BP) i dwa etapy kolonizacji torfowiska przez dęby (4932–4599; 4042–3726 mod. cal BP), miały miejsce jeszcze na etapie rozwoju torfowiska minerogenicznego. Wkraczanie drzew na torfowisko było wówczas związane z jego przesuszeniem i okresowym obniżeniem poziomu lustra wody. Z kolei masowe obumieranie drzew pod koniec każdej z faz zasiedlania

torfowiska, było spowodowane podniesieniem poziomu wody w torfowisku w trakcie okresowego wzrostu zwilgocenia klimatu w holocenie (zob. Starkel i in. 2013). Powodowało to także redukcję szerokości przyrostów rocznych drzew.

Najmłodsze fazy kolonizacji torfowiska przez sosny (3702–3546; 2222–1979 mod. cal BP) miały miejsce na etapie rozwoju torfowiska ombrogenicznego. Wymieranie drzew na torfowisku pod koniec każdej z tych faz kolonizacji, było związane z okresowym podnoszeniem się zwierciadła wody w torfowisku, wskutek wzrostu zwilgocenia klimatu w holocenie. Z obydwu faz kolonizacji zachowały się pozostałości martwego lasu: fragmenty subfossilnych pni drzew wciąż wrośniętych korzeniami w podłoże, odsłonięte podczas eksploatacji torfu ok. 2,5 m poniżej powierzchni terenu.

Fazy zasiedlania torfowiska Budwity przez drzewa i następujące po nich fazy ich wymierania, nawiązują do faz zasiewu i wymierania sosny i dębu na licznych torfowiskach europejskich: m.in. na obszarze Niemiec, Wielkiej Brytanii, Irlandii, Szwecji, Finlandii, Litwy (m.in. Achterberg i in. 2017; Helama i in. 2020; Edvardsson i in. 2022).

Badania były finansowane z projektu badawczego NCN Nr. 2017/25/B/ST10/02439 (2018–2022).

LITERATURA

- Achterberg I.E.M., Frechen M., Bauerochse A., Eckstein J., Leuschner H.H., 2017. The Goettingen tree-ring chronologies of peat – preserved oaks and pines from Northeast Germany. *ZDGG – German Journal of Geosciences (German J. Geol.)*, 168, 9–19.
- Edvardsson J., Helama S., Rundgren M., Nielsen A.B., 2022. The integrate use of dendrochronological data and palaeoecological records from Northwest European peatlands and lakes for understanding long-term ecological and climatic changes – a review. *Frontiers in Ecology and Evolution* 10, Article 781882.
- Helama S., Kuoppama M., Sutinen R., 2020. Subaerially preserved remains of pine stemwood as indicators of late Holocene timberline fluctuation in Fennoscandia, with comparison of tree ring and ¹⁴C dated depositional histories of subfossil trees from dry and wet sites. *Review of Palaeobotany and Palynology* 278, 104223.
- Margielewski W., Krąpiec M., Buczek K., Szychowska-Krąpiec E., Korzeń K., Niska M., Stachowicz-Rybka R., Wojtal A.Z., Mroczkowska A., Obidowicz A., Sala D., Drzewicki W., Barniak J., Urban J., 2024. Hydrological variability of middle European peatland during the Holocene, inferred from subfossil bog-pine and bog oak dendrochronology and high-resolution peat multiproxy analysis: the Budwity peatland (northern Poland). *Science of the Total Environment* 931(1), 172925.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A., 2013. Holocene Chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40(1), 1–21.

Sygnał klimatyczny zapisany w danych fluwialnych – przykłady analizy dat radiowęglowych z wybranych regionów Polski Południowej i Europy

Danuta Joanna MICHCZYŃSKA¹, Piotr GĘBICA²,
Dariusz WIECZOREK³, Adam MICHCZYŃSKI¹

¹ Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mails: Joanna.Michczynska@polsl.pl, Adam.Michczynski@polsl.pl

² Uniwersytet Rzeszowski, Instytut Archeologii, ul. Moniuszki 10, 35-225 Rzeszów; e-mail: pgebica@ur.edu.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce; e-mail: dariusz.wieczorek@pgi.gov.pl

Od momentu powstania metody radiowęglowej zaczęto ją stosować w badaniach stanowisk geologicznych. Wśród nich szczególne miejsce zajmują te związane ze środowiskiem rzeczonym. Ze względu na dynamikę systemów fluwialnych, nie ma stanowisk z ciągłą sedymentacją, które rejestrowałyby historię zmian środowiska w długim okresie (tysiące lat). Jednak dane zawierające przekroje i daty radiowęglowe z poszczególnych stanowisk publikowane są od kilkudziesięciu lat. Autorzy podjęli próbę zbiorczej analizy zebranych danych z południa Polski (Starkel i in. 2006, Gębica i in. 2015), czyli z Kotlin Podkarpackich i Karpat. W pracy autorzy skupiają się na zmianach środowiska rzeczego w okresie od ok. 50 do ok. 15 cal kBP. Zsumowana funkcja gęstości prawdopodobieństwa (PDF) kalibrowanych dat przedstawiona na tle stratygrafii INTIMATE (Rasmussen i in. 2014) ujawnia bardzo interesujące trendy rejestrowane w środowisku rzeczonym.

Na zarejestrowany obraz z pewnością wpływa preferencyjny dobór próbek do datowania, co w tym przypadku sprzyja tego typu analizom. Ograniczone środki na badania naukowe powodują, że do datowania znacznie częściej wybierane są próbki z miejsc, gdzie w profilu widoczne są granice lub zmiany – np. przejście pomiędzy osadem organicznym a osadem mineralnym. Jeśli zmiany były w wielu miejscach synchroniczne, w rozkładach PDF pojawią się piki, natomiast sygnały o charakterze lokalnym zostają wygładzone. Dlatego zbiorcza analiza rozkładów prawdopodobieństwa przyczynia się do wykrycia zmian ponadlokalnych.

Aby sprawdzić, jak tego typu analiza sprawdziłaby się w innych regionach, do analizy wybrano m.in. dane ze wschodniej Holandii, korzystając z opublikowanej bazy danych dat z formacji Twente (van Huissteden 1990).

LITERATURA

- Gębica P., Michczyńska D.J., Starkel L., 2015. Fluvial history of Subcarpathian Basins (Poland) during the last cold stage (60–8 cal ka BP). *Quaternary International* 388, 119–141.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Wistrup M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Starkel L., Soja R., Michczyńska D.J., 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena* 66, 24–33.
- Van Huissteden J., 1990. Tundra rivers of the Last Glacial: sedimentation and geomorphological processes during the Middle Pleniglacial in Twente, Eastern Netherlands. PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam.

Chronologia sukcesji eoliczno-glebowej na stanowisku w Łaskarzewie, na podstawie datowań ^{14}C i OSL

Piotr MOSKA¹, Natalia PIOTROWSKA¹, Robert Jan SOKOŁOWSKI², Paweł ZIELIŃSKI³, Zdzisław JARY⁴, Grzegorz POREBA¹, Agnieszka SZYMAK¹, Konrad TUDYKA¹, Alicja USTRZYCKA¹, Andrzej WOJTALAK¹, Przemysław MROCZEK³, Marcin KRAWCZYK⁴, Michał ŁOPUCH⁴, Jerzy RACZYK⁴, Jacek SKURZYŃSKI⁴

¹ Instytut Fizyki, Centrum Nauki i Edukacji, Politechnika Śląska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mails: Piotr.Moska@polsl.pl, Natalia.Piotrowska@polsl.pl, Grzegorz.Poreba@polsl.pl, Agnieszka.Szymak@polsl.pl, Konrad.Tudyka@polsl.pl, Andrzej.Wojtalak@polsl.pl

² Zakład Geofizyki, Instytut Oceanografii, Uniwersytet Gdański, al. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia; e-mail: robert.sokolowski@ug.edu.pl

³ Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mails: przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl, pawel.zielinski@mail.umcs.pl

⁴ Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; e-mails: zdzislaw.jary@uwr.edu.pl, marcin.krawczyk@uwr.edu.pl, jerzy.raczyk@uwr.edu.pl, jacek.skurzynski@uwr.edu.pl

Obszar Polski charakteryzuje się dużym zagęszczeniem wydym i pól wydmy. Pojawiają się one głównie w obrębie teras rzecznych i równin sandrowych, a także można wyróżnić kilka cykli eoliczno-glebowych i warstw zawierających znaczne ilości węgla drzewnych. Jednym z takich miejsc jest wydma w Łaskarzewie, położona na skraju centralnej Wisły, we wschodniej Polsce. W dystalnej części wydmy, w profilu o miąższości 8,5 m, znaleziono łącznie 13 warstw naprzemiennych piasków eolicznych, gleb kopalnych i warstw węgla drzewnego. Są one zapisem zmieniających się warunków środowiskowych – działalności eolicznej, procesów glebotwórczych i epizodów pożarów (np. Moska i in. 2023). Z każdej warstwy organicznej (gleby kopalne i węgiel drzewny) wybrano dwie próbki węgla drzewnego do datowania radiowęglowego metodą AMS, w sumie przeanalizowano 26 próbek. Próbki były przygotowywane metodą ABA, następnie spalane i grafityzowane przy użyciu systemu AGE-3 (Wacker i in. 2010; Němec i in. 2010), a stężenie radiowęgla mierzone za pomocą spektrometru masowego MICADAS (Synal i in. 2007). Datowanie optycznie stymulowaną luminescencją (OSL) przeprowadzono w Gliwickim Laboratorium Datowania Luminescencyjnego zgodnie z protokołem Moska i in. (2021). Z każdej warstwy piasku pobrano materiał do datowania OSL, w sumie 18 niezależnych próbek zostało poddanych datowaniu. Datowania ^{14}C wskazują na okres formowania się wydmy od 14 ka cal BP do 7,2 ka cal BP. Wyniki obu metod wskazują na te same okresy intensywnej depozycji eolicznej oraz okresy pożarów i formowania się gleb, przerwane przez dwa zdarzenia redepozycji wyraźnie pokazane w datach ^{14}C . Jednak datowania OSL są systematycznie starsze od radiowęglowych nawet o 7000 lat. Według naszej hipotezy ta różnica jest spowodowana niedoszacowaniem rocznej dawki promieniowania i planujemy dalsze badania nad procesami prowadzącymi do wyjaśnienia tych zmian.

Prezentowane badania prowadzone są w ramach środków z grantu z Narodowego Centrum Nauki, nr: 2018/30/E/ST10/00616.

LITERATURA

Moska P., Bluszcz A., Poręba G., Tudyka K., Adamiec G., Szymak A., Przybyła A., 2021. Luminescence dating procedures at Gliwice Luminescence Dating Laboratory. *Geochronometria* 48, 1–15.

- Moska P., Sokołowski R.J., Zieliński P., Mroczek P., 2023. The role and frequency of wildfires in the shaping of the late glacial inland dunes – a case study from the Korzeniew site (Central Poland). *Geochronometria* 49, 100–112.
- Němec M., Wacker L., Gäggeler H., 2010. Optimization of the Graphitization Process AT AGE-1. *Radiocarbon* 52(3), 1380–93.
- Synal H.A., Stocker M., Suter M., 2007. MICADAS: A new compact radiocarbon AMS system. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 259, 7–13.
- Wacker L., Němec M., Bourquin J., 2010. A Revolutionary Graphitisation System: Fully Automated, Compact and Simple. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268(7–8), 931–34.

Integracja spektrofotometrii z analizami granulometrycznymi w profilach lessowych w kontekście zaawansowanych metod identyfikacji genetycznej

Przemysław MROCZEK

Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Pl. Marii Curie-Skłodowskiej 5, 20-031 Lublin; e-mail: przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl

W referacie przedstawiono wyniki wysokorozdzielczych analiz spektrofotometrycznych i granulometrycznych wybranych sekwencji lessowo-glebowych z dorzecza Dniepru (zachodnia i środkowa Ukraina). Podkreślono znaczenie tych metod jako nowoczesnych narzędzi w badaniach lessów, które dostarczają bardziej czułych i obiektywnych wyników niż tradycyjne metody „analogowe”, przyczyniając się do lepszego zrozumienia procesów formowania i modyfikacji tych osadów. Analizy kolorystyczne odgrywają kluczową rolę w analizie tych sekwencji, pozwalając na identyfikację stratygraficzną i genetyczną osadów. Pył lessowy po depozycji ulega modyfikacjom *in situ*, co prowadzi do zmian kolorystycznych odzwierciedlających warunki paleośrodowiskowe. Jasnożółty less najprawdopodobniej powstaje w wyniku lessyfikacji w zimnych i suchych warunkach klimatycznych. Zmiany kolorów w profilach lessowych są ściśle związane z procesami glebowymi, takimi jak redukcja i utlenianie żelaza oraz humifikacja. Do pomiarów parametrów kolorystycznych zastosowano cyfrowy spektrofotometr, wykorzystując przestrzeń barw CIELAB i analizując zmienne L^* (jasność), a^* (czerwień-zielęń), b^* (żółcień-niebieskość) oraz c^* (chromatyczność), a także pochodne wskaźniki, takie jak Indeks Czerwieni. Laserowy analizator rozmiaru cząstek (dyfraktometr) został użyty do pomiaru próbek, stosując zarówno teorię Mie, jak i przybliżenie Fraunhofera do obliczania rozkładów wielkości ziaren. Przed pomiarem usunięto węglany i materię organiczną. Uzyskane dane granulometryczne pozwoliły na wizualizację odchyleń od bazowego lessu oraz rekonstrukcję paleośrodowiskowych warunków formowania. Wyniki badań spektrofotometrycznych pokazały, że zmiany kolorystyczne odzwierciedlają złożone procesy formowania warstw lessów, obejmujące depozycję pyłu, procesy glebowe i recykling materiału. Kolorystyczna analiza stratygraficzna umożliwiła precyzyjne rozróżnienie jednostek stratygraficznych oraz ich klasyfikację na podstawie zmian określonych składników spektrofotometrycznych. Wyniki te wspierają dokładną dokumentację terenową, choć analiza oparta na kolorach pozostaje całkowicie opisowa i nie rozróżnia materiału *in situ* od przetworzonego. Analizowane profile lessowe zostały podzielone na główne segmenty na podstawie dominujących barw i ich intensywności, co dodatkowo potwierdza stratygraficzny zapis zmian paleośrodowiskowych. Wyniki badań granulometrycznych, w tym średnie ziarno, odchylenie standardowe, kurtoza, skośność, wskaźnik ziarnistości (GSI) oraz U-ratio, zostały statystycznie przeanalizowane. Wskaźniki te dostarczyły cennych informacji na temat dynamiki osadzania i procesów post-sedymentacyjnych. Wyniki tych analiz wspierają wnioski genetyczne, wskazując na złożone procesy formowania się i przekształceń osadów lessowych. Badania te wykazały, że zawartość piasku w analizowanych profilach najlepiej odzwierciedla lokalne zmiany między aktywnością morfodynamiczną a stabilnością. Ogólna charakterystyka lessów wskazuje na dominację frakcji grubego pyłu, z odchyleniami w jednostkach zawierających większe ilości piasku średniego i grubego oraz łu. Dodatkowo, wyniki badań uziarnienia przedstawiono na mapach cieplnych, które wizualizują dane granulometryczne o wysokiej rozdzielczości. Mapy te pozwalają na uchwycenie pionowych i poziomych zmian w rozkładzie

wielkości ziaren, co umożliwia szczegółową analizę procesów osadzania i przekształceń osadów. Mapy cieplne wskazują na ogólną dominację frakcji grubego pyłu, z odchyleniami w jednostkach zawierających większe ilości piasku średniego i grubego oraz iłu. Wyniki te wspierają rekonstrukcje zmian paleośrodowiskowych, umożliwiając lepsze zrozumienie procesów morfodynamicznych i ich wpływu na formowanie sekwencji lessowo-glebowych. Badania kolorystyczne uzupełnione analizą uziarnienia wykazały, że jasnożółty, skonsolidowany materiał zawierający węglany, zdominowany przez gruby pył, stanowi pierwotny materiał w profilach lessowych. Zmiany uziarnienia odzwierciedlają dynamikę osadzania, podczas gdy kolor głównie oddaje zmiany postsedymenacyjne. Granulometryczne dane o wysokiej rozdzielczości stanowią potężne narzędzie do rekonstrukcji dynamiki osadzania pyłu eolicznego. Należy jednak uwzględnić modyfikacje wtórne oraz przemieszczanie się materiału wzdłuż stoków, w tym domieszkę lokalnego materiału. Genetyczne analizy wskazują, że less jest wynikiem procesów lessyfikacyjnych zachodzących w warunkach zimnych i suchych. Wykryto także zmiany związane z humifikacją, redukcją i utlenianiem żelaza, co świadczy o złożonych procesach glebotwórczych zachodzących po depozycji osadów. Analiza glebowa ujawniła różnorodne poziomy glebotwórcze, w tym poziomy A (bogate w materię organiczną), B (zwiększone wietrzenie i iluwacja) oraz C (niezmieniony materiał macierzysty). Synergia wyników uzyskanych z analiz kolorystycznych i granulometrycznych umożliwia dokładne rozróżnienie procesów eolicznych, pedogenicznych i stokowych. Jest to szczególnie istotne dla lokalizacji o zmiennym stopniu wietrzenia, niższym tempie osadzania i zróżnicowanym reliefie.

Badania były realizowane w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki, nr 2018/31/B/ST10/01507 pt. „Globalne, regionalne i lokalne czynniki warunkujące zapis paleoklimatyczny i paleośrodowiskowy w ukraińskich sekwencjach lessowo-glebowych wzdłuż doliny Dniepru – od obszarów proksymalnych do dystalnych strefy peryglacjalnej”.

Zmiany środowiska zarejestrowane na przestrzeni prawie dwóch tysiącleci na podstawie wielowskaźnikowych badań paleoekologicznych torfowiska „Sadzonki” (Masyw Śnieżnika)

Monika NISKA¹, Anna HRYNOWIECKA², Ryszard Krzysztof BORÓWKA³,
Renata STACHOWICZ-RYBKA⁴, Sylwia SKOCZYLAS-ŚNIAZ⁴,
Krzysztof STACHOWICZ⁴, Joanna SŁAWIŃSKA³, Weronika CEGLAREK³,
Petra HÁJKOVÁ⁵, Krzysztof STEFANIAK⁶

¹ Instytut Geografii, Uniwersytet Pomorski w Słupsku, ul. Arciszewskiego 22A, 76-200 Słupsk;
e-mail: monika.niska@upsl.edu.pl

² Oddział Geologii Morza – Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Kościarska 5,
80-328 Gdańsk; e-mail: AHRY@pgi.gov.pl

³ Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin;
e-mails: ryszard.borowka@usz.edu.pl, joanna.slawinska@usz.edu.pl, weronika.ceglarek@usz.edu.pl

⁴ Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;
e-mails: r.stachowicz@botany.pl, s.skoczylas@botany.pl, k.stachowicz@botany.pl

⁵ Department of Paleoecology, Institute of Botany, Czech Academy of Sciences, Lidická 25/26, 602 00, Brno, Czech Republic; e-mail: 44121@muni.cz

⁶ Zakład Paleozoologii; Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21,
50-335 Wrocław; e-mail: krzysztof.stefaniak@uwr.edu.pl

Na obszarze Masywu Śnieżnika zlokalizowanych jest kilka torfowisk górskich stanowiących bardzo cenne ekosystemy zależne wyłącznie od wód opadowych, zagrożone nie tylko skutkami działalności człowieka ale także postępującymi zmianami klimatycznymi. Na obszarze tym od okresu średniowiecza obserwuje się wzrastającą antropopresję, wylesianie, zmiany struktury lasów, a także dotyczące ten teren klęski ekologiczne i intensyfikację turystyki. Ze względu na brak szczegółowych i wieloaspektowych badań tego obszaru w 2022 zespół badaczy z różnych ośrodków akademickich Polski i Czech pod przewodnictwem dr hab. Krzysztofa Stefaniaka, prof. UWCr podjął prace geologiczno-geobotaniczne i chronostratygraficzne zmierzające do rekonstrukcji rozwoju wybranych torfowisk. Celem pierwszego etapu badań było określenie genezy torfowisk a także dokonanie rekonstrukcji zmian paleoklimatycznych i paleośrodowiskowych ze szczególnym uwzględnieniem antropopresji. Jako pierwsze badaniami objęte zostało torfowisko „Sadzonki” ze względu na planowane inwestycje i wzmoczenie ruchu turystycznego na otaczającym obszarze.

Torfowisko „Sadzonki” położone jest na głównym grzbiecie Masywu Śnieżnika na wysokości około 1239 m n.p.m. Powierzchnia torfowiska to ok. 0,25 ha. Maksymalna miąższość torfu osiąga 175 cm, zmniejszając się do kilkudziesięciu cm w kierunku NE i SW. Powierzchniową warstwę torfu stanowi torf mszysty przechodzący w torf mszysto-krzewinkowy, a następnie w torf silnie rozłożony. Na głębokości 175 cm występuje nierówny kontakt z leżącą w spągu zwietrzeliną utworów starszych. Dla profilu Sadzonki uzyskano 4 daty ¹⁴C. Najstarsza ze spągu 1745±30 lat BP, pozwala korelować początek sedimentacji torfu z pierwszym w naszej erze znacznym ochłodzeniem klimatu, najmłodsza wykonana dla osadów pobranych z głębokości 6 cm to 102,55±0,3 lat BP. Początki powstania torfowiska „Sadzonki” związane są z panowaniem w krajobrazie lasów bukowo-świerkowych z jodłą w górnych partiach leśnych, w dolnych natomiast dominowały lasy liściaste z grabem i dębem (116–174 cm). W krótkim interwale czasowym większe znaczenie osiągnęły świerk i jodła (80–112 cm). Liczna była reprezentacja roślin zielnych. W początkowej

fazie rozwoju torfowiska udział makroszczałków roślin był niski, ale z przewagą *Eriophorum vaginatum*, które zaczęło dominować w kolejnym etapie. Od początku funkcjonowania torfowiska pojawiały się w jego osadach wskaźniki działalności człowieka. Wzrost udziału wskaźników antropogenicznych korelował ze zmniejszeniem się udziałów jodły a następnie buka a wzrostem udziału świerka i sosny (28–56 cm). Na głębokości 25 cm zaznacza się zmiana zbiorowisk skorelowana z nieznaczną zmianą trofii i przesuszeniem. W tym czasie na torfowisku dominuje *Andromeda polifolia* i *Vaccinium oxycoccos* wraz z licznym pojawieniem się brzozy, olszy i leszczyny przy drastycznym spadku udziału wskaźników działalności człowieka (0–24 cm). Analiza makroszczałków roślin wykazała dominację kilku gatunków roślin naczyniowych charakterystycznych dla torfowisk ombrotroficznych, w tym *Eriophorum vaginatum*, *Andromeda polifolia*, *Vaccinium oxycoccos* oraz kilka gatunków mchów, zwłaszcza *Sphagnum* spp. Osady torfowiska poddane były także analizie Cladocera. Zidentyfikowano 7 gatunków płytkowodnych. Dominującymi gatunkami były: *Alonella excisa*, *Alona guttata* oraz *Chydorus sphaericus* – gatunki te łączy tolerancja dla niskiego pH wody. Wyraźnie zaznacza się podział na trzy fazy rozwoju zespołów Cladocera. Faza druga to okres najlepszego rozwoju wioślarek związany prawdopodobnie z wyższym poziomem wody. W ostatnim okresie (pow. 46 cm) następuje prawie całkowity zanik szczałków wioślarek na torfowisku.

Wyniki analizy geochemicznej wskazują na istnienie trzech wyraźnych okresów wzmożonej aktywności gospodarczej człowieka w rejonie Masywu Śnieżnika. W okresie pierwszym (od połowy X do końca XII w.) notuje się nieco podwyższony, w stosunku do tła geochemicznego, udział Cu, Zn i Pb, świadczący o początkach działalności górniczo-metalurgicznej na obszarze występowania minerałów kruszcowych tych pierwiastków. W okresie drugim, trwającym od połowy XIV do połowy XVIII wieku, wzrasta bardzo wyraźnie koncentracja ołowiu, który jak wynika z danych historycznych, był wykorzystywany podczas metalurgicznego pozyskiwania złota ze złóż w rejonie Złotego Stoku. W okresie trzecim, trwającym od połowy XVIII wieku do czasów współczesnych, wzrasta wyraźnie koncentracja Zn, Cu i Hg, co wiąże się z intensywnym rozwojem różnych gałęzi przemysłu (hutnictwo metali, hutnictwo szkła, produkcja porcelany) wykorzystujących węgiel kamienny w procesach produkcyjnych.

Badania torfowisk na obszarze Masywu Śnieżnika, są kontynuowane, badania obejmują także współczesny stan torfowisk co pozwoli na pełne poznanie i ochronę tych unikatowych ekosystemów.

Eemska a holsztyńska sekwencja pyłkowa w Polsce – implikacje paleoekologiczne

Irena Agnieszka PIDEK¹, Mirosława KUPRYJANOWICZ²

¹ Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mail: irena.pidek@mail.umcs.pl

² Uniwersytet w Białymstoku, Wydział Biologii, ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok; e-mail: m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl

Wysokorozdzielcze sukcesje pyłkowe reprezentujące dwa plejstoceniowe interglacjały, eemski i holsztyński (=mazowiecki), ujawniły istotne różnice w sekwencji ekspansji drzew i w składzie zbiorowisk leśnych podczas optimum klimatycznego każdego z tych interglacjałów. Specyficzne cechy eemskiej sukcesji pyłkowej to: bardzo wysokie wartości *Corylus*, ekspansja drzew i krzewów w następującej kolejności: *Betula-Pinus*, *Ulmus*, *Quercus-Fraxinus*, *Corylus-Alnus-Tilia*, *Carpinus* i *Picea*, a także wyraźny wzrost wartości *Carpinus* występujący wraz z wysokim udziałem *Corylus*. Migracja roślin na terytorium Polski w okresie interglacjału eemskiego została zrekonstruowana na podstawie map izopolowych opracowanych z wykorzystaniem 187 profili pyłkowych. Tylko *Corylus*, *Carpinus* i *Abies* przybyły z południa i zachodu, podczas gdy *Ulmus*, *Quercus*, *Alnus*, *Tilia* i *Picea* ze wschodu i/lub północnego wschodu (Kupryjanowicz i in. 2018a, 2018b). Sugeruje to istnienie saaliańskiego refugium tych ostatnich drzew w Europie Wschodniej i odróżnia interglacjał eemski od holocenu, podczas którego większość drzew migrowała na obszar Polski z południa i zachodu, z refugium położonych w Europie Południowej. Kilka holsztyńskich sukcesji o wysokiej rozdzielczości na Niżu Polskim pozwoliło na szczegółową charakterystykę i identyfikację śród-interglacialnych oscylacji klimatycznych wyrażonych przez fluktuacje procentowego udziału pyłku drzew lasotwórczych. Cechy sukcesji pyłkowej interglacjału mazowieckiego to: ekspansja *Picea* i *Alnus*, a następnie *Taxus* w starszej części optimum interglacjału i późniejszy wzrost *Pinus* jako odpowiedź na ochłodzenie i/lub osuszenie klimatu (Starsza Oscylacja Holsztyńska; ang. Older Holsteinian Oscillation; OHO). Młodsza część optimum klimatycznego charakteryzuje się dominacją *Abies* i *Carpinus* z częstą obecnością krzewów – wskaźników ciepłego i wilgotnego klimatu (Hrynowiecka, Pidek 2017). W młodszej części interglacjału mazowieckiego wyróżnia się Młodszą Oscylację Holsztyńską (ang. Younger Holsteinian Oscillation; YHO) oraz BHO – oscylację brzożową (Górecki i in. 2022). Dwie zasadniczo różne sukcesje pyłkowe ilustrują różną kolejność wkraczania drzew do zbiorowisk leśnych, która zależała od kilku czynników. Oprócz rozmieszczenia refugium glacialnych, należy również wspomnieć o zasięgu i czasie trwania poprzedzających te interglacjały zlodowaceń, a także o licznych, nie do końca zidentyfikowanych, czynnikach związanych z tolerancją ekologiczną poszczególnych gatunków drzew.

