

VIII POLSKA KONFERENCJA PALEOBOTANIKI CZWARTORZĘDU



„Wpływ człowieka na roślinność Krakowa i okolic
w okresie górnego czwartorzędu”

Kraków, 6–9 czerwca 2017



VIII POLSKA KONFERENCJA PALEOBOTANIKI CZWARTORZĘDU
„Wpływ człowieka na roślinność Krakowa i okolic w okresie górnego czwartorzędu”
Kraków, 6–9 czerwca 2017

Komitet Naukowy:

prof. dr hab. Konrad Wołowski
mgr Jerzy T. Petrus, Dyrektor ds. muzealnych Zamku Królewskiego na Wawelu
prof. dr hab. Leszek Marks
prof. dr hab. Krystyna Wasylińska
dr hab. Maria Lityńska-Zajac, prof. PAN
dr Hanna Winter

Komitet Organizacyjny:

dr hab. Dorota Nalepka, prof. PAN
dr hab. Agnieszka Wacnik, prof. PAN
dr hab. Aldona Mueller-Bieniek
prof. dr hab. Adam Nadachowski
mgr Katarzyna Żółciak
dr Tadeusz Sokołowski
dr hab. Renata Stachowicz-Rybka (sekretarz)

Redakcja naukowa:

dr hab. Dorota Nalepka, prof. PAN
dr hab. Renata Stachowicz-Rybka

Sprawy organizacyjne i redakcja techniczna:

mgr inż. Agnieszka Sojka
mgr Krzysztof Stachowicz

Skład, projekt okładki, projekt logo:

mgr inż. Agnieszka Sojka

Fotografia na okładce:

prof. dr hab. Adam Walanus

ISBN 978-83-62975-33-4

© Copyright by Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Kraków 2017

Adres redakcji:

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

Druk:

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

SPIS TREŚCI

REFERATY

BOKALSKA-RAJBA J., NALEPKA D.: Sporomorfy w górnych poziomach gleb, pobranych w 2016 roku, w rejonie III kampusu Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie.....	5
DĄBROWSKA A., ŻARSKI M., PIDEK I. A.: Interglacjał eemski w profilu Struga (Równina Garwolińska)	8
DZIEDUSZYŃSKA D., PETERA-ZGANIACZ J., FORYSIAK J., MILECKA K., OBREMSKA M., OKUPNY D., SŁOWIŃSKI M., TWARDY J.: Procesy morfogenetyczne jako determinanty zbiorowisk roślinnych w dobie globalnych zmian klimatycznych w młodszym dryasie – założenia projektu.....	10
HRYNOWIECKA A., ŻARSKI M., GAŹDZICKA E., SWADŹBA R.: Późnovistuliańskie i holocenijskie paleośrodowisko Kotliny Orawsko-Nowotarskiej na podstawie badań osadów biogenicznych z Długopola.....	12
KOŁACZEK P., MARGIELEWSKI W., GAŁKA M., APOLINARSKA K., PŁÓCIENNIK M., GAŚSIOROWSKI M., BUCZEK K., LAMENTOWICZ M., MARCISZ K., BOREK A., KARPIŃSKA-KOŁACZEK M.: Holocenijski rozwój lasów regla dolnego w Beskidzie Makowskim w świetle wieloskaźnikowych badań paleoekologicznych – wstępne wyniki badań	14
KULESZA P., PIDEK I. A.: Zmiany w subfosylnych zespołach Ostracoda w okresach nasilonej antropopresji, zarejestrowane w osadach jezior Pagórów Chełmskich (Polska SE)	16
KUPRYJANOWICZ M., FIŁOC M., WORONKO B., KARASIEWICZ M. T., RYCHEL J., KRZYWICKI T., MARKS L., POCHOCKA-SZWARC K., ADAMCZYK A.: Nowe dane do rekonstrukcji roślinności i klimatu północnego Podlasia w czasie interglacjału eemskiego.....	19
LITYŃSKA-ZAJĄC M.: Wpływ człowieka na roślinność Krakowa i okolic w pradziejach.....	21
MAJECKA A., RYLOVA T. B., MARKS L., NITYCHORUK J., KARABANOV A., KRZYWICKI T., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł.: Zróznicowanie paleoklimatyczne interglacjału mazowieckiego/aleksandryjskiego w Europie Wschodniej w świetle badań z Niziny Podlaskiej i zachodniej Białorusi	23
MILECKA K., FORYSIAK J., GRUSZKA B., MAKOWIECKI D., TWARDY J.: Środowiskowe uwarunkowania osadnictwa wczesnośredniowiecznego w zachodniej Polsce	24
MOSKAL-DEL HOYO M., WACNIK A., MUELLER-BIENIEK A., KAPCIA M., SZWARCZEWSKI P., ALEXANDROWICZ W.P., WILCZYŃSKI J., WĘDZICHA S., STACHOWICZ-RYBKA R., KORCZYŃSKA M., CAPPENBERG K., NOWAK M.: Oddziaływania kultury pucharów lejkowatych na szatę roślinną wyżyn lessowych południowej Polski – wyniki interdyscyplinarnych badań ze stanowisk archeologicznych 1–3 w Mozgawie (gm. Pińczów).....	26
STACHOWICZ-RYBKA R., WACNIK A., KITTEL P., RZODKIEWICZ M., SIKORA J.: Zapis zmian środowiskowych w otoczeniu grodziska w Rozprzy (centralna Polska), wyniki badań paleobotanicznych.....	27
TOMASZEWSKA K., FORYSIAK J., MALKIEWICZ M., JAKUBOWSKA J.: Pas graniczny a zaburzenia w paleobotanicznym zapisie rozwoju torfowiska granicznego (Izerskie Bagno) w Górach Izerskich.....	29

KOMUNIKATY

BŘÍZOVÁ E.: Human impact in the pollen spectrum in the Ore Mts area in the Upper Quaternary (Bohemia, Czech Republic) Wpływ człowieka na roślinność Rudaw i okolic w okresie górnego czwartorzędu	31
POCHOCKA-SZWARC K., KRAWCZYK M., WINTER H.: O nowych stanowiskach interglacjału eemskiego na Mazowszu	33

POSTERY

BRZOZOWICZ D.: Osady biogeniczne w zagłębieniu wapiennego krasu zakrytego Wzgórz Opoczyńskich – wstępna charakterystyka	35
---	----

CHMIEŁOWSKA D.: Cechy litofacjalne plejstocenijskich osadów gliniastych w Kotlinie Orawskiej i ich znaczenie dla rozwoju torfowisk	36
CYWA K., KULA K.: Wykorzystywanie drewna <i>Taxus baccata</i> w średniowieczu a jego toksyczność.....	38
GOŁASZEWSKA E.: Szczątki makroskopowe wybranych organizmów jako źródło informacji o historii ekosystemów wodno-bagiennych w dolinie Wieprzy (Pomorze Środkowe).....	40
KŁAPYTA P., ZASADNI J., MICHNO A., KORZEŃ K., STACHOWICZ-RYBKA R., STACHOWICZ K., SOBUCKI M.: Warunki środowiskowe na północnym przedpolu Tatr podczas pleniglacjału (MIS 3/MIS 2) w oparciu o nowe stanowisko paleobotaniczne w Jurgowie.	41
KOMAR M., ŁANCZONT M., MADEYSKA T., FEDOROWICZ S., MROCZEK P., HOŁUB B.: Zrąb Sowińca w późnym plejstocenie: rekonstrukcja środowiska naturalnego w świetle badań stanowisk Kraków-Zwierzyniec i Kraków-Spadzista.....	43
KUPRYJANOWICZ M., FIŁOC M., SZAL M., ŻARSKI M.: Wstępne wyniki analizy pyłkowej profili z Woli Starogrodzkiej (Polska Centralna)	46
MROCZKOWSKA A., GAUTHIER E., KITTEL P., MAZURKEVICH A., KRAMKOWSKI M., PŁÓCIENNIK M., SŁOWIŃSKI M.: Wstępna rekonstrukcja warunków paleośrodowiskowych w rejonie Serteji (Zachodnia Rosja) na podstawie analiz paleoekologicznych	48
NALEPKA D.: Renesansowe ogrody królewskie na Wawelu; badania palinologiczne tarasu górnego	50
PAWŁOWSKI D.: Użyteczność wioślarek w rekonstrukcjach warunków hydroklimatycznych.....	51
SKRECKO S., NITA M.: Wybrane metody rekonstrukcji zmian środowiskowych na przykładzie torfowiska Zapadź (Dolina Górnej Wisły).....	52
SKRECKO S., SZYMCZYK A.: Zapis holocenijskich zmian środowiskowych w torfowisku Strumień w Dolinie Górnej Wisły w świetle wstępnych analiz osadów	53
STACHOWICZ-RYBKA R., KITTEL P., MUZOLF B., ALEXANDROWICZ W. P., NALEPKA D., OKUPNY D., PAWŁOWSKI D., PŁÓCIENNIK M., RZODKIEWICZ M.: Badania paleoekologiczne na wielokulturowym stanowisku w Smółsku (Kujawy, Polska Centralna)	55
SYPNIEWSKI J., APOLINARSKA K., KALIŃSKA-NARTIŠA E., GAŁKA M.: Wczesnoholocenijski rozwój Jeziora Jaczno (Polska NE) na podstawie analizy makroszczątków roślinnych i mięczaków	57
SZAL M., KUPRYJANOWICZ M.: Zapis zmian środowiska naturalnego Pojezierza Mrągowskiego (NE Polska) w okresie średniowiecza.....	58
ŻARSKI M., PIDEK I. A., HRYNOWIECKA A., KUPRYJANOWICZ M., FIŁOC M., SZAL M., STACHOWICZ-RYBKA R.: Nowe stanowiska interglacjału eemskiego na Równinie Garwolińskiej (E Polska) – doniesienie wstępne ...	59
SESJE TERENOWE	
NALEPKA D., WASYLIKOWA K.: Paleobotaniczne badania osadów czwartorzędowych na Wawelu.....	61
WASYLIKOWA K., NALEPKA D., MUELLER-BIENIEK A., WACNIK A.: Paleobotaniczne badania osadów czwartorzędowych w Krakowie i jego rejonie.....	63
SOKOŁOWSKI T., WARDAS-LASOŃ M.: Środowiskowe uwarunkowania rozwoju roślinności Krakowa i okolic.....	66
MUELLER-BIENIEK A., WACNIK A.: Badania średniowiecznego materiału roślinnego z terenu Okołu i okolic Rynku Głównego w Krakowie – porównanie danych karpologicznych i palinologicznych.....	75
SZCZEPANEK K., STACHOWICZ-RYBKA R.: Późnoglacjałna i holocenijska historia roślinności i klimatu „Małej Pustyni” w południowo-wschodniej części Wyżyny Śląskiej	77
ŻARSKI M., WINTER H., NADACHOWSKI A., NOWACZEWSKA W., KRZEMIŃSKA E., URBANOWSKI M., SOCHA P., STEFANIAK K., MARCISZAK A.: Paleośrodowisko rejonu jaskini Stajnia w vistulianie w czasie pobytu neandertalczyków.....	81
STACHOWICZ-RYBKA R.: Zamek Bobolice.....	92
LISTA UCZESTNIKÓW	94



SPOROMORFY W GÓRNYCH POZIOMACH GLEB, POBRANYCH W 2016 ROKU, W REJONIE III KAMPUSU UNIWERSYTETU JAGIELLOŃSKIEGO W KRAKOWIE

Joanna BOKALSKA-RAJBA^{1,2}, Dorota NALEPKA²

¹ Studium Doktoranckie Nauk Przyrodniczych Polskiej Akademii Nauk w Krakowie; e-mail: boasia@poczta.onet.pl

² Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

W 2016 roku wznowiono badania nad opadem pyłku, prowadzone w latach 2006–2007, w rejonie III Kampusu UJ w Krakowie (Fig. 1). W październiku 2016 roku, na tych samych, co poprzednio dziewięciu stanowiskach, pobrano glebowe próby powierzchniowe i umieszczono pułapki Taubera (Hicks i in. 1996). Ponadto, poszerzając zakres badań, dodatkowo pobrano, w formie monolitu, profile glebowe (Fig. 2).



Fig. 1. Lokalizacja stanowisk badawczych nad opadem pyłku w rejonie III Kampusu UJ w Krakowie; zdjęcie satelitarne (Google Earth). Numery stanowisk 1–6.



Fig. 2. Pobór próbek do badań palinologicznych a – z powierzchni gleby; b – z profilu glebowego.

Próby pobierano z różnych zbiorowisk opisanych szczegółowo w 2005 roku przez Eugeniusza. Dubiela (Dubiel 2005). Głównym zagadnieniem nowo podjętych badań jest określenie, w jakim stopniu opad pyłkowy odzwierciedla roślinność w skali lokalnej i regionalnej. W tym celu badaniom porównawczym poddano zestaw sporomorf, rocznego opadu pyłkowego, profili glebowych i prób powierzchniowych ze współczesną roślinnością.

Celem pierwszego etapu podjętych w 2016 roku badań jest porównanie zawartości sporomorf w próbach z powierzchni gleby i z wybranych poziomów glebowych.

Analizie poddano próbki o objętości 1 cm³ pobrane z 5 cm² powierzchni gleby (Fig. 2a), oraz próbki o objętości 2 cm³ z głębokości 5–6 cm (lub 4–5 cm ze stanowiska nr 1) z profili glebowych (Fig. 2b). Wszystkie próbki poddano standardowej maceracji i acetolizacji wg. Erdtmanna (Faegri in. 1989) oraz dodano tabletki zawierające wskaźnik (spory *Lycopodium*) w celu obliczenia koncentracji sporomorf (Stockmarr 1971). Sporomorfy policzono na powierzchni jednego szkiełka o wymiarach 24 × 24 mm. Z uwagi na słabą frekwencję (158–685 sporomorf), liczenie będzie kontynuowane, aby uzyskać większą liczbę ziaren odpowiednią do przeliczeń statystycznych. Wyniki przedstawiono graficznie w konwencji diagramu pyłkowego tworzonego w programie POLPAL (Nalepka, Walanus 2003). Numery próbek (liczby całkowite) odpowiadają numerom stanowisk i przedstawiają próbkę powierzchniową. Liczby dziesiętne odpowiadają numerom próbek z kolejnych głębokości w profilach glebowych.

Dotychczas zanalizowano po dwie próbki z sześciu stanowisk (Fig. 1). Stanowisko nr 1 leżące na zmiennowilgotnej łące trzęślicowej *Molinietumcaeruleae*, obecnie zniekształconej (Dubiel 2005), w pobliżu ciek wodnego z trzciną pospolitą (*Phragmites australis*). Stanowisko nr 2 położone jest po drugiej stronie tego ciek na obszarze sztucznych, nasadzonych drzewostanów (głównie *Quercus* i *Larix*), powstałych na siedliskach łągów. Stanowisko nr 3 znajduje się na łące wilgotnej z *Phragmites australis*, gdzie, od czasu ostatnich badań, zaobserwowano duże jej przekształcenia, spowodowane zarastaniem przez nawłóć (*Solidago canadensis*). Stanowisko nr 4 zlokalizowane jest na obszarze sztucznych drzewostanów z dominującą topolą (*Populus*), które powstały na siedliskach łągów. Stanowisko nr 5 leży na wapiennym wzniesieniu, na którym występuje murawa kserotermiczna *Koelerio-Festucetumrupicolae*. Stanowisko nr 6 położone jest na obszarze sztucznych drzewostanów głównie z *Acer platanoides* i *Acer pseudoplatanus*, rozwiniętych na siedliskach łągów.

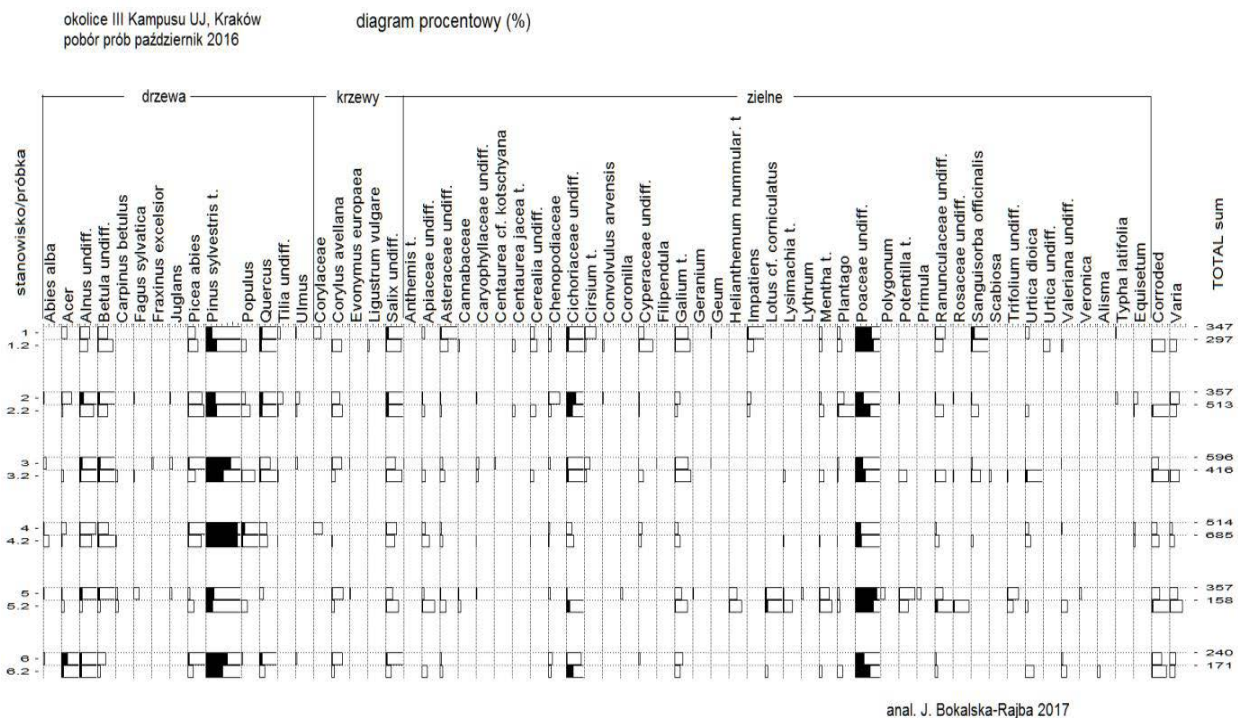


Fig. 3. Procentowy udział sporomorf w próbkach glebowych powierzchniowych i z poziomów głębszych (4–5 i 5–6 cm) ze stanowisk 1–6.

We wszystkich zanalizowanych dotychczas próbkach obecne były w większości dobrze zachowane sporomorfy. Zarówno w próbach najbardziej współczesnych, pobranych z samej powierzchni gleby, jak i w poziomach glebowych z głębokości 4–5 lub 5–6 cm (Fig. 3).

W spektrach pyłkowych ze stanowisk nr 1 i nr 2 zaznacza się nieco większy udział procentowy *Quercus* (Fig. 3). Wynika to zapewne z liczniejszej obecności dębów w lokalnej roślinności.

W spektrach pyłkowych ze stanowiska nr 3 większy procent stanowią sumarycznie ziarna pyłku drzew i krzewów. Stanowisko to położone jest na terenie otwartym.

W spektrach pyłkowych ze stanowiska nr 4 zawartość procentowa pyłku *Pinus sylvestris* i *Populus* jest największa w porównaniu do innych stanowisk. Wysoki udział topoli wynika z jej licznej obecności wokół stanowiska.

Spektra pyłkowe ze stanowiska nr 5 są bardzo bogate pod względem składu taksonomicznego. Stanowisko znajduje się na otwartym wzniesieniu, na murawie kserotermicznej.

Spektra pyłkowe ze stanowiska nr 6 są ubogie, najmniej zróżnicowane pod względem składu taksonomicznego. Zgodnie z charakterem zbiorowiska roślinnego w próbach z tego rejonu zaznaczył się większy udział (procentowy/koncentracja) pyłku *Acer* (Fig. 3).

Na podstawie wstępnych wyników badań, rozpoczętych w 2016 roku, wydaje się, że na większości zbadanych stanowisk w próbach z profili glebowych zawartość procentowa ziaren pyłku roślin zielnych jest większa, niż w próbach powierzchniowych. Próby z profili glebowych są bardziej zróżnicowane i bogatsze pod względem składu taksonomicznego, na stanowiskach nr 1, 3, 4 i 6.

LITERATURA

- DUBIEL E. 2005. *Mapa zbiorowisk roślinnych III Kampusu Uniwersytetu Jagiellońskiego i okolic*. Instytut Botaniki Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- FAEGRI K., KALAND P.E., KRZYWINSKI K. (red.) 1989. *Textbook of pollen analysis*, IV. Wiley & Sons Ltd, Chichester-Singapore.
- HICKS S., AMMANN B., LATAŁOWA M., PARDOE H.S., TINSLEY H. 1996. *European Pollen Monitoring Programme Project description and guidelines*. University of Oulu, Oulu.
- NALEPKA D., WALANUS A. 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica*, 43: 125–134.
- STOCKMARR J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13: 615–621.



INTERGLACJAŁ EEMSKI W PROFILU STRUGA (RÓWNIINA GARWOLIŃSKA)

Aleksandra DĄBROWSKA¹, Marcin ŻARSKI², Irena Agnieszka PIDEK¹

¹ Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin; e-mail: a.dabrowska.geo@gmail.com

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

Interglacjał eemski, stratygraficznie korelowany z morskim stadium izotopowym (MIS) 5e (Lindner, Marks 2012; Head, Gibbard 2015). Kopalne zbiorniki jeziorne z zapisem eemskiej sukcesji pyłkowej są często spotykane na obszarze Polski (Mamakowa 1989; Bruj, Roman 2007). Na tym tle Równina Garwolińska stanowiła dotychczas białą plamę. W 2016 roku prace nad arkuszem Garwolin Szczegółowej mapy geologicznej Polski (SMGP) w skali 1:50 000 pozwoliły stwierdzić obecność eemskich jezior kopalnych o różnej genezie. Ich stopniowe dokumentowanie badaniami palinologicznymi uszczegółowi rozmieszczenie eemskiego pojezierza na terenie Polski. Przesłanki do podjęcia tematu interglacjału eemskiego na Równinie Garwolińskiej związane są z poszerzeniem i uzupełnianiem wiedzy dotyczącej zasięgu tego pojezierza w środkowej Polsce (Żarski i in. 2005).

Materiał do badań o miąższości 10,6 m, pochodzi z wiercenia WH-15 (profil Struga k. Puznówki) na Równinie Garwolińskiej i obejmuje fragment późnego glacjału zlodowacenia Warty oraz interglacjał eemski. Diagram pyłkowy, wykonany w oparciu o oprogramowanie POLPAL (Nalepka, Walanus 2003) podzielono na 10 lokalnych poziomów pyłkowych (LPAZ), które przyporządkowano RPAZ wg Mamakowej (1989). Próbkę spągową 10,40–13,40 m cechują się dużym udziałem pyłku roślin zielnych (NAP) oraz *Pinus*. Wśród NAP przeważają Cyperaceae, *Artemisia* i Chenopodiaceae. Kolejne próbki z głębokości 8,70–9,70 m cechują się wysokimi wartościami procentowymi pyłku *Betula* i *Pinus*, przy spadku NAP, co obrazuje rozwój zbiorowisk borealnych lasów początkowo brzozowych, a następnie sosnowo-brzozowych. Charakterystyczna jest obecność ciągłej krzywej pyłkowej *Ulmus* oraz wzrastające udziały pyłku *Quercus*, które razem wskazują na początek wkraczania zbiorowisk łągowych. Bardzo wysokie udziały pyłku *Quercus* w próbkach z głębokości 8,20–8,50 m zbiegają się z obecnością wskaźników ciepłego i wilgotnego klimatu (m.in. *Hedera* i *Buxus*), ciągłą krzywą *Humulus* i ciągłymi krzywymi procentowego udziału *Fraxinus*, *Corylus* i *Alnus*. W kolejnych czterech próbkach bardzo znacznie rośnie udział *Corylus* i *Tilia* oraz *Alnus*. Wzrastają gwałtownie udziały pyłku *Carpinus*, którego kulminacja następuje w kolejnym poziomie (ponad 55%) na głębokości 5,20 m. Równocześnie w próbkach od głębokości 7,70 do 5,20 m sporadycznie pojawia się pyłek *Taxus*. Pojedynczo występują ziarna pyłu *Viscum*, *Ilex* oraz *Hedera* i *Buxus*. W kolejnym poziomie na głębokości 4,30–4,90 m znacznie spadają udziały wszystkich drzew ciepłolubnych (*Carpinus*, *Tilia*, *Corylus*), natomiast wzrastają – *Picea*, *Abies* i *Pinus*. Udziały *Alnus* utrzymują się na wysokim poziomie.

Obraz sukcesji eemskiej jest typowy i wydaje się kompletny, to znaczy zawiera regionalne poziomy pyłkowe od E1 do E7. Oznaczenie wieku badanych osadów opiera się na cechach diagnostycznych dla sukcesji eemskiej podanych przez Janczyk-Kopikową (1991) i Mamakową (1989) oraz Granoszewskiego (2003) i Kupryjanowicz (2008). Szczególnie spektra pyłkowe poziomów E3–E6 mają cechy charakterystyczne dla optymalnych odcinków sukcesji interglacjału eemskiego.

Eemską sukcesję pyłkową charakteryzują bardzo silne cechy przewodnie, do których należą przede wszystkim kolejność następowania po sobie okresu dębowego, leszczynowego i grabowego oraz późne wejście jodły do drzewostanów, już u schyłku okresu grabowego. W fazie E3 zaznacza się występowanie bogatego wielorodzajowego lasu liściastego, odzwierciedlonego w diagramie pyłkowym przez wysoki procentowy udział pyłku *Quercus* (max. 70%) i *Fraxinus*, oraz występowanie *Hedera*; w fazie E4 gwałtowna i wysoka kulminacja pyłku *Corylus* (ponad 50%) wskazuje na rozwój gęstych zarośli leszczynowych oraz występowanie leszczyny m.in. w podszyciu lasów dębowych i wiązowo-jesionowo-dębowych;

w fazie E5 obfite występowanie pyłku *Carpinus* (ponad 50%) i *Tilia*, które wskazuje, że grab wraz z lipą i dębem budował zbiorowiska grądowe grabowo-dębowo-lipowe. W dolinach rzecznych w tym czasie występowały różnego typu zbiorowiska łąkowe m.in. z wysokim udziałem *Alnus*, na co wskazują jego znaczne wartości procentowe w diagramie.

Badania paleobotaniczne w profilu Struga będą kontynuowane w oparciu o rdzeniowane wiercenie typu Geoprobe i wraz z innymi stanowiskami eemskimi na Równinie Garwolińskiej w założeniach mają być istotnym wkładem naukowym w problematykę paleoekologiczną, paleoklimatyczną i paleośrodowiskową tego regionu w okresie od późnego glacjału Warty do wczesnego glacjału Wisły.

LITERATURA

- BRUJ M., ROMAN M. 2007. Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądolodów zlodowaceń środkowopolskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 425: 27–34.
- GRANOSZEWSKI W. 2003. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, E Poland: a palaeobotanical study. *Acta Palaeobotanica* (suppl.4). W. Szafer Inst.of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków, 1–95.
- HEAD M.J., GIBBARD P.L. 2015. Early-Middle Pleistocene transitions: linking terrestrial and marine realms. *Quaternary International* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.042>
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1991. Problemy palinostratygrafii glacialnego plejstocenu Polski z uwzględnieniem wyników analizy pyłkowej osadów interglacialnych z Besiekierza (środkowa Polska). *Annales UMCS, Sec. B*, Lublin, 46, suppl. I, 1–2
- KUPRYJANOWICZ M. 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobotanica*, 48(1): 3–130.
- 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.
- NALEPKA D., WALANUS A. 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica*, 43: 125–134.
- ŻARSKI M., NITA M., WINTER H. 2005. Nowe stanowiska interglacialne w rejonie dolin Wilgi i Okrzejki na Wysoczyźnie Żelechowskiej (Polska południowo-wschodnia). *Przegląd Geologiczny*, 53(2): 37–144.