LITERATURA

- Hrynowiecka A., Pidek I.A., 2017. Older and Younger Holsteinian climate oscillations in the palaeobotanical record of the Brus profile (SE Poland). *Geological Quarterly* 61(4), 723–737.
- Górecki A., Źarski M., Drzewicki W., Pleśniak Ł., Zalewska-Gałosz J., Hrynowiecka A., 2022. New climatic oscillations during MIS 11c in the record of the Skrzyńka II site (Eastern Poland) based on palynological and isotope analysis. *Quaternary International* 632, 4–20.
- Kupryjanowicz M., Nalepka D., Madeyska E., Turner Ch. (eds.), 2018a. Eemian history of vegetation in Poland based on isopollen maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Kupryjanowicz M., Nalepka D., Pidek I.A., Walanus A., Balwierz Z., Bińka K., Fiłoc M., Granoszewski W., Kołaczek P., Majecka M., Malkiewicz M., Nita M., Noryśkiewicz B., Winter H., 2018b. The east-west migration of trees during the Eemian Interglacial registered on isopollen maps of Poland. *Quaternary International* 467A, 178–191.

Regionalne i lokalne różnice w zapisie starszego dryasu w dwóch późnoglacialnych torfowiskach osuwiskowych – Klaklowo i Kotoń, Beskid Makowski, Karpaty Zewnętrzne. Wstępne wyniki badań

Jolanta PILCH¹, Włodzimierz MARGIELEWSKI¹, Renata STACHOWICZ-RYBKA², Krzysztof BUCZEK¹, Andrzej OBIDOWICZ², Mateusz STOLARCZYK³, Łukasz MUSIEŁOK³, Katarzyna KORZEN⁴, Dariusz SALA⁵

¹ Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mails: pilch@iop.krakow.pl, margielewski@iop.krakow.pl, buczek@iop.krakow.pl

² Instytut Botaniki im. Władysława Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mail: r.stachowicz@botany.pl

³ Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geografii i Geologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Gleboznawstwa i Geografii Gleb, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków; e-mail: mateusz.stolarczyk@uj.edu.pl, l.musielok@uj.edu.pl

⁴ ul. Kazimierz Wielkiego 110/3-4, 30-074 Kraków; e-mail: katarzynakorzen@gmail.com

⁵ Instytut Fizyki Jądrowej im. Henryka Niewodniczańskiego Polskiej Akademii Nauk, ul. Radzikowskiego 152, 31-342 Kraków; e-mail: dariusz.sala@ifj.edu.pl

W trakcie trwania późnego glacjału, ocieplenie klimatu w interstadiach bølling i allerød oraz oddzielające je krótkotrwałe (ok. 100–200 lat) ochłodzenie klimatu starszego dryasu zostały wydzielone w oparciu o podział klimatyczno-biostratygraficzny regionu Skandynawii (Iversen 1954). Chłodna oscylacja klimatyczna starszego dryasu była związana z rozwojem zimnego i suchego klimatu kontynentalnego. Na obszarach górskich zapis zmian szaty roślinnej w reakcji na to krótkotrwałe ochłodzenie klimatu był zależny od czynników lokalnych, takich jak wysokość nad poziomem morza, ekspozycja i topografia. Utwory deponowane w starszym dryasie stwierdzono na Wyżynie Szwajcarskiej (Ammann i in. 2013), w Karpatach Rumuńskich (Feurdean i in. 2007), w polskich Karpatach Zachodnich (Margielewski 2001; Margielewski i in. 2022, 2003) a także w Tatrach (Krupiński 1984). Jakkolwiek wyraźnie podkreśla się ryzyko potencjalnie błędnej korelacji z innymi krótkotrwałymi oscylacjami klimatycznymi późnego glacjału rozpoznanymi w rdzeniach lodowych Grenlandii (Rasmussen i in. 2014), powszechnie starszy dryas utożsamiany jest z ochłodzeniem klimatu GI-1d, trwającym od 13 904 do 14 025 lat cal BP (Ammann i in. 2013, Rasmussen i in. 2014).

Kotoń i Klaklowo, dwa torfowiska osuwiskowe powstałe w Beskidzie Makowskim (zachodnie Karpaty Zewnętrzne), reprezentują stanowiska z wyraźnie zachowaną sekwencją osadów deponowanych w bøllingu – starszym dryasie – allerødzie. W celu rekonstrukcji zmian paleośrodowiska tego okresu, ze szczególnym uwzględnieniem krótkotrwałego ochłodzenia starszego dryasu, dolne partie rdzeni osadów pobranych z obydwu torfowisk (odpowiednio 1,3 oraz 2 m długości) zostały przeanalizowane za pomocą wysokorozdzielczych metod multi-proxy (datowania radiowęglowe, palinologia, makroszczałki roślin, geochemia, granulometria). Otrzymane (w oparciu o datowania AMS) modele wiek-głębokość dla obydwu stanowisk, obejmujące okres ok. 14 500–13 500 lat cal BP, umożliwiły korelację obydwu rdzeni jak również korelację z chronologiami NGRIP oraz Gerzensee. Wyniki analiz granulometrycznej, geochemicznej oraz makroszczałkowej wskazują, że wraz z początkiem późnego glacjału obydwa torfowiska osuwiskowe Kotoń i Klaklowo miały

charakter oligotroficznych zbiorników wodnych o częstych wahaniami poziomu wody. Wraz z ochłodzeniem starszego dryasu, obydwa zbiorniki uległy wypłyceniu i zarastaniu, jak również okresowemu przesuszeniu (na co wskazuje poziom rozłożonych torfów w Klaklowie). Zmiany paleośrodowiskowe na torfowisku Kotoń (730 m n.p.m., południowa ekspozycja) przyczyniły się do rozwoju sukcesji roślinności reprezentowanej przez mchy brunatne oraz liczne makrofyty (Characeae, *Batrachium* sp. oraz *Potamogeton alpinus*) jak również towarzyszących organizmów zwierzęcych (m.in. Ostracoda, *Daphnia* sp., Porifera). Podobna sukcesja organizmów wodnych została zarejestrowana w osadach torfowiska Klaklowo (472 m n.p.m., północna ekspozycja), ale na znacznie większą skalę i w nieco późniejszym czasie, tj. wraz z poprawą klimatu w interstadiale allerød, kiedy to w obrębie zagłębienia osuwiskowego powtórnie rozwinął się zbiornik wodny. O ile zapis lokalnych warunków limnicznych różni się pomiędzy obydwoma stanowiskami, o tyle zmiany regionalne są tu synchroniczne. Dotyczy to rozwoju stepo-tundry w otoczeniu obydwu zbiorników w trakcie trwania ochłodzenia starszego dryasu, którego odbiciem są liczne i zróżnicowane taksonomiczne makroszczątki roślin światło- i sucholubnych (Kotoń: m.in. *Dianthus* sp., *Dryas octopetala*, *Andros*).

Badania zostały wykonane w ramach realizacji projektu badawczego Narodowego Centrum Nauki Preludium-Bis, nr 2020/39/O/ST10/03504 (2021–2025).

LITERATURA

- Ammann B., van Leeuwen J.F.N., van der Knaap W.O., Lischke H., Heiri O., Tinner W., 2013. Vegetation responses to rapid warming and to minor climatic fluctuations during the Late-Glacial Interstadial (GI-1) at Gerzensee (Switzerland). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 391, 40–59. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.07.010>
- Feurdean A., Wohlfarth B., Björkman L., Tantau I., Bennike O., Willis K.J., Farcas S., Robertsson A.M., 2007. The influence of refugial population on Lateglacial and early Holocene vegetational changes in Romania. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 145, 305–320. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2006.12.004>
- Iversen J., 1954. The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. *Danmarks Geol. Undersøgelser II. Række* 80, 87–119.
- Krupiński K., 1984. Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts., based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake. *Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci.* 31, 37–48.
- Margielewski W., 2001. Late Glacial and Holocene climatic changes registered in forms and deposits of the Klaklowo landslide (Beskid Średni Range, Outer Carpathians). *Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica* 35, 63–79.
- Margielewski W., Obidowicz A., Pelc S., 2003. Late Glacial-Holocene peat bog on Kotoń Mt. and its significance for reconstruction of palaeoenvironment in the Western Outer Carpathians (Beskid Makowski Range, South Poland). *Folia Quat.* 74, 35–56.
- Margielewski W., Michczyńska D.J., Buczek K., Michczyński A., Korzeń K., Obidowicz A., 2022. Towards the understanding of the present-day human impact on peatland deposits formed since the Late Glacial: a “retrospective” age-depth model of the Grel raised bog (Polish Inner Carpathians). *Radiocarbon* 64(6), 1525–1543.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>

Chironomidae jako indykatory ocieplenia klimatu w czasie oscylacji kamion

Mateusz PŁÓCIENNIK¹, Jacek FORYSIAK²

¹ Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź; e-mail: mateusz.plociennik@biol.uni.lodz.pl

² Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

Historia klimatu na ziemiach Polskich jest dobrze rozpoznana dla późnego vistulianu i holocenu, poczynając od ocieplenia które miało miejsce w böllingu, natomiast zmiany temperatury następujące w czasach maksimum zlodowacenia vistuliańskiego i potem do najstarszego dryasu są bardzo słabo udokumentowane. Jedyne publikowane rekonstrukcje ilościowe oparte o paleobioindykatory dotyczą zmian średniej temperatury powietrza lipca szacowanej na podstawie szczątków ochotek (Chironomidae) z osadów torfowisk Żabieniec i Ługi. Ślady ochłodzenia najstarszego dryasu są także widoczne w niepublikowanych rekonstrukcjach z Rąbienia i Pawłowej. Mała liczba rekonstrukcji poprzedzających bölling w Europie i na świecie wynika z trudności z pozyskaniem materiału, małych liczebności prób z tego okresu i ogólnie większym jak dotąd zainteresowaniem osadami młodszymi, np. z młodszego dryasu. Okres od maksimum zlodowacenia wisły do najstarszego dryasu jest postrzegany jako niezmiennie zimny, tymczasem są przesłanki żeby przypuszczać że wystąpiła wtedy ciepła oscylacja udokumentowana po raz pierwszy w stanowisku Kamion, na podstawie analiz geologicznych i paleobotanicznych. Zgrupowania ochotek w rdzeniach osadów Żabieńca i Ługów również zawierają znaczny udział gatunków ciepłolubnych i dają wyższe niż spodziewane temperatury powietrza lipca. Występowanie oscylacji kamion na Niżu Polskim jest jednak słabo udokumentowane i budzi wiele pytań. Weryfikacja tej hipotezy jest głównym zadaniem projektu podjętego na Uniwersytecie Łódzkim, w którym poza badaniami geologicznymi, przewidziano szereg analiz paleoekologicznych na znanych już profilach osadów (m.in. Żabieniec, Węgliny), które zostaną precyzyjnie wydatowane i opracowane z wysoką rozdzielczością. Planowane badania powinny uzupełnić wiedzę na temat historii klimatu w Polsce przed nastaniem böllingu i wzmocnić lub rozwiać przypuszczenia dotyczące ocieplenia kamion.

Badania są prowadzone w ramach projektu IDUB UŁ 15/IGB/2024, pt. "Czy faza kamion była pierwszym ociepleniem po maksimum zimna vistuliańskiego? – próba wyjaśnienia sekwencji zdarzeń środowiskowych z wykorzystaniem metod paleoekologicznych"

Paleogeografia późnego glacjału ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Suwalskim (NE Polska)

Joanna RYCHEL¹, Robert Jan SOKOŁOWSKI², Milena OBREMSKA³,
Dominika SIERADZ¹, Natalia PIOTROWSKA⁴, Piotr PALCZEWSKI⁵

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mails: joanna.rychel@pgi.gov.pl, dominika.sieradz@pgi.gov.pl

² Uniwersytet Gdański, Katedra Geofizyki, al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia; e-mail: robert.sokolowski@ug.edu.pl

³ Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: mobremska@twarda.pan.pl

⁴ Politechnika Śląska, Instytut Fizyki, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mail: Natalia.Piotrowska@polsl.pl

⁵ LumiDatis sp. z o.o. ul. Gagarina 5/102, 87-100 Toruń; e-mail: piotrpf@fizyka.umk.pl

Na podstawie analizy multiproxy i datowania geochronologicznego z wybranych stanowisk północnej Suwalszczyzny, opracowano rekonstrukcję zmian środowiskowych w ekosystemie jezior od stagnacji lądolodu skandynawskiego po topnienie martwych bloków lodowych i holocen. Depozycja następowała od stagnacji pokrywy lodowej (ok. 16 217±178 cal BP – Najstarszy Dryas) i trwała aż do początku Allerød. Zanik zbiorników spowodowany był przyspieszonym tempem topnienia bloków martwego lodu i inwersją morfologii (ok. 13 431±84 cal BP). Depozycja w zbiornikach powstałych po stopieniu bloków martwego lodu rozpoczęła się w późniejszym Allerød (ok. 12 833±95 cal BP) i trwa do holocenu (10 876±96 cal BP). Osady niektórych zbiorników uległy ponownej depozycji i spływowi do kolejnych zbiorników.

Ewolucja zagłębień bezodpływowych od późnego saalianu do holocenu na przykładzie stanowiska białe błota, Północne Mazowsze, Polska Centralna

Dominika SIERADZ¹, Joanna MIROSŁAW-GRABOWSKA², Joanna RYCHEL¹,
Barbara MASSALSKA¹, Łukasz ZBUCKI³

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mails: dominika.sieradz@pgi.gov.pl, joanna.rychel@pgi.gov.pl, barbara.w.massalska@gmail.com

² Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: jmirosla@twarda.pan.pl

³ Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska; e-mail: l.zbucki@dyd.akademiabialska.pl

Niewielkie, izolowane zagłębienia jeziorne są doskonałymi archiwami zmianami środowiskowych jakie miały miejsce w plejstocenie pomiędzy okresami zlodowaceń. Na obszarze północnego Mazowsza, wypełnienia takich zbiorników rejestrują zmiany w okresie po ustąpieniu zlodowacenia Warty (Saalian) aż po Holocen (Bruj, Roman 2007). W ramach prac w rejonie Płońska udokumentowano 3 nowe stanowiska: Stara Maryśka II (Rychel i in. 2022), Biała Błota (Sieradz i in., w druku) i Srebrna (Sieradz i in., w druku). Wszystkie wymienione stanowiska zlokalizowane są w obrębie Niziny Północnomazowieckiej, mezoregionów Równiny Raciąskiej i Wysoczyzny Płońskiej (Kondracki 2009; Solon 2018). Najbardziej pełny zapis zmian klimatycznych udokumentowano na stanowisku Białe Błota. W ramach badań wykonano analizy: biostratygraficzne (analiza palinologiczna, makroszczałek), geochemiczne (skład pierwiastkowy, TOC/TN, pirolityczna, oznaczenia izotopowe: $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{15}\text{N}$) oraz chronostratygraficzne (datowania ^{14}C , OSL). Wyniki analiz pokazały iż paleozbiornik w Białych Błotach powstawał w dwóch cyklach sedymentacyjnych, każdy zakończony sedentacją torfów. Pierwszy cykl rozpoczął się pod koniec zlodowacenia Warty. W tym czasie doszło do wytopienia brył martwego lodu, powstania niecki jeziora oraz sedymentacji początkowo piasków mułkowatych, a następnie gytii organicznej. Badania geochemiczne wskazują na intensywny proces erozji i spłukiwania osadów do płytkiego zbiornika oraz dostawę terygeniczej materii organicznej. We wczesnym interglacjale eemskim rozwój szaty roślinnej, a zwłaszcza lasów spowodował stabilizację gleb i zmniejszenie erozji. W jeziorze wzrosła ilość materii organicznej i nastąpiła akumulacja gytii organicznej. Obecność *Myriophyllum spicatum* wskazuje na stałą obecność wody. W optimum klimatycznym interglacjału eemskiego miał miejsce szczyt rozwoju lasów i maksymalne zwarcie pokrywy roślinnej. Erozja w tym czasie była niewielka, czemu towarzyszyła nieznacząca dostawa materiału terygenicznego. Dane geochemiczne, jak i palinologiczne wskazują na funkcjonowanie płytkiego zbiornika eutroficznego, z wysoką produkcją materii pierwotnej, zasilanego częściowo wodami podziemnymi. Po optimum klimatycznym zwarta pokrywa roślinna nadal stabilizowała brzegi zbiornika, który w dużej mierze uległ zarośnięciu. Parametry geochemiczne wskazują na stabilne warunki akumulacji i lądowe pochodzenie materii organicznej. Wraz z końcem interglacjału eemskiego pierwszy cykl sedymentacyjny kończy się powstaniem warstwy torfu. Na przełomie interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły doszło do ponownego funkcjonowania jeziora i sedymentacji gytii jeziornych. Rozluźnienie pokrywy roślinnej spowodowało uruchomienie procesów stokowych i dostawę materiału terygenicznego do zbiornika. W okresie zlodowacenia Wisły doszło do zmiany sedymentacji z organicznej na mineralną. Powstała wówczas warstwa piasku drobnziarnistego w warunkach peryglacjalnych. Kolejny cykl sedymentacji jeziornej rozpoczął się w pod koniec zlodowacenia Wisły. W tym czasie panowały warunki chłodne

a pokrywa roślinna była luźna. To powodowało dostawę materiału terygenicznego do zbiornika. W czasie holocenu w zbiorniku odkładała się warstwa torfu, w której widoczny jest zapis działalności człowieka na tym obszarze.

Badania zostały wykonane w ramach zadania pt. „Rekonstrukcja zmian klimatu w wybranych stanowiskach północnego Mazowsza w okresie od interglacjału eemskiego do vistulianu (MIS 5e-MIS 2)” finansowanego z subwencji MEiN.

LITERATURA

- Bruj M., Roman M., 2007. Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądolodów zlodowaceń środkowopolskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 425, 29–36.
- Kondracki J., 2009. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- Rychel J., Sieradz D., Massalska B., Standzikowski K., Wasiluk R., Woronko B., Nawrocki J., 2022. Rekonstrukcja zmian paleośrodowiskowych w eemskich zagłębieniach bezodpływowych przedpola łądolodu ostatniego zlodowacenia na przykładzie stanowiska Stara Maryńska II (Północne Mazowsze, Polska Centralna). *Landform Analysis* 41, 53–68. <https://doi.org/10.12657/landfana-041-004>
- Sieradz D., Mirosław-Grabowska J., Rychel J., Massalska B., Zbucki Ł., 2024. Evolution of the kettle hole from the Late Saalian to the Holocene: a case study from Białe Błota, northern Masovia, central Poland. (w druku)
- Sieradz D., Mirosław-Grabowska J., Rychel J., 2024. Organic shales in some of the Polish Eemian deposits: a case study of Srebrna paleolake. (w druku)
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2), 143–170. <https://doi.org/10.7163/GPol.0115>

Wpływ pożarów na formowanie gleb późnoglacialnych i holocenijskich oraz na aktywizację procesów eolicznych w polskiej części Europejskiego Pasa Piaszczystego

Robert Jan SOKOŁOWSKI¹, Przemysław MROCZEK², Natalia PIOTROWSKA³,
Paweł ZIELIŃSKI², Anna HRYNOWIECKA⁴, Michał ŁOPUCH⁵, Marcin KRAWCZYK⁵,
Jacek SKURZYŃSKI⁵, Zdzisław JARY⁵, Jerzy RACZYK⁵, Agnieszka SZYMAK³,
Grzegorz PORĘBA³, Konrad TUDYKA³, Alicja USTRZYCKA³, Piotr MOSKA³

¹ Zakład Geofizyki, Instytut Oceanografii, Uniwersytet Gdański, al. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia;
e-mail: robert.sokolowski@ug.edu.pl

² Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin;
e-mails: przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl, pawel.zielinski@mail.umcs.pl

³ Instytut Fizyki, Centrum Nauki i Edukacji, Politechnika Śląska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice;
e-mails: Natalia.Piotrowska@polsl.pl, Agnieszka.Szymak@polsl.pl, Grzegorz.Poreba@polsl.pl,
Agnieszka.Szymak@polsl.pl, Konrad.Tudyka@polsl.pl, Piotr.Moska@polsl.pl

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5,
80-328 Gdańsk; e-mail: AHRY@pgi.gov.pl

⁵ Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław;
e-mails: marcin.krawczyk@uwr.edu.pl, jacek.skurzynski@uwr.edu.pl, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl,
jerzy.raczyk@uwr.edu.pl

Zmiany klimatu u schyłku ostatniego zlodowacenia doprowadziły m.in. do rozwoju obszaru zdominowanego przez procesy eoliczne, zwanym Europejskim Pasem Piaszczystym (Zeeberg 1998). W przeciwieństwie do późnego pleniglacjału, z którego to okresu procesy eoliczne zaznaczają się praktycznie tylko w cechach teksturalnych osadów innych środowisk depozycyjnych, w późnym glacjału nastąpiła intensywna depozycja eolicznych pokryw piaszczystych oraz zwartych pól wydmych i wydmy rozproszonych. O ile w wydmych zlokalizowanych w dużych polach wydmych z reguły brak jest profili gleb kopalnych, lub są one nieliczne, to w wydmych rozproszonych, charakterystycznych dla obszaru przedpola ostatniego lądolodu, występują całe cykle glebowo-piaszczyste oraz przewarstwienia węgli drzewnych. Z reguły położone są one na stoku dystalnym wydmy, gdzie były korzystne warunki dla ich akumulacji i zachowania. Gleby kopalne z późnego glacjału z reguły mają miąższość nieprzekraczającą 40–50 cm i prostą strukturę poziomów A-C. Wyraźnie odróżniają się od sąsiednich warstw, cienkie (~10–20 cm) horyzonty humusowe są jedynymi horyzontami, w których widoczne są zmiany glebowe. Horyzonty te są bogate w chaotycznie rozmieszczone węgle drzewne o średnicach często przekraczających 1 mm. Analiza mikroskopowa poziomów węgli drzewnych wskazuje, że są to niemal wyłącznie zwęglone szczątki sosny zwyczajnej. Wyniki datowań wieku gleb i poziomów węgli drzewnych pokazują wyraźne następstwo czasowe, a niekiedy także redepozycję w obręb młodszych warstw. Przedział czasowy pomiędzy sąsiednimi w profilu warstwami węgli drzewnych wynosi od 300 do 50 lat kalendarzowych. Liczba cykli glebowo-eolicznych dochodzi w niektórych profilach do kilkunastu. Liczna obecność poziomów węgli drzewnych i gleb kopalnych, wykształconych na ich bazie, wskazuje na istotną rolę pożarów, jako czynnika kształtującego środowisko wydmy eolicznych. Okresowo występujące pożary z jednej strony niszczyły pokrywę roślinną wokół i na samych wydmych, co ułatwiało remobilizację osadów piaszczystych i ich depozycję na stoku dystalnym wydmy. Z drugiej strony nawet cienkie warstwy popiołu pozostającego po pożarach były w ubogim środowisku

eolicznym warstwą sprzyjającą szybszemu kolonizowaniu stoków wydmy przez pionierskie gatunki roślin. Co jest również istotne, analiza palinologiczna profili gleb kopalnych z późnego glacjału wskazuje, że same wydmy w większości przypadków były porośnięte tylko roślinnością zielną i trawami, a drzewa porastały teren w bezpośrednim otoczeniu wydmy.

Prezentowane badania prowadzone są w ramach środków z grantu z Narodowego Centrum Nauki, nr: 2018/30/E/ST10/00616.

LITERATURA

Zeeberg J.J., 1998. The European sand belt in eastern Europe – and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas* 27, 127–139.

Czwartorzędowe słoniowate, nieparzystokopytne i parzystokopytne z obszaru Polski

Krzysztof STEFANIAK

Zakład Paleozoologii, Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław; e-mail: krzysztof.stefaniak@uwr.edu.pl

Na obszarze Polski stwierdzono występowanie 3 przedstawicieli kopalnych słoniowatych, 3 przedstawicieli nieparzystokopytnych i 23 taksony ssaków parzystokopytnych. Występowały one zarówno w stanowiskach jaskiniowych jak i w stanowiskach otwartych (Nadachowski i in. 2015, Stefaniak 2015). Stanowiska otwarte, których jest dużo więcej, w większości nie są lub nie były datowane (Czyżewska 1989, Kubiak 1989a, b).

Z przełomu pliocenu dolnego plejstocenu znane jest stanowisko Rębielice Królewskie, a z dolnego plejstocenu Jaskinia Żabia. Występowały w nich główne jeleniowate, 2 taksony: *Croizetoceros ramosus* i *Eucladoceros* sp., natomiast koniowate reprezentowane były przez pojedynczą kość *Equus* sp. z Jaskini Żabiej. W tym stanowisku odnotowano także obecność kilku kości nieoznaczonego przedstawiciela dużych Bovidae. Nie odnotowano obecności słoniowatych i nosorożców (Stefaniak i in. 2009).

Jak podkreślano w dolnej części środkowego plejstocenu nie było stanowisk, gdzie występowały szczątki dużych ssaków słoniowatych i kopytnych (Stefaniak 2015). Najstarszym stanowiskiem, gdzie znaleziono szczątki megafauny był Kozi Grzbiet (MN 19-17), gdzie występowały szczątki 4 gatunków środkowoplejstocenijskich jeleniowatych (*Cervus elaphus*, *Praemegaceros verticornis*, *Capreolus suessenbornensis*, *Cervalces latifrons*) i dzika *Sus scrofa priscus*. Liczniejsze dużych ssaków pochodziły z górnej części środkowego plejstocenu. W stanowisku Tunel Wielki (MIS 14-11) (Marciszak i in. w druku) odnotowano po raz pierwszy z obszaru Polski obecność przedstawicieli zespołu *Mammuthus-Coelodonta* (Kahlke 1999, 2014). Były to: *Coelodonta* sp., *Equus ferus*, *C. elaphus*, *Rangifer tarandus* (najstarsze stanowisko z obszaru Polski), *Capreolus priscus*, *Cervalces latifrons* (znany z Koziego Grzbietu i młodszego stanowiska Sitkówka) i *Bison priscus*, dla którego jest to najstarsze pojawienie się tego gatunku z obszaru Polski (Stefaniak 2015, Marciszak i in. w druku). Szczątki słonia stepowego *Mammuthus trogontherii* odnotowano z 15 stanowisk, z których tylko Bełchatów zostało stratygraficznie datowane na MIS 11-9 (Pawłowska 2015).

Liczniejsze stanowiska odnotowano z górnej części środkowego plejstocenu, a największą ilość z górnego plejstocenu (MIS 8-2), były to stanowiska jaskiniowe i otwarte. Słoń leśny *Palaeoloxodon antiquus* występował w 16 stanowiskach, pochodzących głównie z interglacjału eemskiego (Konin, Warszawa i Ciechanów) i stanowisk o nieokreślonym wieku (Pawłowska 2015, Stefaniak i in. 2023a).

Szczałki mamuta *Mammuthus primigenius* występowały w około ponad 300 stanowisk z obszaru Polski, od środkowego plejstocenu (Jaskini Biśnik (MIS 6) do około 13,2 ka BP. W ostatnim okresie występowania odnotowano kilka przerw w występowaniu tego gatunku, w tym LGM (Pawłowska 2015, Nadachowski i in. 2011, Nadachowski i in. 2015, Stefaniak 2015, Stefaniak i in. 2023a). Nieparzystokopytne reprezentowane były przez szczątki *Equus ferus* (145 stanowisk z górnego plejstocenu). Szczątki *Stephanorhinus kirchbergensis* występowały w 13 stanowiskach na obszarze Polski, w tym prawie kompletny szkielet z Eemianu (MIS 5e) z Gorzowa Wielkopolskiego (Stefaniak i in. 2023a, b, c). Liczniejszy był nosorożec włochaty *Coelodonta antiquitatis*, znaleziony w 185 stanowiskach od środkowego plejstocenu po $13,444 \pm 226$ ($16,460 \pm 90$ cal BP) (Stefaniak 2023b, c).

Ssaki parzystokopytne stanowiły dominującą grupę szczątków dużych ssaków w czwartorzędzie Polski, chociaż stan ich poznania jest daleki od doskonałości. Szczątki dzika są nieliczne

spotykane, liczniejsze w stanowiskach jaskiniowych. Nie są one w większości datowane. Występowały tu nominatywny podgatunek *Sus scrofa scrofa*, znany ze stanowisk od MIS 9 – MIS 3 (Pająk i in. 2020). Jeleniowate zostały szczegółowo omówione w monografii Stefaniak 2015. Oznaczono ponad 5000 szczątków z ponad 60 stanowisk. W środkowym plejstocenie dominowały szczątki różnych podgatunków *Cervus elaphus*, natomiast w dolnym plejstocenie dominującym gatunkiem był renifer (Stefaniak 2015, Stefaniak i in. 2020, 2023a). Pojedynczą kość śródrcza *Dama dama* odnotowano w interglacjale eemskim z Gorzowa Wielkopolskiego (Badura i in. 2017). Jelenie olbrzymie reprezentowały były przez dwa podgatunki *Megaloceros giganteus germaniae* and *M. g. ruffi*. Współczesny łoś pojawił się w interglacjale eemskim, natomiast współczesna sarna *Capreolus capreolus* z początkiem ostatniego zlodowacenia. Oba te gatunki nie występowały w najzimniejszych okresach ostatniego zlodowacenia pojawiając się w Interplenivistulianie (MIS 3), więcej stanowisk odnotowano dla sarny niż łośia (Stefaniak 2015, Stefaniak i in. 2020).

Szczałki Bovidae są bardzo rzadkie na obszarze Polski w starszej części środkowego plejstocenu (Czyżewska 1989, Stefaniak i in. 2009, Stefaniak 2015), występując jak wspomniano powyżej w stanowisku Tunel Wielki (MIS 14-11) (*Bison priscus*). Liczniej występują one dopiero w osadach młodszej części środkowego plejstocenu Jaskini Biśnik (MIS 8-6), gdzie oprócz *Bison priscus* i tura *Bos primigenius* występowały szczątki *Rupicapra rupicapra* i *Saiga tatarica*, a także przypuszczalnie w warstwach *środkowoplejstocenijskich* *Capra ibex*.

W górnym plejstocenie ich występowanie jest lepiej poznane, ale nadal stan poznania przedstawicieli tej grupy w czwartorzędzie jest niewystarczający.

Szczałki tura w plejstocenie Polski były nieliczne ze względu na ich podobieństwo do szczątków *Bison priscus*. Poza Jaskinią Biśnik (MIS 8-6/5e), odnotowano jego obecność w Jaskini Borsuka (MIS 3). Oba te gatunki są często w literaturze oznaczane jako *Bos/Bison* (Nadachowski i in. 2015).

Żubr pierwotny występował na obszarze Polski od środkowego plejstocenu (MIS 14-11) do końca plejstocenu (MIS 2). Występował on w ponad 80 stanowiskach, zarówno w jaskiniowych jak i otwartych (Nadachowski i in. 2015a).

Szczałki *Ovibos moschatus* odnotowano z 29 stanowiskach z górnego plejstocenu Polski, bezpośrednie datowania obejmują okres MIS 3-MIS2, podobnie jak w przypadku mamuta włochatego odnotowano przerwy w występowaniu tego taksonu. W stanowisku Bielszowice odnotowano obecność *Praeovibos* sp. przodka *Ovibos moschatus*, który występował od dolnego do środkowego plejstocenu.

Szczałki *Capra ibex* występowały ponadto w górnym plejstocenie w Jaskini Ciemnej i w Jaskini Łokietka (Stefaniak i in. 2009; Stefaniak, Ratajczak 2014). Kozica *Rupicapra rupicapra* występowała w 6 stanowiskach z górnego plejstocenu na obszarze Sudetów (Jaskinia Niedźwiedzia), Jury Krakowsko-Częstochowskiej i Jaskini Obłazowej w Kotlinie Nowotarskiej (Nadachowski i in. 2015b).

Saiga tatarica znana była z 9 stanowisk z obszaru Polski, pochodzących z ostatniego glacjału (MIS 3-2) (Nadachowski i in. 2016).

LITERATURA

- Badura J., Ciszek D., Kotowski A., Przybylski B., Ratajczak U., Stefaniak K., Urbański K., 2017. Szczątki nosorożca (*Stephanorhinus* sp.) oraz daniela (*Dama dama*) odkryte w osadach kopalnego jeziora eemskiego na Równinie Gorzowskiej. *Przegląd Geologiczny* 65(4), 219–226.
- Czyżewska T., 1989. Parzystokopytne – *Artiodactyla*. [W:] K. Kowalski (red.), *Historia i ewolucja lądowej fauny Polski*, Folia Quaternaria 59–60, 209–217.
- Kahlke R.D., 1999. The history of the origin, evolution and dispersal of the late Pleistocene *Mammuthus* – *Coleodonta* faunal complex in Eurasia (large mammals). Rapid Fenske Companies, Rapid City, SD, 53–55.
- Kahlke R.D., 2014. The origin of Eurasian Mammoth Faunas (*Mammuthus* – *Coelodonta* Faunal Complex). *Quaternary Science Reviews* 96, 32–49.
- Kubiak H., 1989a. Nieparzystokopytne – *Perissodactyla*. [W:] K. Kowalski (red.), *Historia i ewolucja lądowej fauny Polski*, Folia Quaternaria 59–60, 197–201.

- Kubiak H., 1989b. Trąbowce – Proboscidea. [W:] K. Kowalski (red.), Historia i ewolucja lądowej fauny Polski. Folia Quaternaria 59–60, 203–208.
- Nadachowski A., Lipecki G., Wojtal P., 2011. Radiocarbon chronology of wooll mammoth (*Mammuthus primigenius*) from Poland. Quaternary International 245(2), 186–192.
- Nadachowski A., Krajcarz M., Krajcarz M.T., Madeyska T., Ridush B., Valde-Nowak P., Wojtal P., Zarzecka-Szubińska K., 2015a. Fauna kręgowców z wybranych stanowisk strefy pery- i metakarpackiej w młodszym plejstocenie. [W:] M. Łanczont, T. Madeyska (red.), Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej, Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 597–642.
- Nadachowski A., Marciszak A., Ridush B., Stefaniak K., Wilczyński J., Wojtal P., 2015. Eksploatacja zasobów fauny przez paleolityczne społeczności łowiecko-zbierackie na przykładzie strefy pery- i metakarpackiej. [W:] M. Łanczont, T. Madeyska T. (red.), Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej. Wydawnictwo UMCS, Lublin, 837–910.
- Nadachowski A., Lipecki G., Ratajczak U., Stefaniak K., Wojtal P., 2016. Dispersal events of the saiga antelope (*Saiga tatarica*) in Central Europe in response to the climatic fluctuations in MIS 2 and the early part of MIS 1. Quaternary International 420, 357–362.
- Pająk A., Stefaniak K., Ratajczak U., Stefaniak K., 2020. Quaternary Eurasian wild boar *Sus scrofa* (Linnaeus, 1758) from Poland. [W:] A. Sobczyk, U. Ratajczak-Skrzatek, M. Kasprzak, A. Kotowski, A. Marciszak, K. Stefaniak (red.), 2020. Proceedings of INQUA SEQS 2020 Conference, Wrocław, Poland. University of Wrocław & Polish Geological Society, 94–95.
- Pawłowska K., 2015. Elephantids from Pleistocene Poland: state of knowledge. Quaternary International 379, 89–105.
- Stefaniak K., 2015. Neogene and Quaternary Cervidae from Poland. Institute of Systematics and Evolution of Animals Polish Academy of Sciences. Kraków,
- Stefaniak K., Ratajczak U., 2014. Szczątki dużych ssaków plejstocenijskich w osadach jaskiniowych Jury Krakowsko – Częstochowskiej. [W:] XXIII Sympozjum Jurajskie – Człowiek i przyroda Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Konferencje organizowane przez Zespół Parków Krajobrazowych Województwa Śląskiego w roku 2013, Katowice, 18–25.
- Stefaniak K., Kovalchuk O., Marciszak A., Sobczyk A., Socha P., 2023a. Environmental conditions across Poland during the Eemian Interglacial reconstructed from vertebrate remains. Acta Geologica Polonica 73(3), 379–410.
- Stefaniak K., Ratajczak U., Kotowski A., Kozłowska M., Mackiewicz P., 2020. Polish Pliocene and Quaternary deer and their biochronological implications. Quaternary International 546, 64–83,
- Stefaniak K., Socha P., Nadachowski A., Tomek, T. 2009. Palaeontological studies in the Częstochowa Upland. [W:] K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha (red.), Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes: palaeoenvironments and protection. Studies of the Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, No. 56, Sosnowiec–Wrocław, 85–144.
- Stefaniak K., Kovalchuk O., Ratajczak-Skrzatek U., Kropczyk A., Mackiewicz P., Kłys G., Krajcarz M., Krajcarz M.T., Nadachowski A., Lipecki G., Karbowski K., Ridush B., Sabol M., Płonka T., 2023b. Chronology and distribution of Central and Eastern European Pleistocene rhinoceroses (*Perissodactyla*, *Rhinocerotidae*) – A review. Quaternary International 674–675, 87–108. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.02.004>
- Stefaniak K., Kotowski A., Badura J., Sobczyk A., Borówka R.K., Stachowicz-Rybka R., Moskal-del Hoyo M., Hryniewiecka A., Tomkowiak J., Sławińska J., Przybylski B., Ciszek D., Alexandrowicz W.P., Skoczylas-Śniak S., Ratajczak-Skrzatek U., Shpansky A.V., Ilyina S.A., Moska P., Urbański K., Mirosław-Grabowska J., Niska M., Capalbo C., Nowakowski D., Van der Made J., Popović D., Baca M., Billia E.M.E., 2023c. A skeleton of peat-trapped forest rhinoceros *Stephanorhinus kirchbergensis* (JÄGER, 1839) from Gorzów Wielkopolski, Northwestern Poland: a record of life and death of the Eemian large mammals. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Aghandlungen. 308(1), 45–77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/2023/1129>

Zmiany paleośrodowiskowe w późnym plejstocenie i holocenie w świetle badań malakofauny z osadów schroniska w Smoleniu III (Wyżyna Krakowsko-Częstochowska)

Marcin SZYMANEK¹, Izabela CABAŁA², Maciej T. KRAJCARZ³

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: m.szymanek@uw.edu.pl

² Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, ul. Stefana Banacha 2c, 02-097 Warszawa; e-mail: i.cabala@uw.edu.pl

³ Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Ośrodek Badawczy w Warszawie, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: mkrajcarz@twarda.pan.pl

Schronisko w Smoleniu III zlokalizowane jest w Dolinie Wodącej, w centralnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, około 4 km na SE od Pilicy, 75 km na SE od Częstochowy. Wypełnienie schroniska stanowi blisko dwumetrowej miąższości namulisko obejmujące 15 warstw. Od spągu są to: glina pylasta/ił/piasek pylasty (11), piasek pylasty (10), glina zwietrzelinowa z gruzem wapiennym (9), pył piaszczysty, lessopodobny, ze śladami paleniska (7b, 8, 7a), pył piaszczysty (6), glina pylasta/pył piaszczysty (5), glina pylasta/pył ilasty (5a), glina pylasta (4, 2), pył (3a), pył piaszczysty (3) oraz piasek pylasty (1a, 1). Daty radiowęglowe i materiał archeologiczny wskazują, że osady te deponowane były pod koniec ostatniego zlodowacenia oraz w holocenie. Większość z nich zawiera dość dobrze zachowane muszle mięczaków, a wielowarstwowa sekwencja osadów holocenijskich leżących w ciągłości sedymentacyjnej jest unikatowa na badanym terenie (Krajcarz i in. 2020). Zespół malakofauny w Schronisku w Smoleniu III zawiera 63 gatunki ślimaków lądowych, reprezentowanych przez 10 121 okazów (6990 w centralnej części schroniska i 3131 w części przyotworowej). Na podstawie wymogów środowiskowych oznaczonych taksonów, zaliczono je do 4 typów ekologicznych obejmujących: F – ślimaki ceniolubne (31 gatunków); O – ślimaki środowisk otwartych (7 gatunków); M – ślimaki mezofilne (14 gatunków); H – ślimaki wilgociolubne (1 gatunek). Liczba taksonów w próbce waha się od 2 do 43, a liczba okazów od 2 do 1499, przy czym w badanym profilu zaznacza się wyraźna dwudzielność podkreślona przez zróżnicowanie zespołu mięczaków. Dolna część sukcesji jest bardzo uboga gatunkowo. W warstwach 7b, 8 i 7a liczba taksonów w próbce nie przekracza 8, natomiast w wyższej części profilu zaznacza się wyraźna ekspansja malakofauny. Zmienia się również skład i struktura zespołu. Na podstawie zmienności zespołów mięczaków udało się prześledzić zmiany paleośrodowiskowe na badanym terenie w ciągu ostatnich 14 tys. lat. Ze względu na bardziej kompletny zapis, skupiono się tu na danych z centralnej części schroniska. W późnym glacie (zespół z *Vallonia tenuilabris*; warstwy 7b, 8 i 7a oraz najniższa próbka z warstwy 6; próbki 27-21) dominowały gatunki charakterystyczne dla chłodnego klimatu kontynentalnego i mozaiki środowisk obejmującej otwarte przestrzenie z płatami lasów iglastych (*Vallonia tenuilabris*, *Semilimax kotulae* oraz *Discus ruderatus*). Obecność *S. kotulae* i *D. ruderatus*, brak gatunków typowych dla klimatu arktycznego oraz wyniki datowań radiowęglowych w zakresie 13 722–12 587 kal lat BP, mogą wskazywać na interstadiał Bølling-Allerød. Zespół z *Discus ruderatus* i *Vallonia costata* (warstwa 6, 5 i 5a; próbki 20-13) reprezentuje fazę preborealną i borealną holocenu. Obok taksonów nominalnych dość istotny udział mają *S. kotulae* i *V. tenuilabris*, jednak stopniowo tracą na znaczeniu ustępując miejsca ślimakom o wyższych wymaganiach ekologicznych. Na poprawę warunków klimatycznych

oraz rozwój zbiorowisk leśnych wskazuje ekspansja gatunków cieniulubnych. Dominowały lasy iglaste i mieszane, choć w rejonie stanowiska występowały również łąki i słoneczne stoki preferowane przez *V. costata*. W optimum klimatycznym holocenu, w okolicy jaskini dominował las mieszany i liściasty udokumentowany bogatym zespołem z *Discus rotundatus* i *Aegopinella pura* (warstwy 5a i 4; próbki 12-9). Asocjacja ta jest typowa dla fazy atlantyckiej i zdominowana przez gatunki cieniulubne związane z lasami liściastymi i mieszanymi oraz ciepłymi i wilgotnymi warunkami (obok taksonów nominalnych m.in. *D. perspectivus*, *Balea biplicata*, *Isognomostoma isognomostomos*). Liczne w dolnej części profilu gatunki środowisk otwartych stają się elementem akcesorycznym. Począwszy od około 5000 lat temu malakofauna Schroniska w Smoleń III zdominowana jest przez gatunki cieniulubne i mezofilne, które zyskują na znaczeniu w najwyższej części profilu (zespół z *Laciniaria plicata*; warstwy 4, 2, 1a; próbki 8-1). Rosnąca liczba ślimaków o szerokiej tolerancji ekologicznej kosztem taksonów cieniulubnych, może wskazywać na stopniowe wylesianie i odsłonięcie ścian skalnych wokół jaskini, co notowane jest w innych sekwencjach subborealnych i subatlantyckich z jaskiń i schronisk skalnych Środkowej Europy (Krajcarz i in. 2020 i Literatura tam zawarta).

Badania terenowe były finansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki, grant nr 2011/01/N/HS3/01299.

LITERATURA

Krajcarz M.T., Szymanek M., Krajcarz M., Pereswiet-Soltan A., Alexandrowicz W.P., Sudoł-Procyk M., 2020. Shelter in Smoleń III – A unique example of stratified Holocene clastic cave sediments in Central Europe, a lithostratigraphic stratotype and a record of regional paleoecology. PLoS ONE 15(2), e0228546.

Glacialna rzeźba terenu północnego Mazowsza w obrazie DEM

Artur TEODORSKI

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: ateadorski@uw.edu.pl

Analizie poddano numeryczny model rzeźby terenu (DEM) obszaru północnego Mazowsza obejmującego: Wysoczyznę Płońską, Równinę Raciąską, Wzgórza Mławskie oraz Wysoczyznę Ciechanowską, pomiędzy miejscowościami Płock, Nowy Dwór Mazowiecki, Pułtusk oraz Mława (Solon i in. 2018). Celem badań była weryfikacja genetyczna form glacialnej rzeźby terenu oraz rekonstrukcja paleogeograficzna obszaru w czasie zlodowacenia Odry (Marks i in. 2016). Wyznaczono sieć morfolineamentów określających orientację i zgrupowanie form rzeźby terenu. Na podstawie arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000 wyznaczone morfolineamenty sklasyfikowano pod względem genezy. Część z nich grupuje się w strefy o wyraźnie podłużnym przebiegu. Zgrupowania o generalnej orientacji z NW na SE lub NNW na SSE występują na linii Przasnysz–Maków Mazowiecki, Ciechanów–Pułtusk oraz Mława–Ciechanów. Wyznaczono też kilka innych stref o zwiększonym zagęszczeniu lineamentów i orientacji zbliżonej do NE-SW pomiędzy Płońskiem a Nowym Dworem Mazowieckim oraz w rejonie Raciąża, a ich osią jest obecna dolina rzeki Wkry. Odmienną orientację, generalnie zbliżoną do równoleżnikową, ma zespół morfolineamentów na linii Żuromin–Mława. W wyniku klasyfikacji genetycznej wyznaczonych lineamentów stwierdzono, że część z nich związana jest z występowaniem wzgórz moren czołowych, jednak znaczna ilość lineamentów ma odmienną genezę, np. formy szczelinowe, kemy czy moreny martwego lodu. Stwierdzone podłużne zespoły morfolineamentów można wstępnie zakwalifikować jako formy terenu podkreślające zasięg czoła lądolodu w czasie kilku etapów jego postępu. Na podstawie analizy modelu DEM zaproponowano nową genezę form lodowcowej rzeźby terenu. Stwierdzono także, że podczas zlodowacenia Odry lądolód wkroczył na obszar północnego Mazowsza w postaci lobu lodowcowego, którego maksymalny zasięg przypada na obszar znajdujący się na południe od doliny Narwi i Wisły. Generalnie lądolód poruszał się na linii NNNW-SSE lub NW-SE. Na badanym obszarze zachowały się również ślady po etapach stagnacji czoła w obrębie tego lobu, w generalnym okresie recesji lądolodu zlodowacenia Odry. Inny charakter form na linii Żuromin–Mława wskazuje na kolejny odmienny etap funkcjonowania lądolodu. Zaproponowana rekonstrukcja paleogeograficzna awansu i recesji lądolodu zlodowacenia Odry na obszarze północnego Mazowsza została zmieniona w stosunku do poprzednich badań (Różycki 1972; Baraniecka 1975). Wstępne wyniki badań otrzymane na podstawie analizy modelu DEM stanowią regionalne tło geomorfologiczno-geologiczne i mogą być użyte do dalszych prac kartograficznych na tym obszarze.

LITERATURA

- Baraniecka M., 1975. Plejstocen nad dolną Wkrą. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 268, 5–90.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Szymanek, M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016. Quaternary Stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica* 66, 403–427.
- Różycki S.Z., 1972. Nizina Północnomazowiecka. [W:] J. Kondracki, *Geografia fizyczna Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M. i in., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data; *Geographia Polonica*, 91(2), 143–170.

Wieloizotopowe datowanie eratyków południowego skraju lądolodu skandynawskiego za pomocą ziemskich nuklidów kosmogenicznych – koncepcja projektu „DatErr 2.0”

Karol TYLMANN¹, Vincent RINTERKNECHT², Piotr P. WOŹNIAK¹,
Andreas BÖRNER³, Olaf JUSHUS⁴, Henrik ROTHER⁵, Sanjaya GURUNG¹

¹ Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański, ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk; e-mail: k.tylmann@ug.edu.pl

² Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, Francja; e-mail: rinterknecht@cerege.fr

³ Służba Geologiczna Mecklenburgii-Pomorza Zachodniego, Niemcy; e-mail: Andreas.Boerner@lung.mv-regierung.de

⁴ Służba Geologiczna Brandenburgii, Niemcy; e-mail: Olaf.Juschus@lbgr.brandenburg.de

⁵ Służba Geologiczna Saksonii-Anhalt, Niemcy; e-mail: Henrik.Rother@sachsen-anhalt.de

W projekcie „DatErr 2.0” chcemy wykorzystać wielkie głązy narzutowe do rekonstrukcji chronologii i tempa recesji dawnego lądolodu. Proponowany obszar badań znajduje się w Polsce, której terytorium było w przeszłości wielokrotnie pokrywane przez południowy skraj jednego z największych lądolodów plejstoceniowych – lądolodu skandynawskiego. Celem naukowym projektu „DatErr 2.0” jest określenie historii eksponowania głązów narzutowych na obszarze południowego skraju lądolodu skandynawskiego oraz określenie wieku recesji lądolodu w tym regionie podczas zlodowacenia Odry oraz po okresie maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu skandynawskiego. Projekt dotyczy datowania czasu ekspozycji dużych eratyków zdeponowanych w brzeżnej części rozległego lądolodu przy pomocy kilku ziemskich izotopów kosmogenicznych powstających w kwarcu (^{10}Be , ^{26}Al i ^{14}C).

Ziemskie izotopy kosmogeniczne tworzą się w minerałach wystawionych na działanie wtórnego promieniowania kosmicznego. Powstają one w określonym tempie, a ich zastosowanie w naukach o Ziemi zrewolucjonizowało naszą zdolność do określania wieku oraz tempa przebiegu procesów geomorfologicznych, w tym rekonstrukcji zaniku dawnych lądolodów. Dlatego bezpośrednie datowanie powierzchni odsłoniętych spod lodu podczas deglacjacji (twarde podłoże lub eratyki) za pomocą izotopów kosmogenicznych jest obecnie jedną z najszerzej stosowanych metod służących tworzeniu chronologii zdarzeń glacialnych. Projekt rozpoczął się w tym roku i zostanie zrealizowany w ciągu czterech lat. Metody badawcze, które są stosowane można podzielić na trzy grupy: (1) prace terenowe (2) prace laboratoryjne oraz (3) analiza danych. Prace terenowe obejmują dokładny opis i pomiary głązów narzutowych oraz pobór próbek. Prace laboratoryjne obejmują zaś będą preparatykę próbek do pomiarów zawartości ziemskich izotopów kosmogenicznych oraz same pomiary izotopów ^{10}Be , ^{26}Al i ^{14}C w akceleratorze. Analiza danych będzie polegać głównie na odpowiedniej analizie statystycznej rozkładów dat dla poszczególnych stref marginalnych. Pozwoli to na odpowiednią interpretację uzyskanych wyników oraz na rekonstrukcję chronologii recesji lądolodu skandynawskiego.

Badania są finansowane z projektu Narodowego Centrum Nauki „DatErr 2.0” (grant nr 2022/46/E/ST10/00074).

Rekonstrukcje przepływu powodzi lodowcowych na Pojezierzu Litewskim

Piotr WECKWERTH¹, Radosław GOLBA¹

¹ Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, ul. Gagarina 11, 87-100 Toruń; e-mails: pweck@umk.pl, rgolba@umk.pl

Powodzie lodowcowe na Pojezierzu Litewskim pod koniec ostatniego zlodowacenia związane były z przepływami wód roztopowych, które odbywały się w warunkach sub- i proglacialnych. Efekty morfologiczne tych przepływów zostały rozpoznane na podstawie badań geomorfologicznych przeprowadzonych w rozległym obniżeniu wykorzystywanym współcześnie przez dolinę Szeszupy oraz w proksymalnej części Równiny Augustowskiej (Weckwerth i in. 2019, Weckwerth, Wysota 2024). Parametry geomorfometryczne zidentyfikowanych tam form wskaźnikowych powodzi lodowcowych pozwoliły na rekonstrukcję parametrów charakteryzujących te katastrofalne zjawiska poprzez zastosowanie zróżnicowanych metod badawczych. Pierwsze podejście badawcze (modele 1 i 2) zakłada rekonstrukcje średnich głębokości, prędkości i wielkości przepływów poprzez zastosowanie wzorów empirycznych, dla których danymi wejściowymi są wartości parametrów geomorfometrycznych form dennych, a także geometria dolin proglacialnych oraz szlaków sandrowych. Zostały one pozyskane na podstawie analizy cyfrowego modelu wysokościowego o rozdzielczości 1 m. Drugie podejście badawcze (modele 3 i 4) związane było z oceną pojemności potencjalnego zbiornika wód roztopowych, którego drenaż skutkował powodzią lodowcowymi. Na podstawie numerycznego modelu terenu oraz w oparciu o dane geomorfologiczne, wyznaczono położenie potencjalnego zbiornika wód roztopowych, który był źródłem powodzi lodowcowych, a także określono jego typ i geometrię. Oszacowano pojemność tego zbiornika i wyznaczano wielkości przepływów drenujących go powodzi na podstawie danych z powodzi lodowcowych na Islandii oraz parametrów glaciologicznych (Björnsson 1992, Evat i in. 2006). Trzecie podejście badawcze zakłada wykorzystanie technik geoinformacyjnych i oprogramowania HEC-RAS w celu modelowania dynamiki przepływu wód powodzi lodowcowych w strefie proglacialnej. Symulacja przepływów z zastosowaniem oprogramowania HEC-RAS pozwoliła na obliczenie hydrogramów przepływu wód powodzi lodowcowych w strefie proglacialnej, do których dochodziło w wyniku wypływów wód z trzech różnych bram lodowcowych. Modelowanie to pozwoliło na oszacowanie przestrzennej i czasowej zmienności przepływu wód powodzi lodowcowej, a także rozpoznanie zmian prędkości i głębokości płynących wód roztopowych w różnych odcinkach skrzepowanych szlaków sandrowych oraz u ich wylotów, w strefie konfluencji przepływu. Uzyskane wyniki badań pozwoliły na porównanie estymacji dawnych przepływów z zastosowaniem różnorodnego podejścia metodologicznego.