PROCESY MORFOGENETYCZNE JAKO DETERMINANTY ZBIOROWISK ROŚLINNYCH W DOBIE GLOBALNYCH ZMIAN KLIMATYCZNYCH W MŁODSZYM DRYASIE – ZAŁOŻENIA PROJEKTU

Danuta DZIEDUSZYŃSKA¹, Joanna PETERA-ZGANIACZ¹, Jacek FORYSIAK¹, Krystyna MILECKA², Milena OBREMSKA³, Daniel OKUPNY⁴, Michał SŁOWIŃSKI⁵, Juliusz TWARDY¹

¹ Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, Łódź 90-139, e-mail: danuta.dzieduszynska@geo.uni.lodz.pl

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

³ Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda, 51/55, 00-818 Warszawa

⁴ Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN w Krakowie, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

⁵ Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN, ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń

Młodszy dryas jest okresem, nad którym w regionie łódzkim prowadzone są intensywne badania paleogeograficzne. Dotyczą one efektów zintensyfikowanych procesów morfogenetycznych jak i charakteru zbiorowisk roślinnych. Rekonstrukcje szaty roślinnej oparte są na kilkunastu diagramach palinologicznych z takich stanowisk jak: Witów, Koźmin, Ner-Zawada, Żabieniec, Rąbień, Józefka, Świerczyna, Ługi, Korzeń, Swędów. Profilami wnoszącymi najwięcej informacji są Witów (położony w pradolinie warszawsko-berlińskiej) i Koźmin (terasa niska doliny Warty). Profil z Witowa dokumentuje kompletny zapis sukcesji młodszodryasowej wykształconej pod bezpośrednim wpływem suchego i wrażliwego ekosystemu wydmowego. Stanowisko Koźmin zlokalizowane w dolinie rzecznej, daje wgląd w tempo destrukcji ekosystemu leśnego w zderzeniu z gwałtownym ochłodzeniem. Stan rozpoznania palinologicznego dla okresu młodszego dryasu w innych wymienionych profilach oraz stan rozpoznania abiotycznych elementów środowiska w ich otoczeniu nie są w pełni wystarczające i pozwalają jedynie na formułowanie ogólnych wniosków paleośrodowiskowych.

Zastanawiający jest zróżnicowany zapis młodszego dryasu w profilach palinologicznych w regionie łódzkim. Wiadomo, że nie wynika to ze zmienności warunków klimatycznych, które na stosunkowo niewielkim obszarze były zbliżone, ani z różnego położenia hipsograficznego, a ze zróżnicowania czynników lokalnych. Dla poszczególnych stanowisk istnieje potrzeba identyfikacji tych czynników i określenia istotności wpływu każdego z nich na sukcesję szaty roślinnej. Wyniki wstępnych analiz relacji między strefą biotyczną i abiotyczną z Koźmina i Witowa skłaniają do podjęcia dyskusji na temat dynamiki przemian szaty roślinnej w dobie globalnego ochłodzenia klimatu podczas młodszego dryasu i zróżnicowanej reakcji zbiorowisk roślinnych, wynikających ze specyficznych uwarunkowań geologicznych i geomorfologicznych. W tym celu sformułowany został projekt badawczy, który uzyskał pozytywną opinię ekspertów i recenzentów NCN i został skierowany do realizacji w latach 2017–2019.

W projekcie zostały postawione następujące hipotezy badawcze:

1. Ochłodzenie młodszego dryasu, które pociągnęło zmiany szaty roślinnej sprzyjało uruchomieniu intensywnych procesów morfogenetycznych, prowadzących do zmian w budowie geologicznej i rzeźbie; nawet niewielkie zmiany lokalnych warunków geologicznych mogły znacząco wpływać na skład zbiorowisk roślinnych.

2. Zróżnicowanie szaty roślinnej i kierunek zmian, którym podlegała musiały być uzależnione od warunków lokalnych, ponieważ stosunkowo niewielki obszar objęty badaniami charakteryzował się jednolitymi warunkami klimatycznymi, takim samym stopniem rozwoju gleb oraz podobnymi odległościami od refugium.

Podjęcie proponowanego tematu wymaga przeprowadzenia szczegółowych badań terenowych w celu rozpoznania budowy geologicznej i warunków geomorfologicznych w młodszym dryasie w otoczeniu wybranych stanowisk udokumentowanych palinologicznie. Ożywienie procesów rzeźbotwórczych w środowiskach stokowym, fluwialnym i eolicznym w konsekwencji nagłego i głębokiego załamania klimatycznego powodowało niestabilność sfery abiotycznej. Szata roślinna zmuszona była do dostosowania się

nie tylko do narastającego chłodu, ale również do dynamicznych zdarzeń geologicznych, geomorfologicznych i hydrologicznych. Archiwa, w których zachowane są zapisy paleobotaniczne młodszego dryasu, stanowią osady zbiorników o różnej wielkości i genezie.

Analizy pyłkowe, uzupełnione analizą roślinnych szczątków makroskopowych, przeprowadzone zostaną z dużą rozdzielczością w celu korelacji zdarzeń morfogenetycznych z lokalnymi zmianami roślinności. Datowania osadów metodą radiowęglową i OSL będą niezbędne do rozpozniomowania stratygraficznego młodszego dryasu. Przeprowadzenie oznaczeń składu chemicznego osadów biogenicznych i mineralnych, istotne z punktu widzenia dużych różnic w funkcjonowaniu ekosystemów podmokłych w młodszym dryasie, pozwolą m.in. na określenie i ocenę wpływu składu chemicznego na warunki siedliskowe. Zastosowane zostaną analizy geostatystyczne, które obejmą korelację sekwencji wyników analizy palinologicznej i danych abiotycznych. Wyniki mogą wnieść nową jakość do rekonstrukcji paleogeograficznych, wskazując na istotność rozpatrywania zjawisk w skali lokalnej, przy szczegółowym rozpoznaniu wszystkich komponentów środowiska przyrodniczego.



PÓZNOVISTULIAŃSKIE I HOLOCEŃSKIE PALEOŚRODOWISKO KOTLINY ORAWSKO-NOWOTARSKIEJ NA PODSTAWIE BADAŃ OSADÓW BIOGENICZNYCH Z DŁUGOPOLA

Anna HRYNOWIECKA¹, Marcin ŻARSKI², Elżbieta GAŹDZICKA², Renata SWADŹBA²

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

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

Podczas prac terenowych prowadzonych w trakcie reambulacji arkusza Czarny Dunajec SMGP w skali 1:50 000, w żwirowni w Długopolu koło Nowego Targu, natrafiono na torfy odsłaniające się w ścianie odkrywki lokalnej żwirowni. Żwirownia ta usytuowana jest w obrębie osadów stożka rzeczno-wodnolodowcowego Czarnego Dunajca, akumulowanych w czasie zlodowacenia Wisły (Watycha 1974). Osady biogeniczne przykryte są brązowo-żółtym masywnym mułkiem ilastym o miąższości 1–1,5m. Poniżej znajduje się mułek ciemno-szary o miąższości około 20 cm, warstwowany horyzontalnie z przewarstwieniami torfów, z licznymi szczątkami drewna. Pod mułkami zalega warstwa słabo rozłożonego torfu o miąższości 20 cm, podścielona piaskami humusowymi i piaskami drobnoziarnistymi z otoczkami o łącznej miąższości ok. 20 cm. Poniżej tych osadów znajdują się żwiry i piaski budujące stożek Czarnego Dunajca. Wysokość ściany odkrywki nie przekracza 3 m. Wiek żwirów rzeczno-wodnolodowcowych znajdujących się poniżej torfów, został określony na stadiał Białki zlodowacenia Würm (według podziału stratygraficznego plejstocenu Tatr), odpowiadający stadiałowi głównemu zlodowacenia Wisły. Wiek nadległych mułków został określony na późny holocen. Pobrane próbki torfów i nadległych im mułków z przewarstwieniami torfu zostały poddane badaniom palinologicznym.

Wyniki analizy pyłkowej prób z Długopola wskazują na późnowistuliańsko-holocenijski wiek badanych osadów. Najstarsza część osadów o miąższości 6 cm, w obrębie których pobrano i poddano analizie trzy próbki, reprezentuje młodszy dryas. Wyniki analizy pyłkowej wskazują na dominację zbiorowisk otwartych, z liczną roślinnością zielną oraz krzewiastą i krzewinkową. Teren porośnięty był wówczas przez stepopodobne zbiorowiska z trawami i turzycami oraz krzewami *Hippophaë rhamnoides*, *Salix herbacea* i *Juniperus* sp. oraz przez tundrę krzewinkową z *Betula nana*. Niski udział pyłku *Pinus sylvestris*, wskazuje raczej na jego pochodzenie z dalekiego transportu lub występowanie tylko nielicznych skupień sosny.

Faza preborealna, w trakcie której akumulowane były osady organiczne o miąższości 7 cm (3 kolejne próbki poddane analizie pyłkowej) – charakteryzuje się rozwojem lasów sosnowych z niewielką domieszką świerka i modrzewia. W zbiorowiskach roślinnych nadal ważną rolę odgrywały trawy.

W czterech kolejnych próbkach pobranych z osadów o miąższości 7 cm stwierdzono występowanie asocjacji pyłkowych charakterystycznych dla fazy borealnej holocenu. Ich analiza wskazuje, że na obszarze Kotliny Orawsko-Nowotarskiej dominowały lasy świerkowe z domieszką sosny i pojawiającą się miejscami leszczyną. Tereny wilgotne i podmokłe znajdujące się w najbliższym sąsiedztwie analizowanego torfowiska, zostały zdominowane przez lasy łęgowe z *Alnus glutinosa*, *Ulmus* oraz licznymi paprociami i charakterystycznymi dla odsłoniętych brzegów roślinami zielnymi. Probki pobrane ze stropu torfów i spągu zalegających na nich mułków datowane metodą C^{14} na 9555 ± 60 i 9928 ± 80 lat cal BP (Pazdur 2013), potwierdzają borealny wiek tej sekwencji osadów

Faza atlantycka holocenu w trakcie której deponowane były mułki z przewarstwieniami torfów o miąższości 20 cm (5 próbek) charakteryzuje się na analizowanym obszarze dalszym rozwojem lasów świerkowych. Analiza próbek pobranych ze stropowych partii osadów deponowanych w fazie atlantyckiej wskazuje, że intensywniej rozwijały się zbiorowiska z lipą i leszczyną. Ważną rolę na tym terenie nadal odgrywały okresowo zalewane lasy łęgowe z olszą i wiązem oraz licznymi paprociami, co w połączeniu ze zmianą charakteru osadu z torfu na mułki i znacznym zniszczeniem sporomorf, może wskazywać na nasilenie splotu ze zlewni tworzenie się rozlewisk.

Na szczególną uwagę zasługuje niewielka miąższość osadów torfowych (ok. 20 cm) i nadległych im torfowo-mułkowych (ok. 20 cm), które zawierają zapis zmian paleośrodowiska od młodszego dryasu do fazy atlantyckiej holocenu.

Stanowisko w Długopolu jest bardzo istotne dla odtworzenia paleośrodowiska Podhala w późnym glacialu i holocenie. U schyłku stadiau Białki, miał miejsce pierwszy/najstarszy postglacjalny etap rozwoju rzeźby, związany jest z zanikiem lodowców w Tatrach i sedymentacją żwirów rzeczno-lodowcowych w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Po okresie akumulacji żwirów, związanej z wysokoenergetycznym środowiskiem rzeczonym, nastąpiła zmiana warunków hydrologicznych. W okresie od najstarszego do młodszego dryasu przepływy wody były spokojniejsze i prawdopodobnie rzeki transportowały mniej materiału. W młodszym dryasie w paleokorycie Czarnego Dunajca zaczęło tworzyć się tu torfowisko, które przetrwało aż do fazy atlantyckiej. Żwiry i piaski akumulowane były wówczas jedynie w korycie Czarnego Dunajca. U schyłku fazy atlantyckiej miały miejsce prawdopodobnie zdarzenia katastrofalne spowodowane powodziami związanymi z późno-atlantyckim i wczesno-subborealnym ochłodzeniem i zwilgoceniem klimatu, które doprowadziły do powstania rozległego zbiornika z sedymentacją mułków pokrywających osady organiczne torfowiska w paleokorycie. Mogło mieć to związek z zatamowaniem odpływu wód z Kotliny Orawsko-Nowotarskiej uwarunkowanym ruchami tektonicznymi.

Cechą charakterystyczną wszystkich plejstocenijskich tarasów jest występowanie na ich powierzchni różnowiekowych, masywnych mułków ilastych, miejscami laminowanych, które mają poligenetyczną genezę (fluwialną, wietrzeniową i eoliczną) (Chmielowska 2015, 2016).

Biogeniczne osady z Długopola są jednym z nielicznych stanowisk kopalnego torfowiska znajdującego się w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, które utworzyło się bezpośrednio na osadach rzeczno-lodowcowych. Ich analiza pozwala na istotne uzupełnienie historii roślinności Podhala, która znana jest dotychczas głównie z badań palinologicznych torfowisk wysokich (Obidowicz 1996; Hrynowiecka-Czmielewska 2009).

LITERATURA

- CHMIEŁOWSKA D. 2016. *Poligeneza glin na stożkach fluwioglacjalnych Czarnego Dunajca w Kotlinie Nowotarskiej*. Praca doktorska. Uniwersytet Pedagogiczny im. Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Instytut Geografii, 1–206
- CHMIEŁOWSKA D. 2015. Próba interpretacji litogenetycznej osadów diamiktonowych w Kotlinie Orawskiej (Karpaty Zachodnie). *Landform Analysis*, 28: 3–14
- HRYNOWIECKA-CZMIELEWSKA A. 2009. Zarys badań paleobotanicznych czwartorzędu na terenie Tatr, Pienin i Podhala [Overview of palaeobotanical investigations on the Quaternary in the Tatra Mts., Pieniny Mts. and Podhaleregion]. *Przegląd Geologiczny*, 57: 714–718.
- OBIDOWICZ A. 1996. A Late Glacial – Holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Palaeobotanica*, 36(2): 159–206.
- PAZDUR A. 2013. *Wyniki badań ¹⁴C próbek z obszaru SMGP 1: 50 000, ark. Czarny Dunajec*. CAG PIG. Warszawa.
- WATYCHA L. 1974. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Czarny Dunajec*. WG. Warszawa.



HOLOCEŃSKI ROZWÓJ LASÓW REGŁA DOLNEGO W BESKIDZIE MAKOWSKIM W ŚWIELE WIELOWSKAŹNIKOWYCH BADAŃ PALEOEKOLOGICZNYCH – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ

Piotr KOŁACZEK¹, Włodzimierz MARGIELEWSKI², Mariusz GAŁKA¹,
Karina APOLINARSKA³, Mateusz PŁÓCIENNIK⁴, Michał GAŚSIOROWSKI⁵,
Krzysztof BUCZEK², Mariusz LAMENTOWICZ^{1,6}, Katarzyna MARCISZ^{1,6},
Aleksandra BOREK¹, Monika KARPIŃSKA-KOŁACZEK^{1,6,7}

¹ Zakład Biogeografii i Paleoeologii, Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań, e-mail: pkolacz@amu.edu.pl

² Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

³ Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań

⁴ Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii, Uniwersytet Łódzki, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź

⁵ Instytut Geologii Polskiej Akademii Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

⁶ Pracownia Ekologii i Monitoringu Mokradel, Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań

⁷ Instytut Historii i Nauk Politycznych Centrum Badań Struktur Demograficznych i Gospodarczych Przednowoczesnej Europy Środkowo-Wschodniej, Plac Uniwersytecki 1, 15-420 Białystok

Jeziora oraz torfowiska powstałe w zagłębieniach osuwiskowych na wielu obszarach górskich stanowią jedyne źródło informacji o długoterminowych przemianach ekosystemów. Zbiorniki te, posiadające zazwyczaj niewielką powierzchnię, a przede wszystkim małą objętość, są wrażliwe na wiele subtelnych zmian środowiskowych. Głównym celem badań, których wyniki prezentujemy, była rekonstrukcja rozwoju zbiorowisk leśnych w sąsiedztwie stanowiska oraz zmian paleoekologicznych w obrębie niewielkiego jeziora, a później torfowiska powstałego w zagłębieniu osuwiska uformowanym u podnóża jego skarpy. Badane stanowisko znajduje się w Beskidzie Makowskim, na południowym stoku Koskowej Góry (na wysokości 675 m n.p.m., regiel dolny) w strefie źródłiskowej potoku Bogdanówka (zasilającego Krzczonówkę – lewy dopływ Raby). Rekonstrukcji dokonano na podstawie wysokorozdzielczych analiz paleobotanicznych osadów i torfów, w oparciu o rdzeń pobrany w miejscu ich najwyższej miąższości. Analiza palinologiczna i makroszczatków roślinnych została uzupełniona o analizy pozostałości kopalnych ochotkowatych, wioślarek, a także zawartości węgla i azotu oraz $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{15}\text{N}$ w materii organicznej wykonane dla odcinka 500–400 cm.

Początek akumulacji osadów organiczno-mineralnych wypełniających zagłębienie wydatowano metodą radiowęglową na około 11 230 lat kal. BP. Wyniki badań wykazały, że w okresie około 11 230–11 145 lat kal. BP sosna zwyczajna (*Pinus sylvestris*) dominowała w okolicznych lasach, a domieszkę stanowiły tam brzoza (*Betula*), świerk (*Picea abies*), topola (*Populus*), limba (*Pinus cembra*) i modrzew (*Larix decidua*). Od około 11 145 lat kal. BP wiąz (*Ulmus*) stopniowo rozprzestrzenił się w lasach (udziały procentowe pyłku >2%), a od około 11 090 lat kal. BP stał się ważnym elementem okolicznych zbiorowisk leśnych (udziały procentowe pyłku >10%) przyczyniając się do ustąpienia *L. decidua* i *P. cembra*. Okres pomiędzy 11 230 a 10 710 lat kal. BP cechował się zwiększoną aktywnością pożarową. Około 10 280 lat kal. BP rozpoczęła się ekspansja *P. abies*, a od około 10 030 lat kal. BP *Corylus avellana* i w mniejszym stopniu od około 9930 lat kal. BP *Tilia* (*T. cordata* typ). Ekspansja tych taksonów doprowadziła do wyparcia zbiorowisk z sosną i brzozą. Około 9570–8980 lat kal. BP *C. avellana* osiągnęła swoje optimum (>50% udziału pyłku w spektrach). Natomiast około 7380–7320 lat kal. BP *Tilia* osiągnęła swoje optimum występowania w lokalnych zbiorowiskach leśnych (do około 25% udziału pyłku w spektrach). Pierwsze znaleziska makroszczatków *Abies alba* zostały datowane na około 5000 lat kal. BP. Około 4400–4000 lat kal. BP rozpoczęła się jej ekspansja, co doprowadziło do wycofania się części taksonów lasotwórczych takich jak *C. avellana* i *Tilia*, oraz stopniowej redukcji udziału świerka w lasach. Od około 2700 lat kal.

BP *Fagus sylvatica* stanowiący dotychczas domieszkę w lasach jodłowo-świerkowych zwiększył swoje udziały w zbiorowiskach leśnych, natomiast od około 2020 lat kal. BP osiągnął swoje optimum (do około 30% udziałów procentowych pyłku) występowania w lokalnych zbiorowiskach leśnych. Stropowa warstwa osadów mineralnych znajdująca się powyżej 50 cm (około 1300 lat kal. BP) została prawdopodobnie utworzona w okresie ostatnich 400 lat. Ten poziom mineralny cechuje się zwiększonym udziałem pyłku traw, zbóż, antropofitów oraz zarodników grzybów koprofilnych, świadczącym o intensywnej działalności rolniczej i pasterskiej w okolicach stanowiska. Ponadto okres ten cechował się bardzo wysoką aktywnością pożarową.

W okresie od około 11230 do 10710 lat kal. BP jezioro powstałe w zagłębieniu u podnóża skarpy osuwiskowej cechowało się szybkim tempem wypływania (tempo akumulacji osadów wynosiło około 2,3 mm/rok). Wśród glonów, jedynie *Spirogyra* występowała regularnie w tym okresie. Niski udział węgla organicznego i azotu w osadach wskazuje na nieznaczną produktywność autotrofów w zbiorniku wodnym. Wartości $\delta^{13}\text{C}$, jak również analiza stosunku C do N wskazują na niski udział materii organicznej, głównie pochodzącej z otoczenia zbiornika, a wartości $\delta^{15}\text{N}$ na niską dostępność azotu w wodzie. Rzadkie i nieregularne występowanie przedstawicieli ochotkowatych może wskazywać na okresowe zmiany poziomu wody, a nawet wysychanie zbiornika. Warunki siedliskowe w jeziorze osuwiskowym nie były korzystne również dla przedstawicieli Cladocera (stwierdzono tylko 4 taksony), wśród których dominował *Chydorus sphaericus* s.l. Rośliny wodne były reprezentowane głównie przez *Callitriche* i *Lemna* (udokumentowane w postaci ziaren pyłku). Około 11070–10950 lat kal. BP w zbiorniku pojawiły się zbiorowiska rdestnic z *Potamogeton natans*, *P. obtusifolius* i *P. friesii* (endokarpy). Od około 10710 lat kal. BP na stanowisku rozwinęło się torfowisko, które od około 7330 lat kal. BP cechowało się znacznym udziałem *Sphagnum* (zarodniki). Mchy torfowce występowały na stanowisku od początku powstania torfowiska, na co wskazuje obecność ich szczątków makroskopowych. Pojawianie się pyłku *Callitriche* na torfowisku w okresach: 10710–10140, 9560–8840 i 4200–1790 lat kal. BP świadczy o utrzymywaniu się okresowo wyższych stanów wody na torfowisku.

W najbliższym okresie planowana jest analiza węgli makroskopowych, ameb skorupkowych oraz zawartości pierwiastków C, N i S dla odcinka profilu 400–0 cm (10710–67 lat kal. BP).

Badania odcinka profilu 500–400 cm zostały sfinansowane ze środków projektu Narodowego Centrum Nauki – grant UMO-2012/07/B/ST10/04345. W przypadku odcinka profilu 400–0 cm: praca naukowa finansowana ze środków budżetowych na naukę w latach 2016–2019. nr projektu 0342/IP1/2016/74.



ZMIANY W SUBFOSYLNICH ZESPOŁACH OSTRACODA W OKRESACH NASILONEJ ANTROPOPRESJI, ZAREJESTROWANE W OSADACH JEZIOR PAGÓRÓW CHEŁMSKICH (POLSKA SE)

Piotr KULESZA, Irena Agnieszka PIDEK

Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mail: piotr.kulesza@poczta.umcs.lublin.pl

Na podstawie wyników analiz subfosylnych małżoraczków oraz innych danych paleośrodowiskowych (wyników analiz palinologicznych i podstawowych analiz geochemicznych: zawartości węgla wapnia i popielności osadów, wspartych datowaniami radiowęglowymi) zostały zidentyfikowane okresy wzmożonego wpływu antropogenicznego na funkcjonowanie jezior i środowiska przyrodniczego ich zlewni od młodszej części okresu subborealnego do późnego średniowiecza. Wyróżnione w oparciu o badania osadów jeziornych okresy intensyfikacji wpływu antropogenicznego odniesione zostały do dotychczasowych wyników badań archeologicznych w obszarze Pagórów Chełmskich i ich północnego przedpola (obszar Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego).

Wpływ działalności człowieka na funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w obszarze Pagórów Chełmskich należy wiązać z okresami rozwoju osadnictwa, jakkolwiek najstarsze udokumentowane ślady pobytu człowieka w tym regionie można odnieść do schyłku ostatniego zlodowacenia (późny paleolit). Świadectwem tego są dotychczas zgromadzone znaleziska archeologiczne obejmujące drobne przedmioty krzemienne, łączone z kulturą świderską, stworzoną przez myśliwych, polujących na renifery na rozciągającej się ówczesnie w tym rejonie tundrze i lasotundrze. Najnowsze dane archeologiczne wskazują również na rolę wydobywania surowca krzemienia (Libera, Szeliga 2006). Dane archeologiczne wskazują, że kolejne fazy napływu grup koczowniczo-myśliwych przypadają na okres mezolitu i wiążą się z postępującym ociepleniem klimatu oraz rozwojem zbiorowisk leśnych. Dla funkcjonowania środowiska przyrodniczego najistotniejszym elementem wpływu antropogenicznego było osadnictwo kultur rolniczych.

Istotny wpływ działalności człowieka na środowisko zaznacza się od neolitu neolitic (3500–1800 lat BC – około 5500 lat BP – początek okresu subborealnego). W świetle dotychczas rozpoznanych zabytków archeologicznych można stwierdzić obecność w badanym obszarze ludności kultur: ceramiki wstęgowej rytej, lubelsko-wołyńskiej, pucharów lejkatych i amfor kulistych. Generalnym sygnałem zmian w funkcjonowaniu ekosystemów jeziornych, jako efektu działalności człowieka był znaczny i gwałtowny spadek liczebności całkowitej małżoraczków, a także nagły, niekiedy tylko czasowy zanik *Fabaeformiscandona protzi* – gatunku wycofującego się z siedlisk o podwyższonej trofii wód oraz rozwój *Cypria ophthalmica* – gatunku znoszącego silne zanieczyszczenie organogeniczne wód (Meisch 2000). Wspomniana okresowość zmian rejestrowanych w profilach osadów może odzwierciedlać następstwo kultur osadniczych na badanym terenie.

Po okresie funkcjonowania społeczności o mieszanych tradycjach kultur subneolitycznych i neolitycznych – późnej kultury amfor kulistych oraz kultury ceramiki sznurowej (Taras, Bałaga 2012), zmiany osadnicze związane z napływem ludności kultury mierzanowickiej, a następnie strzyżowskiej mogły wiązać się z ograniczeniem aktywności gospodarczej wyrażonym w diagramach palinologicznych zmniejszeniem udziału wskaźników antropogenicznych oraz wspomnianymi okresami wzrostu liczebności *Fabaeformiscandona protzi* w środkowej części okresu subborealnego.

We wczesnej epoce brązu (2300–1000 lat p.n.e. – 3850–3050 BP – schyłek okresu subborealnego) na badanym obszarze rozwijało się osadnictwo kultur: mierzanowickiej, strzyżowskiej i trzcinieckiej (Libera, Taras 2011). Ślady rozwoju działalności gospodarczej z tego okresu odzwierciedla ponowny spadek udziału drzew tworzących zbiorowiska leśne tego obszaru – przede wszystkim grabu, leszczyny, olszy i buka, któremu towarzyszyło większe rozprzestrzenienie wspomnianych wyżej wskaźników antropogenicznych – między innymi roślinności nitrofilnej i wskaźnika wypasu – *Plantago lanceolata* (Jezioro Bezedna i Syczyńskie).

Następująca faza regeneracji pokrywy leśnej wyznaczona została w oparciu o znaczny wzrost udziału grabu, lipy, wiązu, dębu i leszczyny.

Na przełomie IV i III w p.n.e. (około 2600 lat BP) w młodszym okresie epoki żelaza (okres lateński, początek okresu subatlantyckiego) na badanym obszarze pojawiła się kultura pomorska oraz zaznaczyły się wpływy osadnictwa celtyckiego, co w wyniku wzajemnych oddziaływań było impulsem do wykształcenia się kultury przeworskiej w okresie rzymskim (I–IV w n.e.). Charakterystycznym elementem zmian paleośrodowiskowych był wzrost udziału grabu i malejący udział pyłku lipy i wiązu w zbiorowiskach leśnych. Gospodarka człowieka, rugująca gatunki gleb żyznych (lipę, wiąz), sprzyjała imigracji i rozprzestrzenianiu się grabu (Ralska-Jasiewiczowa i in. 2003). Wyznaczony przez te zmiany okres osadniczy kończyła kolejna faza sukcesji wtórnej zbiorowisk leśnych związana prawdopodobnie z okresem wędrówki ludów w IV w. n.e.

Zapis znacznego wylesienia w postaci wysokiego udziału NAP, dużych wartości procentowych roślin wskaźnikowych dla antropopresji i znacznego spadku w diagramach pyłkowych udziału większości drzew tworzących zbiorowiska leśne z wyjątkiem sosny, można prawdopodobnie odnieść do okresu średniowiecza. W diagramie palinologicznym okres ten odzwierciedla się jako dwudzielna faza rozwoju osadnictwa. Według danych archeologicznych (Parczewski 2005), początek średniowiecza wyznaczają znaleziska związane z rozwojem kultury słowiańskiej, a fazę młodszą – głębokie zmiany społeczno-kulturowe spowodowane urbanizacją i rozwojem nowych technologii (np. garncarstwo). Dużą intensywność procesów osadniczych wyraża znaczna liczba stanowisk archeologicznych z tego okresu na całym obszarze Pagórów Chełmskich, jak również obecność osad, a nawet grodzisk w pobliżu badanych jezior, świadczących o trwałości procesów osadniczych. Charakterystyczną cechą zmian środowiskowych rejestrowanych w diagramach palinologicznych tej fazy przekształceń była obecność pyłku zbóż oraz wskaźniki wypasu, a w samych zbiornikach wodnych wzrost eutrofizacji, o którym świadczy intensywny rozwój nymfeidów (Dobrowolski i in. 2015). Charakterystycznym elementem zmian jest utrzymywanie się gatunków małżoraczków najbardziej odpornych na zanieczyszczenie organogeniczne wód – *Cypria ophthalmica* i *Cypria exculpta* (Meisch 2000), których największe zgrupowania pojawiły się w połowie okresu subatlantyckiego w Jeziorze Słonym (Kulesza i in. 2012).