Prezentowane wyniki badań są rezultatem realizacji grantu Narodowego Centrum Nauki (nr rejestracyjny 2018/31/B/ST10/00976).

LITERATURA

- Björnsson H., 1992. Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Annals of Glaciology* 16, 95–106.
- Evatt G.W., Flower A.C., Clark C.D., 2006. Subglacial floods beneath ice sheets. *Phil. Trans. R. Soc. A* (2006) 364, 1769–1794.
- Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J.A., Adamczyk A., Krawiec A., Dąbrowski M., 2019. Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: Landform evidence and palaeohydraulic significance. *Earth-Science Reviews* 194, 216–233.

Weckwerth, P., Wysota, W., 2024. Unique landscape originated by cataclysmic glacial floods at the Weichselian glaciation decline in north-eastern Poland. [W:] P. Migoń, K. Jancewicz (red.), *Landscapes and landforms of Poland, World Geomorphological Landscapes*, Springer, 665–685.

Rekonstrukcja zmian paleoklimatycznych między 830 a 650 rokiem p.n.e., w oparciu o analizę zmian stosunku izotopów stabilnych C i O w przyrostach rocznych drzew z południowej Polski

Damian WIKTOROWSKI¹, Marek KRĄPIEC¹, Jacek PAWLYTA¹

¹ Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, al. Adama Mickiewicza 30, 30-065 Kraków;
e-mails: wiktowski@agh.edu.pl, mkrapiec@agh.edu.pl, jacek.pawlyta@polsl.pl

Celem przeprowadzonych badań była próba rekonstrukcji zmian paleoklimatycznych między 830 a 650 rokiem p.n.e. Jest to okres niezwykle istotny ze względu na tak zwaną katastrofę halsztacką, czyli zmianę klimatu z ciepłego i suchego na chłodny i wilgotny. Materiał badawczy stanowiło subfossylne drewno dębów, wydobyte z doliny Wisły podczas eksploatacji w żwirowni w Grabiach pod Krakowem. Próbkę zostały poddane analizie dendrochronologicznej i izotopowej.

Pomiary dendrochronologiczne badanych próbek pozwoliły na wyznaczenie okresów o zredukowanych szerokościach przyrostów rocznych, będących reakcją drzew na niekorzystne warunki klimatyczne. Zaznaczają się one głównie w VIII wieku p.n.e., kiedy szerokości przyrostów rocznych oscylują niemalże cały czas poniżej średniej, z ekstremalnie wąskimi przyrostami w latach 751 i 723 p.n.e.

Badania składu izotopowego węgla i tlenu w α -celulozie wyekstrahowanej z bezwzględnie wydatowanych przyrostów rocznych, ukazały zmienność reakcji drzew na czynniki klimatyczne i środowiskowe. Zidentyfikowano charakterystyczne okresy pogorszenia warunków klimatycznych, głównie w VIII wieku p.n.e. Wyznaczono również lata wskaźnikowe, w których odnotowano najniższe wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$, co jest szczególnie widoczne około roku 745 i 720 p.n.e.

Analiza zmian stosunku izotopów stabilnych węgla i tlenu w subfossylnym drewnie z obszaru Polski, w oparciu o dostępne dane w literaturze, wskazuje na nagłą zmianę klimatu z suchego i ciepłego na chłodny i wilgotny w badanej części okresu halsztackiego.

MIS 3/MIS 2 i człowiek: nowe dane z rejonu Bramy Morawskiej

Andrzej WIŚNIEWSKI¹, Katarzyna ZARZECKA-SZUBIŃSKA², Anna LEMANIK³,
Mateusz BACA⁴, Krzysztof WERTZ³, Sylwia POSPUŁA³, Sahra TALAMO⁵,
Helen FEWLASS⁶, Dominika TOKARZ⁷, Piotr WOJTAL³, Jarosław WILCZYŃSKI³,
Marta POŁTOWICZ-BOBAK⁸, Beata MIAZGA¹, Bogdan PRZYBYLSKI⁹,
Zdzisław JARY¹⁰, Marek KASPRZAK¹¹, Marcin KRAWCZYK¹⁰, Elżbieta MYŚKÓW¹²,
Lenka LISÁ¹³, Michael HEIN¹⁴, Piotr MOSKA¹⁵, Dariusz BOBAK¹⁶,
Brygida WAWRZYŃIAK-WYDROWSKA¹⁷, Adam NADACHOWSKI³

¹ Instytut Archeologii, Uniwersytet Wrocławski, ul. Szewska 49, 50-139 Wrocław;
e-mails: andrzej.wisniewski@uwr.edu.pl, beata.miazga@uwr.edu.pl

² Zakład Paleozoologii, Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21,
50-335 Wrocław; e-mail: katarzyna.zarzecka-szubinska2@uwr.edu.pl

³ Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt, Polska Akademia Nauk, ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków;
e-mails: lemanik@isez.pan.krakow.pl, wertz@isez.pan.krakow.pl, pospula@isez.pan.krakow.pl,
wojtal@isez.pan.krakow.pl, wilczynski@isez.pan.krakow.pl, nadachowski@isez.pan.krakow.pl

⁴ Laboratorium Paleogenetyki i Genetyki Konserwatorskiej, Centrum Nowych Technologii, Uniwersytet Warszawski,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: m.baca@cent.uw.edu.pl

⁵ Department of Chemistry “Giacomo Ciamician”, Bologna University, Italy

⁶ The Francis Crick Institute 1 Midland Road London NW1 1AT, UK, Department of Anthropology
and Archaeology, University of Bristol, UK

⁷ Kolegium Doktorskie Archeologii, Sztuki i Kultury, Uniwersytet Wrocławski, ul. Szewska 48, 50-139 Wrocław

⁸ Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski, ul. S. Moniuszki 10, 35-015 Rzeszów

⁹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski im. Henryka Teisseyre’a,
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

¹⁰ Zakład Geografii Fizycznej, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski,
ul. Wojciecha Cybulskiego 3, 50-205 Wrocław

¹¹ Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1,
50-137 Wrocław

¹² Zakład Biologii Rozwoju Roślin, Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Kanonia 6/8,
50-328 Wrocław

¹³ Institute of Geology, Czech Academy of Sciences, Rozvojová 269, 165 00, Prague, Czech Republic

¹⁴ Institut für Ökologie, Leuphana Universität Universitätsallee 1, 21335 Lüneburg, Deutschland

¹⁵ Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska, Instytut Fizyki, Politechnika Śląska,
ul. Konarskiego 22B/216, 44-100 Gliwice

¹⁶ Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, ul. Moniuszki 10, 35-015 Rzeszów

¹⁷ Instytut o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, ul. Mickiewicza 16A, 70-384 Szczecin

Zmiana warunków klimatycznych i przyrodniczych u schyłku interpleniglacjału (MIS 3) oraz pleniglacjału (MIS 2) wywarła ogromny wpływ na ludzi zamieszkujących Europę środkową. Sądzi się, że doszło do znacznego zmniejszenia populacji oraz zmiany strategii eksploatacji okupowanych terytoriów. Celem naszej prezentacji jest przedstawienie najnowszych wyników badań multidyscyplinarnych stanowiska Pietraszyn 11, SW Polska, które dostarczyło wielu istotnych danych na temat środowiska przyrodniczego MIS 3/MIS 2 oraz adaptacji grup ludzkich identyfikowanych z późnym grawetienem. Stanowisko to zostało odkryte i rozkopane w 1933 roku (Kozłowski 1964). W latach 2015–2023 przeprowadzono serię różnorodnych badań, które nie tylko zmieniły obowiązującą do niedawna chronologię oraz atrybutację kulturową, ale wniosły ważne ustalenia

na temat formowania się stanowiska, charakteru niszy ugrupowań górnopaleolitycznych oraz strategii adaptacyjnych w dobie ochładzającego się klimatu na przełomie MIS 3 i MIS 2. Stanowisko Pietraszyn 11 położone jest w południowej części Płaskowyżu Głubczyckiego. Podobnie jak większość graweckich stanowisk otwartych pozostałości znajdowały się w utworach koluwialnych (j. 3), przykrytych lessami (j. 2). Korzystne warunki geochemiczne sprzyjały zachowaniu szczątków kostnych, w tym bogatego zespołu gryzoni. W warstwie, w której wystąpiło gros materiału kulturowego (j. 3), zachowały się ślady niszczenia pokryw glebowych oraz dyslokacji drobnych pozostałości działań ludzi (drobne fragmenty wyrobów kamiennych, kości, węgle drzewne). Dane radiometryczne (AMS i OSL) wsparte wynikami datowania molekularnego wskazują na przedział od 30 do 24 tys. BP. Rezultaty analizy gryzoni w warstwie 3 wskazują na to, że ich akumulacja nastąpiła w warunków interstadialnych, natomiast wyższa (j. 2) i niższa warstwa (j. 4) mogły powstać w klimacie chłodniejszym. Z warstwy 3 pochodzą węgle drzewne sosny i brzozy. Dane dotyczące dużej fauny z j. 3 sugerują eksploatację biomu tundrowego (m.in. renifer, koń, mamut, lis polarny). Wystąpiły również kości oraz fragmenty skorupki jaj ptasich. Wśród znalezisk archeologicznych z warstwy 3 na uwagę zasługują pozostałości ogniska obudowanego kamieniami oraz obecność przejawów kultury symbolicznej w postaci zawieszek, ochry i muszli. Nowe badania dostarczyły przesłanek wskazujących na to, że łowcy z Pietraszyna 11 mogli zajmować się połowem lisa polarnego. Stanowisko doskonale wpisuje się w krajobraz późnego grawetianu na północ od Karpat i Sudetów ukazując niemalże wszystkie ogniwa aktywności ówczesnych łowców w tundrze, znane m.in. ze stanowisk małopolskich, śląskich oraz czeskich (Svoboda i in. 2008; Wilczyński 2015; Wojtal i in. 2015).

Prezentowane wyniki częściowo zostały sfinansowane przez Narodowe Centrum Nauki w ramach projektu nr 2017/25/B/HS3/00925.

LITERATURA

- Kozłowski J.K., 1964. Paleolit na Górnym Śląsku, Wrocław: Ossolineum. Svoboda J. (Ed.). 2008. Petřkovice. On shouldered points and female figurines. The Dolní Věstonice Studies 15, Brno.
- Wilczyński J. (ed.), 2015. A Gravettian site in Southern Poland. Jaksice II, Kraków: ISEA PAS.
- Wojtal P., Wilczyński J., Haynes G., 2015. A Gravettian site in Southern Poland. Kraków Spadzista, Kraków: ISEA PA.

Analiza porównawcza cech hydraulicznych współczesnej i późnoglacialnej Dolnej Prozny

Andrzej WOJTALAK¹, Robert Jan SOKOŁOWSKI², Piotr MOSKA¹

¹ Instytut Fizyki, Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Politechnika Śląska, Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska; e-mails: Andrzej.Wojtalak@polsl.pl, Piotr.Moska@polsl.pl

² Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański; e-mail: robert.sokolowski@ug.edu.pl

Koniec ostatniego maksimum glacialnego (LGM) na Niżu Polskim charakteryzował się serią nagłych i gwałtownych zmian warunków środowiskowych. Zmiany klimatyczne obserwowane w tym okresie wpłynęły na szereg elementów środowiska, począwszy od roślinności, a skończywszy na zmianach w sieci hydrograficznej. Spowodowało to zmianę systemu rzeczno-łódzkiego na południkowy. Z kolei intensywność odpływu podlegała zmianom i fluktuacjom wynikającym zarówno z oscylacji klimatycznych, jak i postępującego cofania się frontu lądolodu skandynawskiego. Rzeki charakteryzują się stosunkowo dużą dynamiką i zmiennością rozwoju w czasie. Położenie koryta w dolinie rzeki, ale także siła i intensywność przepływu podlegają zmianom. Jako przykład wybrano dolinę dolnej Prozny na odcinku od Zagorzyna do mostu na rzece Prozna w Grodzisku. Analizę przeprowadzono z wykorzystaniem oprogramowania ArcGIS PRO oraz SAGAGIS na podstawie danych z Numerycznego Modelu Terenu pobranych z platformy geoportal.gov.pl. Głównym celem było określenie cech hydraulicznych systemu fluwialnego doliny dolnej Prozny w okresie ostatniego zlodowacenia oraz konfrontacja uzyskanych wyników ze stanem współczesnym. W rezultacie uzyskano wartości następujących parametrów: nachylenie koryt, krętość koryt, ich szerokość, przypuszczalna głębokość oraz policzono ich liczbę. Uzyskane wyniki poddano analizie statystycznej i przedstawiono w formie tabel i wykresów. Przeprowadzona analiza porównawcza wykazuje duży potencjał do dalszego zastosowania dla szeregu innych odcinków rzek z Niżu Polskiego. W związku z tym szerokie zastosowanie nawet najprostszycych badań paleohydraulicznych może wnieść istotny wkład w poznanie przemian dolin rzecznych w okresie od końca ostatniego zlodowacenia i początku holocenu.

Problem dolnego plejstocenu w stratygrafii czwartorzędu

Barbara WORONKO¹, Łukasz BUJAK¹,
Michał CYGLICKI¹, Zbigniew REMIN¹

¹ Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mails: bworonko@uw.edu.pl, l.bujak3@uw.edu.pl, mcyglicki@uw.edu.pl, zbyh@uw.edu.pl

Dolny plejstocen trwający od 2,58 do 0,774 mln lat BP, tj. od MIS 103 do MIS 19 (Marks i in. 2016; Cohen i Gibbard 2022), jest zapisem stosunkowo szybkich wahań systemu klimatycznego, które spowodowały zmianę roślinności, migrację fauny, a w konsekwencji doprowadziły do rozwinięcia się na półkuli północnej wielkich lądolodów. Stratygrafia i układ litologiczny osadów nieodowcowych dolnego plejstocenu (=plejstocenu preglacjalnego, eoplejstocenu, protoplejstocenu lub preplejstocenu) jest jednym z kluczowych zagadnień w badaniach osadów czwartorzędowych Europy Środkowej, które nadal wymagają dalszych rozważań, a w przypadku stratygrafii czwartorzędu Polski, jest jedną z białych plam. Najpełniejszy zapis zmian klimatycznych z przełomu pliocenu i plejstocenu udokumentował Stuchlik (1975, 1978) w profilach Ponurzyca i Rożce. Chociaż dalsze badania zakwestionowały wiek osadów w profilu Rożce (Bujak i in. 2016). Lewiński (1928) zdefiniował dwa typy litologiczne osadów preglacjalnych: (1) żwirowo-piaszczyste oraz (2) mułkowo-piaszczyste i ility. Oba typy spoczywają bezpośrednio na plioceńskich iłach pstrych (poznzańskich). Ich akumulacja następowała w formie wielkich stożków napływowych w rozległym jeziorzysku. Transport osadów przez rzeki płynące z S i SE dostarczał materiału pochodzącego z erozji Wyżyn Środkowopolskich. Badania składu minerałów ciężkich wykonane przez autorów dla obu serii osadów preglacjalnych pokazuje, że osady żwirowo-piaszczyste charakteryzuje spektrum minerałów bardzo odpornych na wietrzenie chemiczne (turmalin, rutył, cyrkon), przy całkowitym braku minerałów nieodpornych. Tym samym wskazując, że erozji, podlegały osady przechodzące wietrzeniu w kilku cyklach sedymentacyjnych, w czasie których następowała eliminacja mniej odpornych składników. Natomiast, w osadach mułowo-piaszczystych dominują granaty i amfibole i jako akcesoryczne występują minerały z grupy odpornych. Taki obraz mineralogiczny osadów określanych jako preglacjalne wskazuje, że w tym czasie musiała nastąpić drastyczna zmiana zlewni dla osadów preglacjalnych. Jakie były przyczyny tych zmiany, pozostaje w dalszym ciągu znana.

LITERATURA

- Bujak Ł., Woronko B., Winter H., Marcinkowski B., Werner T., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., Woźniak P.P., Rosowiecka O., 2016. A new stratigraphic position of some Early Pleistocene deposits in central Poland. *Geological Quarterly*, 60(1), 238–251. <https://doi.org/10.7306/gq.1269>
- Cohen K.M., Gibbard P.L., 2022. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2022.
- Lewiński J., 1928a. Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem. Sprawozdania z Posiedzeń Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, Wydział III, *Nauk Matematycznych i Przyrodniczych* 21(3–5), 111–118.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B. 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica* 66(3), 403–427. <https://doi.org/10.1515/agp-2016-0018>
- Stuchlik L., 1973. Opracowanie palinologiczne osadów starszego czwartorzędu na tle górnego trzeciorzędu z profili wiertniczych rejonu Otwocka. CAG PIG. Warszawa.
- Stuchlik L., 1975. Charakterystyka palinologiczna osadów preglacjalnych z Ponurzyca (rejon Otwocka). *Kwartalnik Geologiczny* 19(3), 667–678.

Nowe dane dotyczące nasunięć lądolodu skandynawskiego w północno-wschodniej Polsce podczas zlodowacenia Wisły

Wojciech WYSOTA¹, Marek CHABOWSKI¹, Edyta KALIŃSKA¹,
Helena ALEXANDERSON², Piotr WECKWERTH¹, Arkadiusz KRAWIEC²

¹ Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń; e-mails: wysota@umk.pl, Marek.Chabowski@umk.pl, edyta.kalinska@umk.pl, pweck@umk.pl, arkadiusz.krawiec@umk.pl

² Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden; e-mail: helena.alexanderson@geol.lu.se

Stratygrafia osadów plejstocenu w obszarze północno-wschodniej Polsce była dotychczas oparta niemal wyłącznie na wynikach analiz palinologicznych jeziornych osadów organicznych oraz badań litologiczno-petrograficznych glin zwałowych i osadów międzymorenowych uzyskanych z profili wiertniczych wykonanych na potrzeby opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski (Lisicki 1998, 2003; Ber 2000, 2006). Brak dostatecznie dużych wyrobisk zlokalizowanych w krawędziach wysoczyzn morenowych powodował, że jak dotąd nie prowadzono tu szczegółowych i kompleksowych badań osadów plejstocenijskich w profilach odsłonięć. Takie możliwości w ostatnich latach pojawiły się w obszarze Pojezierza Litewskiego w związku z budową drogi ekspresowej S61 „Via Baltica”. W latach 2020–2022 wykonano badania osadów plejstocenijskich odsłaniających się we wkopie drogowym w Osinkach na północ od Suwałk, zlokalizowanym w krawędzi rynny subglacjalnej ok. 1,5 km od dawnego wyrobiska cegielni w Szwajcarii, w którym rozpoznano wiele lat wcześniej osady organiczne interglacjału eemskiego (Borówko-Dłużakowa, Halicki 1957). Szczegółowe badania prowadzono w NE części wkopu (stanowisko Osinki 2) o głębokości ponad 20 m, długości około 400 m i 120 m szerokości. Badania w ścianach odsłonięcia obejmowały: identyfikację warstw sedymentacyjnych i wydzielenie jednostek litostratygraficznych w kilku profilach, analizę litofacjalną osadów, pomiary elementów kierunkowych w osadach (orientacje dłuższej osi klastów, struktur prądowych i deformacji), pobór próbek do badań laboratoryjnych (uziarnienie, obtoczenie, petrografia żwirów drobnoziarnistych, AMS, mikromorfologia glin) oraz datowania metodą OSL. W stanowisku Osinki 2 odsłania się ponad 20-metrowej miąższości sukcesja osadów żwirowo-piaszczystych, piaszczystych oraz piaszczysto-mułowych i ilastych z przewarstwieniami warstw glin zwałowych. W sekwencji pionowej osadów wyróżniono siedem jednostek litostratygraficznych (od dołu ku górze): trzy jednostki gliny zwałowej (U2, U4 i U6) oraz cztery jednostki międzymorenowe (U1, U3, U5 i U7). W górnej części profilu osadów (do głębokości 10 m) występują dwie ciągłe warstwy glin morenowych (U4 i U6), rozdzielone przez ogniwa ilastych osadów jeziornych i piasków fluwialno-eolicznych oraz piasków i żwirów glacyfluwialnych (jednostka U5). W osadach fluwialno-eolicznych jednostki U5 stwierdzono deformacje konwolutne i pograży oraz liczne kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Pojedyncze kliny piaszczyste znaleziono także w stropie najwyższej gliny morenowej (U6), miejscami przykrytej przez piaski eoliczne (jednostka U7). Poniżej warstwy gliny U4 występuje miąższa (do 9 m) sukcesja piasków i żwirów glacyfluwialnych (U3), zalegająca niezgodnie na niżej leżących jednostkach U1 i U2. Bruk erozyjny w spągu jednostki U3 ścina warstwę gliny morenowej (U2) oraz zalegające poniżej niej zaburzone glacytektonicznie piaski i żwiry glacyfluwialne (U1). Uzyskane wieki OSL dla osadów piaszczystych pobranych z jednostek międzymorenowych (U1, U3, U5 i U7) oraz z klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym wskazują, że analizowana sukcesja osadów

w stanowisku Osinki 2 jest wieku vistuliańskiego. Jednostki U1-U4 są zapisem procesów depozycji i deformacji glacialnych i subglacialnych podczas obecności lądolodu w środkowym vistulianie (MIS4), najprawdopodobniej między 62–68 ka BP. Osady jeziorne i fluwialno-eoliczne jednostki U5 powstały w zimnych warunkach peryglacialnych środkowego vistulianu i wczesnej części późnego vistulianu (MIS3/MIS2). Najwyższa warstwa glin morenowych (U6) niewątpliwie związana jest z nasunięciem ostatniego lądolodu skandynawskiego w stadiale głównym zlodowacenia wisły (MIS2), prawdopodobnie ok. 15–16 ka BP. Struktury klinów piaszczystych rozwinięte w glinie U6 oraz piaski eoliczne jednostki U7 dokumentują agradację wieloletniej zmarzliny i procesy eoliczne po ustąpieniu ostatniego lądolodu.

Prezentowane wyniki badań są rezultatem realizacji grantu Narodowego Centrum Nauki (nr rejestracyjny 2018/31/B/ST10/00976) pt. „Dowody geomorfologiczne i implikacje paleogeograficzne katastrofalnych powodzi i szarży lodowcowych południowego sektora lądolodu skandynawskiego w późnym vistulianie (MEASSIS)” oraz projektu IDUB Emerging field project „Global Environmental Changes”.

LITERATURA

- Ber A., 2000. Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 170, 1–89.
- Ber A., 2006. Pleistocene interglacials and glaciations of northeastern Poland compared to neighbouring areas. *Quaternary International* 149, 12–23.
- Borówko-Dłużakowa Z., Halicki B., 1957. Interglacja Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. *Acta Geologica Polonica*, 361–397.
- Lisicki S., 1998. Attempt of lithostratigraphic correlation of tills in north-eastern Poland and southern Lithuania. *Geological Quarterly* 42, 161–172.
- Lisicki S., 2003. Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 177, 1–105.

Rekonstrukcja zmian temperatury sezonu ciepłego w holocenie na podstawie osadów warwowych jeziora Żabińskiego w północno-wschodniej Polsce

Paul D. ZANDER^{1,2}, Maurycy ŻARCZYŃSKI³, Wojciech TYLMANN³,
Hendrik VOGEL⁴, Martin GROSJEAN²

¹ Climate Geochemistry Department, Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Niemcy;
e-mail: paul.zander@mpic.de

² Institute of Geography and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Bern, Szwajcaria;
e-mail: martin.grosjean@unibe.ch

³ Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk, Polska; e-mails: maurycy.zarczynski@ug.edu.pl,
wojciech.tylmann@ug.edu.pl

⁴ Institute of Geological Sciences and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Bern, Szwajcaria; e-mail: hendrik.vogel@unibe.ch

Dane paleoklimatyczne są ważnym źródłem informacji o naturalnej zmienności klimatu w dłuższych skalach czasowych. Jednakże niewiele stanowisk zawiera zapis o wystarczającej długości i rozdzielczości, aby określić holocেনską zmienność klimatu w skali dekadowej. W niniejszej prezentacji przedstawiamy rekonstrukcję temperatury sezonu ciepłego (wiosna/lato) obejmującą 10 800 lat w rozdzielczości trzyletniej na podstawie analiz składu chemicznego jeziornych osadów warwowych z północno-wschodniej Polski. Rekonstrukcja opiera się na stosunku Ca/Ti, który jest istotnie skorelowany z wynikami pomiarów instrumentalnych temperatury powietrza w okresie ostatnich 240 lat. W rekonstrukcji identyfikujemy najważniejsze wydarzenia klimatyczne holocenu, w tym holocেনskie maksimum termiczne, wydarzenie 8,2 ka, średniowieczną anomalię klimatyczną i małą epokę lodową. Trwający od 8000 lat trend spadkowy temperatury sezonu ciepłego wynikał ze zmniejszającego się nasłonecznienia w lecie. Największą zmienność temperatury odnotowano we wczesnym holocenie. Z naszej rekonstrukcji wynika także, że tempo ocieplenia w ciągu ostatnich 90 lat jest bezprecedensowe w skali całego holocenu.