Krótki okres regeneracji pokryw leśnych po fazie osadniczej wczesnego średniowiecza może być odniesiony do niewielkiego wzrostu udziału głównych taksonów drzew w diagramie palinologicznym, ale na jego wystąpienie wskazuje przede wszystkim znaczny spadek udziału pyłku konopi będącego zapisem moczenia ich w wodach jezior (czytelny we wszystkich badanych obiektach).

Wyniki badań wskazują, że od początku VIII wieku n. e. (720–860 AD) nastąpiła druga faza nasilenia antropopresji wyrażona w diagramach palinologicznych ciągłymi krzywymi wartości procentowych pyłku żyta (*Secale cereale*) i innych zbóż (*Cerealia undiff*). Równocześnie wzrósł udział pyłku roślin siedlisk ruderalnych, w tym azotolubnej pokrzywy. Wskaźnik wypasu – pyłek babki lancetowatej pojawiał się regularnie w diagramach palinologicznych w towarzystwie taksonów roślin zielnych, charakterystycznych dla wilgotnych łąk (*Filipendula*, *Apiaceae*).

Bardzo wyraźna faza regeneracji drzewostanu nastąpiła na początku XI w. i trwała do początku XIII wieku (1040–1220 rok n.e.). Wartości notowane na diagramach palinologicznych wskazują na intensywny rozwój zbiorowisk pionierskich lasów brzoźowo-sosnowych zajmujących w pierwszej kolejności nieużytki, ale również na rozwój zbiorowisk łąkowych. Odzwierciedlone jest to znacznym wzrostem wartości procentowych grabu, dębu, a także leszczyny oraz uformowaniem się ciągłej krzywej procentowej lipy i jesionu.

LITERATURA

- DOBROWOLSKI R., DZIENKOWSKI T., PIDEK I.A., MICHCZYŃSKA D.J., ŁOJEK J., KULESZA P. 2015. Naturalne i antropogeniczne zmiany warunków środowiska we wczesnym średniowieczu w rejonie Chełma w zapisie osadów biogenicznych stanowiska Bezedna. *Prace i materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi Seria Archeologiczna*, 46: 37–53
- KULESZA P., SUCHORA M., PIDEK I.A., DOBROWOLSKI R., ALEXANDROWICZ W.P. 2012. The Holocene palaeoenvironmental changes reflected in the multi-proxy studies of Lake Słone sediments (SE Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 363–364: 79–98
- LIBERA J., SZELIGA M. 2006. Late Paleolithic workshops in Lublin region, based on the local cretaceous flint resources, through the prism of new discoveries. An overview of the issue. *Archaeologia Baltica*, 7: 160–177

- LIBERA J., TARAS H. 2011. Epoka neolitu i początki epoki brązu na Polesiu Lubelskim. [W:] Stankiewicz U., Wawrusiewicz A., (red.) *Na rubieży kultur. Badania nad okresem neolitu i wczesnej epoki brązu w Polsce Północno Wschodniej*. Białystok, 37–54.
- MEISCH C. 2000. Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. [W:] Schwoerbel J., Zwick P. (red.), *Süßwasserfauna von Mitteleuropa*, vol. 8/3, Akademischer Verlag Spektrum, Heidelberg, 1–522.
- PARCZEWSKI M. 2005 Podstawy lokalizacji pierwotnych siedzib Słowian. [W:] Kaczanowski P., Parczewski M., (red.), *Archeologia o początkach Słowian, Materiały z konferencji, Kraków, 19–21 listopada 2001*, 65–78.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M., GOSLAR T., RÓŻAŃSKI K., WACNIK A., CZERNIK J., CHRÓST L. 2003. Very fast environmental changes at the Pleistocene-Holocene boundary, recorded in laminated sediments of Lake Gościąż, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 225–247.
- TARAS H., BAŁAGA K. 2012. The economic foundations of the Bronze and early Iron Age in the Łęczna-Włodawa Lake District in the light of archaeological and palynological sources. *Sprawozdania Archeologiczne*, 64: 179–200.



NOWE DANE DO REKONSTRUKCJI ROŚLINNOŚCI I KLIMATU PÓŁNOCNEGO PODLASIA W CZASIE INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO

Mirosława KUPRYJANOWICZ¹, Magdalena FIŁOC¹, Barbara WORONKO²,
Mirosław Tomasz KARASIEWICZ³, Joanna RYCHEL⁴, Tomasz KRZYWICKI⁴,
Leszek MARKS^{2,4}, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC⁴, Aleksander ADAMCZYK³

¹ Zakład Paleobotaniki, Uniwersytet w Białymstoku, ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-425 Białystok;
e-mail: m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl

² Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

³ Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń

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

Badaniom poddano 5 profili z kopalnymi osadami jeziornymi, które pochodzą z rejonu Sokółki na północnym Podlasiu (stanowiska Jałówka, Zacisze, Sadowo, Drahle i Starowlany). Celem badań była rekonstrukcja warunków klimatycznych i środowiskowych na obszarze północnego Podlasia w młodszym plejstocenie, od schyłku zlodowacenia warty po holocen. Analiza pyłkowa osadów jeziornych występujących w badanych profilach pozwoliła na powiązanie czasu ich akumulacji z interglacjałem eemskim oraz dostarczyła nowych danych do rekonstrukcji regionalnych zmian roślinności i klimatu podczas tego interglacjału. Lokalne poziomy pyłkowe wyróżnione w badanych profilach skorelowano z regionalnymi poziomami pyłkowymi interglacjału eemskiego oraz późnego wartianianu i wczesnego vistulianu zdefiniowanymi przez Mamakową (1989) (Fig 1).

	R PAZ	Jałówka	Zacisze	Sadowo	Starowlany
Plenivistulian	PV*				
Wczesny vistulian	EV4				
	EV3				
	EV2				
	EV1				
Interglacjał eemski	E7				
	E6				
	E5				
	E4				
	E3				
	E2				
	E1				
Zlodowacenie warty	LW**				

Fig. 1. Regionalne poziomy pyłkowe interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu (R PAZ; wg Mamakowej 1989) zarejestrowane w analizowanych profilach; nie uwzględniono profilu z Drahl, który reprezentuje jedynie trudny do dokładniejszego zdefiniowania odcinek plenivistulianu. * – poziom pyłkowy reprezentujący najstarszy stadią plenivistulianu; ** – poziom pyłkowy reprezentujący najmłodszy stadią późnego glacjału zlodowacenia warty.

Profil pyłkowy z **Jałówki** zawiera pełny zapis interglacjału eemskiego (E2-E7 R PAZ), a także całego wczesnego vistulianu (EV1-EV4 R PAZ) oraz początku plenivistulianu. Zapis fazy grabowej interglacjału (E5 RPAZ) jest tu jednak częściowo zaburzony (nadreprezentacja pyłku *Alnus* i *Tilia*) w związku ze złym stanem zachowania sporomorf wynikającym z aeracji akumulowanych w tym czasie torfów olsowych. W profilu zarejestrowane jest przejściowe ochłodzenie w środkowej części fazy sosnowej interglacjału (E7 R PAZ), które znane jest także z wielu innych stanowisk w Polsce (Kupryjanowicz i in. 2016) i Europie środkowej (np. Boettger i in. 2009).

Zapis pyłkowy w profilu z **Zacisza** rozpoczyna się na samym początku interglacjału eemskiego (E1 R PAZ), a kończy u jego schyłku, w starszej części fazy sosnowej (E7 R PAZ). W profilu tym, podobnie jak w wielu innych profilach z północnego Podlasia (por. Kupryjanowicz 2007, 2008), występuje hiatus obejmujący młodszą część fazy grabowej (E5 R PAZ) i całą fazę świerkową (E6 R PAZ). Potwierdza to znaczące obniżenie poziomu wody w tej części interglacjału. W profilu z **Zacisza** brakuje też zapisu fazy dębowej interglacjału (E3 R PAZ).

W profilu z **Sadowa**, reprezentującym interglacjał eemski (E1-E7 R PAZ) i początek wczesnego vistulianu (EV1 R PAZ), także występuje hiatus obejmujący młodszą część fazy grabowej (E5 R PAZ) i całą fazę świerkową (E6 R PAZ), a ponadto także początek fazy sosnowej (E7 R PAZ).

Zapis pyłkowy w profilu ze **Starowlan** obejmuje okres od schyłku zlodowacenia warty po początek zlodowacenia wisły. W profilu odnotowano występowanie dwóch hiatusów: pierwszy (podobnie jak w profilu z **Zacisza**) obejmuje fazę dębową eemu (E3 R PAZ), a drugi (podobnie jak w większości profili z północnego Podlasia) młodszą część jego fazy grabowej (E5 R PAZ) i całą fazę świerkową (E6 R PAZ).

W profilu z **Drahl** zarejestrowano sekwencję pyłkową składającą się z dwóch stadiałów i z dwóch zimnych bezleśnych interstadiałów. Taki zapis pyłkowy oraz datowanie badanych osadów metodą OSL pozwoliło na powiązanie analizowanych osadów z plenivistulianem. Ponieważ profil ten obejmuje jedynie stropowy 9-metrowy odcinek kopalnych osadów jeziornych, a poniżej niego (jak sugerują badania geofizyczne) znajduje się jeszcze kilkanaście metrów osadów biogenicznych, przewidziane jest dodatkowe wiercenie na tym stanowisku.

Badania zostały dofinansowane przez Narodowe Centrum Nauki (grant nr 2013/09/B/ST10/02118).

LITERATURA

- BOETTGER T., NOVENKO E.YU., VELICHKO A.A., BORISOVA O.K., KREMENETSKI K.V., KNETSCH S., JUNGE F.W. 2009. Instability of climate and vegetation dynamics in Central and Eastern Europe during the final stage of the Last Interglacial (Eemian, Mikulino) and Early Glaciation. *Quaternary International*, 207: 137–144.
- KUPRYJANOWICZ M. 2007. Zmiany poziomu wody w jeziorach eemskich północnego Podlasia. *Przegląd Geologiczny*, 55(4): 336–342.
- KUPRYJANOWICZ M. 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian Lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobotanica*, 48: 3–130.
- KUPRYJANOWICZ M., GRANOSZEWSKI W., NALEPKA D., PIDEK I.A., WALANUS A., BALWIERZ Z., FIŁOC M., KOŁACZEK P., MAJECKA A., MALKIEWICZ M., NITA M., NORYSKIEWICZ B., WINTER H. 2016. Instability of the environment at the end of the Eemian Interglacial as illustrated by the isopollen maps for Poland. *Geological Quarterly*, 60: 225–237.
- 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: 11–176.



WPŁYW CZŁOWIEKA NA ROŚLINNOŚĆ KRAKOWA I OKOLIC W PRADZIEJACH

Maria LITYŃSKA-ZAJĄC

Ośrodek Archeologii Gór i Wyżyn, Instytut Archeologii i Etnologii PAN, ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków;
e-mail: marialitynska@gazeta.pl

Ślady archeologiczne dotyczące różnych okresów pradziejowych odsłonięte zostały na wielu stanowiskach archeologicznych zlokalizowanych w obrębie dzisiejszych granic administracyjnych Krakowa i jego najbliższych okolic. Z tego też szeroko rozumianego regionu pochodzą, uznawane za najstarsze w Polsce, badania archeobotaniczne Anieli Kozłowskiej (Kozłowska 1920, 1921) z jaskiń w Ojcowie. Istotny przyrost bazy źródłowej dotyczącej makroskopowych szczątków roślinnych odnotowany został w dwóch etapach. Pierwszy z nich związany był z badaniami ratowniczymi przygotowującymi teren pod budowę Nowej Huty, a drugi z inwestycjami drogowymi lat 1999–2012 poprzedzającymi budowę autostrady A4 w kierunku Tarnowa oraz obwodnicy Krakowa.

W pierwszym przypadku rozpoznano głównie materiały datowane na neolit. Najbardziej spektakularne, z punktu widzenia historii dawnej flory i roślinności, odkrycie dotyczyło stanowiska 62 w Krakowie-Mogile, gdzie odsłonięto, między innymi, dwie jamy zasobowe. Jedna z nich (obiekt nr 416) reprezentująca kulturę lendzielską zawierała liczne pozostałości zbóż (głównie pszenic oplewionych płaskurki *Triticum dicoccon* i samopszy *T. monococcum* oraz domieszkę jęczmienia zwyczajnego *Hordeum vulgare*) oraz roślin zielnych, w tym chwastów polnych. W omawianym depozycie znaczący był udział ziarniaków różnych gatunków stokłosy *Bromus* (polnej *B. arvensis*, gałęzistej *B. racemosus* i płonnej *B. sterilis*) (Głuza 1983/84). Druga z jam zasobowych, numer 395, związana była z kulturą pucharów lejkowatych (Głuza et al. 1988). Zachowało się w niej ponad 1000 ziarniaków pszenicy płaskurki *Triticum dicoccon*, którym towarzyszyły szczątki kłosek tego gatunku oraz niezbyt liczne pozostałości pszenicy samopszy *T. monococcum* i kilka ziarniaków jęczmienia zwyczajnego *Hordeum vulgare*. W magazynie zalegały ponadto diaspory różnych gatunków chwastów: kąkol polnego *Agrostemma githago*, stokłos: polnej *Bromus arvensis*, gałęzistej *B. racemosus* i żytniej *B. secalinus* oraz rdestówki powojowatej *Fallopia convolvulus*, przytulii czepnej *Galium aparine*, bnieca białego *Melandrium album* oraz rdestu szczawiolistnego typowego *Polygonum lapathifolium* subsp. *lapathifolium*. Z obszaru Nowej Huty uzyskano też sporo danych dotyczących resztek roślinnych datowanych na okres rzymski, ze stanowisk w Krakowie-Mogile i Krakowie-Pleszowie (np. Giźbert 1960, 1964, 1969), gdzie odnotowano głównie pozostałości różnych gatunków zbóż.

Archeobotaniczne badania autostradowe objęły prawie 100 stanowisk, na których rodzaj i liczba oraz przynależność chronologiczno-kulturowa zachowanych szczątków roślinnych były mocno zróżnicowane. Między innymi, bardzo interesujące dane uzyskano dla stanowiska kultury ceramiki wstęgowej rytej w Brzeziu, stan. 17 (Lityńska-Zajac et al. 2014). Wśród zbóż na tym stanowisku dominowała pszenica płaskurka, a zdecydowanie mniejszy był udział samopszy. Skład jakościowy i ilościowy prób potwierdził, ważną rolę wspomnianych gatunków już od początku neolitu. Innego przykładu dostarczają materiały kultury mierzanowickiej, słabo do tego czasu rozpoznane z omawianego regionu, zachowane w obiektach ze stanowiska 6/8 w Zakrzowcu (Lityńska-Zajac et al. 2015) oraz 10 i 11 w Targowisku (Lityńska-Zajac et al. 2015). Źródła te, oprócz informacji o pozostałościach zbóż, przyniosły wiele danych na temat resztek chwastów polnych i innych roślin zielnych spontanicznie rozwijających się w otoczeniu siedzib ludzkich oraz na łąkach i pastwiskach. Badania autostradowe przyczyniły się także do znacznego wzbogacenia listy gatunków (uprawnych, zielnych dzikich oraz drzew i krzewów) rozpoznanych dla kultury łużyckiej i zalegających w obrębie osad, jak i cmentarzysk (Lityńska-Zajac et al. 2014a; Moskal-del Hoyo 2015).

Zgromadzone dane pozwalają stwierdzić, że na omawianym terenie od początku neolitu w uprawach znajdowały się pszenice oplewione i jęczmień. W młodszych okresach chronologicznych skład gatunków

uprawnych uległ wzbogaceniu. Wyrażna zmiana w strukturze zasiewów zaszła dopiero w okresie rzymskim. Podstawą gospodarki zbożowej stały się wówczas żyto *Secale cereale*, jęczmień *Horedum vulgare* i pszenica zwyczajna *Triticum aestivum*, przy równocześnie dużej roli prosa *Panicum miliaceum*, płaskurki *T. dicoccon* i owsa *Avena sativa*. Znaczenie innych roślin uprawnych było prawdopodobnie stosunkowo niewielkie. Pojawiały się one, w materiałach archeologicznych, rzadziej niż zboża i najczęściej reprezentowane były przez małą liczbę okazów. Od neolitu notowano szczątki soczewicy jadalnej *Lens culinaris*, grochu zwyczajnego *Pisum saivum*, lnu zwyczajnego *Linum usitatissimum* i maku lekarskiego *Papaver somniferum*. Konopie siewne *Cannabis sativa* znalezione zostały dopiero w obiekcie z wczesnego okresu rzymskiego. Na polach uprawnych pojawiały się różne chwasty, których liczba gatunków i okazów była coraz obfitsza w młodszych okresach chronologicznych. Rolnik pozyskując tereny pod uprawę i własne siedziby, przyczyniał się do powstawania coraz większej liczby siedlisk antropogenicznych. Bezpośrednio, ale ze zmiennym natężeniem na przestrzeni dziejów, zakładanie pól uprawnych prowadziło do przebudowy lokalnych drzewostanów i w konsekwencji do ograniczania powierzchni leśnych. Do tego stanu przyczyniało się również ogromne zapotrzebowanie na drewno. Był to surowiec energetyczny. Wykorzystywano go także do wznoszenia różnych budowli, konstrukcji obronnych i grobowych oraz wyrobu sprzętów użytkowanych w domach.

LITERATURA

- GIŻBERT W. 1960. Nowe stanowiska kopalne maku (*Papaver somniferum* L.) na ziemiach polskich. *Materiały Archeologiczne*, 2: 349–354.
- GIŻBERT W. 1964. Kłosa zbożowe w znaleziskach archeologicznych. *Materiały Archeologiczne*, 5: 91–96.
- GIŻBERT W. 1969. Znaleziska roślinne z dwóch jam późnorzymskich w Nowej Hucie-Mogile. *Sprawozdania Archeologiczne*, 21: 427–429.
- GLUZA I. 1983/84. Neolithic cereals and weeds from the locality of the Lengyel Culture at Nowa Huta-Mogiła near Cracow. *Acta Palaeobotanica*, 23: 123–184.
- GLUZA I., TOMCZYŃSKA Z., WASYLIKOWA K. 1988. Uwagi o użytkowaniu drewna w neolicie na podstawie analizy węgla drzewnych ze stanowisk archeologicznych w Krakowie-Nowej Hucie. *Materiały Archeologiczne Nowej Huty*, 12: 1–19.
- KOZŁOWSKA A. 1920. O pszenicach z neolitu znalezionych na ziemiach polskich. *Sprawozdanie z Czynności i Posiedzeń PAU*, 25(2): 11–12.
- KOZŁOWSKA A. 1921. O zbożach kopalnych z okresu neolitu w Polsce. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego PAU*, 60, dział B (1920): 1–20.
- LITYŃSKA-ZAJĄC M., TOMCZYŃSKA Z., CYWA K., WASYLIKOWA K., MADEYSKA E. 2015. Badania archeobotaniczne materiałów roślinnych kultury mierzanowickiej ze stanowiska 6/8 w Zakrzowcu, gm. Niepołomice, woj. małopolskie [W:] J. Górski, P. Jarosz (red.). Wielofazowe osady kultury mierzanowickiej w Targowisku i Zakrzowcu na Podgórzu Bocheńskim. *Via Archaeologica. Źródła z badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce*, Krakowski Zespół do Badań Autostrad. Kraków, 233–238.
- LITYŃSKA-ZAJĄC M., WASYLIKOWA K., CYWA K., MADEYSKA E., TOMCZYŃSKA Z. 2014a. Badania archeobotaniczne na stanowiskach 10, 11 i 12 w Targowisku, gm. Kłaj, woj. małopolskie. [W:] J. Górski (red.). Kompleks osadniczy kultury łużyckiej w Targowisku, stan. 10–12, pow. Wielicki. *Via Archaeologica. Źródła z badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce*, Krakowski Zespół do Badań Autostrad. Kraków, 243–275.
- LITYŃSKA-ZAJĄC M., WASYLIKOWA K., CYWA K., TOMCZYŃSKA Z., MADEYSKA M., KOZIARSKA A., SKAWIŃSKA-WIESER K. 2014. Brzezie, stan. 17, gm. Kłaj. Materiały archeobotaniczne z obiektów kultury ceramiki wstęgowej rytej. [W:] A. Czekaj-Zastawny (red.), Brzezie 17. Osada kultury ceramiki wstęgowej rytej. *Via Archaeologica. Źródła z badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce*. Krakowski Zespół do Badań Autostrad. Kraków, 405–436.
- LITYŃSKA-ZAJĄC M., WASYLIKOWA K., TOMCZYŃSKA Z., CYWA K., MADEYSKA E. 2015a. Szczątki roślinne z obiektów kultury mierzanowickiej ze stanowisk 10 i 11 w Targowisku, gm. Kłaj, woj. małopolskie [W:] J. Górski, P. Jarosz (red.), Wielofazowe osady kultury mierzanowickiej w Targowisku i Zakrzowcu na Podgórzu Bocheńskim. *Via Archaeologica. Źródła z badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce*, Krakowski Zespół do Badań Autostrad. Kraków, 159–179.
- MOSKAL-DEL HOYO M. 2015. Analiza węgla drzewnych z cmentarzyska kultury łużyckiej ze stanowiska nr 19 w Kokotowie, [W:] J. Chochorowski (red.). Cmentarzysko z wczesnej epoki żelaza w Kokotowie (stanowisko 19), gm. Wieliczka. *Via Archaeologica. Źródła z badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce*. Krakowski Zespół do Badań Autostrad. Kraków, 397–421.



ZRÓŻNICOWANIE PALEOKLIMATYCZNE INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO/ALEKSANDRYJSKIEGO W EUROPIE WSCHODNIEJ W ŚWIEŁLE BADAŃ Z NIZINY PODLASKIEJ I ZACHODNIEJ BIAŁORUSI

Aleksandra MAJECKA¹, Tatiana B. RYLOVA², Leszek MARKS^{1, 2}, Jerzy NITYCHORUK³,
Alexandr KARABANOV², Tomasz KRZYWICKI⁴, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC⁴,
Joanna RYCHEL⁴, Barbara WORONKO¹, Łukasz ZBUCKI³

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

² Institute for Nature Management, National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Republic of Belarus

³ Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej, ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska

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

W ramach badań prowadzonych w obszarze polsko-białoruskiej strefy pogranicza (badania finansowane przez Narodowe Centrum Nauki, projekt nr DEC-2013/09/B/ST10/02040) skupiono się na paleoklimatycznej rekonstrukcji interglacjału Holsteinian (= Mazovian/ Alexandrian), w świetle znanych oraz nowo udokumentowanych stanowisk. Sukcesja pyłkowa interglacjału Holsteinian wykazuje lokalne i geograficzne różnice, jednak ma wyraźne cechy przewodnie, do których należy następstwo regionalnych poziomów pyłkowych w czasie poprzedzającym optimum klimatyczne oraz w optimum. Są to w kolejności: poziom *Picea-Alnus* i *Carpinus-Abies*. Ta prawidłowość pozwala na korelację z interglacjałami tego wieku w Europie – tj. Mazovian w Polsce, Alexandrian w Białorusi, Lichwin na Ukrainie i w Rosji. Porównano klimatostratygrafię interglacjału Mazovian z Niziny Południowopodlaskiej (Krupiński 2000) ze wskaźnikami paleoklimatycznymi interglacjału aleksandryjskiego, stanowisk po stronie Białoruskiej, przede wszystkim udokumentowanego podczas prac w ramach grantu stanowiska Rechitsa położonego na wschód od Berezy, w zachodniej części Białorusi.

Na Nizinie Południowopodlaskiej występowanie cisa (*Taxus*) stało się jednym z ważniejszych kryteriów oceny wieku i przynależności flory, wyznaczające początek stadium mezokratycznego i jedną z cech diagnostycznych mazowieckiej sukcesji interglacjalnej (Krupiński 1995). Pyłek *Taxus* jest też odnotowywany licznie w osadach interglacjału Holsteinian w innych regionach Środkowej Europy (głównie w Niemczech i Francji). W stanowisku Rechitsa brak *Taxus* w początkowej fazie stadium mezokratycznego może wskazywać na brak osadów rejestrujących okres rozprzestrzenienia zbiorowisk z cisem lub ewentualnie świadczyć o znacznym kontynentalizmie w stosunku do Polski Wschodniej. W diagramie ze stanowiska Rechitsa zaznacza się znacznie wyższy udział sosny (*Pinus*) w stosunku do diagramu z Ossówki (Krupiński 2000), z mniej wyraźnym wzrostem jej wartości w stadium mezokratycznym. Wzrost ten interpretowany jest jako wyraz ochłodzenia klimatu i równoczesnej jego kontynentalizacji. W takim ujęciu sukcesja pyłkowa z Rechitsy świadczyłaby o bardzo mocno wyrażonym kontynentalizmie w tym czasie.

Obecnie także występują różnice w średniej temperaturze najcieplejszego i najzimniejszego miesiąca, z tendencją do wyższej temperatury w lipcu na obszarze Zachodniej Białorusi niż w Polsce Wschodniej i niższej w styczniu w porównaniu z Polską.

LITERATURA

KRUPIŃSKI M. K. 1995. Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego w świetle badań osadów z Podlasia (Pollen stratigraphy and succession of vegetation during the Mazovian Interglacial based on studies of sediments from Podlasie). *Acta Geographica Lodziensia*, 70: 1–200.

KRUPIŃSKI M. K. 2000. Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski (Palynostratigraphic correlation of deposits of the Mazovian Interglacial of Poland). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 169: 5–58.



ŚRODOWISKOWE UWARUNKOWANIA OSADNICTWA WCZESNOŚREDNIOWIECZNEGO W ZACHODNIEJ POLSCE

Krystyna MILECKA¹, Jacek FORYSIAK², Bartłomiej GRUSZKA³,
Daniel MAKOWIECKI⁴, Juliusz TWARDY²

¹ Zakład Biogeografii i Paleoeologii, Uniwersytet A. Mickiewicza, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań;
e-mail: milecka@amu.edu.pl

² Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-232 Łódź

³ Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich o. lubuski, ul. Długa 27, 66-008 Świdnica

⁴ Instytut Archeologii, UMK, ul. Szosa Bydgoska 44/48, 87-100 Toruń

Od wielu lat realizowane są projekty badawcze dotyczące szeregu stanowisk zachodniej Polski, zwłaszcza grodzisk położonych w obrębie lub w pobliżu doliny środkowej Odry (np. Gruszka red. 2016). W ramach tych projektów prowadzone są prace archeologiczne połączone z analizą uwarunkowań przyrodniczych sfery abiotycznej i biotycznej. Dostarczają one informacji o środowisku, którym dysponowały społeczności wczesnośredniowieczne ziemi lubuskiej oraz wszelkich zmianach zachodzących pod wpływem antropopresji w tym okresie. Charakterystyka przyrodnicza terenu zajmowanego i przekształcanego w średniowieczu jest bardzo istotna w kontekście możliwości wykorzystania zasobów naturalnych, których różnorodność i specyfika decydowały o rozwoju zaplecza gospodarczego, kierunkach rozwoju sposobów pozyskiwania żywności i przedmiotów użytkowych. Różne formy użytkowania gospodarczego doprowadziły do specyficznego przekształcenia środowiska naturalnego, które dziś odczytujemy na podstawie badań paleogeograficznych i paleoekologicznych. Intensywność osadnictwa i typ prowadzonej gospodarki zależne były z jednej strony od wydarzeń historycznych związanych z powstawaniem państwa oraz polityką europejską, z drugiej od cech środowiskowych stwarzających możliwości rozwoju gospodarczego i cywilizacyjnego. Historyczny proces powstawania Państwa Polskiego zapoczątkowany w środkowej Wielkopolsce nie obejmował równocześnie pozostałych regionów obecnej Polski, nawet tak relatywnie nieodległych jak ziemia lubuska. Dlatego Środkowa Wielkopolska skupiająca główne centra osadnicze takie jak Poznań, Gniezno, Lednica czy Giecz podlegała bardzo znaczącym przekształceniom antropogenicznym w tym dużemu odlesieniu, a znaczne powierzchnie zajmowały zbiorowiska segetalne i ruderalne (Tobolski 1990; Milecka 1998; Makohonienko 2000). Wyraźnie widoczne przekształcenia stwierdzono również w rejonie Pałuk i na Kujawach (Noryśkiewicz 1995; Milecka 2000; Jankowska 1980). Ziemia lubuska natomiast, zarówno ze względu na czynniki historyczne, jak i środowiskowe podlegała słabszej antropopresji, wyraźnie różniącej się charakterem od tej obserwowanej na terenie Wielkopolski.