Morfogeneza i warunki depozycji osadów eolicznych w późnym glacie w środkowej części Europejskiego Pasa Piaszczystego

Paweł ZIELIŃSKI¹, Robert Jan SOKOŁOWSKI², Przemysław MROCZEK¹,
Michał ŁOPUCH³, Natalia PIOTROWSKA⁴, Anna HRYNOWIECKA⁵,
Marcin KRAWCZYK³, Jacek SKURZYŃSKI³, Zdzisław JARY³, Jerzy RACZYK³,
Agnieszka SZYMAK⁴, Grzegorz POREBA⁴, Piotr MOSKA⁴

¹ Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie;
e-mails: pawel.zielinski@mail.umcs.pl, przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl

² Zakład Geofizyki, Wydział Oceanografii i Geografii Uniwersytet Gdański; e-mail: robert.sokolowski@ug.edu.pl

³ Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski; e-mails: jacek.skurzynski@uwr.edu.pl,
zdzislaw.jary@uwr.edu.pl, jerzy.raczyk@uwr.edu.pl

⁴ Instytut Fizyki, Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Politechnika Śląska; e-mails: Natalia.Piotrowska@polsl.pl,
Agnieszka.Szymak@polsl.pl, Grzegorz.Poreba@polsl.pl, Piotr.Moska@polsl.pl

⁵ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, Gdańsk;
e-mail: anna.hrynowiecka@pgi.gov.pl

Europejski Pas Piaszczysty (EPP) powstał w wyniku depozycji fluwialnej i eolicznej w warunkach klimatu peryglacialnego i borealnego pod koniec ostatniego zlodowacenia. Wcześniejsze badania wskazywały, że na przełomie plenivistulianu i późnego vistulianu depozycja eoliczna dominowała bezpośrednio w obrębie koryt rzek roztokowych. W późnym vistulianie udokumentowano trzy fazy eoliczne: (i) wstępną z najstarszego dryasu, (ii) główną ze starszego dryasu, i (iii) przekształcanie wydym z młodszego dryasu. Schemat litostratygraficzny w zachodniej części EPP jest nieco inny. Udokumentowano tam cztery generacje pokryw eolicznych. Pierwsza miała charakter depozycji fluwio-eolicznej, druga skutkowała powstawaniem eolicznych pokryw pylasto-piaszczystych, a ostatnie dwie to fazy akumulacji osadów w obrębie wydym. Między poszczególnymi fazami eolicznymi występowały okresy cieplejsze, które powodowały zahamowanie procesów eolicznych i rozwój pokryw glebowych, głównie typu Usselo. Najnowsze badania przyniosły nowe spojrzenie na stratygrafię serii eolicznych, szczególnie w obrębie ciepłego okresu allerødu; z tego okresu udokumentowano fazy wzmożonej aktywności eolicznej. To skłoniło do postawienia podstawowego pytania: czy jest możliwe, że wszystkie ochłodzenia z interstadiału bølling-allerød skutkowały uruchomieniem depozycji eolicznej i czy te procesy miały charakter ponadregionalny? Celem naszych badań było określenie uwarunkowań, charakteru i efektów procesów eolicznych pod koniec ostatniego zlodowacenia oraz ich chronologii. Aby znaleźć odpowiedzi na tak postawione pytania przeprowadzono szczegółowe badania w ponad 30 stanowiskach dokumentujących sukcesję fluwialno-eoliczną w środkowej części EPP. Badania obejmowały: (i) szczegółowe analizy terenowe i laboratoryjne z zakresu sedimentologii i gleboznawstwa, (ii) analizy geochemiczne i palinologiczne oraz (iii) datowanie o dużej rozdzielczości wieku osadów metodą optycznie stymulowanej luminescencji i radiowęglową. Na tej podstawie stwierdzono sześć faz wzmożonej aktywności eolicznej, które można skorelować z okresami GS-2.1a, GI-1 i GS-1 ze schematu NGRIP. Faza GS-2.1a (24,5–14,7 ka BP) obejmuje końcowy okres pleniglacjału, charakteryzujący się intensywnym ochłodzeniem i maksimum transgresji lądolodów, co sprzyjało procesom eolicznym na dużą skalę, w tym okresie powstawały głównie pokrywy fluwio-eoliczne i eoliczne oraz pojedyncze niewielkie wydmy. Okres GI-1 (14,7–12,9 ka BP), znany również jako interstadiały bølling-allerød, był cieplejszy i wilgotniejszy, jednak mimo to trzykrotnie wzrastała aktywność

eoliczna, prawdopodobnie związana z niestabilnością klimatyczną i lokalnymi warunkami środowiskowymi. W tym okresie początkowo powstały niewielkie wydmy poprzeczne, później duże paraboliczne, a pod koniec wydmy złożone. Faza GS-1 (12,9–11,7 ka BP), zwana także młodszym dryasem, była ponownym okresem ochłodzenia, który przyniósł powrót do warunków peryglacjalnych i znaczne nasilenie procesów eolicznych. W tym okresie w zależności od warunków lokalnych następowało nadbudowywanie wydym lub częściowe czy całkowite rozwiewanie. Fazy akumulacji eolicznej uaktywniły się w warunkach degradacji wieloletniej zmarzliny, obniżenia bazy erozyjnej w dolinach rzecznych i stopniowej sukcesji lasów borealnych. Okres ten charakteryzował się przebudową cyrkulacji atmosferycznej wyrażoną zmianą kierunku wiatru wydmotwórczego. W poszczególnych stanowiskach nie udało się udokumentować wszystkich etapów rozwoju form, a w niektórych nie można było ich ze sobą skorelować, co oznacza, że istotnym czynnikiem były również warunki lokalne. Różnorodność lokalnych warunków geomorfologicznych i hydrologicznych mogła wpływać na intensywność i charakter procesów eolicznych, co dodatkowo komplikowało tworzenie jednolitego obrazu sukcesji form w całym EPP. W przyszłych badaniach warto zatem uwzględnić szczegółową analizę wpływu lokalnych uwarunkowań na procesy depozycyjne i morfogenetyczne w tej strefie.

Jest to jeden z tematów realizowanych przez zespół dr hab. Piotra Moski: Morfogeneza i warunki depozycji osadów eolicznych w późnym glacie w środkowej części Europejskiego Pasa Piaszczystego.

Postery

Torfowisko Przybojec koło Chochołowa: palinologiczny i geochemiczny zapis zmian środowiskowych

Ryszard Krzysztof BORÓWKA¹, Daniel OKUPNY¹, Joanna GADZISZEWSKA²,
Jarosław SIKORSKI³, Joanna SŁAWIŃSKA¹, Adam MICHCZYŃSKI³

¹ Uniwersytet Szczeciński, al. Papieża Jana Pawła II 22a, 70-453 Szczecin; e-mails: rysard.borowka@usz.edu.pl, daniel.okupny@usz.edu.pl, joanna.slawinska@usz.edu.pl

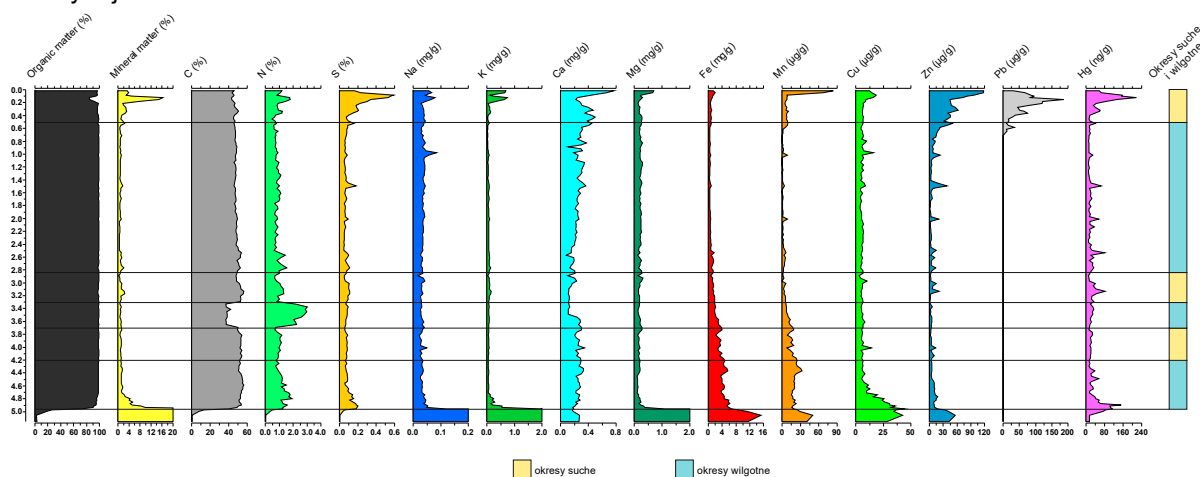
² Uniwersytet Pomorski w Słupsku, ul. Krzysztofa Arciszewskiego 22a, 76-200 Słupsk; e-mail: joanna.gadziszewska@upsl.edu.pl

³ Politechnika Śląska, ul. Akademicka 2a, 44-100 Gliwice; e-mails: Jaroslaw.Sikorski@polsl.pl, Adam.Michczynski@polsl.pl

Torfowisko Przybojec, leżące na wysokości 668–669 m n.p.m., należy do najwyższej położonych torfowisk Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Zajmuje ono powierzchnię ok. 140 ha, z czego ok. 96 ha stanowi torfowisko wysokie rozwinięte na dziale wodnym pomiędzy zlewiskami Morza Czarnego i Morza Bałtyckiego (Łajczak 2009). Obecnie jest ono zarośnięte rzadkim lasem świerkowym, z dużym udziałem wrzosu. Wśród roślin torfowiskowych, oprócz mchów torfowców występują: bagno zwyczajne (*Ledum palustre*), modrzewnica pospolita (*Andromeda polifolia*), przygielka biała (*Rhynchospora alba*), żurawina drobnoowocowa (*Vaccinium microcarpum*) i inne.

Profil badawczy o miąższości 5,23 m pobrano przy pomocy próbnika „INSTORF” w środkowej części torfowiska (49°23'20,64"N, 19°47'32,56"E), w bezpośrednim sąsiedztwie granicy polsko-słowackiej. Próbkę do analiz laboratoryjnych pobrano z rozdzielczością co 1 cm dla przedziałów głębokości 0,0–1,0 m oraz 4,5–5,0 m oraz co 2 cm dla przedziału głębokości 1,0–4,5 m. Osady mineralne znajdujące się poniżej 5,0 m pobrano z rozdzielczością 5 cm. Łącznie z całego profilu uzyskano 329 próbek osadów, dla których wykonano analizy zawartości pierwiastków biogennych (C, N i S) oraz rtęci. Pozostałe analizy geochemiczne uwzględniające procentowy udział strat na prażeniu oraz zawartość wybranych metali wykonano dla 142 próbek osadów, ze zmienną rozdzielczością co 3–4 cm (Ryc. 1). Ponadto, dla 25 próbek osadów powierzchniowych do głębokości

Przybojec



Ryc. 1. Torfowisko Przybojec – diagram geochemiczny z wydzieleniem okresów suchych i wilgotnych na podstawie badań paleobotanicznych

25 cm wykonano pomiary koncentracji izotopu ołowiu ^{210}Pb , w celu określenia modelu wiek-głębokość dla najmłodszej części utworów torfowiskowych.

Analiza palinologiczna w tym mikrofosyliów pozapyłkowych, wykazała sześć wyraźnych etapów zróżnicowanego nawodnienia torfowiska (Ryc. 1). W pierwszej fazie (494–420 cm) panowało środowisko mezotroficzne z wahaniami poziomu wody. Druga faza (420–370 cm) charakteryzowała się rozwojem torfowiska oligotroficznego. W trzeciej fazie (370–332 cm) nastąpił wzrost poziomu i trofii wody. Czwarta faza (332–284 cm) to okres wyraźnego przesuszenia zbiornika, z dominacją grzybów saprofitycznych. W piątej fazie (284–50 cm) zarejestrowano poprawę warunków wilgotnościowych. Ostatnia faza charakteryzowała się suchym okresem, z dużym udziałem pyłków wrzosu. Każda z tych faz odzwierciedlała dynamiczne zmiany środowiskowe i biologiczne w obrębie torfowiska, wpływając na skład gatunkowy roślinności i organizmów wodnych.

Na podstawie wyników oznaczeń wieku osadów metodą ^{210}PB można stwierdzić, że największe zanieczyszczenie środowiska rtęcią przypadało na okres od lat dziewięćdziesiątych XIX wieku do lat siedemdziesiątych XX wieku. Natomiast wyraźny wzrost zawartości cynku i ołowiu w osadach torfowiskowych zaznaczył się już od średniowiecza, w czasie gdy w diagramie pyłkowym rośnie wyraźnie udział wskaźników antropopresji.

LITERATURA

- Łajczak A., 2009. Warunki rozwoju i rozmieszczenie torfowisk w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. *Przegląd Geologiczny* 57(8), 694–702.

Zapis zmian paleośrodowiska w holocenie w osadach torfowiska osuwiskowego Hucianka w Beskidzie Niskim

Krzysztof BUCZEK¹, Włodzimierz MARGIELEWSKI¹, Katarzyna KORZEŃ²,
Monika NISKA³, Agata WOJTAL¹, Dariusz SALA⁴, Jan URBAN¹,
Michał ZATORSKI, Paweł FRAN CZAK

¹ Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mails: buczek@iop.krakow.pl, margielewski@iop.krakow.pl, wojtal@iop.krakow.pl, urban@iop.krakow.pl

² ul. Kazimierza Wielkiego 110/2-3, 30-074 Kraków; e-mail: katarzynakorzen@gmail.com

³ Uniwersytet Pomorski w Słupsku, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk; e-mail: monika.niska@apsl.edu.pl

⁴ Instytut Fizyki Jądrowej PAN, ul. Radzikowskiego 152, 31-342 Kraków; e-mail: ariusz.sala@ifj.edu.pl

Najstarszy, datowany na początek młodszego dryasu (ok. 12,6 ka±70 cal BP), etap aktywności osuwiska Hucianka (Beskid Niski), wiązał się z powstaniem osuwiskowego jeziora zaporowego. Na skutek ruchów potomnych osuwiska (ok. 9,4 ka±110 cal BP) w jego centralnej części powstało zagłębienie bezodpływowe, wypełnione współcześnie osadami organicznymi i mineralnymi o maksymalnej miąższości 5,65 m. Wyniki badań osadów przy użyciu analiz wielowskaźnikowych wskazują na znaczną zmienność warunków hydrologicznych zagłębienia w trakcie trwania holocenu. Analizy Cladocera oraz okrzemek wskazują na istnienie 3 okresów charakteryzujących się stabilnymi warunkami hydrologicznymi: ok. 8,6–8,1 ka cal BP; 7,3–5,9 ka cal BP oraz 4,5–2,7 ka cal BP. Fazy te rozdzielone są epizodami, w których dochodziło do spadku liczebności oraz różnorodności gatunkowej okrzemek i wioślarek lub ich całkowitego zaniku. Wyniki analizy geochemicznej wskazują, że zdarzeniom tym towarzyszyło ograniczenie erozji mechanicznej w zlewni zagłębienia oraz polepszenie warunków tlenowych, co wskazuje na obniżenie zwierciadła wód. Zdarzenia te datowane na: ok. 7,9 ka, 8,2 ka, 5,9 ka; 6,6 ka, 3,2 ka i 2,2 ka cal BP, dobrze korelują z określonymi przez Wannera i innych (2015) okresami osuszenia klimatu na półkuli północnej.

Badania finansowane przez Narodowe Centrum Nauki (NCN), Polska, grant nr. 2020/39/O/ST10/03504 (2021–2025).

LITERATURA

Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M., Ritz, S.P., 2015. Holocene climate variability and change: a data based review. *J. Geol. Soc.* 172, 254–263.

Nowe spojrzenie na użytkowanie drewna przez społeczności zachodniobałtyjskiego kręgu kulturowego w Polsce

Agnieszka CYWA¹, Agnieszka WACNIK¹, Maciej KARCZEWSKI²

¹ Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; e-mails: k.cywa@botany.pl, a.wacnik@botany.pl

² Wydział Historii i Stosunków Międzynarodowych, Uniwersytet w Białymstoku, ul. Konstantego Ciołkowskiego 1K, 15-245 Białystok; e-mail: m.karczewski@uwb.edu.pl

Jednym z efektów kilkudziesięciu lat badań prowadzonych na terenie północno-wschodniej Polski przez Kompleksową Ekspedycję Jaćwieską (KEJ) są oznaczenia taksonomiczne licznych depozytów węgla drzewnych, związanych z aktywnością Bałtów zachodnich, zamieszkujących makroregion Pojezierza Litewskiego w okresie wpływów rzymskich i wędrowek ludów. Wyniki tych badań były publikowane najczęściej jako raporty odnoszące się do pojedynczych stanowisk archeologicznych, a ich kompleksowy potencjał informacyjny nie został w pełni wykorzystany (Cywa 2024, tam dalsza literatura).

Podjmując próbę charakterystyki ewentualnych różnic międzykulturowych w użytkowaniu lokalnych zasobów drewna północno-wschodniej Polski w okresie od I do XIII wieku AD przez społeczności należące do zachodniobałtyjskiego kręgu kulturowego, zestawiono wyniki oznaczeń ponad 15 000 fragmentów spalonego drewna. Pochodzą one z 23 stanowisk archeologicznych, reprezentujących osadnictwo kultury bogaczewskiej, kultury sudowskiej, grupy olsztyńskiej oraz wczesnośredniowiecznej Jaćwieży.

Badania wykazały znaczące różnice w eksploatacji surowców drzewnych. W przypadku ludności kultury bogaczewskiej pierwszoplanową rolę odgrywało drewno drzew liściastych, takich jak brzoza *Betula*, dąb *Quercus* i olsza *Alnus*, zarówno jeśli chodzi o zaspokojenie potrzeb mieszkalno-bytowych, jak i wykorzystywanie drewna podczas rytuałów pogrzebowych. Ludność kultury sudowskiej bazowała natomiast na drewnie drzew iglastych, głównie na sośnie *Pinus*, świerku *Picea* i cisie *Taxus*. Taki wynik analiz antrakologicznych jest szczególnie interesujący, gdy skonfrontujemy go z danymi palinologicznymi, które wskazują, że dostępność poszczególnych gatunków drzew i krzewów była porównywalna w okolicy wszystkich analizowanych stanowisk. Sugeruje to kulturowe podłoże selekcji użytkowanego surowca drzewnego, którego zapleczem były lokalne drzewostany. Dobór drewna związany był najprawdopodobniej z symboliką oraz znaczeniem drzew i krzewów w mitologii i folklorze ludów bałtyjskich. Potwierdzeniem tej konkluzji mogą być wyniki analiz węgla drzewnych z ciałopalnych cmentarzysk obu kultur. W obu przypadkach do budowy stosów pogrzebowych stosowano tylko jeden wyselekcjonowany rodzaj drewna, przy czym dla ludności kultury bogaczewskiej preferowanym surowcem na potrzeby kremacji była brzoza, a dla kultury sudowskiej sosna.

LITERATURA

Cywa K., 2024. Historia i wartość naukowa badań antrakologicznych sekcji przyrodniczej Kompleksowej Ekspedycji Jaćwieskiej. [W:] M. Karczewski, B. Radzicki (red.), *Studia Jaćwieskie*, t. I. Życiorysy, pamięć i dziedzictwo. *Studia z dziejów Kompleksowej Ekspedycji Jaćwieskiej*. Białystok–Olsztyn, s. 379–387.

Rozwój eemskiego ekosystemu jeziorno-torfowiskowego w rejonie Woli Starogrodzkiej (Równina Garwolińska)

Danuta DRZYMULSKA¹, Magdalena FIŁOC¹, Mirosława KUPRYJANOWICZ¹,
Joanna MIROSŁAW-GRABOWSKA², Karol STANDZIKOWSKI³,
Magdalena SUCHORA³, Marcin ŻARSKI⁴

¹ Uniwersytet w Białymstoku, ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-425 Białystok; e-mails: d.drzymulka@uwb.edu.pl, m.filoc@uwb.edu.pl, m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl

² Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: jmirosla@twarda.pan.pl

³ Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin;
e-mails: karol.standzikowski@mail.umcs.pl, magdalena.suchora@mail.umcs.pl

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: mzar@pgi.gov.pl

Równina Garwolińska będąca częścią Niziny Mazowieckiej, jest obszarem na którym znajduje się szereg stanowisk z udokumentowanymi osadami eemskimi. Do ich poznania przyczyniły się prace nad reambulacją arkusza Garwolin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (Żarski 2020). Jednym z takich stanowisk jest Wola Starogrodzka, gdzie pobrano rdzeń PWS2-19 o miąższości 7,80 m (52°00'05.6"N, 21°37'20.2"E), z przeznaczeniem na badania paleoekologiczne. Osad poddano analizom: pyłkowej, roślinnych szczątków makroskopowych, fosylnych Cladocera oraz geochemicznym, w tym izotopowym. Natomiast dwie próby osadu z warstw podścielających poddano datowaniu OSL. Stwierdzono pełny zapis sukcesji roślinności typowy dla interglacjału eemskiego, co pozwoliło na przypisanie wydzielonych lokalnych poziomów pyłkowych do wszystkich regionalnych poziomów pyłkowych tego interglacjału (E1-E7 R PAZ) wyróżnionych dla obszaru Polski. Jak wskazują datowania OSL, osady mineralne polodowcowe leżące pod badanymi osadami jeziornymi reprezentują zlodowacenie Krzyny i Odry. Występowanie badanej sekwencji biogenicznej bezpośrednio na takim osadzie wiąże jego wiek z interglacjałem eemskim, korelowanym z MIS 5e (np. Lisiecki, Raymo 2005). W rozwoju badanego ekosystemu jeziorno-torfowiskowego wyróżniono pięć etapów. Etapy I–III obejmowały ekosystem otwartej wody z rosnącą trofią, na co wskazywała roślinność i zbiorowiska Cladocera. Stwierdzono jednak niską zawartość materii organicznej w zgromadzonych wówczas osadach, co można wiązać z oddziaływaniem zlewni. Zarówno gęsta pokrywa leśna, jak i możliwy przepływ przez zbiornik wodny mogły mieć kluczowe znaczenie dla niskiej zawartości materii organicznej. Ważnym czynnikiem mogła być również intensywne mineralizacja zachodząca w jeziorze. Etap IV wiązał się z pojawieniem się pierwszych oznak zarastania jeziora. Przekształcenie zbiornika wodnego w torfowisko nastąpiło natomiast w etapie V, co potwierdziły wyniki wszystkich przeprowadzonych analiz. Rozwój torfowiska na stanowisku Wola Starogrodzka w rejonie odwiertu PWS2-19 wiązał się prawdopodobnie z dwiema przerwami sedymentacyjnymi: w środkowej części E5 R PAZ i na początku E6 R PAZ. Wydaje się, że drugi z tych hiatusów miał jednak bezpośredni związek z przekształceniem jeziora w torfowisko. Na terenie Polski tego typu przerwy sedymentacyjne notowane były zwłaszcza w fazie grabowej oraz na przejściu E5/E6 R PAZ (Kupryjanowicz 2008). Istnieje potrzeba dalszych badań w celu ustalenia, czy zanik innych jezior na obszarze badanego paleopojezierza był związany ze zmianami na większą skalę, w tym przerwami w sedymentacji.

LITERATURA

- Kupryjanowicz M., 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobotanica* 48, 3–130.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records: pliocene-pleistocene benthic stack. *Paleoceanography* 20: PA1003. Żarski M., 2020. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Garwolin (566). PIG-PIB, Warszawa.

Jałowiec pospolity (*Juniperus communis* L.) w Europie Środkowej w okresie młodszego dryasu

Magdalena FIŁOC¹, Mirosława KUPRYJANOWICZ¹

¹ Wydział Biologii, Uniwersytet w Białymstoku, ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok;
e-mails: m.filoc@uwb.edu.pl, m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl

W okresie młodszego dryasu struktura lasów uległa przerzedzeniu, co oznaczało pojawienie się korzystnych warunków dla ekspansji roślin światłolubnych, takich jak jałowiec. Wysoki udział procentowy w zapisach palinologicznych jałowca odnotowano na wschodzie Litwy i w Polsce północnej. Natomiast, rozprzestrzenianie się tego taksonu było mniej intensywne w Polsce południowej, gdzie zbiorowiska leśne nie ulegały tak silnym przekształceniom pod wpływem ochłodzenia klimatu (Okuniewska-Nowaczyk i in. 2004). Podobnie na stanowiskach zarówno na wschód od Polski jak i na zachód odnotowano niski udział ziaren pyłku tego taksonu. W opublikowanym przez nas artykule pt. „Late-Weichselian (Vistulian) environmental changes in NE Poland – Evidence from Lake Suchar Wielki” (Fiłoc i in. 2024), staraliśmy się m.in. prześledzić różnice w zapisie pyłkowym *Juniperus communis* w Europie Środkowej podczas młodszego dryasu. Skłoniły nas do tego uzyskane przez nas wyniki badań, w których udział ziaren pyłku tego taksonu na stanowisku z jeziora Suchar Wielki wyniósł maksymalnie 7,5%. Natomiast, udział ziaren pyłku w badanym okresie na innych stanowiskach z Polski północno-wschodniej był niekiedy dużo wyższy, a czasem z kolei niższy niż uzyskane przez wyniki. Pod uwagę wzięliśmy czynniki wpływające na rozwój jałowca, jak i te wpływające na pylenie i zachowanie się ziaren pyłku w materiale. Z postawionych przez nas hipotez, najbardziej prawdopodobne wydaje się, że największy wpływ na udział jałowca w badanym okresie mają warunki lokalne. Natomiast, pojawią się coraz to nowsze wyniki badań z kolejnych stanowisk z tego okresu np. z jeziora Bocznego (Żuk-Kempa i in. 2023) i Osinek (Karasiewicz i in. 2024), które mogą dostarczyć nowych informacji na ten temat.

LITERATURA

- Fiłoc M., Kupryjanowicz M., Suchora M., Luoto T.P., Nevalainen, L., 2024. Late-Weichselian (Vistulian) environmental changes in NE Poland—Evidence from Lake Suchar Wielki. *Catena*, 234, 107546.
- Karasiewicz T., Hrynowiecka A., Weckwerth P., Pawłowski D., Rządziejewicz M., Ktzymińska J., 2024. Palaeoecological and palaeoenvironmental responses to abrupt climate changes during the Late Glacial: The unique archive recorded at the Osinki site (NE Poland) and its regional importance. *Quaternary International* 686–687, 18–34.
- Okuniewska-Nowaczyk I., Makohonienko M., Latałowa M., Milecka K., Krupiński K.M., Nalepka D., 2004. *Juniperus communis* L. – Juniper. [W:] M. Ralska-Jasiewiczowa, M. Latałowa, K. Wasylkowa, K. Tobolski, E. Madeyska, H.E.Jr. Wright, Ch. Turner (red.), Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps. Instytut Botaniki im. Władysława Szafera PAN, Kraków.
- Żuk-Kempa E., Fiłoc M., Kupryjanowicz M., 2023. Reakcja roślinności na chłodne oscylacje klimatyczne podczas holocenu – wstępne wyniki analizy pyłkowej osadów Jeziora Bocznego (Kraina Wielkich Jezior Mazurskich). *Przegląd Geologiczny* 71(10), 530–532.

Podłużne zagłębienie w rejonie Barlinka (W Polska) – pułapka sedymentacyjna z wyjątkowym zapisem zmian paleośrodowiskowych w późnym glacie i holocenie

Anna HRYNOWIECKA¹, Tomasz KARASIEWICZ²,
Piotr WECKWERTH², Lucyna TOBOJKO³

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

² Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń

³ Mewo S.A.

Wyniki analizy cyfrowego modelu wysokościowego o wielkości komórki 1×1 m (utworzonego na podstawie danych LiDAR), pozwoliły na identyfikację położonego na północ od Barlinka, jednego z największych w Polsce obniżeń bezodpływowych, określanych jako *surface cracks* (Karasiewicz i in. 2023). Forma ta ma orientację wschód-zachód, a jej oś morfologiczna o długości około 12 km jest wypukła w kierunku północnym. Szerokość obniżenia wynosi maksymalnie do około 230 m, zaś maksymalna głębokość to 32 m.

Wąskie dno tego obniżenia cechuje się istniejącymi w wielu miejscach przegłębieniami wypełnionymi wodą lub osadami. W jednym z takich wypełnień, w miejscowości Ożar, pobrano sondą ręczną typu InsTorf 7,22 m osadów organicznych. Poniżej poziomu glebowo organicznego stwierdzono występowanie torfu w różnym stopniu rozłożenia (0,12–3,5 m), gytii drobnodetrytusowej (3,5–4,2), ponownie torfu (4,2–5,9), gytii (5,9–7,1), w tym gytii laminowanej (7,1–7,2) oraz w spągu piasku z domieszką organiki (7,2–7,22).

Wstępne wyniki analizy pyłkowej wskazują na niezwykle długi zapis okresu późnego vistulianu, reprezentowanego przez osady na głębokości od 4,0 do 7,22 m. W zapisie tym stwierdzono osady starszego dryasu obejmujące osady redeponowane i obfitujące w węgle drzewne (na głębokości 7,16–7,22 m), trójdzielny alleröd z fazą brzozową, sosnowo-brzozową i ponownie brzozową (na głębokości 5,0–7,1 m) i najmłodszy dryas z typowo wykształconymi zbiorowiskami z *Juniperus* (na głębokości 4,0–4,8 m). W przegłębieniu dna analizowanej formy w późnym vistulianie funkcjonowało pierwotnie torfowisko oraz na przemian głębokie i płytkie jezioro, które u schyłku vistulianu wyraźnie się wypłynęło, zaś wzdłuż jego brzegów rozrosła się strefa szuwarów. Holocen zapisał się w analizowanym osadzie w całości, tj. od preboreału z dominującą *Betula*, przez boreał z *Corylus* i *Pinus*, atlantyk z *Corylus* i *Quercus*, subboreał z *Quercus* i *Alnus* oraz początek okresu subatlantyckiego z wkraczającym w zbiorowiska dębowe *Carpinus* i *Fagus*. W preborealnej części holocenu zagłębienie funkcjonowało jako płytkie jezioro, zaś na początku b,oreału jako bagnisko, a następnie torfowisko, które pod koniec atlantyku przekształciło się w szuwar paprociowy. W okresach subborealnym i subatlantyckim jego dno zmieniło się w podmokły szuwar lub płytkie, zarastające bagnisko. Działalność człowieka w ostatnim okresie zapisała się w niewiele znaczący sposób, co podkreśla rolę lasów na tym obszarze.

Wstępne wyniki analiz geochemicznych wskazują na to, że spąg omawianego rdzenia stanowi piasek o pH nieznacznie powyżej 6, co jest najwyższą wartością tego odczynu w całym badanym rdzeniu. Następnie, w górę profilu, pH nieznacznie spada, osiągając najniższe wartości (2,5–3) w osadach torfu na głębokości 5,5 a 4,2 m. Powyżej tych osadów wartość pH wzrasta

i utrzymuje się na poziomie około 4,5. Zawartość węgla organicznego (TOC) w spągowych osadach jest zmienna i generalnie niska. W piasku wynosi ona 1,5% natomiast w laminowanej gytii 1,3%. W gytii i torfie (do głębokości 5,2 m) TOC nie przekracza 20%. Następnie jego zawartość gwałtownie wzrasta i na głębokości 5 m przekracza już 40%. Wysoka zawartość TOC utrzymuje się do głębokości 4,2 m, aby następnie spaść do poziomu 21–22% (głębokości 4,1 do 3,9 m). Wyżej zawartość TOC znacząco wzrasta i utrzymuje się na poziomie 42–50% do głębokości 0,9 m. Między głębokościami 0,8 a 0,4 m spada poniżej 40%, aby w stropie osadów badanego poziomu wzrosnąć powyżej 40%. Wśród oznaczonych pierwiastków, takich jak: Na, Al, K, Ca, Fe, Mg największą zmienność koncentracji zauważyć można w osadach dolnej części badanego profilu, które zostały oznaczone palinologicznie jako osady późnego vistulianu. W osadach określonych jako holocen-skie krzywe zawartości pierwiastków są zdecydowanie bardziej wyrównane, co może wskazywać na stabilniejsze warunki środowiskowe. Podobną tendencję można zaobserwować w wartościach obliczonych wskaźników geochemicznych, takich jak: Fe/Mn, Na/K, Ca/Mg czy Na+K+Mg/Ca.

Jak wynika z dotychczasowych badań tego typu obniżeń położonych w północno-wschodniej Polsce (Karasiewicz i in. 2023), ich rozwój był prawdopodobnie wynikiem degradacji wieloletniej zmarzliny i utworzenia jej formy nieciągłej, co skutkowało wzmocnieniem fazowego drenażu gruntowego.

LITERATURA

Karasiewicz T.M., Hrynowiecka H., Tobojko L., Pawłowski D., Weckwerth P., Wysota W., Krawiec A., 2023. Origin and post-glacial evolution of unique surface cracks: a case study from the area of the Last Glaciation, north-eastern Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1–24. <https://doi.org/10.1002/esp.5719>

Wskaźniki sedymentologiczne oraz biologiczne dawnego hutnictwa – założenia badawcze i wstępne wyniki

Tomasz KALICKI¹, Wiesław KACA², Kristine PETROSYAN³, Paweł PRZEPIÓRA¹,
Monika ŻELEZIK¹, Izabela BIEGALSKA⁴, Marcelina MATURLAK⁵

¹ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii;

e-mails: tomasz.kalicki@ujk.edu.pl, pawel.przepiora@ujk.edu.pl, monika.zelezik@ujk.edu.pl

² Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Biologii; e-mail: wieslaw.kaca@ujk.edu.pl

³ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Chemii, Uniwersytet Hasselt, Centrum Nauk o Środowisku

⁴ Szkoła Doktorska Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach

⁵ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Studenckie Koło Naukowe Geomorfologów „Złoty Bażant”

Prehistoryczne i historyczne hutnictwo w regionie świętokrzyskim budzi duże zainteresowanie naukowe i społeczne. Świadczą o tym liczne publikacje (np. Kalicki i in. 2019, 2020), ekspozycje prezentowane w Muzeum Starożytnego Hutnictwa Świętokrzyskiego w Nowej Słupi, festyny archeologiczne (Dymarki Świętokrzyskie) oraz ekspozycje pozostałości górnictwa metali nieżelaznych w Muzealnej Izbie Górnictwa Kruszcowego w Miedziance.

W ramach projektu zostały wytypowane profile do szczegółowych badań z obszaru hutnictwa żelaza prehistorycznego z okresu rzymskiego i historycznego (Staropolski Okręg Przemysłowy-SOP) oraz hutnictwa miedzi (SOP). W czasie prac terenowych zostały wykonane profile geologiczne umożliwiające pobór prób do analiz sedymentologicznych, geochemicznych oraz mikrobiologicznych. Dotychczasowe badania skoncentrowały się na obszarze historycznego hutnictwa metali nieżelaznych w dolinie Hutki koło Polichna w zlewni Białej Nidy (Pabian i in. 2022, Przepióra i in. 2023a, b). W laboratorium próbki są analizowane pod względem uziarnienia, zawartości podstawowych pierwiastków, makro- i mikrożużli oraz sferulek żelaza (w przypadku hutnictwa żelaza), a także DNA mikrobiomów.

Mikroarcheobiomy, czyli mikroskopijne organizmy zachowane w osadach, mogą odgrywać kluczową rolę w rekonstrukcji paleośrodowiska. Analiza mikroarcheobiomów i składu chemicznego osadów pozwala na rekonstrukcję warunków środowiskowych, które panowały w okresie działalności hutniczej, np. lokalnych zmian w mikroklimacie i składzie chemicznym gleby.

W osadach z artefaktami hutniczymi stwierdzono obecność specyficznych mikroorganizmów (bakterie termofilne i halofilne), które są wskaźnikami warunków anaerobowych i wysokiej temperatury. Wyniki badań mogą również dostarczyć informacji o wpływie działalności człowieka na lokalne ekosystemy i mikroklimat. Analizy powinny pozwolić na określenie przestrzennego i czasowego zróżnicowania mikrobiomów, co mogłoby znaleźć zastosowanie do rekonstrukcji paleogeograficznych na innych obszarach przemysłowych w Polsce i w Europie. Wyznaczenie tego typu wskaźników umożliwiłoby ustalić stratygrafię i chronologię stanowisk pohutniczych w ujęciu paleogeograficznym i geoarcheologicznym.

Nowe wyniki badań sedymentologiczno-geochemiczno-mikrobiologicznych pozwolą na nowe spojrzenie na otaczającą rzeczywistość oraz umożliwią decydentom oraz naukowcom na bliższą współpracę nad zorganizowaniem ścieżek edukacyjnych i nowych geostanowisk na wybranych obszarach, np. w Świętokrzyskim Światowym Geoparku UNESCO, na których będą zaprezentowane miejsca prehistoryczne i historycznej metalurgii z użyciem najnowocześniejszych metod badawczych. Wyniki badań mogą zostać również uwzględnione w ekspozycjach muzealnych.

LITERATURA

- Kalicki T., Chrabąszcz M., Frączek M., Fularczyk K., Kłusakiewicz E., Kuształ P., Małęga E., Przepióra P., 2019, Zapis zmian antropogenicznych w formach i osadach dolin świętokrzyskich. [W:] I. Żeber-Dzikowska, J. Chmielewski (red.), Środowisko – współczesne dylematy. Instytut Ochrony Środowiska-PIB, Warszawa, 247–280. <https://doi.org/978-83-60312-54-4>
- Kalicki T., Przepióra P., Kuształ P., Chrabąszcz M., Fularczyk K., Kłusakiewicz E., Frączek M., 2020, Historical and present-day human impact on fluvial systems in the Old-Polish Industrial District (Poland), *Geomorphology* 357. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107062>
- Pabian G., Kalicki T., Przepióra P., 2022, Traces of historical copper mining and metallurgical activity preserved in the relief and sediments in Miedzianka region (Holy Cross Mts., Poland), *Sbornik abstraktu 27. Kvarter* (red. Plichta A., Turek T., Dubjelova N., Ivanov M.), Brno, 32.
- Przepióra P., Pabian G., Kalicki T., 2023a, Traces of historical copper mining and metallurgy as a potential for geoarchaeological research in the vicinity of Miedzianka (Holy Cross Mts., Poland), *Abstract book 17th Conference of Environmental Archaeology*, Brno, 59–60.
- Przepióra P., Pabian G., Kalicki T., Zubek K., Podrzycki Ł., 2023b, Traces of historical metallurgical activity in alluvium of Hutka River (Holy Cross Mts., Poland) – preliminary results, *Sbornik abstraktu 28. Kvarter* (red. Dubjelova N., Ivanov M.), Brno, 26.

Rozmieszczenie i występowanie koniowatych (equidae gray, 1821) na terenie Polski w czwartorzędzie – przegląd danych literaturowych

Karol KARBOWSKI¹, Krzysztof STEFANIAK¹,
Urszula RATAJCZAK-SKRZATEK¹

¹ Zakład Paleozoologii, Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. H. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław; e-mails: karol.karbowski@uwr.edu.pl, krzysztof.stefaniak@uwr.edu.pl, urszula.ratajczak2@uwr.edu.pl

Przedstawiciele rodziny Equidae Gray, 1821 migrowali do Europy w miocenie, pliocenie oraz w czwartorzędzie, przy czym ostatnia wędrówka jest związana ze współcześnie znanym nam rodzajem *Equus* Linnaeus, 1758. Rodzaj ten wyemigrował z Ameryki Północnej do Palearktyki około 2,59 miliona lat temu (Cirilli i in. 2021). Przyjęty jest ogólny pogląd, że we wczesnym plejstocenie pierwsze populacje koni obserwowane w zapisie kopalnym Europy należą do tzw. grupy koni stenoidalnych z typowym gatunkiem *Equus stenonis* Cocchi, 1867. W środkowym plejstocenie grupa ta traci na znaczeniu na rzecz dominacji koni kabaloidalnych. Następuje zastępowanie wczesnoplejstocenijskich form przez linie koni *Equus mosbachensis/ferus* (Boulbes, van Asperen 2019). Dodatkowo, od środkowego plejstocenu na terenie Europy pojawia się dziki osioł europejski *Equus hydruntinus* Regalia, 1907. Dla Polski szczątki najstarszych przedstawicieli rodziny koniowatych pochodzą ze środkowo miocenijskiego stanowiska Przeworno, w którym stwierdzono przedstawicieli rodzaju *Anchitherium* von Mayer, 1844 (Kubiak 1981). Trójpalczaste koniowate zostały także opisane z pliocenijskich osadów z jaskini Węże I (Nadachowski i in. 2015). Bazując na dotychczasowych danych liczba stanowisk z plejstocenijskimi szczątkami rodzaju *Equus* z terenu Polski wzrosła blisko dwukrotnie, w stosunku do danych Kowalskiego (1959) wskazującego w *Katalogu ssaków plejstocenu Polski* na 75 lokacji. Według literatury najstarsze szczątki kostne dzikiego konia należy wiązać ze wczesno plejstocenijskimi szczątkami z Jaskini Żabiej, jednak aktualnie brakuje kompleksowych opracowań dotyczącego tego materiału (Stefaniak i in. 2009). Szerzej opisane i uznawane powszechnie za najstarsze szczątki dzikiego konia, stanowi materiał z środkowo plejstocenijskich warstw Jaskini Biśnik (van Asperen, Stefaniak 2011, Nadachowski i in. 2015). Dodatkowo dla późnej fazy środkowego plejstocenu kości koni stwierdzono w jaskiniach: Deszczowej (MIS 8) oraz Nietoperzowej (MIS 6) (Wojtal 2007). Zdecydowana większość stwierdzeń dzikiego konia z terenu Polski pochodzi z późno plejstocenijskich stanowisk (od MIS 5e do MIS 2). Opisany w literaturze materiał kostny koni występuje na stanowiskach otwartych jak i w jaskiniowych.

LITERATURA

- Boulbes N., van Asperen N-E., 2019. Biostratigraphy and Palaeoecology of European Equus. *Frontiers in Ecology and Evolution* 7, 301.
- Cirilli O., Saarinen J., Pandolfi L., Rook L., Bernor L.R., 2021. An updated review on *Equus stenonis* (Mammalia, Perissodactyla): New implications for the European early Pleistocene *Equus* taxonomy and paleoecology, and remarks on the Old World *Equus* evolution. *Quaternary Science Reviews* 269.
- Kowalski K., 1959. Katalog ssaków plejstocenu Polski. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa–Wrocław.
- Kubiak H., 1981. Equidae and Rhinocerotidae (Perissodactyla, Mammalia) from the Miocene of Przeworno in Lower Silesia. *Acta Geologica Polonica* 31, 1–2.
- Nadachowski A., Marciszak A., Ridush B., Stefaniak K., Wilczyński J., Wojtal P., 2015. Eksploatacja zasobów fauny przez paleolityczne społeczności łowiecko-zbierackie na przykładzie strefy pery- i metakarpackiej. [W:] M. Łanczont, T. Madeyska (red), *Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej*. Wyd. UMCS, Lublin, 839–908.

- Stefaniak K., Nadachowski A., Marciszak A., Szykiewicz A., Socha P., 2009. Early Pleistocene fauna and sediments of the Żabia Cave. [W:] K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha (red.), Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes: palaeoenvironments and protection. Studies of the Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, No. 56, Sosnowiec – Wrocław, 173–190.
- Van Asperen N-E., Stefaniak K., 2011. Biśnik Cave and its biostratigraphical position based on equid remains. *Acta zoologica cracoviensia* 54A, 55–76.
- Wojtal P., 2007. Zooarchaeological studies of the Late Pleistocene sites in Poland. Institute of Systematics and Evolution of Animals, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Znaczenie biostratygraficzne psowatych canidae czwartorzędu Polski

Aleksandra KROPCZYK¹, Adrian MARCISZAK¹

¹ Zakład Paleozoologii, Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław; e-mails: aleksandra.kropczyk2@uwr.edu.pl, adrian.marciszak@uwr.edu.pl

Szczątki psowatych w materiałach kopalnych są licznie reprezentowane zarówno w pliocenie, jak i plejstocenie, co wskazuje na ich ważną rolę ekologiczną w konkurencji wewnątrz- i międzygatunkowej (Azzaroli 1983). Ich szerokie rozpowszechnienie i różnorodność sprawiają, że są one kluczowymi markerami biochronologicznymi, które można skorelować ze zmianami fauny europejskiej (Brugal 2011). Podobnie jak inne szeroko rozpowszechnione ssaki, psowate wykazują dużą zmienność morfologiczną i wielkościową. Wielkość ciała psowatych można ocenić na podstawie wielkości takich elementów anatomicznych jak zęby i kości (Lacombat i in. 2008; Sotnikova, Rook 2010). Polska, jako kraj o dużej specyfice regionalnej, jest postrzegana jako ważny korytarz ekologiczny, zwłaszcza w orientacji geograficznej wschód-zachód. Najstarsze znane psowate z terenów Polski pochodzą sprzed 4,9 mln lat, a liczba znanych gatunków wynosi 12. Niektóre, szczególnie starsze formy, takie jak *Eucyon odessanus* i *Nyctereutes donnezani*, odnajdywano jedynie na pojedynczych stanowiskach, natomiast pozostałości gatunków z rodzaju *Lycaon*, *Canis* i *Vulpes* odnotowywano na licznych stanowiskach w ostatnich latach.

Starsze gatunki psowatych, takie jak *Eucyon* i *Nyctereutes*, zniknęły z Polski już we wczesnym plejstocenie, między 2,5 a 2,2 mln lat temu. Badania wskazują na silną konkurencję, zwłaszcza między likaonem, wilkiem i cyjonem, z silnym wpływem ograniczającym likaona na wilka w okresie od 2,5 do 0,4 mln lat temu. Po wyginięciu *Lycaon lycaonoides*, *Canis lupus* ewoluował szybko, zwiększając swoją liczebność i rozmiar, zajmując niszę zajmowaną przez likaona. Aby ograniczyć konkurencję, wielkość ciała *Cuon alpinus* stopniowo się zmniejszała, przystosowując się do środowiska leśnego, wyżynnego i górskiego.

Historia psowatych w Polsce jest podobna do tej znanej z Eurazji, z pewnymi godnymi uwagi wydarzeniami, takimi jak wczesne pojawienie się *Canis* cf. *etruscus*, *Lycaon falconeri* czy *Lycaon lycaonoides* (Marciszak i in. 2021).

LITERATURA

- Azzaroli A., 2018. Quaternary mammals and the 'End Villafranchian' dispersal event—A turning point in the history of Eurasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 44, 117–138.
- Brugal J.P., Boudadi-Maligne M., 2011. Quaternary small to large canids in Europe: Taxonomic status and biochronological contribution. *Quaternary International* 243, 171–182.
- Lacombat F., Abbazzi L., Ferretti M.P., Martínez-Navarro B., Martínez P.E., Palombo M.R., Rook L., Turner A., Valli A.M.F., 2008. New data on the Early Villafranchian fauna from Viallette (Haute-Loire, France) based on the collection of the Crozatier Museum (Le Puy-en-Velay, Haute-Loire, France). *Quaternary International* 179, 64–71.
- Marciszak A., Kropczyk A., Lipecki G., 2021. The first record of *Cuon alpinus* (Pallas, 1811) from Poland and the possible impact of other large canids on the evolution of the species. *Journal of Quaternary Science* 36, 1101–1121.
- Sotnikova M.V., Rook L., 2010. Dispersal of the Canini (Mammalia, Canidae: Caninae) across Eurasia during the Late Miocene to Early Pleistocene. *Quaternary International* 212, 86–97.

Procesy osuwiskowe w Górach Sanocko-Turczańskich (Karpaty Zewnętrzne) w świetle danych z lotniczego skanowania laserowego

Anna MITURA¹, Dominik ŁUKASIAK²

¹ Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych; e-mail: a.mitura@uw.edu.pl

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii; e-mail: dominik.lukasiak@uw.edu.pl

W polskich Karpatach zlokalizowanych jest ponad 90% polskich osuwisk i terenów zagrożonych procesami osuwiskowymi. Pomimo znacznego pokrycia tych gór przez lasy możliwe jest szczegółowe rozpoznanie lokalizacji, zasięgu czy charakteru powierzchni osuwisk dzięki danym z lotniczego skanowania laserowego. Analiza danych LiDAR ALS pozyskanych z dwóch projektów: ISOK (Informatyczny System Osłony Kraju) z lat 2011-2014 i CAPAP (Centrum Analiz Przestrzennych Administracji Publicznej) z lat 2017, 2021 i 2023 umożliwiła szczegółową detekcję osuwisk w Karpatach Zewnętrznych a także określenie zmienności rozmieszczenia skarp osuwiskowych w poszczególnych jednostkach fizycznogeograficznych oraz rozpoznanie wpływu budowy geologicznej i ukształtowania terenu na ich rozmieszczenie. We wschodniej części Karpat Zewnętrznych – m.in. w Górach Sanocko-Turczańskich grzbiety i rozcinające je doliny rzeczne mają układ linearny. Występują tu wyraźne, podłużne strefy zagęszczenia osuwisk pokrywające się z przebiegiem głównych grzbietów górskich oraz nasunięć tektonicznych.

Dynamika zmian ukształtowania terenu w rejonie Kielnarowej (Pogórze Dynowskie) w świetle danych z lotniczego skanowania laserowego

Anna MITURA¹, Dominik ŁUKASIAK²

¹ Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych; e-mail: a.mitura@uw.edu.pl

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii; e-mail: dominik.lukasiak@uw.edu.pl

Współczesne procesy rzeźbotwórcze w Karpatach zachodzą w różnym tempie. Największą dynamiką charakteryzują się obszary występowania osuwisk, w których dochodzi do przemieszczania koluwiów w dół stoku oraz w dolinach rzecznych, w których zachodzi erozyjna i akumulacyjna działalność rzek. Analiza współczesnych zmian rzeźby terenu może być wykonana na podstawie danych z lotniczego skanowania laserowego (LiDAR ALS), które umożliwiają prowadzenie badań na obszarach odkrytych jak i zalesionych. Na podstawie numerycznych modeli terenu (NMT) opracowanych na bazie danych LiDAR – ALS pozyskanych w roku 2011 w ramach projektu ISOK (Informatyczny System Osłony Kraju) oraz latach 2017 i 2023 w ramach projektu CAPAP (Centrum Analiz Przestrzennych Administracji Publicznej) wykonano modele różnicowe dla rejonu Kielnarowej, co umożliwiło zarejestrowanie zmian w ukształtowaniu terenu i położeniu osadów oraz wyznaczenie obszarów o niskiej, średniej i wysokiej dynamice zmian rzeźby.

Zapis palinologiczny osadów zbiornika bezodpływowego w Majscowej na Pogórzu Jasielskim

Justyna RYŁKO-FROCISZ¹, Wojciech GRANOSZEWSKI¹,
Antoni WÓJCIK¹, Kazimiera MAMAKOWA †

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; e-mails: justyna.rylko@pgi.gov.pl, wojciech.granoszewski@pgi.gov.pl, antoni.wojcik@pgi.gov.pl

Zbiornik osuwiskowy w Majscowej położony jest na obszarze polskich Karpat w północno-zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich (Wójcik 2003) w rejonie Podgórze Jasielskiego tuż przy granicy z Kotliną Jasielsko-Krośnieńską (Solon i in. 2018). Rejon Karpat w czasie ostatniego zlodowacenia znajdował się w strefie peryglacialnej i z wyjątkiem wyższych łańcuchów górskich, w których rozwinęły się lodowce górskie, nie było możliwości rozwoju jezior polodowcowych, a co za tym idzie akumulacji osadów biogenicznych. Z tego względu niewiele jest znanych stanowisk w Karpatach zbadanych metodą analizy pyłkowej i datowanych metodą radiowęglową starszych od późnego vistulianu tj. około 15 000 lat kalendarzowych BP (Latałowa 2003). Jednymi z nich są sięgające starszego dryasu stanowiska Roztoki i Tarnowiec (Harmata 1987), Jasło-Bryły obejmujące najprawdopodobniej kilka interwałów interpleniglacjału Vistuliańskiego (Mamakowa i Wójcik 1986) oraz Besko-Zapowiedź dokumentujące schyłek starszego dryasu i początek Allerödu (Koperowa 1970).

Ze względu na brak jezior polodowcowych jednym z lepszym źródeł informacji paleoklimatycznych w Polsce południowej są osady organiczne zdeponowane w zagłębieniach bezodpływowych powstałych w niszach osuwiskowych. Urozmaicona rzeźba terenu wraz ze specyficzną geologią regionu sprzyjają rozwojowi ruchów masowych pozwalających na zdeponowanie osadów organicznych i terygenicznych, które następnie zostają uszczelnione w spągu osadami mineralnymi, często ilastymi.

Badane stanowisko w Majscowej powstało w obrębie aktywnego okresowo osuwiska konsekwentnego zwietrzelinowego na skalnym podłożu o miąższości osadów organicznych 4,0 m p.p.t. na głębokości od 2,0 m do 6,0 m p.p.t. Sukcesja pyłkowa z Majscowej z udziałem *Pinus sylvestris*, *Larix*, *Betula nana*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, oraz szeregiem roślin zielnych wskazuje na rozwój zbiorowisk stepo-tundry i tajgi (sosna, modrzew). W młodszej części profilu znacząco wzrasta udział *Picea*, oraz *Abies* wskazując na przemianę zbiorowisk tajgowych, z malejącym udziałem *Pinus*. Badania palinologiczne wskazują najprawdopodobniej na plenivistuliański wiek stanowiska, tj. starszy niż 15 000 lat kalendarzowych BP. Datowanie radiowęglowe osadów powinno zweryfikować i doprecyzować wiek badanych osadów.

LITERATURA

- Harmata K., 1987. Late-Glacial and Holocene history of vegetation at Roztoki and Tarnowiec near Jasło. *Acta Paleobot.* 27(1), 43–65.
- Koperowa W., 1970. Późnoglacialna i holocenska historia roślinności wschodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich. *Acta Palaeobot.* 11(2), 1–42.
- Latałowa M., 2003. Późny Vistulian. [W:] S. Dybova-Jachowicz, A. Sadowska, (red.), *Palinologia*. Instytut Botaniki im. W. Szafera, PAN.
- Mamakowa K., Wójcik A. 1986. Osady organiczne środkowego Vistulianu w Jaśle-Bryłach (dolina Wisłoki). *Kwart. Geol. Inst. Geol.* 31(1), 214–215.

- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, 91(2), 143–170.
- Wójcik A., 2003. Czwartorzęd zachodniej części dołów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne). *Prace Państw. Inst. Geol.*

Wyniki analiz palinologicznych osadów środkowego plejstocenu z wiercenia Baldram PIG-1 (Polska Północna)

Dominika SIERADZ¹, Dariusz GAŁĄZKA¹, Weronika DANIEL¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

W 2022 roku w podczas aktualizacji arkusza Kwidzyń (169) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 wykonano wiercenie badawcze o nazwie Baldram PIG-1 w miejscowości Baldram koło Kwidzyna ((województwo pomorskie), znajdującej się w zachodniej części Pojezierza Iławskiego (Kondracki 2009; Solon i in. 2018). W pełni rdzeniowany odwiert wykonano za pomocą wiertnicy URB 2,5A. Celem wiercenia było rozpoznanie budowy geologicznej tego obszaru w szczególności uściślenia stratygrafii neoplejstocenu. Do badań palinologicznych wytypowano 100 próbek (Sieradz 2024) pobranych z głębokości 54,63–55,0 m oraz 35,7–44,0 m. Wyniki analiz potwierdziły występowanie osadów morskich interglacjału eemskiego jednakże o mocno zredukowanej miąższości (dolna seria). Zapis palinologiczny jest bardzo fragmentaryczny i obejmuje zaledwie fragment zon E4 oraz E7 według podziału Mamakowej (1988, 1989). Pozostałe badane próbki z serii górnej dokumentowały okres zimny zlodowacenia wisły Datowania radiowęglowe określiły wiek osadów tej serii na środkowy plenivistulian.

LITERATURA

- Kondracki J., 2009. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Mamakowa K., 1988. Pollen Stratigraphy of Eemian and adjoining glacial deposits based on continuous sequences in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences Earth Sciences* 36(3–4), 299–308.
- Mamakowa K., 1989. Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobotanica* 29(1), 11–176.
- Sieradz D., 2024. Orzeczenie palinologiczne dla 30 prób z wiercenia Baldram PIG-1 arkusz Kwidzyń (169) z głębokości 35,70–44,00 m. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.

Rekonstrukcja zmian środowiskowych w rejonie Biskupic na Pogórzu Wielickim na podstawie badań paleobotanicznych i paleośrodowiskowych – wstępne wyniki

Sylwia SKOCZYLAS-ŚNIAZ¹, Radosław CZERNIAK²,
Tomasz KALICKI³, Marcelina MATURLAK⁴,
Magdalena MOSKAL-DEL HOYO¹, Krzysztof STACHOWICZ¹

¹ Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;
e-mails: s.skoczylas@botany.pl, k.stachowicz@botany.pl, m.moskal@botany.pl

² Archeologiczna Pracownia IN SITU Radosław Czerniak, ul. B. Chrobrego 34/1, 32-020 Wieliczka;
e-mail: insitu@archeolog.pro

³ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii, ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce; e-mail: tomasz.kalicki@ujk.edu.pl

⁴ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Studenckie Koło Naukowe Geomorfologów „Złoty Bażant”, ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce

Stanowisko archeologiczne w Biskupicach związane jest z najwcześniejszą działalnością rolniczą na obszarze Pogórza Wielickiego. W trakcie wykopalisk przeprowadzonych w latach 2020 i 2021 odkryto tam pozostałości czterech domostw, które datowane są na późny okres kultury ceramiki wstęgowej rytej. W odległości ok. 1,8 km od wykopalisk wykonany został przekrój poprzeczny przez dolinę Królewskiego Potoku, a jeden z badanych profili (Biskupice-4) został poddany szczegółowej analizie malakologicznej, makroszczątków roślinnych, sedymentologicznej i palinologicznej. Do badań pobrano 139 prób. W 103 próbkach znaleziono 1361 szczątków roślin reprezentowanych przez 51 taksonów oraz szczątki zwierząt i grzybów. W 65 próbkach oznaczono 566 muszli mięczaków reprezentujących 27 taksonów – 25 ślimaków oraz 2 małży. Profil jest wyraźnie dwudzielny i reprezentuje fazę późnego glacjału oraz holocenu. W profilu można wyróżnić cztery ogniwa klastyczne rozdzielone warstwami torfów zailonych i mułków torfiastych. Dwa dolne ogniwa są węglanowe i pochodzą z późnego glacjału i eoholocenu. W allerödzie w zbiorniku wodnym, o czym świadczą znalezione nasiona *Batrachium* sp. oraz muszle *Galba truncatula*, sedymentowały węglanowe mułki piaszczyste z detrytusem z wyraźną tendencją do grubienia ku górze. Początkowo (L MAZ B4-1) wokół zbiornika dominowały otwarte siedliska typu tundry rozwinięte na wilgotnym podłożu. Wskazuje na to obecność *Betula. sect. nana*, *Selaginella selaginoides*, *Filipendula ulmaria*, turzyce *Carex* oraz malakocenozy z m.in. *Vertigo genesii*, *Columella columella* i *Succinella oblonga*. Później (L MAZ B4-2) obszar zaczęły porastać prześwietlone lasy brzożowe z *Betula. sect. albae*. Zbiornik wodny z *Potamogeton filiformis* i *Potamogeton* sp. nadal się utrzymywał. Zaznaczyło się także w tym czasie znaczne zróżnicowanie gatunków mięczaków środowisk zacienionych, otwartych, wilgociolubnych i wodnych. Pod koniec allerödu (11 410±130 BP) zbiornik uległ zatorfieniu z różnorodnymi gatunkami *Carex*, a nieco później proces ten objął całe dno doliny. Silnie zailone torfy (popielność 50–70%) narastały aż do preboreału (9540±100 BP), a w boreale (8990±90 BP) torfowisko zaniknęło i rozpoczęła się sedymentacja drugiego ogniwa klastycznego – węglanowych piasków zaglinionych, która trwała do atlantyku. Okres ten (L MAZ B4-3) charakteryzował się wzrostem udziału malakofauny i jednocześnie drastycznym spadkiem szczątków roślinnych. Wilgotne siedliska były zasiedlane głównie przez ślimaki higrofilne: *Carychium minimum* i *Vallonia eniensis*. Licznie występowały gatunki środowisk

otwartych: *Vallonia pulchella*, *Vallonia costata* oraz mezofilne: *Euconulus fulvus*, *Punctum pygmaeum*. W prześwietlonych lasach dominował *Vertigo alpestris*. Skład wodnej malakofauny (*Anisus leucostoma*, *Galba truncatula*, *Pisidium obtusale*) wskazuje na istnienie płytkiego, okresowego zbiornika lub obszaru rozlewiskowego z akumulacją zailonych torfów (popielność 40–70%), które zaczęły narastać w środkowej części doliny od początku atlantyku (7600±90 BP). Powyżej następuje bardzo wyraźna zmiana sedymentacji i trzecie ogniwo klastyczne budują piaski zaglinione, ale bezwęglanowe. W ogniwie tym malakofauna całkowicie zanikła, natomiast udział szczątków roślinnych znacznie wzrósł (L MAZ B4-4). Dominowały rośliny ruderalne i łąkowe, miejscami pojawiły się także *Sambucus nigra* i *Alnus glutinosa*. Podmokłe siedliska były porośnięte przez *Urtica dioica* i *Mentha pulegium*. Powoli tworzyło się także lokalne torfowisko niskie, w którym akumulowały torfy zailone (popielność 60–80%). Ostatni etap (L MAZ B4-5) charakteryzuje się sedymentacją czwartego bezwęglanowego ogniwa klastycznego – mułków piaszczystych z detrytusem, a w najwyższej części profilu piasków zaglinionych, co mogło być związane z sąsiedztwem współczesnego koryta. W tym czasie nadal utrzymywało się torfowisko niskie z turzycami *Carex*, *Scirpus silvaticus*, *Eleocharis palustris*, *Juncus* sp., a jego brzegi porastały rośliny wilgociolubne (m. in.: *Ranunculus acris*, *Lychnis flos-cuculi*, *Poligonum lapatifolium*). Rozwój roślinności w górnej części profilu (L MAZ B4-4, 5) wskazuje na schyłkową fazę holocenu z umiarkowanie ciepłym klimatem co dokumentuje działalność człowieka na badanym obszarze.

Badania zostały zrealizowane przy wsparciu finansowym Narodowego Centrum Nauki, grant nr 2018/30/E/HS3/00867 oraz Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk zapewnił częściowe finansowanie badań ze środków statutowych.

Charakterystyka geochemiczna (ICP) i mineralogiczna (QEMSCAN®) późnoglacialno-holocentrycznych wydmy śródlądowych reprezentujących różne strefy środowiska eolicznego: potencjalnie ilościowe implikacje dla datowania OSL

Jacek SKURZYŃSKI¹, Piotr KENIS^{1,2}, Piotr MOSKA³, Zdzisław JARY¹,
Robert Jan SOKOŁOWSKI⁴, Przemysław MROCZEK⁵, Jerzy RACZYK¹,
Paweł ZIELIŃSKI⁵, Marcin KRAWCZYK¹, Michał ŁOPUCH¹, Agnieszka SZYMAK³,
Grzegorz POREBA³, Andrzej WOJTALAK³, Konrad TUDYKA³

¹ Uniwersytet Wrocławski, Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; e-mails: jacek.skurzynski@uwr.edu.pl, piotr.kenis@uwr.edu.pl, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl, jerzy.raczyk@uwr.edu.pl, marcin.krawczyk@uwr.edu.pl

² Sieć Badawcza Łukasiewicz – PORT Polski Ośrodek Rozwoju Technologii, ul. Stabłowicka 147, 54-066 Wrocław

³ Politechnika Śląska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mails: Piotr.Moska@polsl.pl, Agnieszka.Szymak@polsl.pl, Grzegorz.Poreba@polsl.pl, Konrad.Tudyka@polsl.pl, Andrzej.Wojtalak@polsl.pl

⁴ Uniwersytet Gdański, al. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia; e-mail: robert.sokolowski@ug.edu.pl

⁵ Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mails: przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl, pawel.zielinski@mail.umcs.pl

Europejski Pas Piaszczysty (ESB – ang. *European Sand Belt*) to obszar obfitujący w czwartorzędowe osady fluwialne i eoliczne, których stratygrafia i przestrzenna zmienność właściwości litologicznych wciąż są przedmiotem dyskusji, zwłaszcza w kontekście składu chemicznego i mineralogicznego.

W niniejszej pracy skupiono się na niewielkim fragmencie ESB, przedstawiając wyniki analizy właściwości geochemicznych (ICP – ang. *Inductively Coupled Plasma*) i mineralogicznych (QEMSCAN® – ang. *Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy*) 46 próbek piasków eolicznych pobranych z czterech polskich późnoglacialno-holocentrycznych wydmy śródlądowych. Stanowiska badawcze (Leszczyca, Barczygłów, Godzięba i Żabinko) położone są stosunkowo blisko siebie, aczkolwiek reprezentują różne strefy środowiska eolicznego.

Dla trzech stanowisk badawczych (Leszczyca, Barczygłów i Godzięba) stwierdzono poprawne chronologie oparte o datowania OSL, pomimo, że cechy geochemiczne i mineralogiczne wykazały istotne różnice pomiędzy wydmy reprezentującą strefę glacialną (Godzięba), a wydmy w strefie ekstraglacialnej (Leszczyca) lub na jej granicy (Barczygłów). W czwartym stanowisku badawczym (Żabinko), również reprezentującym strefę glacialną, stwierdzono błędną chronologię, z licznymi przeszacowaniami lub niedoszacowaniami. Należy zaznaczyć, że w tej konkretnie wydmy, pojawiły się znaczne różnice wartości parametrów geochemicznych i mineralogicznych wyznaczonych dla sąsiadujących ze sobą próbek. Sugeruje to, że niepoprawne daty bezpośrednio związane są z dużą zmiennością cech litologicznych tego stanowiska badawczego (brakiem wewnętrznej homogeniczności składu mineralogicznego i geochemicznego).

Ponadto, analiza składu chemicznego przy pomocy metody ICP próbek uprzednio datowanych metodą OSL (gdzie do obliczania dawek promieniowania wykorzystano wysokorozdzielczą spektroskopię gamma – HRGS) pozwoliła na określenie wpływu metody określenia dawki

promieniowania na finalną datę. Okazało się, że dla trzech wydmy (Godzięba, Leszczyca i Żabinko) daty bazujące na oznaczeniu przy pomocy HRGS były bardzo zbliżone do tych opartych o wyniki przeliczone z ICP. Jednakże, dla czwartej wydmy (Żabinko) stwierdzono różnice w uzyskanych datach sięgające kilku tysięcy lat (dla niektórych próbek), przy czym różnice te związane są jedynie z aspektami metodycznymi.

W toku badań przeanalizowano również inne cechy badanego osadu, potencjalnie mogące wpływać na wyniki datowania OSL, takie jak częstotliwość występowania i rodzaje inkluzji w kwarcu (wraz z ich lokalizacją w obrębie danego ziarna). Uzyskane wyniki podkreślają znaczenie wyzwań związanych z datowaniem OSL, szczególnie w odniesieniu do poprzedzającego właściwą analizę rozpuszczania niekwarcowych składników (takich jak fazy pozostałe po separacji gęstościowej) w kwasie fluorowodorowym.

Badania zostały przeprowadzone w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki, Polska, nr 2018/30/E/ST10/00616.

Specyfika roślinności eemskich i wczesnovistuliańskich zbiorników jeziornych i torfowiskowych oraz ich geograficzne zróżnicowanie

Renata STACHOWICZ-RYBKA

Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46 31-512 Kraków;
e-mail: r.stachowicz@botany.pl

Analiza makroszczątków roślin z osadów jeziornych i torfowiskowych interglacjału eemskiego (115–128 tys. lat temu) stwarza niepowtarzalną szansę rozpoznania historii roślinności i zmian klimatu podczas ciepłego okresu poprzedzającego holocen. Istotna jest także obecność taksonów charakterystycznych oraz takich, które nie występują już we florze holocenu centralnej Europy.

Przedmiotem rozważań jest jedenaście stanowisk interglacjału eemskiego opracowanych metodą makroskopowych szczątków roślin ze wschodnich Niemiec (Banzin, Beckentin, Hinterste Muhle), zachodniej (Gorzów Wielkopolski), północnej (Cierpięty) oraz centralnej Polski (Kuców, Józefów, Kozłów, Puznówka, Żabieniec, Parysów).

Sukcesja roślinności tego okresu obserwowana w zapisie diagramów pyłkowych ma charakter regionalny i charakteryzuje ją zarówno kolejność pojawiania się taksonów, ale także ich udział procentowy, natomiast roślinność lokalną będącą przedmiotem badań makroszczątków roślin charakteryzuje udział roślin wymarłych, obcych lub sporadycznie występujących we współczesnej florze. W optimum klimatycznym interglacjału obecne były taksony takie jak *Brasenia holstata*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Cladium mariscus*, *Dulichium arundinaceum*, *Nymphaea cinerea*, *Salvinia natans*, *Najas minor*, *Trapa natans*, *Stratiotes aloides* czy *Potamogeton sukaczewii*. Roślinność okresów chłodnych również ma swoich przedstawicieli takich jak *Selaginella selaginoides* czy *Potamogeton alpinus*, których obecność jest typowa dla schyłku glacjału Warty oraz *Myriophyllum microcarpum*, *Isoetes lacustris* i *I. rugosa* oraz *Potamogeton vaginatus* typowe dla wczesnego glacjału Wisły.

Biorąc pod uwagę kilkanaście analizowanych stanowisk można zaobserwować, że niektóre taksony, na przykład *Aldrovanda vesiculosa* i *Cladium mariscus* pojawiają się na obszarze wschodnich Niemiec w fazach E 1-2 R PAZ, natomiast w centralnej Polski znacznie później bo w czasie faz E4-5 R PAZ. W przypadku *Salvinia natans* jest to E 3-4 R PAZ na obszarze wschodnich Niemiec i E4-5 R PAZ na obszarze centralnej Polski.

Wpływ na obecność wodnych i torfowiskowych taksonów termofilnych ma przede wszystkim klimat czyli temperatura i opady, niemniej zasięgi ich występowania zależą również od trofii, typu zasiedlanych zbiorników i wielu innych czynników, dlatego analiza ich występowania wymaga jeszcze wielu opracowań stanowisk tego wieku.

Czy można wykorzystać ocieplenie klimatu do odtworzenia warunków przypominających optimum klimatyczne holocenu?

Tomasz SZCZĘSNY

ul. Swobodna 4, 86-031 Jaruzyn; e-mail: tomjaszczesny@gmail.com.pl

Współczesne ocieplenie klimatu budzi powszechny niepokój. W najbliższych stuleciach może stanowić zagrożenie dla życia na Ziemi. Z kolei w perspektywie tysiącleci może ono opóźnić nadejście następnego zlodowacenia, co należy uznać za korzystne dla życia roślin, zwierząt i ludzi. Celem pracy jest analiza, czy można wykorzystać obecne ocieplenie klimatu, aby już w obecnym stuleciu odtworzyć warunki, jakie panowały w optimum klimatycznym holocenu, kiedy w Azji i północnej Afryce prawie nie było pustyni.

Przeprowadzono analizę literatury naukowej dotyczącej zmian klimatu w czasie ostatnich 21 000 lat, czyli od maksimum ostatniego zlodowacenia. Na podstawie tej analizy postawiono następujące hipotezy:

1. Od czasu wynalezienia rolnictwa ludzie wycinali lasy i przyspieszali pustynnienie terenów narażonych na wysychanie. W ten sposób zwiększali albedo planety, co powodowało ochłodzenie, a nie ocieplenie klimatu (Yasuda i in. 2000).

2. Największe ochłodzenie klimatu w czasach współczesnych miało miejsce na samym początku epoki przemysłowej. Wtedy głównym paliwem do napędzania maszyn parowych było drewno. To ochłodzenie można wyjaśnić wzrostem albedo Ziemi przy zachowaniu stałej puli węgla w tzw. szybkim obrocie węglowym. Temperatura na powierzchni Ziemi zaczęła rosnać dopiero wówczas, gdy ludzie sięgnęli po paliwa kopalne i zaczęli zwiększać ilość węgla w szybkim obrocie węglowym.

3. Neolityczni pasterze i rolnicy mogli przyspieszyć pustynnienie Sahary i Bliskiego Wschodu. Za rozważeniem tej hipotezy przemawia fakt, że Sahara i Bliski Wschód stały się pustyniami w ciągu zaledwie 700 lat, w czasie rozkwitu Neolitu w tych krajach (Wright 2017).

4. Postawiono hipotezę, że warunkiem wystąpienia optimum klimatycznego holocenu był wysoki poziom wód gruntowych na Bliskim Wschodzie, którego konsekwencją było powiększenie lodowców w górach otaczających Tybet. W czasie optimum klimatycznego lodowce te hamowały wiatry napędzające Indyjski Monsun Letni, co zwiększyło pulę ciepła i wilgoci dla borealnego Monsunu Wschodnioafrykańskiego. Dlatego rabunkowa gospodarka rolna w Neolicie mogła nie tylko przyspieszyć pustynnienie Bliskiego Wschodu, ale też zamianę Sahary w pustynię (Szczęsny 2019; Opała-Owczarek, Niedźwiedź 2019).

5. Około 2200 lat p.n.e. ludzie mogli wywołać trwające 150 lat ochłodzenie i suszę (tzw. 4.2 ky event), co spowodowało upadek wszystkich cywilizacji neolitycznych. Była to największa katastrofa klimatyczna w czasach prehistorycznych (udokumentowana źródłami pisanymi). Spowodowała migrację większości ludzi zamieszkujących Ziemię (Szczęsny 2019, Opała-Owczarek, Niedźwiedź 2019).

W oparciu o przemyślenia wyniesione z analizy piśmiennictwa dotyczącego historii klimatu w holocenie, szczególnie dotyczące mechanizmów rządzących klimatem, przedstawiono hipotezę, że można by wykorzystać obecne ocieplenie klimatu, aby skierować wilgotne wiatry do wnętrza kontynentów. Jako mechanizm spustowy zaproponowano osłabienie Wyżu Syberyjskiego przez skierowanie dopływów rzeki Ob do Azji Centralnej. Skutkiem byłoby nie tylko odtworzenie Jeziora

Arałskiego, ale też zazielenienie pustyń w całej Azji, a być może nawet Sahary. Rośliny pochłonyłyby część dwutlenku węgla i zamieniły go w węglowodany i białka, czyli w pokarm dla ludzi i zwierząt. Zapewniałyby też ochronę przed wiatrem i cień, czyli lepsze warunki do życia nad i pod powierzchnią gleby. Zwiększone opady atmosferyczne podniosłyby poziom wód gruntowych w głębi kontynentów, dzięki czemu wzrost poziomu mórz zostałby spowolniony (Szczęsny 2024).

LITERATURA

- Opała-Owczarek M., Niedźwiedz T., 2019. Last 1100 yr of precipitation variability in western central Asia as revealed by tree-ring data from the Pamir-Alay. *Quaternary Research* 91(1), 81–95.
- Szczęsny T.J., 2019. The Gutian Invasion in the Middle East as a Possible Anthropogenic Trigger Factor in the Development of the 4.2 ky Event. *Open Journal of Ecology* 9(9), 336–359.
- Szczęsny T., 2024. *How to curb climate change? On the basis of the history of the climate*. Austin Macauley Publishers.
- Wright D.K., 2017. Humans as Agents in the Termination of the African Humid Period. *Frontiers in Earth Science* 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00004>
- Yasuda Y., Kitagawa H., Nakagawa T., 2000. The Earliest Record of Major Anthropogenic Deforestation in the Ghab Valley, Northwest Syria: A Palynological Study. *Quaternary International* 73–74, 127–136. [http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00069-0](http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00069-0)

Preliminary results of palynological study from the Stawinoga site (Narew-Bug riverside area)

Dmitry TSVIRKO^{1,2}, Milena OBREMSKA², Tomasz ZWIĄZEK³

¹ University of Lodz, Doctoral School of Exact and Natural Sciences, Lodz, Poland;
e-mail: dzmitry.tsvirka@edu.uni.lodz.pl

² Polish Academy of Sciences, Institute of Geological Sciences, Warsaw, Poland;
e-mail: mobremska@twarda.pan.pl

³ Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization, Warsaw, Poland;
e-mail: tzwiazek@twarda.pan.pl

We present the first results of palynological analysis of the Stawinoga fen sediments in the inter-fluve of the Narew and Bug rivers.

The study site is located approximately 2 km west of the Narew riverbed near its confluence with the Bug River. The fen is situated in the vicinity of the Stawinoga nature reserve and the village of the same name. The fen is currently a circular, treeless area surrounded by a pine forest. The vegetation is dominated by sedges (Cyperaceae), with dry birch trunks standing above them. Sediments for the study were taken from the central part of the fen using an Instorf sampler. A total of 2 meters of deposits were sampled. The bottom part of the sediments was formed in a lake environment as evidenced by the presence of pollen from fully submerged plants (*Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton*) and plants with floating leaves (*Nymphaea*). Lacustrine sediments are covered with peat.

Palynological analysis showed that the paleolake formed in the Late Weichselian. The Late Weichselian age of the deposits is indicated by pollen assemblages containing *Juniperus* pollen, large amounts of *Pinus* and *Betula* pollen, and the absence of pollen from mesophilic tree and shrub species.

Particular attention was paid to the palynological analysis of the upper peat deposits, which contain a significant number of indicators of human activity. Stages of anthropogenic activity were mainly identified based on the presence of *Cerealia* pollen. Additional information was provided by pollen from other anthropogenic indicators such as *Fagopyrum*, *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa-acetosella*, *Polygonum aviculare*, *Chenopodiaceae*, and others. Between phases of anthropogenic activity, a clearly visible forest regeneration phase was identified with the rise of *Quercus*, *Carpinus*, and *Alnus* pollen curves, the decline of *Pinus* pollen curve, and the disappearance of *Cerealia* pollen.

It is worth noting the poor preservation of pollen and spores in the peat deposits. The pollen assemblages contained a large amount of destroyed pollen that could not be identified (Undeterminable). Even among the identified pollen, there was a significant amount of degraded pollen, as evidenced by the Corroded curve, consisting of eroded pollen from *Betula*, *Alnus*, and *Corylus*.

Pozycja osadów interglacjalnych środkowego plejstocenu, materiały robocze, niepublikowane (próbki z lat 2017–2023)

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA¹, Dariusz KRZYSZKOWSKI²

¹ Uniwersytet Łódzki, Katedra Geologii i Geomorfologii; e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

² Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego; e-mail: dariusz.krzyzkowski@uni.wroc.pl

Badania w odkrywce Szczerców prowadzone są od 2010 roku z przerwą na 2020 rok. Na tym obszarze dokonano także reambulacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Szczerców (Wieczorek, Stoiński 2019). Postępująca eksploatacja pozwoliła na prześledzenie odsłoneń osadów plejstoceniowych (Wachecka-Kotkowska i in. 2024). Niestety lada chwila ściana wschodnia odkrywki odsłoni osady wysadu solnego Dębina, co będzie skutkowało *de facto* zakończeniem badań terenowych w kopalni.

Do tej pory, to jest do 2024 roku, przebadano materiał z lat 2010–2017 i opublikowano 10 artykułów naukowych dotyczących osadów rzecznych, jeziornych i glacialnych (Wachecka-Kotkowska i in. 2024). W ramach badań geologicznych najpierw przeprowadzono analizę glin lodowcowych. Następnie badania skoncentrowały się na osadach jeziornych i rzecznych. Do rekonstrukcji wykorzystano różnorodne metody badawcze. Dla glin zastosowano badania litopetrograficzne, natomiast dla osadów jeziornych i rzecznych przeprowadzono szeroko zakrojone analizy paleoekologiczne. W ramach tych badań zbadano m.in. okrzemki, pyłki roślin, makroszczałki roślin (w tym nasiona), wioślarki, ślimaki, małżoraczki, ochotki, a także oznaczono skład mineralny, izotopy azotu i tlenu oraz anizotropię podatności magnetycznej osadu. Niektóre młodsze osady udało się również datować metodą radiowęglową. Profil plejstoceniowy, który został odsłonięty, nie jest jeszcze w pełni przebadany. Na dalsze analizy czeka około 400 próbek pobranych w latach 2014 oraz 2017–2023. Obecnie prowadzone są prace nad określeniem wieku dolnych warstw glin.

Największą część materiału badawczego z lat 2017–2023, jeszcze dotąd niezbadanego pod kątem wielu proxy, pochodzi z osadów międzyglinowych. Dlatego wykonane w przyszłości wszechstronne badania wymienione jak wyżej, prowadzące do rekonstrukcji paleoekologicznych i paleogeograficznych odpowiedzą na wiele zapytań dotyczących litostratygrafii czy palinostratygrafii plejstocenu Polski Środkowej. Okres interglacjalny eemski dobrze został zapisany w osadach, ale jeszcze przez ostatnie lata manifestował się na świeżo odsłaniających się ścianach odkrywki po stronie wschodniej, aż do 2022 roku. Co roku pozyskiwano gytie, muły i torfy zalegające pod gliną szarą, odrzańską lub glinami starszymi (południowopolskimi?). Autorzy mają nadzieję na pokazanie nowych profili z pełniejszymi danymi dotyczącymi pozycji interglacjalnej mazowieckiego, ferdynandowskiego, a może i zbójna? (Formacja Czyżów według Krzyzkowskiego (1992)).