Celem niniejszego opracowania jest charakterystyka uwarunkowań przyrodniczych i gospodarki w okresie osadnictwa wczesnośredniowiecznego na ziemi lubuskiej, ze szczególnym uwzględnieniem grodzisk. Nakreślenie tej charakterystyki umożliwia odpowiedzi na pytania:

- o formy terenu i zasoby mineralne okolic grodzisk i możliwości ich wykorzystania;
- o cechy lokalizacji grodzisk i ich walory obronne;
- o funkcjonujące zbiorowiska roślinne jako naturalne źródła pozyskiwania żywności i przedmiotów użytkowych;
- o ekosystemy dogodne dla dzikiej zwierzyny i intensywność łowiectwa;
- o udział i znaczenie upraw oraz hodowli zwierząt jako źródeł pozyskiwania żywności.

Teren badań obejmuje ziemię lubuską, a przede wszystkim dolinę środkowego biegu Odry. W syntezie uwzględniono następujące stanowiska archeologiczne: Zawada, Połupin, Klenica, Grodziszczce i Nowiniec. Obszar ten leży w zachodniej Polsce w strefie klimatu przejściowego, który został sklasyfikowany jako słabo oceaniczny (Woś 1999; Kożuchowski, Wibig 1988). Gleby są przeważnie mało urodzajne, najbardziej żyzne fragmenty stwierdzono w obrębie doliny Odry. Obszar znajduje się w zasięgu występowania

podstawowych gatunków lasotwórczych typowych dla środkowej Europy oraz zbiorowisk roślinnych tworzących formację lasów nemoralnych (Zajac, Zajac 2001; Matuszkiewicz 2001). Obecnie teren badań jest w znacznym stopniu przekształcony przez człowieka i ma charakter otwarty, rolniczy.

Wyniki badań paleobotanicznych wskazują, że w okresie wczesnośredniowiecznym, podczas funkcjonowania grodzisk na analizowanych stanowiskach, dominowały trzy gatunki lasotwórcze. Ważną rolę w zbiorowiskach leśnych o charakterze regionalnym pełniła sosna. Wysoki udział dębu, znacznie wyższy niż pozostałych lasotwórczych składników liściastych (np. wiązu, czy lipy) widoczny jest na zdecydowanej większości stanowisk. Oznacza to, że lasy sosnowo-dębowe były dominującym w regionie zbiorowiskiem leśnym. Lokalnie, na siedliskach wilgotnych rozprzestrzeniały się natomiast lasy z udziałem olchy.

Proporcje udziału wskaźników antropogenicznych w spektrach pyłkowych prawie wszystkich stanowisk wskazują na większą rolę hodowli. Obecność pyłku roślin pastwiskowych i występujących na wilgotnych łąkach *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa* typ, *Aster* typ, Cichorioidae, *Ranunculus* typ, *Trifolium pratense* (Behre 1981) i innych, sugeruje znaczniejszą – niż upraw – rolę hodowli zwierząt. Ponieważ sumarycznie udział roślin pastwiskowych/łąkowych nie przekracza kilku procent, również rola tej formy gospodarki we wczesnym średniowieczu była ograniczona. Potwierdzeniem są wyniki badań abiotycznych elementów środowiska przyrodniczego oraz analiz archeozoologicznych. Zazwyczaj niewielki stopień odlesienia jest skutkiem dominacji ubogich gleb, które nie zapewniały odpowiednio wysokich plonów. Uprawa w takich warunkach była mało opłacalna i nie zapewniała bezpieczeństwa żywieniowego na odpowiednim poziomie dla dużej grupy społecznej. Ponieważ jednak rozległe powierzchnie zajęte były przez różnego typu zbiorowiska leśne, które stanowiły bogate źródło zwierzyny łownej, prawdopodobnie łowiectwo było dominującym, a w każdym razie ważnym sposobem zdobywania żywności.

LITERATURA

- BEHRE K.E. 1981. The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et Spores*, 23(2): 225–245.
- GRUSZKA B. (red.) 2016. *Wczesnośredniowieczny Gród w Polupinie, stan. 2. Nowe analizy i interpretacje źródeł archeologicznych i przyrodniczych*. Zielona Góra.
- JANKOWSKA B. 1980. Szata roślinna okolic Gopła w późnym glacie i holocenie oraz wpływ osadnictwa na jej rozwój w świetle badań paleobotanicznych. *Przegląd Archeologiczny*, 27: 5–41.
- KOZUCHOWSKI K., WIBIG J. 1988. Kontynentalizm pluwialny. *Acta Geographica Lodziensia*, 55.
- MAKOHONIENKO M. 2000. *Przyrodnicza historia Gniezna*. Homini, Bydgoszcz-Poznań, 1–120.
- MATUSZKIEWICZ W. 2001. *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- MILECKA K. 1998. Działalność człowieka w okolicach Giecza i Wagowa w świetle analizy pyłkowej. (Sum. History of human activity in Giecz and Wagowo areas based on pollen analysis). *Biblioteka Studiów Lednickich III*, Poznań-Lednica: 45–95.
- MILECKA K. 2000. Analiza pyłkowa profilu osadów biogenicznych w łekneńskim rejonie osadniczym. [W:] Wyrwa A. (red.), *Studia i materiały do dziejów Pałuk*. T. III, 81–104.
- NORYSKIEWICZ B. 1995. Zmiany szaty roślinnej okolic Jeziora Biskupińskiego pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych, w późnym glacie i holocenie. [W:] Niewiarowski W. (red.) *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Jeziora Biskupińskiego pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych, w późnym glacie i holocenie*. Turpress, Toruń, 147–179.
- TOBOLSKI K. 1990. Einführung in paläoökologische Untersuchungen des Siedlungsgebietes im Lednicki Landschaftspark, NW Polen. „*Offa*”, 47: 109–131.
- WOŚ A. 1999. *Klimat Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- ZAJĄC A., ZAJĄC M. (red.) 2001. *Atlas rozmieszczenia roślin naczyniowych w Polsce*. UJ, Kraków.



ODDZIAŁYWANIA KULTURY PUCHARÓW LEJKOWATYCH NA SZATĘ ROŚLINNĄ WYŻYŃ LESSOWYCH POŁUDNIOWEJ POLSKI – WYNIKI INTERDYSCYPLINARNYCH BADAŃ ZE STANOWISK ARCHEOLOGICZNYCH 1–3 W MOZGAWIE (GM. PIŃCZÓW)

Magdalena MOSKAL-DEL HOYO¹, Agnieszka WACNIK¹, Aldona MUELLER-BIENIEK¹, Magdalena KAPCIA¹, Piotr SZWARCZEWSKI², Witold P. ALEXANDROWICZ³, Jarosław WILCZYŃSKI⁴, Sylwia WĘDZICHA⁴, Renata STACHOWICZ-RYBKA¹, Marta KORCZYŃSKA¹, Klaus CAPPENBERG⁵, Marek NOWAK⁶

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

² Instytut Geografii Fizycznej, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, ul. Krakowskie Przedmieście 30, Warszawa

³ Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

⁴ Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt PAN, Polska Akademia Nauk, ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków

⁵ Professur für Ur- und Frühgeschichte Universität Leipzig, Lipsk

⁶ Instytut Archeologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gołębia 11, 31-007 Kraków

Wyżyny lessowe południowej Polski należą do pierwszych obszarów zasiedlonych w połowie VII tysiąclecia p.n.e. przez grupy rolników wiązanych z tzw. neolitem naddunajskim. Wprowadzenie rolnictwa miało początkowo charakter wyspowy, a dopiero od początku IV tysiąclecia p.n.e. objęło większe tereny ziem polskich. To zjawisko określane jest jako drugi etap neolityzacji. Wraz z pojawieniem się gospodarki wytwórczej w danym rejonie, rozpoczyna się proces intensywnego przekształcania lokalnego środowiska i dochodzi do przemiany szaty roślinnej. Procesy te, związane z drugim etapem neolityzacji, badane są na stanowiskach archeologicznych 1–3 w Mozgawie oraz w ich najbliższej okolicy. Głównym przedmiotem badań są makro- i mikroskopowe szczątki roślin, których analiza pozwala na: (1) scharakteryzowanie różnorodnego wykorzystywania roślin przez dawne społeczności rolnicze; (2) określenie stopnia przekształceń zbiorowisk roślinnych w następstwie zainicjowania działalności rolniczej oraz stabilizacji osadnictwa w okresie kilku stuleci; (3) oceny siły oddziaływań człowieka w środowisko naturalne w neolicie. Dane te służą również do charakteryzowania składu taksonomicznego i struktury zbiorowisk leśnych w okresie atlantyckim, udokumentowania skali odlesień spowodowanych wytwórczą gospodarką człowieka w neolicie oraz mają istotny wkład w dyskusję na temat występowania roślinności kserotermicznej na terenie Niecki Nidziańskiej w holocenie. Wyniki analiz archeo- i paleobotanicznych przedstawione są ponadto w kontekście badań archeologicznych, geomorfologicznych, archeozoologicznych i malakologicznych.

Badania są finansowane przez Narodowe Centrum Nauki (projekt nr: 2013/11/B/HS3/03822).



ZAPIS ZMIAN ŚRODOWISKOWYCH W OTOCZENIU GRODZISKA W ROZPRZY (CENTRALNA POLSKA), WYNIKI BADAŃ PALEOBOTANICZNYCH

Renata STACHOWICZ-RYBKA¹, Agnieszka WACNIK¹, Piotr KITTEL²,
Monika RZODKIEWICZ³, Jerzy SIKORA⁴

¹ Instytut Botaniki im. Władysława Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;
e-mail: r.stachowicz@botany.pl

² Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

³ Zakład Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Bogusława Krygowskiego 10, 61-680 Poznań

⁴ Instytut Archeologii, Wydział Filozoficzno – Historyczny, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 65, 90-139 Łódź

Grodzisko w Rozprzy zlokalizowane jest w dolinie doliny Luciaży w województwie Łódzkim. Opisane struktury zajmują powierzchnię wyniesienia w centralnej części dna doliny Luciaży o wysokości względnej około 0,5 m, które ma charakter ostańca terasy plenivistuliańskiej. Współcześnie widoczne są tylko zarysy pierwotnego zasięgu wschodniej części nasypu oraz obniżenia fosy. Od zewnątrz fosę ograniczał wał o wysokości dochodzącej do 0,7 m. Osady wypełnienia fosy w jej najgłębszym miejscu, tj. od strony południowo-zachodniej grodziska poddano szczegółowym badaniom archeologicznym, a w ich trakcie pobrano ze ściany wykopu profil osadów do badań paleoekologicznych.

Celem badań paleobotanicznych było określenie charakteru roślinności i jej zmian w okresie objętym procesami akumulacji osadów. W związku z niewielkimi rozmiarami pierwotnego zbiornika wodnego, analiza pyłkowa zarejestrowała zmiany roślinności o bardzo lokalnym charakterze. Obok informacji dotyczących roślinności lądowej rosnącej w otoczeniu grodziska, uzyskano też dane obrazujące funkcjonowanie samej fosy, od momentu jej powstania w XIII/XIV wieku aż do całkowitego wypełnienia osadem w XVIII wieku.

W sekwencji palinologicznej wyróżniono pięć poziomów zmian roślinności. Wykazano m.in., że otoczenie grodziska było częściowo porośnięte przez luźny las sosnowo-dębowy z nieliczną brzozą i świerkiem, o charakterze zbliżonym do współczesnego *Quercus-Pinetum* i *Leucobryo-Pinetum*. Znaczenie drzewostanu związanego z bardziej suchym podłożem, nie ulegało większym zmianom aż do schyłku XVII wieku, a wyraźne zmiany dotyczyły zbiorowisk rozwijających się na podłożu wilgotnym. Początkowo ważnym typem drzewostanu były lasy olszowe w typie *Carici elongatae-Alnetum*, które w XVI wieku zostały zastąpione przez łągi wierzbowe. Od schyłku XVI wieku w otoczeniu grodziska rozwinęły się zarośla leszczynowe, co przy wzroście frekwencji roślinności zielnej sugeruje spadek wilgotności podłoża i pewien wzrost powierzchni łąkowych.

Od początku funkcjonowania fosy w najbliższej okolicy prowadzono działalność rolniczą obejmującą uprawę zbóż (żyta, pszenicy, owsa), konopi/chmielu, lnu a od XVI wieku również gryki. Trudności interpretacyjne wzbudziła obecność szczątków konopi. W osadach pojawiły się owocki konopi (*Cannabis sativa*), których liczba dochodziła do 5–6 w kilku kolejnych próbkach. Obecne były także pojedyncze nasiona lnu (*Linum usitatissimum*). Szczątki makroskopowe obu tych gatunków mogą sugerować, że fosa była wykorzystywana przez mieszkańców grodu jako moczdyło. Równocześnie, niskie udziały pyłku konopi (do 5%) raczej wykluczają taką formę jej użytkowania (Kittel i in. 2014). Znaleziono też nasiona i ziarna pyłku *Frangula alnus*, której nasiona i kora były powszechnie stosowane do barwienia wyrobów włókienniczych.

O lokalnej aktywności gospodarczej człowieka świadczą ponadto stosunkowo liczne szczątki roślin, będące wskaźnikami antropogenicznymi z grupy chwastów: np. *Centaurea cyanus*, *Viola arvensis*, *Polygonum aviculare* i roślin ruderalnych: *Artemisia*, *Urtica dioica*, *Chenopodium album*, *Ch. hybridum*, *Rumex acetosella* i *Malva*. Okoliczne łąki były zapleczem paszowym dla zwierząt hodowlanych. Wyżej położone, suchsze siedliska zajmowały Poaceae, *Plantago lanceolata*, *Verbascum densiflorum*, *Hypericum perforatum*, *Centaurea jacea* i *Jasione montana*.

Badania paleobotaniczne pozwoliły również zaobserwować zmiany, jakim podlegała roślinność występująca w obrębie samej fosi. W początkowym okresie funkcjonowania zbiornika rosły tu głównie rośliny wodne: Characeae *Pediastrum*, *Gloeotrichia*, *Potamogeton pusillus*, *P. natans*, *Nuphar lutea*, *Batrachium* sp., *Stratiotes*, *Sparganium microcarpum*, *Alisma plantago-aquatica*, a ze strefą brzegową związane były m.in. Cyperaceae, *Rumex aquaticus*, *Typha*, *Phragmites* i *Sphagnum*. Proces wypłykania fosi dobrze ilustruje intensywny rozwój *Equisetum*, zapewne *E. fluviatile* charakterystycznego dla współczesnego zbiorowiska *Equisetum fluviatilis*, jaki nastąpił na przełomie XVI i XVII wieku. W od połowy XVII wieku powierzchnia zbiornika została porośnięta przez Cyperaceae, Poaceae, *Menyanthes trifoliata*, *Phragmites*, *Sparganium* i/lub *Typha angustifolia*, a stulecie później miała już charakter wilgotnej łąki.

Badania finansowane w ramach projektu nr DEC-2013/11/B/HS3/03785.

LITERATURA

- KITTEL P., MUZOLF B., PŁÓCIENNIK M., ELIAS S., BROOKS S.J., LUTYŃSKA M., PAWŁOWSKI D., STACHOWICZ-RYBKA R., WACNIK A., OKUPNY D., GŁĄB Z., MUELLER-BIENIEK A. 2014. A multi-proxy reconstruction from Lutomiersk-Koziówki, Central Poland, in the context of early modern hemp and flax processing. *Journal of Archaeological Science*, 50: 318–337.



PAS GRANICZNY A ZABURZENIA W PALEOBOTANICZNYM ZAPISIE ROZWOJU TORFOWISKA GRANICZNEGO (IZERSKIE BAGNO) W GÓRACH IZERSKICH

Klára TOMASZEWSKA¹, Jacek FORYSIAK², Małgorzata MALKIEWICZ³,
Joanna JAKUBOWSKA²

¹ Katedra Botaniki i Ekologii Roślin, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, pl. Grunwaldzki 24 a, 50-363 Wrocław; e-mail: klara.tomaszewska@up.wroc.pl

² Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

³ Pracownia Paleobotaniki, Zakład Geologii Stratygraficznej Instytutu Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław

Torfowiska Gór Izerskich od roku 2000 objęte są ochroną prawną w rezerwacie „Torfowiska Doliny Izery”. Jest to kompleks torfowisk znajdujących się w dolinie rzeki Izery oraz w obrębie Wysokiego Grzbietu. Na przełomie XX i XXI wieku ukazało się wiele publikacji opisujących roślinność i charakteryzujących warunki siedliskowe torfowisk Gór Izerskich (Jóža i in. 2004; Matuła i in. 1998; Potocka 1996, 2001; Tomaszewska i in. 2001) oraz określających czas rozwoju wybranych torfowisk (Baranowska-Kącka 2003; Maj 2007). Przedstawiano także następstwo fitocenozy odpowiedzialnych za rozwój niektórych torfowisk tego rejonu (Tomaszewska 2000, 2004a, 2008, 2014; Kloss 2005, 2007), a także jak zaznaczyło się w profilach torfowych zamieranie lasów spowodowane kwaśnymi deszczami (Tomaszewska 2004b). Jednak ciągle zbyt mało wiadomo o rozwoju wszystkich torfowisk znajdujących się w obrębie rezerwatu.

W roku 2015 podjęto badania, które obejmowały Izerskie Bagno i Wręgi Wschodnie. Celem analiz było określenie właściwości torfu (odczyn, zawartość substancji organicznej oraz wilgotność), jak również przedstawienie rozwoju torfowiska czyli ustalenie następstwa fitocenozy torfotwórczych w oparciu o analizę makroszczałków roślinnych. Przy pomocy analizy palinologicznej oraz metody radiowęglowej C¹⁴ określono wiek torfowiska.

W przypadku Izerskiego Bagna obecnymi badaniami objęto jego zachodnią część czyli Torfowisko Graniczne. Jest ono przecięte pasem granicznym w związku z czym współrzędne wyglądają następująco: 50°51'44"N – 50°52'00"N, 15°18'20"E (strona czeska) – 15°18'26" (granica) – 15°18'38"E (strona polska) (Potocka 2001). Profil torfowy pobrano w miejscu o największej miąższości złoża, znajdującym się na skraju pasa granicznego. Punkt poboru rdzenia wyznaczają współrzędne to 50°51'50,8"N, 15°18'24,5"E. Miąższość złoża torfowego wynosiła 2,52 m, ale w analizach paleobotanicznych nie uwzględniono spągu mineralnego i ostatecznie analizowany profil torfowy z Torfowiska Granicznego miał 2,30 m.

Profile torfowe pobrano świdrem torfowym typu Instorf z puszką o długości 0,5 m i średnicy 0,05 m. W laboratorium Wydziału Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego badano właściwości torfu. W Katedrze Botaniki i Ekologii Roślin Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu analizowano makroszczałki roślinne i ustalono sukcesję fitocenozy torfotwórczych. Analizy palinologiczne wykonano w Pracowni Paleobotaniki Zakładu Geologii Stratygraficznej Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wiek torfowiska metodą radiowęglowa C₁₄ określono w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Krakowie.

Proces torfotwórczy na Torfowisku Granicznym zainicjowało w okresie atlantyckim nadmierne uwilgotnienie gruntu mineralnego (paludyfikacja). Według datowania radiowęglowego akumulacja torfu rozpoczęła się ok. 6660±60 BP (MKL-2890) lat temu (wiek kalibrowany to około 7530 lat BP). Fitocenozy odpowiedzialne za rozwój Torfowiska Granicznego były mało zróżnicowane. W początkowym stadium występowało *Sphagnetum magellanici*, później budowę torfowiska przejęła fitocenoza podobna do współczesnego *Sphagno recurvi-Eriophoretum vaginati*. Wytworzone zostało 2,30 m torfu wysokiego mszarnego *Ombro-Sphagnioni*, przy czym warstwa 2,05–2,30 m to torf torfowcowy kępowy *Eusphagneti* z dominującymi torfowcami sekcji *Cymbifolia*, a warstwę 2,05–0,10 m tworzy torf torfowcowy dolinkowy *Cuspidato-Sphagneti*, powstały przy udziale *Sphagnum* z sekcji *Cuspidata* i *Acutifolia* [PN-85/G-02500]. Stropowe 0,10 m to torf ulegający degradacji. Przyczyną jest kilkudziesięcioletnia działalnością człowieka mająca na celu utrzymanie pasa granicznego w stanie bezdrzewnym.

Odczyn torfu w całym badanym profilu mieści się w granicach od 3,3 do 4,0. Wartości zbliżone do pH 4,0 charakteryzują torf w części spągowej i stropowej. W części spągowej mogło być to spowodowane zaznaczającym się wpływem wód odpowiedzialnych za nadmierne uwilgotnienie terenu, natomiast w stropowej – przyczyną były zmiany wywołane degradacją torfu.

Wilgotność torfu była relatywnie niska (od 367,4% do 1176%), średnio 861,74%, jednak mieści się w średnich i niskich wartościach dla torfu wysokiego. Przyczyną tak niskiego uwilgotnienia są wieloletnie niedobory wody opadowej, co pociąga za sobą kurczenie się torfu. W części stropowej wilgotność gwałtownie spada, co ma związek m. in. z degradacją torfu i pojawieniem się trzęślicy modrej *Molinia caerulea*, która jest gatunkiem nie torfotwórczym i ma zdolność przesuszania podłoża.

Popielność (zawartość popiołu) jest typowa dla torfów wysokich, czyli w okolicach 5%. Gwałtowny jej wzrost odnotowano w części stropowej – do 28% przy jednoczesnym spadku zawartości substancji organicznej. Wartości te potwierdzają, iż jest to warstwa degradującej gleby organicznej. Największą popielność (53%) odnotowano w warstwie 0,10–0,15 m i być może jest to efekt tzw. podeszwy płużnej (czyli zagęszczonej i zbitej warstwy gleby wytworzonej na skutek wieloletniej orki oraz ugniatania przez koła ciągnika).

Powyższe analizy zgodnie ukazują gwałtowne zmiany w obrębie stropowej części złoża.

Omawiany profil został pobrany w obrębie pasa granicznego. Przed II wojną była to granica pomiędzy Czechosłowacją a Niemcami, natomiast po wojnie – między Polską i najpierw Czechosłowacją, obecnie – Republiką Czeską. Pas graniczny zawsze musiał być utrzymywany jako teren bezdrzewny, co bezwzględnie wymagało ingerencji człowieka. Taka działalność prowadzona przez dziesiątki lat wywarła negatywny wpływ na rozwoju torfowiska w postaci degradacji stropowej części złoża torfowego.

Obecnie warstwa torfu ulegająca degradacji ma miąższość 0,10 m. Nie wiadomo jednak ile torfu uległo mineralizacji przez wiele dziesiątków lat. Z analizy palinologicznej wynika, że ciągła, niezaburzona sukcesja roślinności trwała aż do głębokości 0,10–0,15 m i odpowiada okresowi atlantyckiemu. Natomiast w dwóch stopowych próbkach (głębokość 0,05–0,10 m i 0,00–0,05 m) bardzo zniszczony materiał pyłkowy wskazuje na niespokojne warunki sedymentacji w okresie subatlantyckim. Wynika z tego, że w wyniku działalności człowieka została zniszczona warstwa torfu wytworzona przez ostatnich 5 tys. lat.

LITERATURA

- BARANOWSKA-KĄCKA A. 2003. *Holocénska historia roślinności Gór Izerskich*. Uniw. Wroc., Instytut Nauk Geologicznych, Zakład Paleobotaniki. Praca doktorska, 1–212.
- JÓŹA M., VONIČKA P & all. 2004. Jizerskohorská rašeliniště. Jizersko-ještědský horský spolek, Liberec, 1–160
- KLOSS M. 2005. Identification of subfossil plant communities and paleohydrological changes in reised mire development. *Monographiae Botanicae*, 94: 81–116.
- KOLSS M. 2007. *Roślinność subfossylna na tle historii wysokich torfowisk mszarnych w północno-wschodniej i środkowej Polsce oraz w Sudetach*. Instytut Badawczy Leśnictwa, Sękocin Stary, 1–141.
- MAJ J. 2007. Wiek torfowisk izerskich na podstawie dotychczasowych badań palinologicznych. *Przyroda Sudetów*, 10: 55–62.
- MATUŁA J., WOJTUŃ B., TOMASZEWSKA K., ŻOŁNIERZ L. 1998. Torfowiska polskiej części Karkonoszy i Gór Izerskich. *Ann. Silesiae*, 27: 124–140.
- POTOCKA J. 1996. Flora i zbiorowiska roślinne wybranych torfowisk Gór Izerskich. Cz. 1. Torfowiska i ich charakterystyka florystyczna. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Bot.*, 70: 141–179.
- POTOCKA J. 2001. Torfowiska polskiej strony Gór Izerskich – charakterystyka obiektów. *Przyroda Sudetów Zachodnich*, 4: 43–58.
- TOMASZEWSKA K. 2000. Zbiorowiska subfossylne wybranych torfowisk Gór Izerskich. *Opera Corcontica*, 37: 390–395.
- TOMASZEWSKA K. 2004a. Historia rozwoju wybranych torfowisk Gór Izerskich z uwzględnieniem antropogenicznych przemian roślinności. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu*, Rozprawy CCIV, wyd. Rolniczy, 1–110.
- TOMASZEWSKA K. 2004b. Odzwierciedlenie w profilach torfowych Gór Izerskich zmian wywołanych działalnością człowieka. *Zesz. Nauk AR we Wrocławiu*, Rolnictwo LXXXV. 487: 159–169.
- TOMASZEWSKA K. 2008. Współczesne i subfossylne zbiorowiska roślinne torfowisk polskiej części Gór Izerskich. (W:) Żurek S. (red.), *Torfowiska gór, wyżyn i niżu*. Wydawnictwo Uniwersytetu Humanistyczno-Przyrodniczego Jana Kochanowskiego, Kielce: 117–124.
- TOMASZEWSKA K. 2014. Kierunki rozwoju torfowisk Wysokiego Grzbietu w Górach Izerskich. *Przyroda Sudetów*, 17: 75–84.
- TOMASZEWSKA K., MATUŁA J., WOJTUŃ B. 2001. Torfowiska Gór Izerskich – typy zasilania a efektywność melioracji. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 1, z. spec., (3): 211–220.
- TORF. Genetyczny podział surowca. Polska Norma PN-85/G-02500



HUMAN IMPACT IN THE POLLEN SPECTRUM IN THE ORE MTS AREA IN THE UPPER QUATERNARY (BOHEMIA, CZECH REPUBLIC)

Wpływ człowieka na roślinność Rudaw i okolic w okresie górnego czwartorzędu (Republika Czeska)

Eva BŘÍZOVÁ

Česká geologická služba Czech Geological Survey, Klárov 3/131, 118 21 Prague 1, Czech Republic;
e-mail: eva.brizova@geology.cz

The Ore Mts (Krušné hory Mts) are an area very rich in peat-bog complexes, the Boží Dar peat-bog complex belonging to the largest ones. Two peat bogs in this complex were the subject of palynological research (Břízová 2014). There are the localities Boží Dar-V rezervaci, Boží Dar and Oceán. The Boží Dar peat bog is an upland moor and two analysed profiles of Boží Dar (V rezervaci, thickness 2.9–3 m) and Boží Dar (thickness 0.32 m) represent vegetational evolution since the Late Glacial period until today (Břízová 1995; Vile et al. 1995; Veron et al. 2014). Pollen analysis of the upper layers of the Oceán peat bog depicts the situation since 17th century (Břízová 1997; thickness 0.38 m). Localities Hora Sv. Šebestiána, Novodomské rašeliniště (Načetín) and Polské bažiny pertain to the Šebestián peat bog complex. Now several peat bogs in this complex are the subject of palynological investigation too. There are the localities Hora Sv. Šebestiána (HSS, HSS-2- Na Výsluní, HSS-3, HSS-4, HSS-5, HSS-6, HSS-7), Polské bažiny, Novodomské rašeliniště-Načetín (NDR, NDR-2) and Načetín-rybník (NAR). Several samples of these localities were radiocarbon – dated (Tabs. 1, 2; Gd: Radiocarbon Laboratory Silesian Technical University, Gliwice; Hv: ¹⁴C und ³H - Laboratorium, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover). New localities Kovářská and Brandov are the subject of palynological and geochemical investigations too.