LITERATURA

Krzyzkowski D., 1992. Czwartorzęd Rowu Kleszczowa: litostratygrafia i tektonika. Zarys problematyki na podstawie obserwacji w odkrywce KWB „Bełchatów”. Acta Universitatis Wratislaviensis 1252, Studia Geograficzne 54, 1–158.

Wachecka-Kotkowska L., Krzyzkowski D., Wieczorek D., 2024. Plejstocen zachodniej części rowu Kleszczowa, na podstawie badań w odkrywce Szczerców, Polska Środkowa. Acta Geographica Lodziensia 116, 205–223. <https://doi.org/10.26485/AGL/2024/116/12>

Wieczorek D., Stoiński A., 2019. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczerców – reambulacja. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

12 tysięcy historii roślinności Karkonoszy zapisanych w osadach dennych z Małego Stawu

Agnieszka WACNIK¹, Ewa MADEYSKA¹, Katarzyna CYWA¹

¹ Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Lubicz 46, 31-512 Kraków;
e-mails: a.wacnik@botany.pl, k.cywa@botany.pl

Początek akumulacji osadów dennych w niszy Małego Stawu (1183 m n.p.m.) nastąpił w młodszym dryasie ok. 12 100 cal BP. W tym czasie lokalna roślinność miała charakter muraw alpejskich z elementami tundry i stepu i nie tworzyła zwartej pokrywy. Na niższych wysokościach w Karkonoszach, w odpowiedzi na ocieplający się klimat, pojawiły się płaty z krzewami brzozy karłowatej *Betula nana*, wierzb *Salix*, olszy zielonej *Alnus viridis* i jałowca *Juniperus*, a w większej odległości zapewne też lasy borealne o niskim stopniu zwarcia, złożone głównie z sosną zwyczajną *Pinus sylvestris* (być może także kosodrzewiną *P. mugo*), limbą *P. cembra* i brzozą *Betula*. We wczesnym holocenie w pobliżu jeziora rozwinęła się zwarta roślinność zielna stabilizująca podłoże, która ograniczała erozję i dostawę materiału mineralnego do zbiornika wodnego (zmiana w litologii). Charakterystycznym zjawiskiem był wówczas rozwój lasów zdominowanych przez brzozy ok. 11 700–11 500 cal BP, również w wyższej strefie krajobrazu. Od ok. 11 650 cal BP w bezpośrednim sąsiedztwie Małego Stawu na wysokości ok. 1200 m n.p.m. pojawiły się pierwsze drzewiaste brzozy *Betula* cf. *pubescens*.

Obraz zmian roślinności w holocenie był generalnie zgodny z wzorcem uzyskanym wcześniej z innych stanowisk palinologicznych z Sudetów. Niemniej, zidentyfikowano tu pewne cechy wyróżniające sekwencję. Dotyczy to m.in. występowania wskaźników zimnego klimatu, takich jak: *Pinus cembra* obecna w okresie młodszego dryasu i wczesnego holocenu; *Alnus viridis* obecna do holocenijskiego optimum klimatycznego; *Betula nana* od późnego vistulianu oraz modrzew *Larix* i widłak wroniec *Huperzia selago* od wczesnego holocenu do czasów historycznych. Niewątpliwie ważnym znaleziskiem były szczątki makroskopowe potwierdzające obecność *Larix* na wysokości ok. 1200 m n.p.m., od ok. 9400 cal BP, odkryte po raz pierwszy w Sudetach. Występowanie świerka *Picea abies* od ok. 10 300 cal BP było wyraźnie opóźnione w stosunku do polskich Karpat. Około 6800 cal BP w Karkonoszach pojawił się buk *Fagus sylvatica*, a od ok. 6300–6100 cal BP grab *Carpinus betulus*. Najpóźniej przybyłym drzewem lasotwórczym była jodła *Abies alba* notowana od ok. 5300 cal BP. Interesującym zjawiskiem, potencjalnie uwarunkowanym klimatycznie, było nasilenie erozji stokowej datowane na ok. 8700–8500 cal BP, zaznaczone silnym, krótkotrwałym spadkiem koncentracji pyłku i różnorodności taksonomicznej roślin. Analogiczne zmiany widoczne były też w sąsiednim Wielkim Stawie (1225 m n.p.m.), gdzie dodatkowo zarejestrowano przewarstwienie mineralne w osadach dennych. Rozwój powierzchni trawiastych w postglacjale rozpoczął się ok. 4100 cal BP. Zaskakująco wcześniej zarejestrowane zostały pierwsze wskaźniki uprawy zbóż (pyłek w typie pszenicy *Triticum*), datowane na epokę brązu ok. 3300 cal BP. Ich obecność na stanowisku wynikała z transportu pyłku na większe odległości, prawdopodobnie z niżej położonych terenów lessowych na północ od Sudetów. Od okresu średniowiecza, środowisko przyrodnicze kształtowane wcześniej głównie przez czynniki i procesy naturalne, zostało poddane silnej ingerencji człowieka. Rozpoczęto wówczas działalność gospodarczą (metalurgia, wydobywanie rud metali nieżelaznych, produkcja szkła, przemysł leśny) wymagającą pozyskiwania surowca drzewnego, czyli eksploatacji zbiorowisk leśnych. Od ok. 800 cal BP nastąpił intensywny karczunek, sprzyjający powiększaniu się powierzchni łąk i pastwisk oraz rozwój rolnictwa w regionie, stąd regularna obecność pyłku w typie pszenicy *Triticum* i żyta *Secale cereale*. Największą różnorodność taksonomiczną roślin zielnych zarejestrowano w okresie od XIII do XV wieku, tzn. w czasie planowej kolonizacji Sudetów.

Arkusze Krynica (30) i Frombork (31) SMGP, w skali 1:50 000 – aktualizacja

Leszek ZALESZKIEWICZ¹, Tomasz CIBOROWSKI¹, Karol FAEHNRICH¹,
Paweł ETMAŃSKI¹, Bartosz STEC¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-336 Gdańsk; e-mail: leszek.zaleszkiewicz@pgi.gov.pl

Aktualizowane arkusze Krynica (30) i Frombork (31) SmgP przedstawiają budowę geologiczną objętego obszaru w nowej odsłonie i interpretacji.

Jednym z najciekawszych aspektów aktualizacji, jest prezentacja budowy powierzchniowej, w oparciu o numeryczny model terenu oraz rozwój budowy geologicznej w holocenie, w odniesieniu do Mierzei Wiślanej i torfowisk przybrzeżnych.

Nasuwający się lądolód ostatniego zlodowacenia powodował wielkopromienne spiętrzanie osadów starszych oraz ich depozycję w postaci łusek, na Wzniesieniu Elbląskim (Aber, Ruszczyńska-Szenajch 1997, Pikies 2016). W późnym glacie, na obszarze obecnego Zalewu Wiślanego, prawdopodobnie istniał odpływ wód roztopowych o charakterze marginalnym. Przy poziomie wody 15 m p.p.m., na obszarze zalewu, mogły się tworzyć małe jeziora z osadami mułkowymi, jak również akumulować osady deltowe jednej z odnóg Wisły. Utworzył się podmokły teren z roślinnością wodną i wilgotnolubną. W obrębie starorzeczy powstawały osady organiczne (Tomczak i in. 1989). Pierwszy okres rozwoju Mierzei Wiślanej związany jest z transgresją południowego Bałtyku we wczesnym holocenie (około 8500–7000 lat temu), kiedy poziom morza podnosił się z około 20–19 m do około 8 m poniżej obecnego poziomu morza, w tempie 7 mm/rok. Mierzeja Wiślana była prawdopodobnie niską i wąską barierą, często niszczoną podczas sztormów i migrującą w kierunku lądu (Uścinowicz i in. 2021). Mierzeja Wiślana, jako transgresyjna bariera piaszczysta, rozwijała się do około 7000 lat temu, stopniowo przekształcając się w barierę stacjonarną. W tym czasie, w rejonie obecnego Zalewu Wiślanego, istniały prawdopodobnie wydmy. Jednak w późniejszych okresach, uległy one erozji na skutek podnoszenia się poziomu wody w zalewie. Około 6000–5000 lat temu, rozpoczął się okres progradacji Mierzei Wiślanej. Wskazują na to zarówno daty OSL określające stabilizację piaszczystych wydym na brzegu Zalewu (5910 i 4960 lat temu), jak i wiek radiowęglowy torfu (5172 lat b2k), który wyznacza początek rozwoju torfowisk w obniżeniach między grzbietami wydym. W tym czasie, nastąpiła intensywne akumulacja piasku na podwodnym stoku mierzei od strony morza, o czym świadczy data z muszli morskich (5442 lat b2k) znajdująca się obecnie około 13,5–14,5 m pod powierzchnią plaży. Czas przejścia Mierzei Wiślanej z fazy stacjonarnej w progresywną zbiega się z wyraźnym spowolnieniem wzrostu poziomu morza, w całym regionie południowego Bałtyku. Jego wzrost w okresie 7000–6000 lat temu wynosił około 4 mm rocznie. Około 6000–5000 lat temu, wzrost poziomu wody zwolnił do 1,5 mm rocznie. Mniej lub bardziej stabilny dopływ materiału z erodowanego wybrzeża Półwyspu Sambia, zachodniego wybrzeża Zatoki Gdańskiej oraz z ujścia Wisły wraz z wyraźnym spowolnieniem tempa podnoszenia się poziomu morza, umożliwił około 5000 lat temu, rozpoczęcie intensywnych procesów akumulacji piasku w podwodnej strefie brzegowej i na plażach (Uścinowicz i in. 2021).

Następnie nastąpił intensywny rozwój coraz wyższych wydym, a w konsekwencji przesunięcie linii brzegowej w kierunku morza. Wraz z powstawaniem i stabilizacją kolejnych wydym, tworzyły się również kolejne torfowiska pomiędzy nimi. Mierzeja Wiślana szybko się poszerzała na skutek akumulacji piasku na podwodnym stoku mierzei i na plaży. Świadczy o tym coraz młodszy wiek muszli *Cerastoderma* sp. i *Macoma* sp. oraz tworzenie się nowych wysokich wydym. Zgodnie

z datami OSL, najwyższe wydmy przekraczające wysokość 30 m n.p.m. powstały między 4000 a 2000 lat temu. Najwyższe części wydm były okresowo przekształcane przez wiatr, na co wskazują młodsze daty. Najmłodsze wydmy, położone najbliżej współczesnego brzegu, powstały w ciągu ostatnich 2000 lat. Przy brzegach zalewu tworzyły się również torfowiska, których badania wykazały istnienie zapisu szeregu wezbrań sztormowych, za ostatnie kilka tysięcy lat (Uścińowicz i in. 2022).

Z działalnością człowieka związane jest sypanie wałów przeciwpowodziowych i tworzenie polderów. W 2022 roku wykonano przekop przez mierzeję, celem utworzenia drogi wodnej pomiędzy portem w Elblągu a Bałtykiem.

LITERATURA

- Aber J.S., Ruszczyńska-Szenajch H., 1997. Origin of Elbląg Upland, northern Poland, and glaciotectionism in the southern Baltic region. *Sediment. Geol.* 111, 119–134.
- Pikies R., 2016. Budowa geologiczna i morfogeneza Wzniesienia Elbląskiego w świetle różnicowanej dynamiki lądolodu zlodowacenia Wisły. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 467, 41–60.
- Tomczak A., Mojski J.E., Krzymińska J., Michałowska M., Pikies R., Zachowicz J., 1989. Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wiślanej. *Kwart. Geol.* 33(3), 277–300.
- Uścińowicz Sz., Adamiec G., Bluszcz A., Jegliński W., Miotk-Szpiganowicz G., 2021. Holocene development of the Vistula Spit (Baltic Sea coast) based on multidisciplinary investigations. *The Holocene* 31(4), 1–14.
- Uścińowicz Sz., Cieślakiewicz W., Skrzypek G., Zgrundo A., Goslar T., Orion Jędrysek M., Jurys L., Koszka-Maróń D., Miotk-Szpiganowicz G., Sydor P., Zachowicz J., 2022. Holocene relative water level and storminess variation recorded in the coastal peat bogs of the Vistula Lagoon, southern Baltic Sea, *Quaternary Science Reviews* 296, 1–21.

Micromorphology as a tool for investigating the influence of natural and anthropogenic factors on the formation of slope deposits, buried soils, and archaeological layers: a case study from Ostrowite, Northern Poland

Margarita ZALINIAN¹, Piotr KITTEL², Karolina LESZCZYŃSKA³, Jerzy SIKORA⁴,
Sascha SCHERER⁵, Artur GINTER⁶, Daniel OKUPNY⁷,
Mirosław MAKOHONIENKO⁸, Piotr SZWARCZEWSKI⁹, Wojciech TOŁOCZKO¹⁰,
Renata STACHOWICZ-RYBKA¹¹, Alexandra GOLYEVA¹²

¹ Doctoral School of Exact and Natural Sciences, University of Łódź, Lodz, Poland;
e-mail: margarita.zalinian@edu.uni.lodz.pl

² Department of Geomorphology and Palaeogeography, Faculty of Geographical Sciences, University of Lodz, Lodz, Poland; e-mail: piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl

³ Geomorphology Department, Institute of Geocology and Geoinformatics, Adam Mickiewicz University, Poznan, Poland; e-mail: kar.leszczynska@amu.edu.pl

⁴ Institute of Archaeology, Faculty of History and Philosophy, University of Lodz, Lodz, Poland;
e-mail: jerzy.sikora@uni.lodz.pl

⁵ Department of Geography, Johannes Gutenberg University Mainz, Mainz, Germany;
e-mail: saschere@uni-mainz.de

⁶ Laboratory of Dating and Conservation of Artifacts, Institute of Archaeology, University of Lodz, Poland;
e-mail: artur.ginter@uni.lodz.pl

⁷ Institute of Marine and Environmental Sciences, University of Szczecin, Szczecin, Poland;
e-mail: daniel.okupny@usz.edu.pl

⁸ Institute of Geocology and Geoinformation, Adam Mickiewicz University, Poznan, Poland;
e-mail: miroslaw.makohonienko@amu.edu.pl

⁹ Faculty of Geography and Regional Studies, University of Warsaw, Warsaw, Poland; e-mail: pfszwarc@uw.edu.pl

¹⁰ Department of Physical Geography, Faculty of Geographical Sciences, University of Lodz, Lodz, Poland;
e-mail: wojciech.toloczko@geo.uni.lodz.pl

¹¹ W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków, Poland; e-mail: r.stachowicz@botany.pl

¹² Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation; e-mail: golyeva@igras.ru

This study investigates the complex relationship between natural processes and human activities in the shaping of slope deposits, buried soils, and archaeological layers in Northern Poland's Ostrowite region. Our research, which focuses on prehistoric and medieval settlements, seeks to understand the complexities of soil formation and sediment accumulation as influenced by both natural conditions and human impact. Micromorphological analysis of buried soils, slope deposits, and archaeological layers in selected key sites provides information about their geological structure, land relief changes, soil properties and composition. By examining these features, we hope to determine the extent and mechanisms of human-induced soil formation and slope deposit accumulation. Anthropogenic factors, such as land use practices, agricultural activities, settlement patterns, and waste disposal, are investigated to determine their effects on slope deposit covers, ancient soils, and archaeological layers within wide archaeological complex. This analysis aims to identify specific mechanisms by which prehistoric and medieval communities influenced these processes. Furthermore, we examine how natural conditions (such as climate, geological structure, land relief, and soil parent material characteristics) interact with anthropogenic activities to shape ancient soils, slope

deposits, and archaeological layers. Distinguishing between human and natural processes is critical for understanding soil development and sediment deposition over time. We assess soil fertility, erosion potential, and stability in order to determine the long-term sustainability and resilience of ancient soils and slopes. We hope to draw implications for current soil management and land use practices, thereby contributing to a more comprehensive understanding of landscape dynamics in the Ostrowite microregion.

Uczestnicy

Lista uczestników Kongresu POLQUA 2024

Prof. dr hab. Witold Paweł Alexandrowicz

Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica,
Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska
al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
e-mail: wpalex@agh.edu.pl

Prof. dr hab. Mirosław Błaszkiwicz

Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN, Zakład Zasobów Środowiska i Geozagrożeń
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
e-mail: mirek@geopan.torun.pl

Dr Andreas Börner

State Geological Survey – Geology, GUS, Geology, Water and Soil, State Agency for Environment, Nature Conservation and Geology Mecklenburg-Vorpommern
Goldberger Str. 12, D 18273 Güstrow, Germany
e-mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

Prof. dr hab. Ryszard Krzysztof Borówka

Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku
ul. Mickiewicza 16, 70-383 Szczecin
e-mail: ryszard.borowka@usz.edu.pl

Dr Krzysztof Buczek

Instytut Ochrony Przyrody PAN
al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków
e-mail: buczek@iop.krakow.pl

Dr Łukasz Bujak

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: l.bujak3@uw.edu.pl

Mgr Izabela Cabała

Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych
ul. Stefana Banacha 2c, 02-097 Warszawa
e-mail: i.cabala@uw.edu.pl

Prof. dr hab. Anna Cedro

Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku
ul. Mickiewicza 16, 70-383 Szczecin
e-mail: anna.cedro@usz.edu.pl

Dr hab. Bernard Cedro

Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu i Środowisku
ul. Mickiewicza 16, 70-383 Szczecin
e-mail: bernard.cedro@usz.edu.pl

Dr Katarzyna Cywa

Instytut Botaniki im. W. Szafera, PAN
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: k.cywa@botany.pl

Dr hab. Danuta Drzymulska

Uniwersytet w Białymstoku, Wydział Biologii
ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok
e-mail: drzym@uwb.edu.pl

Prof. dr hab. Jan Dzierżek

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: j.dzierzek@uw.edu.pl

Mgr Paweł Etmański

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk
e-mail: petm@pgi.gov.pl

Dr Magdalena Fiłoc

Uniwersytet w Białymstoku, Wydział Biologii
ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok
e-mail: m.filoc@uwb.edu.pl

Dr hab. Jacek Forysiak

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

Dr hab. Piotr Gębica

Uniwersytet Rzeszowski, Instytut Archeologii
ul. Moniuszki 10, 35-225 Rzeszów
e-mail: pgebica@ur.edu.pl

Dr Artur Górecki

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Botaniki,
Wydział Biologii
ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków
e-mail: artur.gorecki@uj.edu.pl

Dr Wojciech Granoszewski

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy
Instytut Badawczy, Oddział Karpacki
ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków
e-mail: wgra@pgi.gov.pl

Dr hab. Piotr Hermanowski

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
Instytut Geologii
ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
e-mail: piotr.hermanowski@amu.edu.pl

Dr hab. Anna Hrynowiecka

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy
Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk
e-mail: ahry@pgi.gov.pl

Dr hab. Leszek Jankowski

ul. Karpacka 3, 32-040 Świątniki Górne
e-mail: leszek-jankowski@wp.pl

Prof. dr hab. Zdzisław Jary

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Roz-
woju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław
e-mail: zdzislaw.jary@uwr.edu.pl

Dr hab. Tomasz Kalicki

Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii
ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce
e-mail: tomaszkalicki@email.com

Mgr Karol Karbowski

Uniwersytet Wrocławski, Zakład Paleozoologii,
Wydział Nauk Biologicznych
ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław
e-mail: karol.karbowski@uwr.edu.pl

Mgr Sławomir Kowalski

State Office for Mining, Geology and Raw Mate-
rials Brandenburg
Inselstrasse 26, 03046 Cottbus, Germany
e-mail: Slawomir.Kowalski@lbgr.brandenburg.de

Dr Marcin Krawczyk

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Roz-
woju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław
e-mail: marcin.krawczyk2@uwr.edu.pl

Mgr Aleksandra Kropczyk

Uniwersytet Wrocławski, Zakład Paleozoologii,
Wydział Nauk Biologicznych
ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław
e-mail: aleksandra.kropczyk2@uwr.edu.pl

Prof. dr hab. inż. Marek Krąpiec

Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica,
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowi-
ska, Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki
al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
e-mail: mkrapiec@agh.edu.pl

Dr hab. inż. Elżbieta Szychowska-Krapiec

Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica,
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowi-
ska, Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki
al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
e-mail: szycha@agh.edu.pl

Mgr inż. Bolesław Krzyszkowski

ul. Łączności 4, 53-330 Wrocław
e-mail: dariusz.krzyszkowski@gmail.com

Prof. dr hab. Dariusz Krzyszkowski

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Roz-
woju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław
e-mail: dariusz.krzyszkowski@gmail.com

Prof. dr hab. Mirosława Kupryjanowicz

Uniwersytet w Białymstoku, Wydział Biologii
ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok
e-mail: m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl

Prof. dr hab. Maria Łanczont

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut
Nauk o Ziemi i Środowisku
al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin
e-mail: maria.lanczont@mail.umcs.pl

Dr Michał Łopuch

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław
e-mail: michal.lopuch@uwr.edu.pl

Dr hab. Małgorzata Ludwikowska-Kędzia

Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Zakład Geoturystyki i Geologii Środowiskowej
ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce
e-mail: mlud@ujk.kielce.pl

Dr hab. inż. Włodzimierz Margielewski

Instytut Ochrony Przyrody PAN
al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków
e-mail: margielewski@iop.krakow.pl

Prof. dr hab. Leszek Marks

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: leszek.marks@uw.edu.pl

Dr hab. inż. Danuta Joanna Michczyńska

Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska
ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice
e-mail: danuta.michczynska@polsl.pl

Dr hab. inż. Adam Michczyński

Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska
ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice
e-mail: adam.michczynski@polsl.pl

Mgr Anna Mitura

Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych
ul. Stefana Banacha 2c, 02-097 Warszawa
e-mail: a.mitura@uw.edu.pl

Dr hab. inż. Piotr Moska

Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne Politechniki Śląskiej
ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice
e-mail: piotr.moska@polsl.pl

Dr hab. Przemysław Mroczek

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku
al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin
e-mail: przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl

Prof. dr hab. Dorota Nalepka

Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN
ul. Lubiesz 46, 31-512 Kraków
e-mail: d.nalepka@botany.pl

Dr hab. Monika Niska

Uniwersytet Pomorski w Słupsku, Instytut Biologii
ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk
e-mail: monika.niska@upsl.edu.pl

Dr hab. inż. Bernadetta Pasierb

Politechnika Krakowska, Katedra Geoinżynierii i Gospodarki Wodnej, Wydział Inżynierii Środowiska
ul. Warszawska 24, 31-155 Kraków
e-mail: bpasierb@pk.edu.pl

Dr inż. Jacek Pawłyta

Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki
al. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
e-mail: jpawlyta@agh.edu.pl

Prof. dr hab. Irena Agnieszka Pidek

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku
al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin
e-mail: agnieszka.pidek@mail.umcs.pl

Mgr inż. Jolanta Pilch

Instytut Ochrony Przyrody PAN
al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków
e-mail: pilch@iop.krakow.pl

Dr hab. Mateusz Płóciennik

Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii
ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź
e-mail: mplociennik@outlok.pl

Dr Katarzyna Pochocka-Szwarc

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: katarzyna.puchocka-szwarc@pgi.gov.pl

Dr Paweł Przepióra

Szkoła Doktorska Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii
ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce
e-mail: pawelprzepiora1988@gmail.com

Dr hab. Małgorzata Roman

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: goskaroman@gmail.com

Dr Joanna Rychel

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl

Mgr inż. Justyna Ryłko-Frocisz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki
ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków
e-mail: jryl@pgi.gov.pl

Mgr Dominika Sieradz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: dsier@pgi.gov.pl

Dr inż. Sylwia Skoczylas-Śniaz

Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: s.skoczylas@botany.pl

Dr Jacek Skurzyński

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
e-mail: jacek.skurzynski@uwr.edu.pl

Dr Robert Jan Sokołowski

Uniwersytet Gdański, Zakład Geofizyki, Instytut Oceanografii
al. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
e-mail: robert.sokolowski@ug.edu.pl

Dr hab. Renata Stachowicz-Rybka

Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: r.stachowicz@botany.pl

Dr hab. Krzysztof Stefaniak

Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk Biologicznych
ul. Przybyszewskiego 63, 51-148 Wrocław
e-mail: krzysztof.stefaniak@uwr.edu.pl

Dr Tomasz Szczęsny

ul. Swobodna 4, 86-031 Jaruzyn
e-mail: tomjaszczesny@gmail.com

Dr hab. Marcin Szymanek

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: m.szymanek@uw.edu.pl

Mgr Artur Teodorski

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: a.teodorski@uw.edu.pl

Mgr Dmitry Tsvirko

Instytut Nauk Geologicznych PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
Uniwersytet Łódzki, Uniwersytet Łódzki, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych
ul. Narutowicza 68, 90-136 Łódź
e-mail: dzmitry.tsvirka@edu.uni.lodz.pl

Dr Karol Tylmann

Uniwersytet Gdański, Wydział Geografii i Oceanografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk
e-mail: k.tylmann@ug.edu.pl

Prof. dr hab. Wojciech Tylmann

Uniwersytet Gdański, Wydział Geografii i Oceanografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk
e-mail: wojciech.tylmann@ug.edu.pl

Dr hab. Agnieszka Wacnik

Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: a.wacnik@botany.pl

Dr hab. Piotr Weckwerth

Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
ul. Gagarina 11, 87-100 Toruń
e-mail: pweck@umk.pl

Dr hab. Andrzej Wiśniewski

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Archeologii
ul. Szewska 49, 50-139 Wrocław
e-mail: andrzej.wisniewski@uwr.edu.pl

Mgr Andrzej Wojtalak

Politechnika Śląska, Instytut Fizyki, Centrum Nauki
i Edukacji
ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice
e-mail: andrzej.wojtalak@polsl.pl

Prof. dr hab. Barbara Woronko

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: bworonko@uw.edu.pl

Prof. dr hab. Wojciech Wysota

Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu,
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Katedra Geologii i Hydrogeologii
ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń
e-mail: wysota@umk.pl

Mgr Leszek Zaleszkiewicz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy
Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk
e-mail: leszek.zaleszkiewicz@pgi.gov.pl

Mgr Margarita Zalinian

Uniwersytet Łódzki, Szkoła Doktorska Nauk
Ścisłych i Przyrodniczych
ul. Narutowicza 68, 90-136 Łódź
e-mail: zalinyanrita@gmail.com

Dr hab. Edyta Zawisza

Instytut Nauk Geologicznych PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: ezawisza@twarda.pan.pl

Dr hab. Paweł Zieliński

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut
Nauk o Ziemi i Środowisku
al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin
e-mail: pziel71@gmail.com

Dr Marcin Żarski

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy
Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: mzar@pgi.gov.pl



ISBN 978-83-62975-48-8



9 788362 975488