Sample name	Lab. no.	Depth (m)	¹⁴ C (BP)	Calibrated age range 68% (cal BP)	Calibrated age range 95% (cal BP)	Center (cal BP)
BD 3	Gd-15516	0.95	2140 ± 80	2302(17.6%)2242 2179(44.1%)2035 2029BP(6.4%)2004	2330(95.4%)1949	2110
BD 2	Gd-15515	1.35	7370 ± 90	8318(53.3%)8154 8140(1.8%)8133 8119(2.6%)8109 8092(10.6%)8055	8366(95.4%)8013	8290
BD 10	Gd-15785	1.55–1.60	5860 ± 95	6789(68.2%)6550	6904(95.4%)6445	6670
BD 9	Gd-15782	1.75–1.80	6830 ± 100	7782(1.3%)7777 7760(66.9%)7583	7925(2.0%)7898 7868(90.2%)7554 7545BP(3.2%)7509	7670
BD 8	Gd-15784	2.00–2.05	7870 ± 110	8971(9.3%)8917 8895(1.6%)8885 8864(6.0%)8830 8787(51.3%)8550	9000(95.4%)8450	8670
BD 7	Gd-12738	2.35–2.40	8400 ± 90	9502(49.1%)9370 9364(19.1%)9305	9540(91.9%)9200 9179(3.5%)9139	9440
BD 1	Gd-15524	2.6	10,340 ± 180	12525(5.3%)12465 12434(57.2%)11930 11892(5.7%)11827	12665(92.2%)11597 11555(2.3%)11473 11442(0.9%)11408	12,180
BD	Hv-19008	3.00	11,240 ± 290	13342(68.2%)12802	13724(95.4%)12661	13,070

Table 1. Results of radiocarbon dating of the profile: Boží Dar – In the Reserve profile BD. Gd: Radiocarbon Laboratory Silesian Technical University, Gliwice, Poland, Hv:¹⁴C und ³H – Laboratorium, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.

Locality	Sample	Lab. no.	Depth (m)	¹⁴ C BP	Calibrated age range 68% Cal BC/AD	Calibrated age range 95% Cal BC/AD
Hora Svatého Šebestiána	HSŠ 1	Gd-14025	0.20	1040±100		
	HSŠ 4	Gd-30049	1.90	4730±160		
	HSŠ 6	Gd-15119	3.00	6310±100		
	HSŠ 7	Gd-12768	3.55	7890 ± 75	7020 BC – 6970 BC-6,9% 6920 BC – 6880 BC-6,5% 6830 BC – 6640 BC-54,9%	7040 BC – 6600 BC-95.4%
	HSŠ 8	Gd-15611	3.90	8810±185		
	HSŠ 11	Gd-30050	4.50–4.52	9950±170		
	HSŠ 9	Gd-10998	4.62–4.64	10930±140		
	HSŠ 10	Gd-14034	4.7	11750±280		
Na Výsluní	HSŠ-2/1	Gd-10996	1.30–1.35	7710±160		
Hora Svatého Šebestiána	HSŠ-5/4	Gd-12255	0.05	960±60		
	HSŠ-5/1	Gd-15121	1.55–1.60	6880±170		
Novodomské rašeliniště – Načetín	NDR-2/3	Gd-10908	1.5	9000±140		
Boží Dar	BD-2002/6	Gd-15518	0.05	985±65		
	BD-2002/5	Gd-18200	0.45	1960±120		
	BD-2002/4	Gd-18202	0.90	1800±130		

Table 2. Results of radiocarbon dating of the profile: Hora Svatého Šebestiána – HSS, Novodomské rašeliniště – Načetín – NDR, Boží Dar – BD-2002. Gd: Radiocarbon Laboratory Silesian Technical University, Gliwice, Poland.

Pollen analysis was the basic method to reconstruct the past vegetation development in the Pleistocene and Holocene. Based on vegetation composition deductions can be made concerning other factors, i.e. climate, pedology, geomorphology, and even the time of human colonisation of the region studied. Using floral indices of husbandry we can extrapolate phases of Man's extensive activity. Alongwise, considering the entirety of past vegetation it is possible to determine environmental conditions in which consecutive communities existed.

The author continued in dealing with these problems during the geological mapping on scale of 1:25 000 within the research aim of MZP (Ministry of Environment) and within the research aim of MZP Global climatic changes, in the internal project of CGS Prague (323000) and the international project ArchaeoMontan (661180).

REFERENCES

- BŘÍZOVÁ E. 1995. Reconstruction of the vegetational evolution of the Boží Dar peat bog during Late Glacial and Holocene. *Geolines*, 2: 10.
- BŘÍZOVÁ E. 1997. Předběžné výsledky palynologického výzkumu rašeliniště Oceán (Preliminary results of palynological study of the Oceán peat bog). *Zpr. geol. Výzk. v Roce* 1996: 163–164.
- BŘÍZOVÁ E. 2014. Nové poznatky o výskytu organických sedimentů stáří pozdní glaciál-holocén v České republice (New data on the organic sediments of the Late Glacial-Holocene age in the Czech Republic). *Zpr. geol. Výzk. v Roce* 2013: 47–54.
- VERON A., NOVÁK M., BŘÍZOVÁ E., ŠTĚPÁNOVÁ M. 2014. Environmental imprints of climate changes and anthropogenic activities in the Ore Mountains of Bohemia (Central Europe) since 13 ky cal. BP. *The Holocene*, 24(8): 919–931. DOI: 10.1177/0959683614534746.
- VILE M.A., NOVÁK M.J.V., BŘÍZOVÁ E., WIEDER R.K., SCHELL W.R. 1995. Historical rates of atmospheric metal deposition using ²¹⁰Pb dates Sphagnum peat cores: corroboration, computation, and interpretation. *Water, Air and Soil Pollution*, 79(1–4): 89–106.



O NOWYCH STANOWISKACH INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO NA MAZOWSZU

Katarzyna POCHOCKA-SZWARC, Mirosław KRAWCZYK, Hanna WINTER

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

Podczas prac geologicznych wykonywanych przy reambulacji arkusza Czerwińsk Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Kopczyńska-Żandarmaska 1960) udokumentowano dwa nowe stanowiska (Emolinek i Srebrna) perspektywiczne dla badań paleobotanicznych (Pochocka-Szwarc, Krawczyk w oprac.).

Stanowiska te, znajdują w odległości około 50 km na północny zachód od Warszawy.

Położone są na obszarze Wysoczyzny Płońskiej ukształtowanej głównie podczas zlodowaceń środkowopolskich. Prezentowane stanowiska zostały udokumentowane pierwotnie w sondach ręcznych a następnie w wierceniach geoprbe i sondach mechanicznych. Dla pełniejszej dokumentacji geologicznej, wykonano przekroje geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej (Krawczyk i in. 2017). W niniejszym komunikacie, zaprezentowane są wstępne wyniki interpretacji geologicznej i paleobotanicznej.

Stanowisko Emolinek - znajduje się w kompleksie leśnym, w odległości około 1,8 km na północ od drogi 62 (Czerwińsk-Płock). Jest to niewielkie obniżenie w powierzchni terenu stanowiące południowy fragmentem kopalnej rynny o ukierunkowaniu NE-SW, na której obecność wskazywał Skompski (2000). Kopalne obniżenie zostało wyinterpretowane na podstawie analizy numerycznego modelu terenu, a jego obecność została udokumentowana w terenie badaniami geologicznymi (Pochocka-Szwarc, Krawczyk w oprac.).

Wypełnieniem kopalnej formy są osady wykształcone są w postaci mułków ilastych i ilów oraz torfów i gytii, podścielonych osadami mineralnymi. Całkowita miąższość nawierconej serii wynosi 9,5 m.

Ekspertyza palinologiczna wykonana dla 11 próbek (Winter 2016) wykazała, iż we florze pyłkowej znajduje się zapis zmian klimatycznych interglacjału eemskiego oraz początku zlodowacenia Wisły. Dla interglacjału eemskiego charakterystyczny jest wysoki udział pyłku *Corylus*, który w poziomie *Corylus-Carpinus-Tilia cordata* t. sięga 48%, oraz znaczny udział pyłku *Carpinus* (ponad 64%).

Stanowisko Srebrna położone jest na wschód od drogi 570 (Czerwińsk – Płońsk) w pobliżu miejscowości Srebrna. Występuje w odmiennej od poprzedniego stanowiska sytuacji geologicznej: na szczycie rozległego wzniesienia (kemu) znajduje obniżenie powierzchni terenu o genezie sufozyjnej (Krawczyk i in. 2017). Udokumentowany w sondach początkowo ręcznych, a potem mechanicznych i geoprbe, profil o miąższości do 9 m. zawiera: mułki ilaste, namuły torfiaste oraz torfy podścielone osadem mineralnym. Dokumentacja geologiczna uzupełniona została przekrojem elektrooporowym (Krawczyk i in. 2017).

Ekspertyza palinologiczna stanowiska Srebrna wykazała (Winter 2016), iż sekwencja zmian flory pyłkowej w omawianym profilu, pomimo znacznych odległości między badanymi próbkami, odpowiada zmianom sekwencji pyłkowej charakterystycznej dla interglacjału eemskiego. Świadczy o tym stosunkowo wysoki udział pyłku *Corylus* 57%, *Carpinus* (67%) oraz u schyłku interglacjału obecność ziaren pyłku *Picea* wraz z *Abies* (Winter 2016). Znaczne zawartości pyłku roślin zielnych *Calluna vulgaris* wskazują na przejście do wczesnego okresu zlodowacenia Wisły.

W analizowanych profilach zarejestrowano przejście pomiędzy interglacjałem eemskim a zlodowaczeniem Wisły, którego brak jest w profilu z pobliskiego Główniczyna. (Niklewski i in. 1964). Prezentowane, wstępne wyniki badań dokumentują nowe stanowiska na terenie Mazowsza, które nie obfituje w stanowiska paleobotaniczne z tego okresu.

LITERATURA

KOPCZYŃSKA-ŻANDARMSKA K. 1960. *Szczegółowa Mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 – arkusz Czerwińsk*. Instytut Geologiczny, Warszawa

- KRAWCZYK M., ZIENTARA P., KAMIŃSKI M. 2017. *Orzeczenie z badań geofizycznych (tomografia elektrooporowa) dla arkusza Czerwińsk SMGP w skali 1:50 000*. Mat. NAG PIG PIB Warszawa
- NIKLEWSKI J., KAŃKI J., STAWIN J. 1964. Analiza pyłkowa osadów z Główczyzna. *Acta Geologica Polonica* 3: 407–414
- POCHOCKA-SZWARC K., KRAWCZYK M. w oprac. *Reambulacja ark. Czerwińsk SMGP w skali 1:50 000*.
- SKOMPSKI S. 2000. *Objaśnienia do ark. Modlin SMGP w skali 1:50 000*. Mat. NAG PIG PIB
- WINTER H. 2016. *Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej próbek z sond Wh1 i Wh 11. ark. Czerwińsk SMGP 1:50 000*. Mat. NAG PIG PIB Warszawa



OSADY BIOGENICZNE W ZAGŁĘBIENIU WAPIENNEGO KRASU ZAKRYTEGO WZGÓRZ OPOCZYŃSKICH – WSTĘPNA CHARAKTERYSTYKA

Dorota BRZOWICZ

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: d.brzozowicz@wp.pl

W północnej części Wzgórz Opczyńskich pod cienką pokrywą osadów czwartorzędowych zalegają wapienie górnourajskie, w których rozwinęły się procesy krasowe. Powstałe w wapieniach zagłębienia odwzorowały się także na powierzchni czwartorzędowej tworząc szereg zagłębień bezodpływowych wypełnionych różnego typu osadami. Podzielić je można ze względu na rodzaj wypełnień na: zagłębienia wypełnione w większości osadami mineralnymi, biogenicznymi, oraz wodą. Szczególną uwagę zwrócono jednak na te wypełnione osadami biogenicznymi. Wśród nich znajduje się zagłębienie wypełnione niemal całkowicie torfem i mimo widocznych śladów eksploatacji tego surowca zachowały się fragmenty nienaruszone przez działalność człowieka. Z tych właśnie fragmentów pobrano rdzeń torfowy do badań laboratoryjnych. Analizy jakie wykonano to pomiary popielności, odczynu, konduktywności oraz zawartości CaCO_3 .

W niniejszym opracowaniu przedstawione zostaną wstępne wnioski dotyczące wyników badań, które stanowią bazę do planowanych szerszych analiz krasu zakrytego w północnej części Wzgórz Opczyńskich.

W profilu wydzielono 5 poziomów litologicznych. Pierwszy z poziomów, od spągu zagłębienia do głębokości 287 cm, obejmuje mułek jeziorny z udziałem piasku, który charakteryzuje się szarym zabarwieniem oraz brakiem widocznych gołym okiem szczątków roślinnych. Dla tego poziomu nie wykonano jeszcze pomiarów wymienionych wyżej parametrów. Kolejny poziom (głębokość: 180–287 cm) to silnie rozłożony torf zielny ze znacznym udziałem części mineralnych. Poziom ten charakteryzuje się dużą zmiennością prawie wszystkich badanych parametrów, jedynie wartości popielności jednostajnie wzrastają wraz z głębokością. Z tego poziomu (260 cm) pobrano także próbkę do badań wieku, które wykazały, że materiał pochodzi ze środkowej części okresu subborealnego (3260 ± 80 BP; MKL-2888). Następną warstwą osadów (50–180 cm) to torf zielny o średnim stopniu rozkładu z udziałem szczątków mchów. Jest to poziom o niewielkiej zmienności badanych cech fizykochemicznych, które wskazują na zdecydowane ustabilizowanie się warunków środowiska w najbliższym otoczeniu torfowiska. Czwarty poziom (25–50 cm) opisany został, jako torf zielny z dodatkiem mszystym o wysokim stopniu rozkładu. W tym przypadku parametry takie jak popielność i odczyn osadu nadal wykazują cechy stabilności, jednak amplituda wartości konduktywności w profilu tego osadu jest wyraźnie większa co wskazywać może na zwiększenie wpływu działalności człowieka na środowisko. Ponadto, zanotowano także wzrost zawartości węglanu wapnia, tu jednak upatruje się migracji tego związku z wyżej położonej warstwy osadu wraz z infiltracją wody w głąb zbiornika. W powierzchniowej warstwie znajduje się osad zawierający rozłożoną materię organiczną, mającą postać murszu z dużym, udziałem materii mineralnej i opisany został, jako torf silnie rozłożony z piaskiem. W tym przypadku wartości odczynu, konduktywności oraz popielności wzrastają, natomiast zawartość CaCO_3 maleje. Taki stan rzeczy świadczyć może o wpływie działalności człowieka, między innymi poprzez zmiany gospodarki wodnej w zbiorniku oraz spływ powierzchniowy z pobliskich pól.

Podobne formy wapiennego krasu zakrytego spotkać można także w innych częściach pasa wyżyn, gdzie pokrywa utworów kenozoicznych posiada niewielką miąższość, lecz stosunkowo rzadko ich wypełnienia poddawane były badaniom paleobotanicznym. Przykładami stanowisk, gdzie takie badania przeprowadzono są Rywaczki i Rębielice Królewskie położone na Wyżynie Wieluńskiej, jednak analizy te miały charakter jedynie ekspertyzowy.



CECHY LITOFACJALNE PLEJSTOCENSKICH OSADÓW GLINIANYCH W KOTLINIE ORAWSKIEJ I ICH ZNACZENIE DLA ROZWOJU TORFOWISK

Dorota CHMIELOWSKA

Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN w Krakowie, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków;
e-mail: dchmielo@up.krakow.pl

W śródgórskiej Kotlinie Orawskiej położonej pomiędzy Tatrami a Beskidem Wysokim znajduje się jeden z największych i najcenniejszych przyrodniczo w Europie kompleks torfowisk wysokich. Oprócz sprzyjających rozwojowi torfowisk warunków klimatycznych, hydrologicznych i geomorfologicznych panujących w Kotlinie Orawskiej dużą rolę w ich powstaniu przypisywano słabo przepuszczalnemu podłożu (Łajczak 2009, 2014). Podłoże to tworzy niemal ciągła pokrywa poligenetycznych *osadów gliniastych*, która nadbudowuje glaciefluwialne żwiry (Watycha 1977a, b; Baumgart-Kotarba 1991–1992; Chmielowska 2015, 2016). Osady te nie były dotychczas szczegółowo analizowane stąd informacje o nich opierają się jedynie na opisie makroskopowym (Watycha 1976, 1977a, b; Baumgart-Kotarba 1991–1992). W związku z tym głównym celem badań była identyfikacja cech teksturalnych i strukturalnych *osadów gliniastych* w Kotlinie Orawskiej. Ich określenie ma istotne znaczenie dla rozpoznania jego wpływu na rozwój torfowisk w tym regionie.

W trakcie badań terenowych szczegółowo rozpoznano miąższość i rozkład przestrzenny osadów. Cechy uziarnienia opisano stosując wskaźniki graficzne opracowane przez Folka i Warda (1957). Wyliczenia parametrów uziarnienia oraz typ osadów oznaczono przy użyciu programu Gradistat (Blott, Pye 2001). Cechy litofacjalne udokumentowano stosując kod litofacjalny (Zieliński, Pisarska-Jamroży 2012), w którym dla odróżnienia mułków i iłw spośród osadów drobnoklastycznych zastosowano kod litotypu według Szymańdy (2011).

Cech strukturalne i teksturalne *osadów gliniastych* wykazują zmienność przestrzenną. Na niższych terasach Czarnego Dunajca i Orawy są laminowane horyzontalnie. Natomiast na wyższych terasach i na płaskich wierzchowinach stożków mają masywną strukturę. Zmienność przestrzenna uziarnienia *glin* wyraża się w tendencji drobnienia osadów wraz z oddalaniem się od nasady stożków, jednocześnie osady te stają się litofacjalnie coraz bardziej jednorodne. W wielu odsłonięciach w obrębie *glin* pojawiają się pojedynczo grube otoczaki tzw. megaklasty oraz widoczne są smugi lub kongregacje powstałe z nagromadzenia związków żelazistych. *Gliny orawskie* charakteryzują się dużą spoistością. Ich wilgotność jest zróżnicowana. Gliny silnie zawilgocone są nadbudowane torfami. Relatywnie mniejszą wilgotnością cechują się gliny na wierzchowinach stożków, w stosunku do znajdujących się w dnach dolin rzek i potoków.

Osady gliniaste zbudowane są w przewadze z frakcji pylastej (5–9 phi) (przeciętnie 54–85%). Wartości średniej średnicy ziarna (Mz) w badanych próbkach *glin* mieszczą się w zakresie od 4 phi do 6,5 phi. Frakcjami akcesorycznymi są piaski (śr. 15%), ły (śr. 7%) i żwiry (śr. 2%). Osady są słabo i bardzo słabo wysortowane, co może świadczyć o ich wielofrakcyjności. W większości profili *glin* rozkład uziarnienia jest normalny, ze zwiększającym się udziałem frakcji pylastej ku stropowi i jednoczesnym zmniejszającym się udziałem frakcji piaszczystej. W części profili badawczych udział frakcji pylastej kształtuje się na podobnym do siebie poziomie.

Na podstawie uzyskanych wyników badań potwierdza się, że rozmieszczenie torfowisk jest ściśle związane z obecnością w podłożu opisywanych *osadów gliniastych*. Jednak o słabej przepuszczalności tych osadów świadczy dominacja frakcji pylastej, która decyduje o kohezji glin, a nie znaczący udział frakcji ılastej, jak dotychczas sądzono (Watycha 1977a, b; Łajczak 2009, 2014). Warto w tym miejscu podkreślić, że tzw. *gliny orawskie* pod względem teksturalnym są mułkami, a używanie nazwy *gliny* ma charakter zwyczajowy (Chmielowska 2015, 2016).

LITERATURA

- BAUMGART-KOTARBA M. 1991–1992. Rozwój geomorfologiczny Kotliny Orawskiej w warunkach ruchów neotektonicznych. *Stud. Geomorph. Carp.-Balcan.*, 25–26: 3–28.
- BLOTT S., PYE K. 2001. Gradstat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms*, 26: 1237–1248.
- CHMIEŁOWSKA D. 2015. Próba interpretacji litogenetycznej osadów diamiktonowych w Kotlinie Orawskiej (Karpaty Zachodnie). *Landform Analysis*, 28: 3–14.
- CHMIEŁOWSKA D. 2016. *Poligeneza glin na stożkach fluwioglacjalnych Czarnego Dunajca w Kotlinie Orawskiej* (niepublikowana rozprawa doktorska). Uniwersytet Pedagogiczny, Kraków.
- FOLK R.L., WARD W. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3–26.
- ŁAJCZAK A. 2009. Warunki rozwoju i rozmieszczenie torfowisk w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. *Przegląd Geologiczny*, 57(8): 694–702.
- ŁAJCZAK A. 2014. Rola podłoża w rozwoju torfowisk w polskich Karpatach. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 8(1): 19–36.
- SZMAŃDA J.B. 2011. Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwiiów pozakorytowych. *Landform Analysis*, 18: 3–97.
- WATYCHA L. 1976. Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 20(3): 575–586.
- WATYCHA L. 1977a. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Jablonka (1047)*. Inst. Geol.: 30–43.
- WATYCHA L. 1977b. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Czarny Dunajec (1048)*. Inst. Geol.: 1–102.
- ZIELIŃSKI T., PISARSKA-JAMROŻY M. 2012. Jakie cechy litologiczne warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny*, 60(7): 387–397.



WYKORZYSTYWANIE DREWNA *TAXUS BACCATA* W ŚREDNIOWIECZU A JEGO TOKSYCZNOŚĆ

Katarzyna CYWA¹, Karol KULA²

¹ Instytut Botaniki im. Władysława Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;
e-mail: k.cywa@botany.pl

² Katedra i Zakład Medycyny Sądowej Collegium Medicum Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Grzegorzewska 16, 31-531 Kraków

Badania ksylogiczne drewna wykorzystanego do wyrobu ponad czterech tysięcy przedmiotów codziennego użytku z kilkudziesięciu średniowiecznych stanowisk archeologicznych w Polsce wykazały, że drewno *Taxus baccata* było szeroko stosowanym materiałem rzemieślniczym. Surowiec ten znalazł się na piątym miejscu, pod względem liczby przedmiotów z niego wykonanych, spośród wszystkich 28 oznaczonych taksonów. Wyroby z drewna cisowego stwierdzono na 21 różnych stanowiskach archeologicznych. Jak wynika z przeprowadzonych analiz, we wczesnym średniowieczu drewno cisa pospolitego wykorzystywano znacznie częściej niż niektóre rodzaje wielkowiedrowych drzew lasotwórczych jak np. jodłę, świerk/modrzew, olszę i buka, co przy niewielkiej frekwencji tego gatunku w składzie zbiorowisk leśnych, dodatkowo podkreśla skalę i intensywność jego ówczesnego użytkowania.

Z drewna *Taxus baccata* wyrabiano między innymi: klepki i dna dużych naczyń bednarskich (największa grupa przedmiotów), wrzeciona, rękojeści i oprawki narzędzi, łyżki, drążki, łuki, szpile, szydła, igły, a także czopy ustników instrumentów muzycznych. Drewno cisa pospolitego jest bardzo twarde, trwałe, nie paczy się i nie pęka, ma jednolitą teksturę, połysk i czerwono-brązową barwę. Doskonałe właściwości mechaniczne, przy jednocześnie wysokich walorach estetycznych czyniły go pożądanym surowcem, zarówno do wyrobu utensyliów o zastosowaniu gospodarczym np. narzędzi, wiader i cebrów, jak również przedmiotów dekoracyjnych (np. łyżek ornamentowanych, lasek i figurek).

Z drugiej strony użytkowanie drewna cisowego jako surowca do produkcji przedmiotów służących do spożywania, transportu i magazynowania żywności oraz mających długotrwały kontakt ze skórą np. rękojeści narzędzi i czopów ustników instrumentów stoi w sprzeczności z powszechnie przyjętą opinią o toksyczności *Taxus baccata*. We współczesnej literaturze podkreślane są jego trujące właściwości, które odnoszone są do wszystkich części rośliny z wyjątkiem osnówek otaczających nasiona. W piśmiennictwie o tematyce medycznej i weterynaryjnej odnotowywane są doniesienia o śmiertelnych przypadkach zatrucia ludzi i zwierząt. Według źródeł historycznych Celtowie popełniali samobójstwa pijąc wywary z liści tego drzewa, a także celowo zatrawali nimi końce strzał. Król plemienia Eburonów, podbitego przez Rzymian, miał zatruci się „sokiem” z cisa (Wilson et al. 2001). Trujące właściwości tego drzewa kojarzono nie tylko z igłami, gdyż w celu pozbycia się niewygodnych osób podawano im wino w naczyniach wykonanych właśnie z drewna cisowego (Falencka-Jabłońska 2004). W średniowiecznym i renesansowym podręczniku rolnictwa P. Crescenzi (1571) także można znaleźć informacje o nieprzydatności cisa do wyrobu naczyń: „naczynie ku picciu z niego nie bardzo jest zdrowe dla jego iadowitości”.

W celu rozstrzygnięcia kwestii szkodliwego oddziaływania drewna *Taxus baccata* na organizm człowieka przeprowadzono badania chromatograficzne tego drewna pod kątem zawartości w nim taksyny B oraz izotaksyny B, uznawanych za najbardziej kardiotoksyczne substancje. Badania wykazały między innymi, że w drewnie twardzielowym pnia kilkunastoletniego drzewa cisowego nie stwierdzono obecności taksyny B ani izotaksyny B, a w nasionach uznawanych za toksyczne obecna była tylko izotaksyna B.

Badania były finansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki, przyznanych na podstawie decyzji nr DEC-2014/13/N/ST10/04881 (grant nr 2014/13/N/ST10/04881).

LITERATURA

- CRESCENZI P. 1571. *Piotra Crescentyna, O pomnożeniu i rozkrzewieniu wszelakich Pożytkow Ksiąg Dwoienaście: Ludziom Stanu każdego/ którzyby się gospodarstwem bawili/ wielce potrzebne i użyteczne*. Wydawnictwo Stanisława Szarfenberga, Kraków
- FALENCZA-JABŁOŃSKA M. 2004. Conservation of common yew (*Taxus baccata* L.) in Poland. [W:] Vančura K., Fady B., Koskela J., Mátyás C. (red), *Conifers Network, Report of the second (20–22 September 2001, Valsain, Spain) and third (17–19 October 2002, Kostrzyca, Poland) meetings*. International Plant Genetic Resources Institute. Rome, Italy, 31–34
- WILSON C.R., SAUER J., HOOSER S.B. 2001. Taxines: a review of the mechanism and toxicity of yew (*Taxus* spp.) alkaloids. *Toxicon* 39(2–3): 175–185



SZCZĄTKI MAKROSKOPOWE WYBRANYCH ORGANIZMÓW JAKO ŹRÓDŁO INFORMACJI O HISTORII EKOSYSTEMÓW WODNO-BAGIENNYCH W DOLINIE WIEPRZY (POMORZE ŚRODKOWE)

Ewa GOŁASZEWSKA

Pracownia Paleoekologii i Archeobotaniki, Katedra Ekologii Roślin, Uniwersytet Gdański, ul. Wita Stwosza 59, 80-803 Gdańsk; e-mail: ewa.golaszewska@biol.ug.edu.pl

Skrupulatność w pracach laboratoryjnych i oznaczaniu materiału kopalnego ma szczególne znaczenie w opracowaniach, w których kładzie się nacisk na aspekty ekologiczne i biogeograficzne. Jest ona także niezbędna do oceny różnorodności biologicznej dawnych paleoekosystemów. Jednak potencjał informacyjny materiału paleoekologicznego zależy również od warunków depozycji i późniejszej transformacji szczątków różnych grup organizmów w wyniku procesu fosylizacji.

Bardzo dobrze zachowane makroszczałki oraz ich szczegółowa analiza w mierzącym blisko 9 m rdzeniu pobranym z torfowiska niskiego leżącego w dolinie Wieprzy koło wsi Wrześnica, są podstawą rekonstrukcji historii ekosystemów wodno-bagiennych na tym stanowisku w okresie około 12 800–3600 kal. BP. Z kolei właściwości bioindykacyjne poszczególnych taksonów umożliwiły wykorzystanie ich do wnioskowania na temat zmian paleohydrologicznych i ich potencjalnego związku z fluktuacjami klimatu. Dotychczasowe wyniki obejmują listę ponad stu dwudziestu taksonów roślinnych i zwierzęcych a wśród nich także takich, których dotychczas nie notowano w postaci makroszczałków, lub które występują stosunkowo rzadko w materiałach kopalnych. Należą do nich m. in. *Epipactis palustris*, *Trapa natans*, *Stratiotes aloides*, *Orthotrichia*, *Prionocera*, *Eunapius fragilis*, *Plumatella* sp. (sesoplasty i floatoplasty). Taksony te, oprócz tego, że stanowiły same w sobie interesujący składnik paleozbiorowisk, w niniejszych badaniach posłużyły jako bioindykatory zmian warunków ekologicznych na stanowisku.

Bogaty taksonomicznie materiał oraz okresowe, masowe występowanie pewnych grup organizmów, świadczą o złożonych mechanizmach zachodzących w badanym ekosystemie. Niektóre gatunki prawdopodobnie pojawiały się sezonowo, a układ roślinności miał charakter mozaikowy. Dotychczas uzyskane dane, sugerują interesujące zależności współwystępowania niektórych taksonów.

Praca jest częścią projektu finansowanego z D.S. Uniwersytetu Gdańskiego (530-L145-D581-16).



WARUNKI ŚRODOWISKOWE NA PÓŁNOCNYM PRZEDPOLU TATR PODCZAS PLENIGLACJAŁU (MIS 3/MIS 2) W OPARCIU O NOWE STANOWISKO PALEOBOTANICZNE W JURGOWIE

Piotr KŁAPYTA¹, Jerzy ZASADNI², Anna MICHNO¹, Katarzyna KORZEŃ,
Renata STACHOWICZ-RYBKA³, Krzysztof STACHOWICZ³, Mateusz SOBUCKI¹

¹ Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków; e-mail: piotr.klapyta@uj.edu.pl

² Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica, al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

³ Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk w Krakowie, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

Nowe stanowisko paleobotaniczne z osadami środkowego i późnego pleniglacjału odkryto w Jurgowie-Podokólne w dolinie Białki (49°19'08"N, 20°09'27"E). Reprezentują one warstwy mułków organicznych o miąższości 70 cm z przewarstwieniami torfów i licznymi szczątkami drzewnymi (Fig. 1). Osady te spoczywają na żwirach tatrzańskich budujących późnoplejstoceniową terasę Białki (30–35 m nad poziom koryta), przykrytych lokalnie 20 cm warstwą soliflukcyjną złożoną z ostrokrawędzistego rumoszu piaskowców fliszu podhalańskiego. Osady organiczne przykryte są w stropie warstwą osadów stokowych

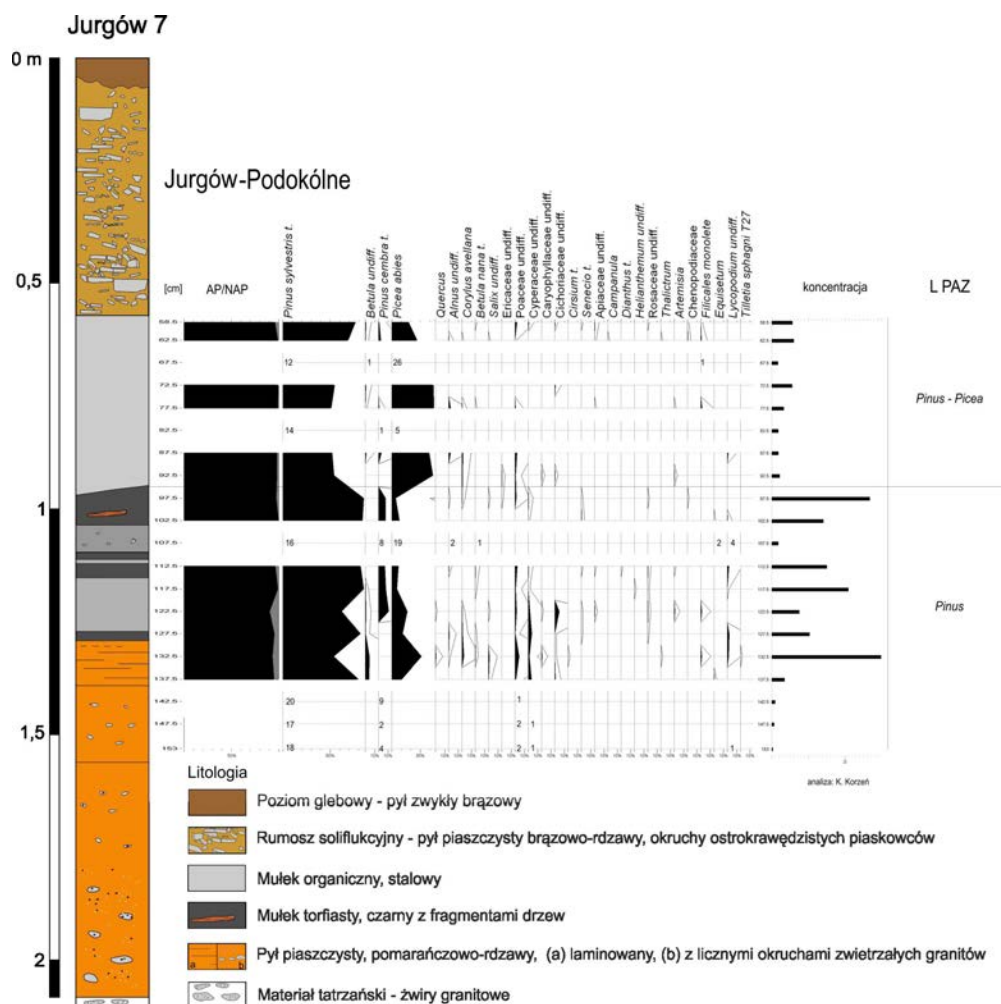


Fig.1. Profil litologiczny i diagram pyłkowy osadów ze stanowiska Jurgów-Podokólne

o genezie soliflukcyjnej o miąższości 0,6–1 m. W obrębie późnoplejstocenijskiej terasy Białki w Jurgowie nawiercono 7 profili osadów o miąższości 1,5–2 m, osady z najdłuższego i najbardziej kompletnego profilu (Jurgów 7; 2,08 m miąższości) (Fig. 1) poddano analizie sedymentologicznej, palinologicznej i datowaniu radiowęglowemu. Zapis palinologiczny w profilu Jurgów jest stosunkowo ubogi taksonomicznie, wskazuje jednak na występowanie u schyłku środkowego pleniglacjału (MIS 3) zwartych zbiorowisk roślinności drzewiastej o charakterze borowym na wysokości 850–900 m n.p.m. W profilu osadów organicznych wydzielono dwa lokalne poziomy zespoły pyłkowych: *Pinus* L PAZ (156–95 cm) i *Pinus-Picea* L PAZ (95–57 cm). Głównym gatunkiem lasotwórczym była sosna, duże znaczenie (szczególnie w górnej części profilu) miał również świerk. Okresowo, lokalnie pojawiały się: brzoza, limba, olsza, wierzba, leszczyna, dąb. Zbiorowiska roślinności zielnej są bardzo słabo reprezentowane w dolnej części profilu, w górnej praktycznie brak potwierdzenia ich występowania – większość stwierdzonych taksonów nie posiada sprecyzowanych preferencji ekologicznych i może występować również w obrębie leśnych zbiorowisk roślinnych. Uzyskany obraz palinologiczny wykazuje analogię z wynikami uzyskanymi z torfowiska Brzeziny k. Czorsztyna (Birkenmajer i Środoń 1960), a także z profilem Šafárka w Kotlinie Hornadzkiej (Jankovská i in. 2002; Jankovská i Pokorný 2008), którego spektra pyłkowe wskazują na występowanie przed maksimum ostatniego glacjału zbiorowisk leśnych głównie borów sosnowych i świerkowych, z nieco większym udziałem brzozy i limby oraz z niestwierdzonym w profilu z Jurgowa modrzewiem (*Larix* sp.). Osady soliflukcyjne przykrywające serię analizowanych osadów organicznych wskazują na wybitne oziębienie klimatu związane z maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM).

LITERATURA

- BIRKENMAJER K., ŚRODOŃ A. 1960. Interstadiał oryński w Karpatach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 150: 9–70.
- JANKOVSKÁ V., CHROMÝ P., NIZNIAŃSKÁ M. 2002. Šafárka – first palaeobotanical data of the character of Last Glacial vegetation and landscape in the West Carpathians (Slovakia). *Acta Palaeobotanica*, 42(1): 39–50.
- JANKOVSKÁ V., POKORNÝ P. 2008. Forest vegetation of the last full-glacial period in the Western Carpathians (Slovakia and Czech Republic). *Preslia*, 80: 307–324.



ZRĄB SOWIŃCA W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE: REKONSTRUKCJA ŚRODOWISKA NATURALNEGO W ŚWIETLE BADAŃ STANOWISK KRAKÓW-ZWIERZYNIĘC I KRAKÓW-SPADZISTA

Maryna KOMAR^{1,2}, Maria ŁANCZONT³, Teresa MADEYSKA⁴, Stanisław FEDOROWICZ⁵,
Przemysław MROCZEK³, Beata HOŁUB³

¹ Narodowe Muzeum Historii Naturalnej, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, ul. B. Chmielnickiego 15, 01030 Kijów; e-mail: maryna.kom@gmail.com

² Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, ul. O. Gonczara 55B, 01054 Kijów

³ Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2 cd, 20-718 Lublin

⁴ Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

⁵ Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk

W ramach projektu MNiSW nr 691/N-Ukraina/2010/0 pt. „Paleolityczna ekumena strefy pery- i meta-karpackiej – studium zmian środowiska zachodniej Ukrainy i południowo-wschodniej Polski w plejstocenie i ich wpływu na pierwotne osadnictwo oraz szlaki migracji (na podstawie stanowisk lessowych i jaskiniowych)”, którego celem była rekonstrukcja środowiska przyrodniczego i jego zmian w czasie rozwoju osadnictwa paleolitycznego, przeprowadzono zróżnicowane i wielopłaszczyznowe (w tym palinologiczne) badania profili Kraków-Spadzista i Kraków-Zwierzyńiec, położonych w skrajnej, wschodniej części Grzbietu Sowińca, po jego północnej stronie.

Zrąb Sowińca to trójkątny w zarysie i wydłużony w kierunku równoleżnikowym zespół wzgórz o wysokości względnej do 150 m, bezwzględnej – dochodzącej do 355 m n.p.m. Zrąb zbudowany jest z wapieni oksfordu przykrytych zerodowanymi po wypiętrzeniu morskimi osadami kredy i miocenu. Powyżej nich,

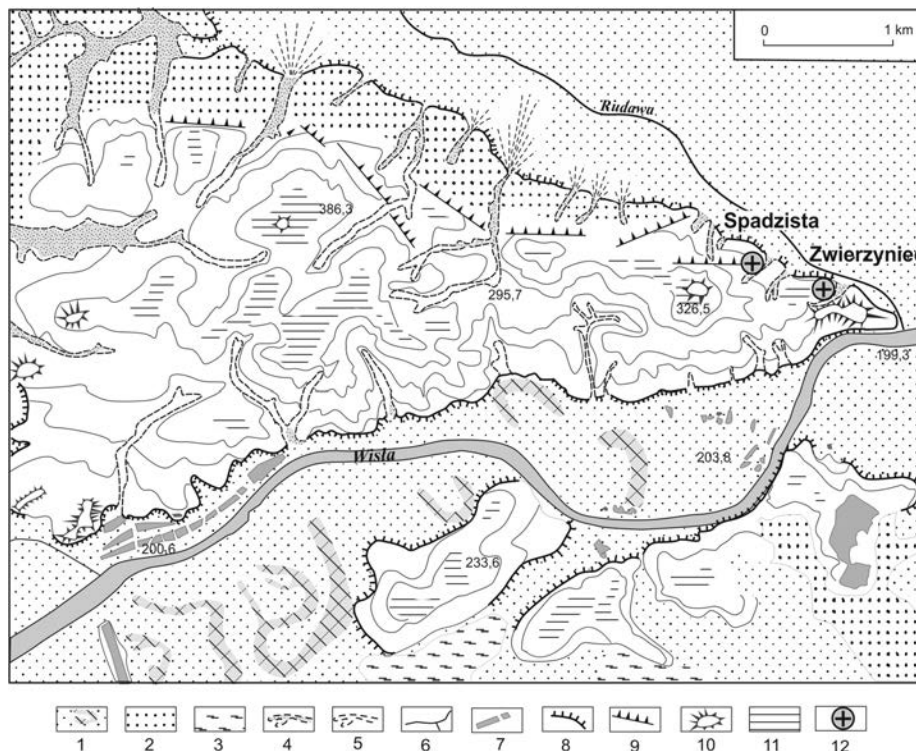


Fig. 1. Rzeźba zrąbu Sowińca. Objaśnienia sygnatur: 1 – system teras ze starorzeczami; 2 – plejstocenska terasa z pokrywą lessową; 3 – równina torfowa; 4 – dolinki rzeczne; 5 – suche doliny erozyjno-denudacyjne; 6 – sieć rzeczna; 7 – stawy i zbiorniki; 8 – krawędzie erozyjne; 9 – krawędzie tektoniczne; 10 – ostańce erozyjno-denudacyjne; 11 – poziomy zrównań; 12 – stanowisko archeologiczne (według Łanczont i in. 2015a).

oddzielone dużym hiatusem, leżą lessy. Rzeźba zrębu Sowińca jest urozmaicona. Po części wiąże się z tym zroźnicowana miąższość pokrywy lessowej, otulającej, ale i podkreślającej nierówności podłoża. Na liniach tektonicznych są założone liczne dolinki przecinające zrąb. W swych górnych częściach są głęboko wcięte i mają strome skaliste stoki (wapienie jurajskie) lub są wycięte w lessie (Tyczyńska 1968; Rutkowski 1993), a w najniższych częściach – łagodniejsze, wyścielone osadami czwartorzędowymi. Stoki zewnętrzne całej formy – i są strome i opadają do dolin: od południa – Wisły i od północnego wschodu – jej dopływu, Rudawy, wypełnionych holocenijskimi rzecznyymi osadami o miąższości odpowiednio 15 m i 10 m (Rutkowski 1989). Stoki zachodnie i południowo-zachodnie są znacznie łagodniejsze, częściowo przykryte piaskami i żwirami wodnolodowcowymi i rzecznyymi osadzonymi przez Wisłę, która w środkowym plejstocenie płynęła przez zapadlisko choleżyńskie, otaczając zrąb Sowińca od zachodu i północy.

Stanowisko Kraków-Zwierzyniec jest położone w miejscu wyrobiska dawnej cegielni, w lewym zboczu małej suchej dolinki schodzącej do doliny Rudawy. Strop badanego profilu leży na wysokości 233 m n.p.m., 30 m nad dnem doliny Rudawy. We współpracy z mgr Damianem Stefańskim z Muzeum Archeologicznego w Krakowie dla potrzeb projektu „Ekumena” w czerwcu 2013 r. odczyszczony został profil w centralnej części zachodniej ściany głównego wykopu z badań W. Chmielewskiego. Pobrano 96 próbek (co 10 cm i dodatkowo z osadów środkowego pleniglacjału dwie próbki co 5 cm) na badania podstawowe, chemiczne i izotopowe. Ponadto pobrano serię próbek na badania palinologiczne z lessu co 1 m i co 10 cm z serii interpleniglacjału oraz z wybranych warstw 10 próbek na mikromorfologię i datowania TL (Gdańsk).

Stanowisko Kraków-Spadzista znajduje się około 400 m na zachód od stanowiska Kraków-Zwierzyniec. W zasadzie jest to kompleks stanowisk obozowiska górnopaleolitycznego, położony w obrębie łagodnie nachylonego cypla o zarysie trójkątnym (Sobczyk 1995; Wilczyński i in. 2012). Cypel jest izolowany od strony zachodniej obecnie niezbyt głębokim wąwozem, a od wschodniej SE – głęboką formą dolinną usytuowaną na jednej osi z doliną po drugiej stronie grzbietu Góry św. Bronisławy, stanowiącego lokalny dział wodny. Od strony północnej cypel kończy się gwałtownie stromą do 50 m ścianą skalną o nachyleniu $>23^\circ$, zbudowaną z jurajskich wapieni, opadającą ku dolinie Rudawy. Natomiast od strony południowo-zachodniej rejon stanowiska jest osłaniany stożkową kulminacją nadbudowaną współcześnie przez antropogeniczną formę kopca Kościuszki. Morfologia cypla jest silnie zmieniona przez rowy i nasypy ziemne austriackiego fortu z XIX w.

W ramach projektu „Ekumena” uwarunkowania środowiskowe lokalizacji stanowiska stanowiły przedmiot badań paleogeograficznych i zostały już częściowo opublikowane (m.in. Łanczont i in. 2015a, b). Z materiału rdzeni geologicznych zostały pobrane próbki do datowania luminescencyjnego. Z wykopów E1 oraz C2 zostały pobrane próbki na analizy fizykochemiczne (w tym uziarnienie), geochemiczne, mikromorfologiczne, geofizyczne, palinologiczne, datowania C^{14} i IRSL.

Model ewolucji środowiska przyrodniczego dla stanowiska Kraków-Spadzista pozwala na wyróżnienie szeregu etapów. Jednak nadal nierozstrzygniętym problemem badawczym jest wiek najstarszego ogniwa litostratygraficznego, tj. lessów stanowiących skałę macierzystą dla gleby interglacjału dokumentowanej bezpośrednio w odsłonięciach (C2 i E1) oraz w wierceniach (I–IV). Datowanie IRSL substratu mineralnego tej gleby wykonane przez śp. dr J. Kusiaka (laboratorium lubelskie) wskazuje na związek wieku osadów z przedostatnim lub jeszcze starszym cyklem akumulacji lessowej. Jednak wykształcenie morfologiczne tej gleby pozwala wiązać ją raczej z interglacjałem eemskim s.s. (MIS 5e) niż lubelskim (MIS 7). Gleba ta ma także szereg swoich analogów rejestrowanych w innych profilach lessowych pasa wyżyn południowopolskich (np. Jersak i in. 1992; Mroczek 2008).

Dane analizy pyłkowej osadów na stanowisku Kraków-Zwierzyniec (Komar i in. 2015) rzucają światło na fazy roślinności w rejonie stanowiska dla odcinka czasu od wczesnego glacjału (MIS 5a–c) do górnego pleniglacjału (MIS 2). Dolna część profilu jest uboga w pyłek, natomiast możliwa była rekonstrukcja roślinności w czasie osadnictwa górnopaleolitycznego (MIS 3), wskazująca na mozaikę roślinności peryglacjału, której skład różnicował się w nawiązaniu do od bardziej suchej do wilgotniejszej odmiany klimatu chłodnego. Interesujące wyniki uzyskano także dla zmian szaty roślinnej i wahań klimatu podczas MIS 2.

Analiza pyłkowa osadów na stanowisku Kraków-Spadzista (Komar i in. 2015; Łanczont i in. 2015b) pozwoliła opisać cechy pokrywy roślinnej tylko w wybranych etapach kształtowania się pokrywy lessowo-glebowej w czasie ostatniego interglacjału i glacjału, w powiązaniu z rzeźbą rejonu Góry św. Bronisławy i przemianami klimatu. W profilu są liczne luki i to właśnie za ich sprawą w przypadku gleby S1 nie zostały zachowane cechy sukcesji z optimum klimatycznego, które są niezbędne dla oceny stratygraficznej. Pokrywa roślinna zrekonstruowana dla czasów osadnictwa górnopaleolitycznego na stanowisku

(młodsza część MIS 3) charakteryzuje krajobraz otwarty, ze słabo zróżnicowaną roślinnością zielną oraz grupami drzew szpilkowych w bliskim sąsiedztwie.

Profile Kraków-Zwierzyniec i Kraków-Spadzista wzajemnie dość dobrze się uzupełniają, po części także w odniesieniu do rekonstrukcji szaty roślinnej czasu MIS 5 oraz MIS 3, choć – zapewne – te odcinki w obu profilach mają hiatusy w różnych pozycjach w profilach.

Zachodzące okresowo w Europie w ciągu środkowego i późnego plejstocenu ostre klimatyczne zmiany wpływały na kształtowanie rzeźby, strukturę krajobrazu oraz na charakter biotopów i zoocenoz, a w rezultacie – na życie oraz gospodarczą działalność pierwotnych ludzi. W zimnych okresach plejstocenu cyrkulacja była zbliżona do współczesnej, z wyraźnym udziałem zachodnich kierunków wiatrów odpowiedzialnych za sedymentację lessową (Chlebowski i in. 2004; Nawrocki i in. 2006), zatem przesuwanie się stref wpływów oceanicznych i kontynentalnych miało zapewne miejsce również w peryglacjalnej odmianie klimatu. Z kolei „oceanizm” górski, wpływając na zmniejszanie stopnia kontynentalizmu w Karpatach, sprzyjał lokalizacji w okresach chłodnych refugium roślin drzewiastych właśnie w Karpatach. W tych okolicznościach można stwierdzić, że okolice Krakowa w okresie ostatniego zlodowacenia – jako dalekie przedpole lądolodu – stanowiły swoistą strefę występowania różnych klimatyczno-krajobrazowych obszarów peryglacjalnych z charakterystyczną „migrującą” mozaiką różnych siedlisk tundry i lasotundry, stepu, lasostępu i lasu o zmiennych arealach.

Wśród walorów, które mogły mieć istotny wpływ na motywacje osadnicze paleolitycznych ludzi w młodszym plejstocenie, można wymienić:

- Dostępność dobrej jakości surowca krzemienno- lub innego kamiennego, o właściwościach decydujących o przydatności do wyrobu narzędzi, bezpośrednio ze złóż w skałach podłoża.
- Bliskość dolin rzecznych, które zapewniały dostępność komunikacyjną od czasów najdawniejszych, stanowiąc również łatwo identyfikowane linie orientacji w terenie. Doliny rzeczne to także naturalne ekologiczne nisze z własnym mezoklimatem i zróżnicowaną roślinnością, gdzie warunki sprzyjały zakładaniu obozowisk także bazowych.
- Urozmaicona rzeźba przydolinnych zboczy, z występowaniem różnych form, takich jak terasy, półki, cyple, półwyspowe występy i odnogi grzbietów wysunięte w kierunku dolin. Były one łatwe do zasiedlenia, zapewniały bezpieczeństwo i dobre pole obserwacji.

LITERATURA

- CHLEBOWSKI R., LINDNER L., BARCZUK A., BOGUTSKY A., GOZHİK P., ŁANCZONT M., WOJTANOWICZ J. 2004. Accumulation conditions of the younger upper loesses of Sandomierz Basin, Mid-Carpathian Foreland and Podolian Upland (border between SE Poland and NW Ukraine) on the basis of the geological and mineralogical studies. *Annales UMCS, Sectio B*, 58: 7–63.
- JERSAK J., SENDOBRY K., ŚNIESZKO Z. 1992. *Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce*. Wyd. UŚ, Katowice, 1–197.
- KOMAR M., ŁANCZONT M., MADEYSKA T. 2015. Roślinność paleolitycznej ekumeny w strefie pery- i metakarpackiej. [W:] M. Łanczont, T. Madeyska (red.), *Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej*. UMCS, Lublin, 487–558.
- ŁANCZONT M., MADEYSKA T., BOGUCKI A., MROCZEK P., HOŁUB B., ŁĄCKA B., FEDOROWICZ S., FRANKOWSKI Z., STANDZIKOWSKI K. 2015a. Środowisko abiotyczne paleolitycznej ekumeny strefy pery- i metakarpackiej. [W:] M. Łanczont, T. Madeyska (red.), *Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej*. UMCS, Lublin, 55–458.
- ŁANCZONT M., MADEYSKA T., MROCZEK P., HOŁUB B., ŻOGAŁA B., BOGUCKI A. 2015b. Relief and palaeorelief analyses of the Kraków Spadzista Palaeolithic sites' complex as the tools used for explanation of the site location. *Quaternary International*, 359–360, 89–95.
- MROCZEK P. 2008. *Interpretacja paleogeograficzna cech mikromorfologicznych neoplejstocenijskich sekwencji lessowo-glebowych*. UMCS, Lublin, 1–130.
- NAWROCKI J., POLECHOŃSKA O., BOGUCKI A., ŁANCZONT M. 2006. Paleowind directions in the youngest loess in Poland and western Ukraine as derived from anisotropy of magnetic susceptibility measurements. *Boreas*, 35(2): 266–271.
- RUTKOWSKI J. 1989 Budowa geologiczna regionu Krakowa. *Przegląd Geologiczny*, 6: 304–308.
- RUTKOWSKI J. 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, Arkusz Kraków*. Warszawa.
- SOBCZYK K. 1995. *Osadnictwo wschodniograweckie w dolinie Wisły pod Krakowem*. Rozprawy habilitacyjne UJ, Kraków, 1–150.
- TYCZYŃSKA M. 1968. Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego 173, Prace Geograficzne*, 17: 1–70.
- WILCZYŃSKI J., WOJTAŁ P., SOBCZYK K. 2012. Spatial organization of the Gravettian mammoth hunter's site at Kraków Spadzista (southern Poland). *Journal of Archaeological Science*, 39: 3627–3642.



WSTĘPNE WYNIKI ANALIZY PYŁKOWEJ PROFILI Z WOLI STAROGRODZKIEJ (POLSKA CENTRALNA)

Mirosława KUPRYJANOWICZ¹, Magdalena FIŁOC¹, Marta SZAL¹, Marcin ŻARSKI²

¹ Zakład Paleobotaniki, Uniwersytet w Białymstoku, ul. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok; e-mail: m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl

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

W kilku wierceniach wykonanych sondą mechaniczną WH i sondą GEOPROBE na obszarze zagłębienia wytopiskowego zlokalizowanego koło wsi Wola Starogrodzka (południowo-wschodnie Mazowsze) stwierdzono występowanie kopalnych osadów jeziorno-bagiennych przykrytych ok. 2-metrową warstwą piasków i mułków (Fig. 1). Obszar ten znajdował się w zasięgu stadiału warty zlodowacenia odry korelowanego z morskim stadiem izotopowym (MIS) 6. Ekspertyza palinologiczna wskazała na eemski wiek odkrytych paleojezior.

Głównym celem podjętej przez nas bardziej szczegółowej analizy pyłkowej jest rekonstrukcja regionalnych zmian roślinności i klimatu w tej części Mazowsza podczas interglacjału eemskiego. Celem w skali lokalnej jest natomiast ustalenie czy w badanym zagłębieniu funkcjonowało w czasie ostatniego interglacjału jedno duże jezioro, czy kilka małych oczek wodnych, a także odtworzenie zmian poziomu wody w badanym jeziorze/jeziorach.

Dotychczas opracowano trzy profile pyłkowe z Woli Starogrodzkiej: G-70, WH-123 i WH-66. Każdy z nich zawiera zapis zmian środowiska od schyłku stadiału warty lub od początku interglacjału eemskiego do końca interglacjału lub do początku zlodowacenia wisły. Korelacja uzyskanych profili pyłkowych udokumentowała, że w badanym zagłębieniu istniały podczas interglacjału eemskiego co najmniej dwa zbiorniki wodne – profile G-70 i WH-123 pochodzą ze zbiornika zlokalizowanego we wschodniej części badanego zagłębienia, a profil WH-66 z jeziora znajdującego się w jego zachodniej części.

Korelacja profilu G-70, pochodzącego z przybrzeżnej strefy zbiornika wschodniego, w którym odnotowano hiatus obejmujący młodszą część fazy grabowej eemu (E5 R PAZ) i jego całą fazę świerkową (E6 R PAZ), z profilem WH-123 z głębszej części tego samego zbiornika, w którym występuje kompletny

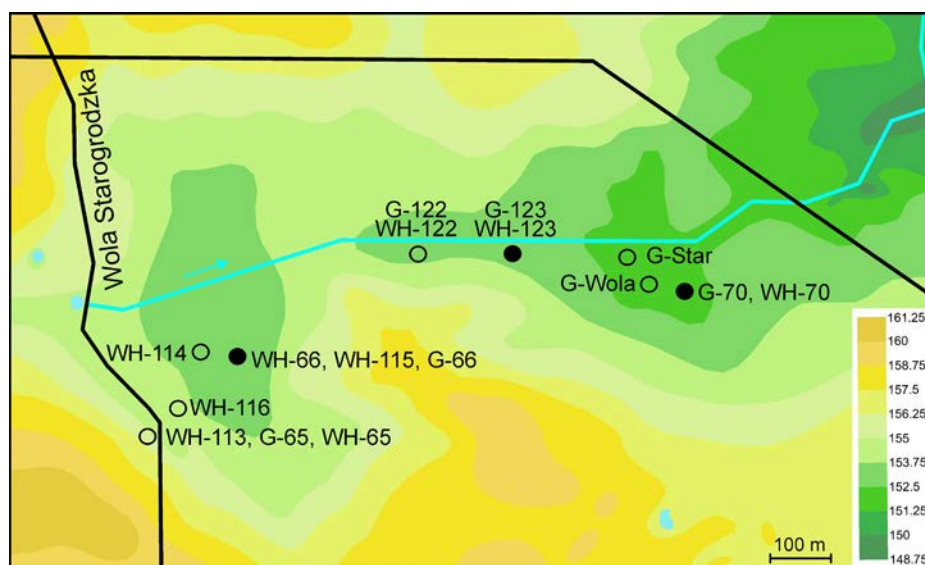


Fig. 1. Lokalizacja profili z kopalnymi osadami jeziorno-bagiennymi w rejonie wsi Wola Starogrodzka: ● – profile, które zostały zbadane palinologicznie; ○ – profile bez analizy pyłkowej.

zapis sukcesji eemskiej, udowodniła, że na fazę grabową i świerkową ostatniego interglacjału przypadało znaczne obniżenie poziomu wody w tym zbiorniku. Strefa litoralna zbiornika znalazła się wtedy powyżej poziomu wody i akumulacja osadów jeziornych w tym miejscu została przerwana. Poziom wody w jeziorze podniósł się dopiero w fazie sosnowej eemu (E7 R PAZ), co zainicjowało ponowną akumulację osadów jeziornych w tym miejscu, która trwała następnie aż do początku wczesnego vistulianu. Podobne zmiany hydrologiczne notowane są powszechnie w eemskich profilach z północnego Podlasia (Kupryjanowicz 2007, 2008); zarejestrowane zostały one także w wielu profilach z innych części Polski (np. Bińka, Nitychoruk 2003).

LITERATURA

- BIŃKA K., NITYCHORUK J. 2003. The Late Saalian, Eemian and Early Vistulian pollen sequence at Dziewule, eastern Poland. *Geological Quarterly*, 47(2): 155–168.
- KUPRYJANOWICZ M. 2007. Zmiany poziomu wody w eemskich jeziorach i torfowiskach północnego Podlasia. *Przegląd Geologiczny*, 55(4): 336–342.
- KUPRYJANOWICZ M. 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobotanica*, 48(1): 3–130.



WSTĘPNA REKONSTRUKCJA WARUNKÓW PALEOŚRODOWISKOWYCH W REJONIE SERTEJI (ZACHODNIA ROSJA) NA PODSTAWIE ANALIZ PALEOEKOLOGICZNYCH

Agnieszka MROCZKOWSKA¹, Emilie GAUTHIER², Piotr KITTEL¹, Andrey MAZURKEVICH³,
Mateusz KRAMKOWSKI⁴, Mateusz PŁÓCIENNIK⁵, Michał SŁOWIŃSKI⁶

¹ Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: agnieszka.mroczkowska@unilodz.eu

² UMR CNRS 6249, Laboratoire de Chrono-Environnement, Université Bourgogne Franche-Comté, Besançon, France

³ The State Hermitage Museum, St. Petersburg, Russia

⁴ Zakład Zasobów Środowiska i Geozagrożeń, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego PAN, ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń

⁵ Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Łódzki, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź

⁶ Zakład Zasobów Środowiska i Geozagrożeń, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Zrąb budowy geologicznej i ukształtowania terenu okolic miasta Wieliża został ukształtowany w czasie ostatniego zlodowacenia, tj. w trakcie zlodowacenia Wisły (Valdai, Vistulianu). Procesy glacialne i fluwioglacialne doprowadziły do uformowania różnorodnych form powierzchni, jak: wzgórza i pagórki morenowe, równiny morenowe, równiny wodnolodowcowe, ozy, kemy czy rynny subglacialne. Z czasem rozwinęły się w ich obrębie liczne jeziora, torfowiska oraz dolina rzeki Sertejki. Rzeka Sertejka jest lewostronnym dopływem Dźwiny, o przebiegu generalnie południkowym i długości około 40 km. Jej dolina wykorzystwała rynnę subglacialną, w obrębie której rzeka tworzyła w przeszłości system rzeczno-jeziorny. Rejon Serteji położony jest w klimacie umiarkowanym kontynentalnym, w obszarze o silnych wpływach mas powietrza kontynentalnego, co skutkuje dynamicznymi zmianami warunków klimatycznych wpływającymi na ewolucję pozostałych elementów środowiska naturalnego, w tym przede wszystkim pokrywy roślinnej, gleb czy stosunków wodnych.

Silnie urozmaicone warunki środowiskowe obszaru były niezwykle atrakcyjne dla rozwoju osadnictwa pradziejowego, już na etapie gospodarki łowiecko-zbierackiej, jak i historycznego. Pierwsze obozowiska powstały na tym terenie już w mezolocie i wczesnym neolicie, co udowodniły badania archeologiczne prowadzone intensywnie od lat 80-tych XX w. Większość ze stanowisk archeologicznych regionu zlewni rzeki Sertejki położona jest na podłożu mineralnym. Odkryte zostały jednak także bardzo bogate relikty neolityczne w obrębie osadów organicznych lub pod warstwą gytii na podłożu mineralnym. Szczególnie interesującym znaleziskiem są konstrukcje osad palafitowych z trzeciego tysiąclecia p.n.e. W ostatnich latach szczegółowym badaniom poddany został kurhan datowany na drugie tysiąclecie p.n.e. Zarówno w dolinie Sertejki, jak i Dźwiny zlokalizowane są grodziska z wczesnej epoki żelaza oraz liczne stanowiska wczesnośredniowieczne. Obszar w późnym średniowieczu i okresie nowożytnym okresowo wchodził w skład Wielkiego Księstwa Litewskiego, Carstwa Rosyjskiego i Rzeczypospolitej Obojga Narodów, a od 1772 r. znajduje się w granicach Rosji.

Region Serteji został dokładnie zbadany archeologicznie, jednak dla lepszego zrozumienia relacji człowiek-środowisko w przeszłości oraz środowiskowych podstaw funkcjonowania dawnych społeczności konieczne jest poznanie tła paleoekologicznego. W ramach wcześniejszych projektów opracowane zostały ekspertyzowo dwa profile osadów organicznych, jednak niewielka była rozdzielczość wykonanych analiz. W ramach bieżącego projektu pobrane zostały nowe rdzenie osadów organicznych z dna współczesnej doliny Sertejki, które stanowią zapis ewolucji subkopalnych zbiorników paleojezior oraz ich włączania w dno doliny. Ponadto w 2016 r. pobrany został rdzeń osadów jeziorno-torfowiskowych wypełniających torfowisko kotłowe położone na powierzchni równiny wodnolodowcowej, powyżej krawędzi dolnego odcinka doliny Sertejki. Osady tego rdzenia stanowią zapis regionalnych przeobrażeń paleośrodowiskowych.

Dla monolitu o długości niespełna jednego metra, obejmującego stropowy odcinek torfów zostały wykonane analizy: subfosalnych szczątków Chironomidae, subfosalnych Cladocera, pyłkowa oraz geochemiczna- μ XRF.

Wyniki analizy pyłkowej pozwoliły na wydzielenie 3 faz rozwoju roślinności obszaru. Faza pierwsza obejmuje głębokość od 84 do 64 cm p.p.t. i obejmuje okres funkcjonowania torfowiska ze *Sphagnum* spp. (wysokiego lub przejściowego) oligotroficznego z wysoką wilgotnością, co potwierdza obecność ameb skorupkowych: *Amphitrema flavum* i z rodzaju *Assulina*). Dominują lasy świerkowo-brzozowe. W tej fazie zaznaczają się wpływy antropogeniczne, na co wskazują regularne odlesienia oraz obecność pyłku *Cerealia*-typ i *Centaurea cyanus*. W drugiej fazie (64–30 cm p.p.t.) notuje się wzrost intensywności odlesień i liczebności pyłku taksonów charakterystycznych dla terenów uprawnych, zwłaszcza *Cerealia*-typ i *Secale*. Prawdopodobnie miała miejsce równie uprawa *Cannabis sativa*. Brak jest z tego okresu wskaźników hodowli czy indikatorów pożarów. W części stropowej profilu, w fazie trzeciej (30–0 cm p.p.t.), zaznacza się wyraźny wzrost udziału pyłku *Pinus* i *Alnus*, przy jednoczesnym wyraźnym spadku *Picea*. Znaczna (do 10%) frekwencja pyłku bylicy (*Artemisia*) wskazuje na istotne odlesienie obszaru. Jednocześnie wyraźnie wzrastał wpływ antropogeniczne. Słabną one w najmłodszej fazie rozwoju torfowiska. W warstwie na głębokości 24,5 cm p.p.t. pojawiają się spory *Gelanispora*, które mogą świadczyć o wystąpieniu pożaru na torfowisku. O wypasie zwierząt świadczą zaś spory grzyby koprofilnego *Sporormiella*, odnotowane na poziomie 16,5 cm p.p.t.

Analiza subkopalnych szczątków zwierząt wskazuje na dominację w spągowej części profilu gatunku *Chydorus sphaericus* z rzędu Cladocera, typowego dla strefy litoralnej zbiornika, co dowodzi istnienia relatywnie wilgotnych warunków. Liczne mikrogatunki *Chydorus sphaericus* cechują się wysokim spektrum tolerancji warunków środowiska. Wśród Chironomidae dominantem był *Pseudorthocladius*, gatunek ziemnowodny żyjący w wodach kwaśnych. Pojawiają się także taksony typowe dla bagien i przybrzeżnej strefy zbiornika żyjące wśród mchów (*Limnopheys*, *Corynoneura* cf. *antennalis*). Wzrost poziomu wody odnotowano na głębokości 30–50 cm p.p.t. przejawiający się zwiększeniem ilości szczątków wodnych bezkręgowców z rzędu Cladocera i rodziny Chironomidae. Zmiana warunków środowiskowych notowana jest na poziomie 28,5 cm p.p.t. Spada wówczas bogactwo gatunkowe rodziny Chironomidae, natomiast przedstawiciele rzędu Cladocera zanika. Zmiany te mogły zostać spowodowane przekształceniami antropogenicznymi (np. zmeliorowanie torfowiska), które doprowadziły do obniżenia poziomu wody na torfowisku.



RENEZANSOWE OGRODY KRÓLEWSKIE NA WAWELU; BADANIA PALINOLOGICZNE TARASU GÓRNEGO

Dorota NALEPKA

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

W latach 2001 i 2003 przeprowadzono badania paleobotaniczne prób gleby pochodzącej z górnego tarasu Ogrodów Królewskich na Wawelu (Nalepka 2009, 2012). Wszystkie materiały pobrano we współpracy i pod nadzorem merytorycznym mgr inż., Katarzyny Żółciak, dr Janusza Firlleta i prof. dr hab. Zbigniewa Pianowskiego z Zamku Królewskiego na Wawelu.

Badania paleobotaniczne miały na celu wskazanie, jakie rośliny rosły na badanych rabatkach. Ze szczególną uwagą poszukiwano ziaren pyłku roślin, które mogły być uprawiane w ogrodzie przez królową Bonę: bazylii (*Ocimum basilicum*), majeranku (*Majorana hortensis*), rozmarynu (*Rossmarinus officinalis*) i marzanki (*Asperula*). Wśród oznaczonych sporomorf, bardzo nieliczne należały do rodzin, do których należą wyżej wymienione rośliny. Nie potwierdza to ani nie zaprzecza możliwości uprawiania w badanym miejscu „tajemniczych ziół przez królową Bonę” (Nalepka 2009).

W ostatnich latach, ogród został odtworzony na podstawie zapisów archiwalnych, pochodzących z XV i XVI wieku. W drewnianych skrzyniach umieszczono m.in. lawendę, kocimiętkę, rutę, rozmaryn, marzankę, różę francuską i wiele innych (K. Żółciak oraz https://pl.wikipedia.org/wiki/Ogrody_Kr%C3%B3lewskie_na_Wawelu).

Finansowanie: badania statutowe Instytutu Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk oraz Zamek Królewski na Wawelu.

LITERATURA

NALEPKA D. 2009 Are sporomorphs collected from the Wawel renaissance Gardens indicative of herbs cultivated by Queen Bona Sforza (1494–1557)? *Acta Palaeobotanica*, 49(2): 353–364

NALEPKA D. 2012. Renesansowe Ogrody Królewskie na Wawelu. Palinologiczne badania ogrodów na górnym tarasie. *Architektura. Czasopismo Techniczne, Wydawnictwo Politechniki Krakowskiej*, 6-A/2012. vol. 19: 39–43.

https://pl.wikipedia.org/wiki/Ogrody_Kr%C3%B3lewskie_na_Wawelu



UŻYTECZNOŚĆ WIOŚLAREK W REKONSTRUKCJACH WARUNKÓW HYDROKLIMATYCZNYCH

Dominik PAWŁOWSKI

Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań;
e-mail: dominikp@amu.edu.pl

Wioślarki (Cladocera) są drobnymi skorupiakami (Crustacea), które bardzo licznie występują w jeziorach a ich szczątki zachowują się w stanie kopalnym. Ze względu na ich stosunkowo dobrze poznane preferencje ekologiczne, grupa ta jest szeroko stosowana jako narzędzie do odtworzenia zmian paleoekologicznych i paleoklimatycznych. Odpowiedź wioślarek na zmiany temperatury i wilgotności jest znacznie szybsza niż reakcja innych wskaźników (np.: pyłków). Dlatego wioślarki mogą być użyte do odtworzenia zmian paleotemperatury, zapewniając wiarygodne rekonstrukcje. Na podstawie wyników analizy subfosalnych szczątków wioślarek z dziesięciu stanowisk z Polski centralnej dokonano rekonstrukcji średniej temperatury lipca w młodszym Dryasie. Stanowiska badawcze charakteryzowały się odmiennymi warunkami geologiczno-geomorfologicznymi. Celem odtworzenia zmian środowiskowych panujących na danym obszarze w badanym okresie przeanalizowano dane sedimentologiczne, paleobiologiczne i geochemiczne, gdyż lokalne warunki paleośrodowiskowe (m.in.: zmiany poziomu wody, wpływ rzek, modyfikacja siedlisk, bogactwo makrofitów, drapieźnictwo ryb, zawartość CaCO_3 i eutrofizacja) mogą mieć wpływ na różnorodność zespołów Cladocera, a co za tym idzie, wiarygodność rekonstrukcji paleotemperaturowych. Wyniki analiz wskazują, że głównym motorem zmian ekologicznych oraz procesów geomorfologicznych był klimat. Zrekonstruowane średnie temperatury lipca wskazują na chłodne warunki panujące w młodszym Dryasie i pozwalają na wydzielenie dwóch faz: pierwszej, zimnej pomiędzy 12 800 a 12 000 cal BP, oraz drugiej, cieplejszej między ca. 12 000 i 11 500 cal BP. Rekonstrukcje te są zgodne ze znanymi trendami w młodszym Dryasie a częstotliwość i czas oscylacji hydroklimatycznych wykazują silne podobieństwo do zapisów z innych miejsc w Polsce i Europie.

Prace badawcze były częściowo realizowane w ramach projektu badawczego NCN, nr 2011/01/B/ST10/04905.



WYBRANE METODY REKONSTRUKCJI ZMIAN ŚRODOWISKOWYCH NA PRZYKŁADZIE TORFOWISKA ZAPADŹ (DOLINA GÓRNEJ WISŁY)

Sylwia SKRECZKO, Małgorzata NITA

Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: sylwia.skreczko@us.edu.pl

Analiza pyłkowa i analiza szczątków makroskopowych roślin są podstawowymi metodami stosowanymi w celu poznania zmian warunków siedliskowych torfowisk w przeszłości. Metody te coraz częściej są uzupełniane o badania geochemiczne. Interdyscyplinarne podjęcie tematu dostarcza bardziej kompletnych danych umożliwiających precyzyjne odtworzenie ewolucji zbiorników biogenicznych.

Celem przeprowadzonych analiz było wstępne rozpoznanie zmian warunków środowiskowych w holocenie torfowiska Zapadź zlokalizowanego w Dolinie Górnej Wisły. Na potrzeby tego opracowania została wykonana analiza palinologiczna oraz oznaczono skład chemiczny torfu przy użyciu fluorescencji rentgenowskiej (XRF) i zawartość węgla organicznego (TOC).

Wstępne badania wykazały, że torfowisko Zapadź uformowało się na zawilgoconym mułku, który występuje w spągu profilu. Wiek radiowęglowy stropowych warstw tego osadu został określony na 17580 ± 200 BP. Powyżej rozwinął się torf, którego akumulacja miała miejsce w starszym holocenie. Dane palinologiczne zostały potwierdzone datowaniem radiowęglowym, wskazując wiek akumulacji osadu na 8850 ± 40 BP.

Na podstawie składu pierwiastkowego torfu określonego metodą XRF, wybrano geochemiczne indykatory, rejestrujące ewolucję torfowiska. Do przedstawienia zmienności jego trofii określono stosunek Fe/Ca. Przedstawiono również zmienność wskaźników warunków oksydacyjno-redukcyjnych (Fe/Mn, Cu/Zn). Wymienione wskaźniki wskazały stosunkowo wysoką trofię i złe warunki tlenowe w spągowych warstwach torfowiska. W stropie złoża odnotowano podobną sytuację. Przeanalizowano ponadto zawartość w profilu Si i K, których podwyższone wartości świadczą o namuleniu poziomów torfu. Zawartość krzemionki oraz potasu jest podwyższona w stropie oraz w spągu profilu Zapadź. Dodatkowo wykonano analizę zawartości TOC (węgiel organiczny), która określana jest jako wskaźnik denudacji.

Wybrane metody rekonstrukcji warunków środowiskowych przedstawiają zarówno lokalne zmiany w obrębie samego torfowiska (analizy geochemiczne), jak i zmiany regionalne, jakie miały miejsce w jego otoczeniu (analiza palinologiczna). Podobne interdyscyplinarne opracowanie większej liczby stanowisk w Dolinie Górnej Wisły przybliży historię zmian środowiskowych tego obszaru w holocenie.



ZAPIS HOLOCEŃSKICH ZMIAN ŚRODOWISKOWYCH W TORFOWISKU STRUMIEŃ W DOLINIE GÓRNEJ WISŁY W ŚWIETLE WSTĘPNYCH ANALIZ OSADÓW

Sylwia SKRECZKO¹, Artur SZYMCZYK²

¹ Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: sylwia.skreczko@us.edu.pl

² Katedra Geografii Fizycznej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Badania składu chemicznego osadów umożliwiają analizy zróżnicowanych wskaźników geochemicznych w tym wskaźnika eutrofizacji i wskaźników warunków oksydacyjno-redukcyjnych, które coraz częściej wykorzystuje się w rekonstrukcjach paleośrodowisk jeziorno-torfowiskowych (Borówka 2007; Okupny i in. 2014; Chawchai i in. 2015). Wskaźniki te pozwalają m.in. na określenie zachodzących zmian żyzności siedlisk i poziomu wody w przeszłości. Tym samym są cennym źródłem dodatkowych informacji uzupełniających standartowe badania litologiczno-sedymentologiczne, paleobotaniczne i paleozoologiczne.

Celem przeprowadzonych badań było prześledzenie przemian środowiska zachodzących w obrębie niewielkiego torfowiska „Strumień” z wykorzystaniem zarówno analiz paleobotanicznych jak i wybranych wskaźników geochemicznych.

Stanowisko Strumień zlokalizowane jest w północnej części stożka napływowego Wisły (południowa część województwa śląskiego). Torfowisko rozwinęło się w obrębie szerokiej i płaskiej doliny zbudowanej z utworów rzecznych, stanowiących terasy zalewowe. W bezpośrednim sąsiedztwie torfowiska przepływa ciek wodny – Kanał Strumień.

Na potrzeby analiz paleobotanicznych z rdzenia osadów, co 10 cm zostały pobrane próby, w których oznaczono skład botaniczny i wykonano analizę makroszczątków roślin oraz analizę palinologiczną. Jednocześnie w pobranych próbach przeprowadzano analizy zawartości pierwiastków (Fe, Ca, Na, Mg, Al, Si, P, K, S, Mn, Cu, Zn) za pomocą fluorescencji rentgenowskiej (XRF). Na podstawie wyników XRF zostały opracowane stosunki zawartości wybranych pierwiastków określanych, jako paleośrodowiskowe wskaźniki zmian poziomu wody (Fe/Mn, Cu/Zn) i trofii (Fe/Ca). Docelowo w celu uzupełnienia informacji dotyczących historii omawianego torfowiska zostaną wykonane analizy zawartości węgla organicznego (TOC) opisywanego w literaturze, jako wskaźnik denudacji.

Na zdeponowane w torfowisku osady o miąższości 1,00 m składają się głównie dość dobrze rozłożone torfy turzycowe, trzcinowe lub turzycowo-trzcinowe z niewielkim udziałem mszaków przewarstwione miejscami mułkami oraz torf drzewny z dominacją drewna *Alnus glutinosa*.

W zespołach makroszczątków we wszystkich poziomach zarówno pod względem jakościowym jak i ilościowym najliczniej reprezentowane były taksony szuwarowe i związane ze zbiorowiskami szuwarów. Dominowały wśród nich różne gatunki turzyc, głównie *Carex rostrata*. Spośród innych gatunków dość licznie były diaspory *Scirpus sylvaticus*, *Urtica* sp. i *Filipendula ulmaria*. W niektórych poziomach, dobrze reprezentowane były także nasiona *Juncus* sp. Słabo reprezentowane natomiast były drzewa i krzewy.

Analizy paleobotaniczne wskazują na kilka etapów rozwoju torfowiska Strumień. Wstępne wyniki analizy palinologicznej, makroszczątków roślinnych i charakter osadów wskazują, że różnego typu szuwały odgrywały decydującą rolę w budowie torfowiska na większości etapów jego rozwoju. Okresowo szuwały ustępowały miejsca roślinności ziołoroślowej ze związku *Filipendulion ulmariae* z pojawianiem się, której wiązały się prawdopodobnie także zmiany poziomu zwierciadła wody. Wczesne etapy rozwoju torfowiska, na co wskazuje akumulacja torfu drzewnego (Alneti) i skład gatunkowy reprezentowanych w szczątkach roślin zielnych związane są z funkcjonowaniem olsów ze związku *Alnion glutinosae*. Torfowisku przez cały okres jego rozwoju towarzyszyły lasy z udziałem takich taksonów jak: *Abies*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Pinus* i *Tilia*. Obecność w dwu poziomach pojedynczych, makroskopowych węgli drzewnych może świadczyć także o wystąpieniu epizodów pożarowych.

Wartości analizowanych wskaźników geochemicznych w poszczególnych poziomach profilu, generalnie dobrze odzwierciedlały zmiany warunków środowiska sugerowanych zmieniającą się szatą roślinną. Uzyskane wskaźniki trofii wykazują niewielką zmienność. Najwyższe wartości przyjmowały w poziomach, które odpowiadają rozwojowi zbiorowisk szuwarowych między innymi z udziałem *Typha* sp. związanych z siedliskami eutroficznymi. Najniższe jego wartości odnotowano w poziomie odpowiadającym degradacyjnemu fazom olsów, w którym nie odnaleziono szczątków roślin wskazujących na podwyższoną trofję. Podobnie było w przypadku wskaźników warunków oksydacyjno-redukcyjnych, które mimo niewielkiej zmienności przyjmują najwyższe wartości, świadczące o wysokim poziomie wód gruntowych, w poziomach, w których wśród szczątków reprezentowane są gatunki wymagające przynajmniej względnie stałego poziomu wód gruntowych (*Carex rostrata*) lub nawet mające swoje optimum w płytkich zbiornikach (*Schoenoplectus lacustris*). Niższe wartości tego wskaźnika odnotowano natomiast w poziomach, w których reprezentowane były między innymi gatunki tolerujące, czy jak *Filipendula ulmaria* charakterystyczne dla siedlisk o niższym i zmiennym zwierciadle wód gruntowych.

Badania prowadzone na stanowisku Strumień, należą do nielicznych opracowań torfowisk z Doliny Górnej Wisły. Uzyskane wyniki wraz z wynikami analiz prowadzonych obecnie na pobliskich stanowiskach, dadzą możliwość poznania historii zmian warunków środowiskowych na tym obszarze.

LITERATURA

- BORÓWKA R. K. 2007. Geochemiczne badania osadów jeziornych strefy umiarkowanej. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 1: 33–42.
- CHAWCHAI S., KYLANDER M. E., CHABANGBORN A., LÖWEMARK L., WOHLFARTH B. 2015. Testing commonly used X-ray fluorescence core scanning-based proxies for organic-rich lake sediments and peat. *Boreas* 45(1): 180–189.
- OKUPNY D., BORÓWKA R. K., FORTUNIAK A., TOMKOWIAK J. 2014. Skład chemiczny osadów organicznych ze stanowiska Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensia*, 102: 71–86.



BADANIA PALEOEKOLOGICZNE NA WIELOKULTUROWYM STANOWISKU W SMÓLSKU (KUJAWY, POLSKA CENTRALNA)

Renata STACHOWICZ-RYBKA¹, Piotr KITTEL², Błażej MUZOLF³,
Witold P. ALEXANDROWICZ⁴, Dorota NALEPKA¹, Daniel OKUPNY⁵,
Dominik PAWŁOWSKI⁶, Mateusz PŁÓCIENNIK⁷, Monika RZODKIEWICZ⁸

¹ Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;
e-mail: r.stachowicz@botany.pl

² Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Łódzki,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

³ Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne w Łodzi, Plac Wolności 14, 91-415 Łódź

⁴ Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica w Krakowie

⁵ Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN w Krakowie, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

⁶ Instytut Geologii, Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań

⁷ Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Łódzki,
ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź

⁸ Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań

Stanowisko Smółsk leży we wschodniej części Pojezierza Kujawskiego. Zostało ono objęte ratowniczymi badaniami archeologicznymi. Na przebadanym obszarze odsłonięto szereg obiektów archeologicznych tworzących wspólny kompleks osadniczy o powierzchni kilkunastu hektarów z licznym nagromadzeniem śladów osadnictwa, zwłaszcza z najstarszych poziomów chronologicznych neolitu. Materiały ze stanowiska 2/10 w Smółsku są bardzo ważnym uzupełnieniem podstawowych prac Grygiela (2004, 2008) i Nalepki (2005), dotyczących pobytu człowieka i jego wpływu na przemiany środowiska przyrodniczego od okresu neolitu w rejonach Brześcia Kujawskiego i Osłonek. Obecne badania wprowadzają szereg nowych danych i uściśleń.

Stanowisko w Smółsku zajmuje powierzchnię płaskiej wysoczyzny morenowej, jednak jego najbliższe otoczenie było bardzo urozmaicone pod względem ukształtowania terenu, powierzchniowej budowy geologicznej a także pokrywy roślinnej i glebowej. Mieszkańcy osad z różnych okresów chronologicznych od neolitu, mieli łatwy dostęp do takich stref krajobrazowych, jak: gliniasta powierzchnia morenowa, wysoczyzna polodowcowa, piaszczysta powierzchnia rozległej terasy rzecznej, równina torfowiskowa, zbiornik jeziorny w dnie rynny subglacialnej i niewielkie zagłębienia bezodpływowe na powierzchni wysoczyzny morenowej.

Równolegle z badaniami archeologicznymi podjęto interdyscyplinarne badania z zakresu archeologii środowiskowej. Specyfiką badanego stanowiska jest występowanie rozległych, naturalnych obniżen terenowych, wypełnionych kopalnymi czarnymi ziemiemi o powierzchni od kilku do kilkunastu arów i miąższość do 180 cm. Z tych nawarstwień, a zwłaszcza ich spągowych części, pozyskano liczne zabytki kultury ceramiki wstęgowej rytej (KCWR). Znaleźiska te wskazywały, że pierwotne ukształtowanie powierzchni terenu było znacznie bardziej urozmaicone niż to obecnie obserwujemy. Na południowo-wschodnim skraju badanego stanowiska istnieje obniżenie wytopiskowe, włączone w obręb niewielkiej doliny, którą płynie obecnie niewielki ciek wodny. Wykonane wiercenia ujawniły obecność w tym miejscu miąższych osadów jeziornych. Profil badawczy uzyskany w wyniku tych wierceń sięga blisko 10 metrów i będzie podstawą do przeprowadzenia szeregu analiz paleoekologicznych. Uzupełnieniem tych wierceń było wykonanie na obszarze kopalnego zbiornika trzech wykopów geologicznych, w których uchwycono jego północną i zachodnią krawędź, a w wykopie centralnym odkryto m.in. miąższe warstwy gytii i torfów.

Z wszystkich pozyskanych profili pobrano próby do analiz paleoekologicznych. Wstępne analizy sedymentologiczne, palinologiczne, makroszczałków roślin, wioślarek, muchówek, malakofauny oraz geochemiczne wykonano tylko dla powierzchniowych 3,5 m osadów organicznych pozyskanych z najgłębszej części zbiornika.

Datowanie radiowęglowe wykazało, że badane osady obejmują ostatnie ok. 6000 lat, a wyniki wstępnych analiz potwierdzają istnienie w przeszłości małego (około 1 ha), mezotroficznego jeziora. Udokumentowano także okresowe zmiany wahania poziomu i pH wody. Wykazano stosunkowo niski poziom wody od czasów neolitu oraz występowanie na brzegach zbiorowisk roślinnych wymagających środowisk o podwyższonej trofii oraz śladów odlesienia najbliższej okolicy. Uzyskane dotychczas wyniki analiz paleoekologicznych pozwoliły na wstępną rekonstrukcję warunków paleośrodowiskowych w pradziejach, począwszy od starszego neolitu. Dalsze analizy, uzupełnione o wyniki badań geoarcheologicznych i bioarcheologicznych, będą podstawą rekonstrukcji warunków środowiskowych funkcjonowania osadnictwa w Smólsku oraz relacji człowiek-środowisko w kolejnych okresach chronologicznych. Dane dotyczące paleośrodowiska są niezwykle istotnym uzupełnieniem dotychczasowej analizy przestrzennej omawianego obszaru. Zastosowanie różnych metod badawczych pozwoli także na kompleksowe opracowanie osadów kopalnego zbiornika również z okresu przed pojawieniem się tutaj człowieka, a więc z przełomu okresu późnego glacjału i holocenu.

Badania są finansowane w ramach projektu NCN nr 2016/21/B/ST10/02359.

LITERATURA

- GRYGIEL R. 2004. *Neolit i początki epoki brązu w rejonie Brześcia Kujawskiego i Osłonek. Wczesny neolit. Kultura ceramiki wstęgowej rytej 1*. Wydawnictwo Fundacji Badań Archeologicznych Imienia Profesora Konrada Jażdżewskiego 8. Łódź.
- GRYGIEL R. 2008. *Neolit i początki epoki brązu w rejonie Brześcia Kujawskiego i Osłonek, tom II, Środkowy neolit. Grupa brzesko-kujawska kultury lendzielskiej 2*. Wydawnictwo Fundacji Badań Archeologicznych Imienia Profesora Konrada Jażdżewskiego 11. Łódź.
- NALEPKA D. 2005. Late Glacial and Holocene palaeoecological conditions and changes of vegetation cover under early farming activity in the south Kujawy region (central Poland). *Acta Palaeobotanica*, Supplement 6.



WCZESNOHOŁOCEŃSKI ROZWÓJ JEZIORA JACZNO (POLSKA NE) NA PODSTAWIE ANALIZY MAKROSZCZĄTKÓW ROŚLINNYCH I MIĘCZAKÓW

Jakub SYPNIEWSKI¹, Karina APOLINARSKA², Edyta KALIŃSKA-NARTIŠA^{3,4},
Mariusz GAŁKA¹

¹ Zakład Biogeografii i Paleoekologii, Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań; e-mail: gamarga@wp.pl (Mariusz Gałka)

² Instytut Geologii, Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań

³ University of Tartu, Institute of Ecology and Earth Sciences, Department of Geology

⁴ SIA „SunGIS” Latvia

Badania nad rozwojem jezior na terenach młodoglacjalnych w północno-wschodniej Polsce i krajach nadbałtyckich dowiodły różnic w czasie ich powstawania, sięgających nawet kilku tysięcy lat (n.p.: Gałka i Sznel 2013; Stivrins i in. 2017). Badania paleoekologiczne, których wstępne wyniki przedstawiamy, przeprowadzone zostały na terenie Jeziora Jaczno w Suwalskim Parku Krajobrazowym. W trakcie badań opracowano trzy rdzenie, każdy o długości 50 cm, obejmujące spągową warstwę osadów akumulowanych na mineralnym podłożu. Przeprowadzone badania obejmowały analizę makroszczałków roślinnych, analizę malakologiczną wykonaną w 1-cm rozdzielczości oraz analizę obtoczenia i charakteru powierzchni ziaren kwarcu pochodzących z osadów drobnopiaszczystych znalezionych na głębokości 344–349 cm w rdzeniu IA. Chronologię osadów ustalono za pomocą datowań radiowęglowych (AMS).

Na podstawie uzyskanych dat radiowęglowych możemy stwierdzić, że depozycja osadów biogenicznych w północno-wschodniej części Jeziora Jaczno rozpoczęła się ok. 10 691–10 435 cal. yr BP (9350 ± 40 BP).

Pierwszymi roślinami wodnymi, które pojawiły się w na terenie jeziora Jaczno w miejscu poboru rdzeni były *Chara* sp., *Ceratophyllum demersum* oraz *Nymphaea alba*, a wśród mięczaków *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis* oraz *Gyraulus crista*. Obecność gatunków mięczaków o wyższych wymaganiach termicznych, *B. tentaculata* i *Segmentina nitida*, jest zgodna z początkiem depozycji podczas holocenu, na który wskazują datowania radiowęglowe. W trakcie początkowej fazy akumulowania osadów brzegi jeziora porośnięte były lasem brzozowo-sosnowym, o czym świadczą licznie zachowane makrofosylia tych drzew. Wśród ziaren kwarcu dominują ziarna o ostrych krawędziach i narożach, ziarna pęknięte oraz ziarna o matowej powierzchni. Tego typu kombinacja świadczy o chłodnych warunkach klimatycznych, gdzie materiał o charakterze eolicznym i glacialnym był akumulowany w jeziorze.

LITERATURA

GAŁKA M., SZNEL M. 2013. Late Glacial and early Holocene development of lakes in northeastern Poland in view of plant macrofossil analyses. *Quaternary International*, 292: 124–135.

STIVRINS N., LIIV M., HEINSALU A., GAŁKA M., VESKI S. 2017. The final meltdown of dead-ice at the Holocene Thermal Maximum (8500–7400 cal. yr BP) in western Latvia, eastern Baltic. *The Holocene*. DOI: 10.1177/0959683616683255 (w druku).



ZAPIS ZMIAN ŚRODOWISKA NATURALNEGO POJEZIERZA MRĄGOWSKIEGO (NE POLSKA) W OKRESIE ŚREDNIOWIECZA

Marta SZAL, Mirosława KUPRYJANOWICZ

Instytut Biologii, Uniwersytet w Białymstoku, ul. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok; e-mail: martaszal@gmail.com

Według przekazów historycznych całą środkową i południową część Warmii i Mazur jeszcze we wczesnym średniowieczu zajmowały pierwotne, rozległe kompleksy leśne nazywane Puszcą Galindzką które zamieszkiwały plemiona staropruskich Galindów. Od wielu lat wśród historyków i archeologów panuje opinia, że kres zarówno Galindom, jak lasom Puszczy Galindzkiej, które były środowiskiem ich życia, położyła ekspansja krzyżacka oraz prowadzona przez Zakon Krzyżacki rabunkowa gospodarka leśna i systematyczna akcja kolonizacyjna w XIV w. Rozwój nowoczesnych badań paleoekologicznych nad wpływem osadnictwa na środowisko przyrodnicze rzucił nowe światło na to zagadnienie. Dane paleobotaniczne wskazały na przykład na dużo wcześniejsze niż dotychczas uważano wylesienie części obszaru Krainy Wielkich Jezior Mazurskich oraz znaczną intensyfikację rolniczego użytkowania terenu w tym regionie już w XI/XII w. (Wacnik i in. 2014, 2012). Pewna rozbieżność pomiędzy zapisami historycznymi a danymi palinologicznymi zainspirowała nas do dalszych badań archeologiczno-paleoekologicznych nad zależnościami człowiek/środowisko na Mazurach i podjęcia próby obiektywizacji oceny destrukcyjnego wpływu zarówno Galindów, jak i Zakonu Krzyżackiego na lasy tego regionu. Badaniom poddano profile osadów dennych z jeziora Salet i Ruskowiejskiego leżących na terenie Pojezierza Mrągowskiego. Wynikiem przeprowadzonych analiz było opracowanie chronologii wielkoobszarowych odlesień i rozwoju stabilnego osadnictwa w części Puszczy Galindzkiej obejmującej Pojezierze Mrągowskie (Szal i in. 2017, 2013). Uzyskane wyniki wskazują, że na tym obszarze znaczne zniszczenie pierwotnych lasów miało miejsce na przełomie X/XI wieku, jeszcze w czasach przedkrzyżackich.

Badania zostały dofinansowane przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego oraz Narodowe Centrum Nauki (projekty badawcze nr NN 304 280 540 i DEC-2011/01/B/HS3/04167).

LITERATURA

- SZAL M., KUPRYJANOWICZ M., TYLMANN W., PIOTROWSKA N. 2017. Was it "terra desolata"? Conquering and colonizing the medieval Prussian wilderness in the context of climate change. *The Holocene* 27(3): 465–480.
- SZAL M., KUPRYJANOWICZ M., WYCZÓLKOWSKI M. 2013. Puszcza Galindzka – kto i kiedy przyczynił się do jej zniszczenia? [W:] Bajguz A., Ciereszko I. (red.), *Różnorodność biologiczna – od komórki do ekosystemu. Rośliny i grzyby w zmieniających się warunkach środowiska*. Polskie Towarzystwo Botaniczne Oddział Białostocki, Agencja Wydawnicza Ekopress, Białystok, 227–242.
- WACNIK A., GOSLAR T., CZERNIK J. 2012. Late Holocene vegetation changes in the Great Mazurian Lake District and the activity of agricultural societies. The main stages of disturbances and the beginning of the large-scale deforestations. *Acta Palaeobotanica* 52(1): 59–104.
- WACNIK A., KUPRYJANOWICZ M., MUELLER-BIENIEK A., KARCZEWSKI M., CYWA K. 2014. The environmental and cultural contexts of the late Iron Age and medieval settlement in the Mazurian Lake District, NE Poland: combined palaeobotanical and archaeological data. *Vegetation History and Archaeobotany* 23: 439–459.



NOWE STANOWISKA INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO NA RÓWNIŃCE GARWOLIŃSKIEJ (E POLSKA) – DONIESIENIE WSTĘPNE

Marcin ŻARSKI¹, Irena Agnieszka PIDEK², Anna HRYNOWIECKA³, Mirosława KUPRYJANOWICZ⁴, Magdalena FIŁOC⁴, Marta SZAL⁴, Renata STACHOWICZ-RYBKA⁵

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-925 Warszawa; e-mail: mzar@pgi.gov.pl

² Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin

³ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

⁴ Zakład Paleobotaniki, Instytut Biologii, Wydział Biologiczno-Chemiczny, Uniwersytet w Białymstoku, ul. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok

⁵ Instytut Botaniki im W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków.

Podczas prac kartograficznych wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy dla reambulacji arkusza Garwolin SMGP w skali 1:50 000 rozpoznano około 30 profili z kopalnymi osadami biogenicznymi (torfami i gytiami), które pobrano sondą Geoprobe, a także sondą WH i sondą ręczną.

Mięszość osadów biogenicznych wypełniających odkryte paleozbiorniki jest zróżnicowana i wynosi od 1,5 m do 12 m. Znajdują się one pod niedużym nadkładem (1,3–3,0 m) utworów mineralnych, które miejscami przykryte są w stropie torfami.

Opisywany teren położony jest w obrębie mezoregionu Równiny Garwolińskiej, znajdującego się około 50–60 km na południe od Warszawy (Fig. 1). Głównymi formami geomorfologicznymi są tu wysoczyzny polodowcowe zbudowane z glin zwałowych zlodowacenia Warty (MIS 6) i ich zwietrzelin. Powierzchnia wysoczyzn badanego terenu wznosi się na wysokość 140–160 m n.p.m.

Badane stanowiska znajdują się na północ od Garwolina, w rejonie miejscowości Żabieniec, Michałówka, Puznówka, Struga, Niesadna, Kozłów, Wola Starogrodzka i Parysów. W rejonie tym wcześniej nie stwierdzano występowania stanowisk interglacjalnych. Na podstawie wstępnych badań palinologicznych

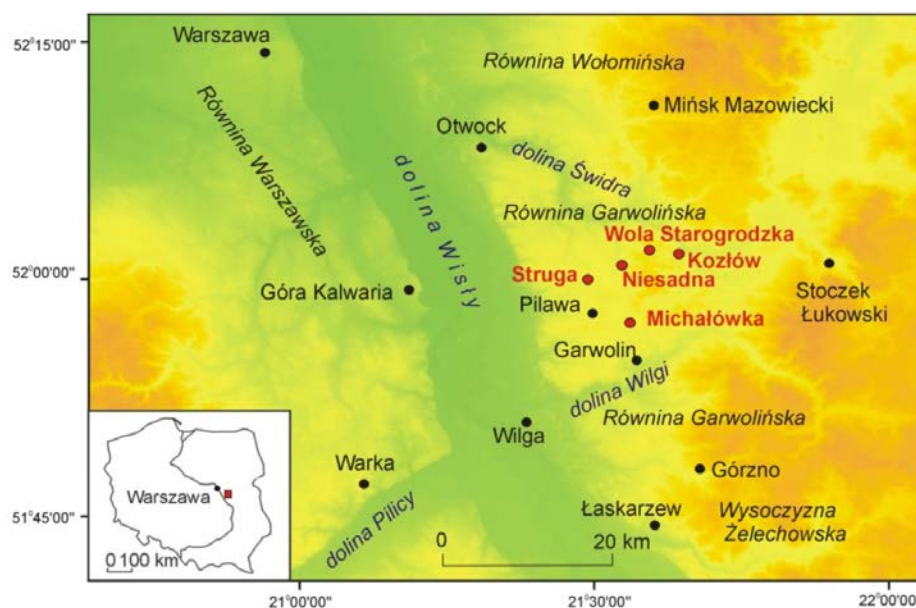


Fig. 1. Lokalizacja stanowisk z osadami interglacjalnymi (oznaczono czerwonym kolorem) na Równinie Garwolińskiej.

osadów biogenicznych z wierceń na stanowiskach Struga, Michałówka, Niesadna, Kozłów i Wola Starogrodzka (Fig. 1) udokumentowano eemski wiek tych utworów. Dalsze prace palinologiczne pozwolą rozstrzygnąć, czy także osady z pozostałych odkrytych paleozbiorników reprezentują interglacjał eemski.

W profilu Struga WH-15 wykonano analizę pyłkową 21 próbek. W uzyskanym diagramie pyłkowym wyróżniono 7 regionalnych poziomów pyłkowych wg Mamakowej (1989): późny glacjał zlodowacenia Warty, E1-E7 interglacjału eemskiego. Diagram ten odzwierciedla rozwój roślinności od schyłku zlodowacenia Warty poprzez okres protokratyczny, mezokratyczny i telokratyczny interglacjału eemskiego.

W profilu Michałówka G-63 wykonano analizę palinologiczną 10 próbek. Uzyskany diagram pyłkowy podzielono na 4 lokalne poziomy pyłkowe, które przyporządkowano regionalnym poziomom zespołów pyłkowych interglacjału eemskiego od E1 do E7, zdefiniowanym przez Mamakową (1989).

W profilu Niesadna G-267 wykonano analizę palinologiczną 5 próbek. Diagram pyłkowy podzielono na 4 lokalne poziomy pyłkowe, które skorelowano z regionalnymi poziomami zespołów pyłkowych interglacjału eemskiego wg Mamakowej (1989), od E1 do E6. Na obecnym etapie prac nie zarejestrowano obecności poziomu E5. Może być to spowodowane dużymi odległościami między próbkami. Dalsze badania palinologiczne pozwolą rozstrzygnąć sprawę kompletności zapisu sukcesji eemskiej na stanowisku Niesadna G-267.

Z profilu Kozłów 1 wykonano analizę palinologiczną 12 próbek pobranych z rdzenia uzyskanego sondą Geoprobe oraz 4 próbki wiercenia wykonanego sondą ręczną (profil Kozłów 497). Diagram pyłkowy z profilu Kozłów 1 podzielono na 4 poziomy pyłkowe odpowiadające regionalnym poziomom E4, E5 i E7 interglacjału eemskiego oraz granicy pomiędzy poziomami EV1 i EV2 wczesnego Vistulianu wg Mamakowej (1989). Analiza palinologiczna 4 próbek z profilu Kozłów 497 wskazuje na eemski wiek spągu badanych osadów. Najstarsza próba odpowiada regionalnemu poziomowi E5 tego interglacjału (Mamakowa 1989), a kolejna – poziomowi E6. Dwie nadległe próbki reprezentują okres subborealny holocenu (SB). Z rdzenia pobranego z wiercenia Kozłów 512, oddalonego ok. 1 km od wiercenia Kozłów 1, wykonano analizę palinologiczną 4 próbek. Uzyskany diagram podzielono na 4 lokalne poziomy pyłkowe, które reprezentują regionalne poziomy E5 i E7 interglacjału eemskiego oraz okres borealny (BO) i subborealny (SB) holocenu.

Dotychczas opracowano palinologicznie trzy profile pyłkowe z Woli Starogrodzkiej (G-70, WH-123 i WH-66). Każdy z nich zawiera zapis zmian środowiska od schyłku zlodowacenia Warty lub od początku interglacjału eemskiego do końca interglacjału lub do początku zlodowacenia Wisły. Zestawienie ze sobą wszystkich uzyskanych profili pyłkowych wskazało, że w badanym zagłębieniu istniały podczas interglacjału eemskiego co najmniej dwa zbiorniki wodne – profile G-70 i WH-123 pochodzą z jeziora zlokalizowanego we wschodniej części badanego zagłębienia, a profil WH-66 z jeziora znajdującego się w jego zachodniej części.

Duża liczba eemskich zbiorników akumulacji biogenicznej znalezionych na Równinie Garwolińskiej świadczy że podczas interglacjału eemskiego istniało w tym rejonie pojezierze. Przewiduje się dalsze kompleksowe badania najbardziej mięjszych profili z Równiny Garwolińskiej.

LITERATURA

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.



PALEOBOTANICZNE BADANIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH NA WAWELU

Dorota NALEPKA, Krystyna WASYLIKOWA

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

W latach 50. XX wieku, w trakcie kompleksowych badań archeologicznych na Wawelu (Fig. 1), w tym rekonstrukcyjnych, ratowniczych i konserwatorskich (wawel.krakow.pl), na zaproszenie dr Andrzeja Żakiego, prowadzącego badania wykopaliskowe, w 1955 roku prof. Władysław Szafer skierował do poboru prób paleobotanicznych mgr Krystynę Wasylikową.

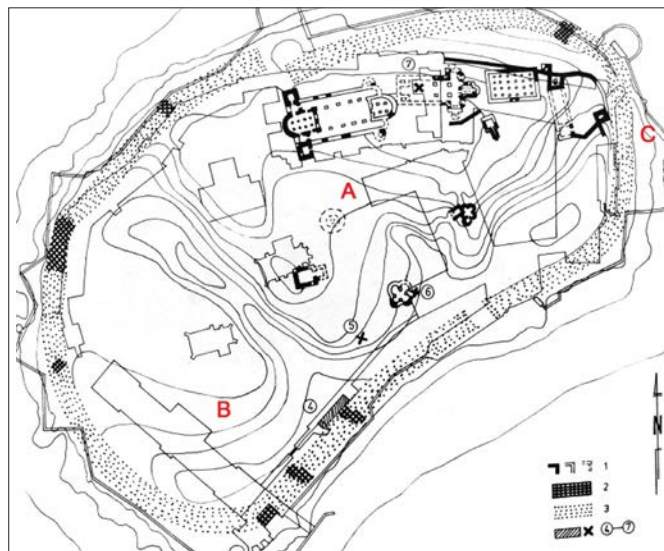


Fig. 1. Plan Wzgórza Wawelskiego ze stanowiskami badanymi paleobotanicznie (Radwański 1975, uzupełnione)
A – rejon X; B – rejon IX, C – Ogrody Królewskie.

Część zebranych materiałów, m.in. z wykopu w rejonie X (Fig. 2) została opracowana pod kątem zawartości szczątków makroskopowych (Wasylikowa 1987a, b). Oznaczone okazy udokumentowano rysunkami zestawionymi na licznych planszach, jedną z nich przedstawia Fig. 3. Analizę palinologiczną wykonała w 1973 roku dr Wanda Koperowa (w: Wasylikowa 1991).



Fig. 2. Wawel. Fragment planu przedstawiającego wykop w rejonie X, z którego pochodzi większość prób paleobotanicznych.



Fig. 3. Reprodukacja jednej z plansz, przedstawiająca ryciny nasion z Wawelu średniowiecznego, wykonane przez inż. Zofię Tomczyńską.



Fig. 4. Wawel. Ogrody królewskie. Odkrywka wykonana w obrębie jednej z kwater, obramowanych ceglany chodnikiem. Pobór prób do badań palinologicznych w 2003 roku (foto A. Walanus).

Na początku XXI wieku, archeolodzy pracujący na Wawelu zwracali się ponownie kilka razy do paleobotaników z prośbą o współpracę w związku z badaniami archeologicznymi prowadzonymi na terenie Wzgórza Wawelskiego. Próbką ziemi z rejonu IX, którą przekazał do badań dr Andrzej Kukliński została opracowana pod kątem zawartości szczątków makroskopowych i pyłku (Wasylikowa i in. 2006). Opracowanie palinologiczne z obszaru górnego tarasu (Fig. 4), gdzie w przeszłości znajdowały się królewskie ogrody wawelskie, zostało zaproponowane w latach 2001 i 2003 przez mgr. inż. Katarzynę Żółciak oraz dr Janusza Firleta. Wyniki zostały opublikowane (Nalepka 2009). W trakcie konferencji po ogrodach królewskich oprowadzać będzie mgr. inż. K. Żółciak.

LITERATURA

- NALEPKA D. 2009. Are sporomorphs collected from the Wawel renaissance Gardens indicative of herbs cultivated by Queen Bona Sforza (1494-1557)? *Acta Palaeobotanica*, 49: 353–364.
- NALEPKA D. 2012. Renesansowe Ogrody Królewskie na Wawelu. Palinologiczne badania ogrodów na górnym tarasie. *Archit. Czas. Tech. Politech. Krak.* 6-A 19, 1712–1723.
- RADWAŃSKI K. 1975. *Kraków przedlokacyjny. Rozwój przestrzenny*. Kraków.
- TRZCIŃSKA-TACIK H., WASYLIKOWA K. 1976. Flora of Cracow in the Early Medieval and Medieval periods. *Folia Quaternaria*, 47: 67–81.
- WASYLIKOWA K. 1991. Roślinność wzgórza wawelskiego we wczesnym i późnym średniowieczu na podstawie badań paleobotanicznych. *Studia do Dziejów Wawelu*, 5: 93–131.
- WASYLIKOWA K. 1978. Early and Late Medieval plant remains from Wawel Hill in Cracow (9–10th to 15th century A.D.). *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft*, 91: 107–120. doi:10.1111/j.1438-8677.1978.tb03637.x
- WASYLIKOWA K. 1978. Plant remains from Early and Late Medieval time found on the Wawel hill in Cracow. *Acta Palaeobotanica*, 29: 115–200.
- WASYLIKOWA K., TOMCZYŃSKA Z., NALEPKA D. 2006. Szczątki roślinne z warstw wczesnośredniowiecznych z rejonu IX na Wawelu. *Acta Archaeologica Waweliana*, 3: 135–143.
- <https://wawel.krakow.pl/pl/druk.php?op=25>



PALEOBOTANICZNE BADANIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH W KRAKOWIE I JEGO REJONIE

Krystyna WASYLIKOWA, Dorota NALEPKA, Aldona MUELLER-BIENIEK, Agnieszka WACNIK

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

Literatura przedmiotu i archiwa obejmują kilkadziesiąt stanowisk wieku wistuliankiego i holocenijskiego, badanych paleobotanicznie w okolicy Krakowa i w samym mieście (Fig. 1). Badania obejmują analizę palinologiczną i analizę makroskopowych szczątków roślinnych w rejonie zawartym pomiędzy najbardziej wysuniętym na zachód stanowiskiem w Cholerzynie (Obidowicz, Madeyska 2001) i starorzeczem Wisły w lesie Grobla (Nalepka 1994) zamykającym badany obszar od strony wschodniej. Badania paleobotaniczne prowadzone zazwyczaj we współpracy z geologami, geografami i archeologami, z reguły prezentują fragmentaryczny zapis charakteru dawnej roślinności i jej zmian w krótkich przedziałach czasowych. Jedynie studia palinologiczne osadów ze stanowisk naturalnych zlokalizowanych w Cholerzynie (Obidowicz, Madeyska 2001), w Krakowie, przy ul. Piastowskiej i przy Rondzie Mogiłskim (Mamakowa 1984, 1970), w Stanisławicach (Nalepka 2003), Podłężu (Dzięgielewski i in. 2013) i Pleszowie (Wasylikowa 1989; Wasylikowa i in. 1985) pozwalają na rekonstrukcję polodowcowej roślinności w przedziałach czasowych obejmujących kilka lub kilkanaście tysięcy lat.

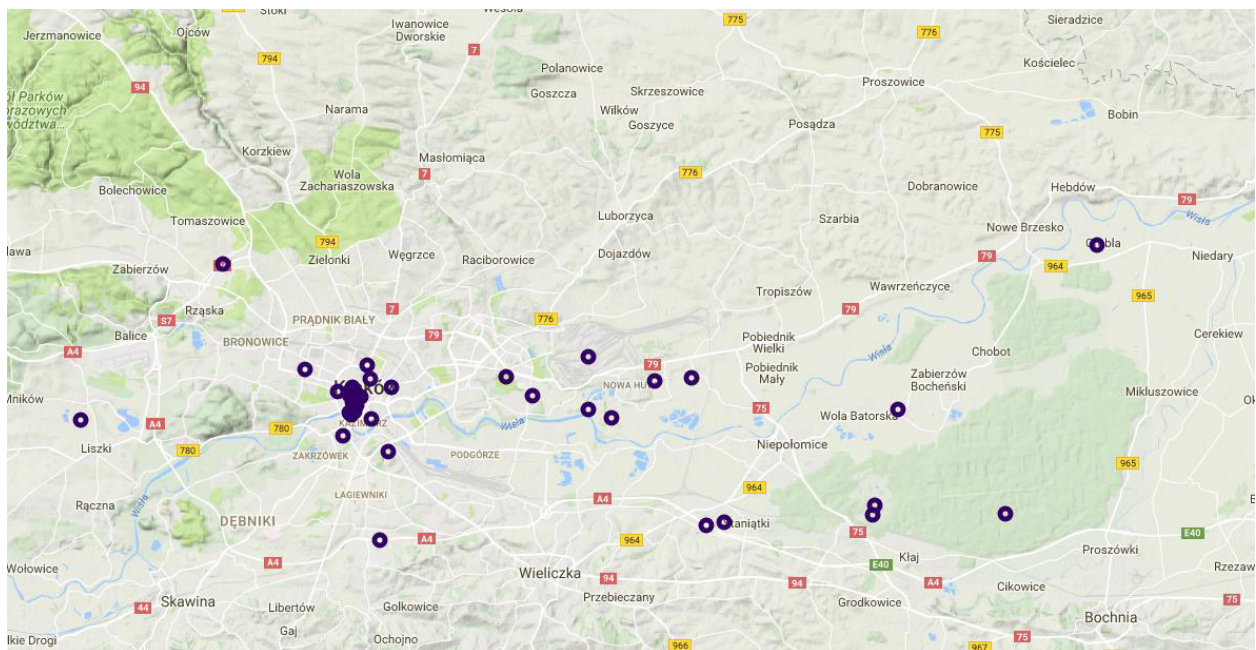


Fig. 1. Czwartorzędowe stanowiska badane paleobotanicznie w Krakowie i okolicy (mapa z Google Earth).

Historię badań paleobotanicznych, prowadzonych w XX wieku, od zachodniego krańca Kotliny Sandomierskiej (od Krakowa po ujście Raby do Wisły), przedstawiają publikacje Nalepki z lat 1994 i 2003 (Nalepka 1994, 2003).

Historię badań archeobotanicznych w nawarstwieniach historycznych, prowadzonych do lat 60. XX wieku, z danymi literaturowymi wszystkich opracowanych stanowisk z terenu Krakowa w obrębie Wawelu, Okołu i Rynku Głównego (Fig. 2), zbiera publikacja Wasylikowa i in. z 2009 roku (Wasylikowa i in. 2009).

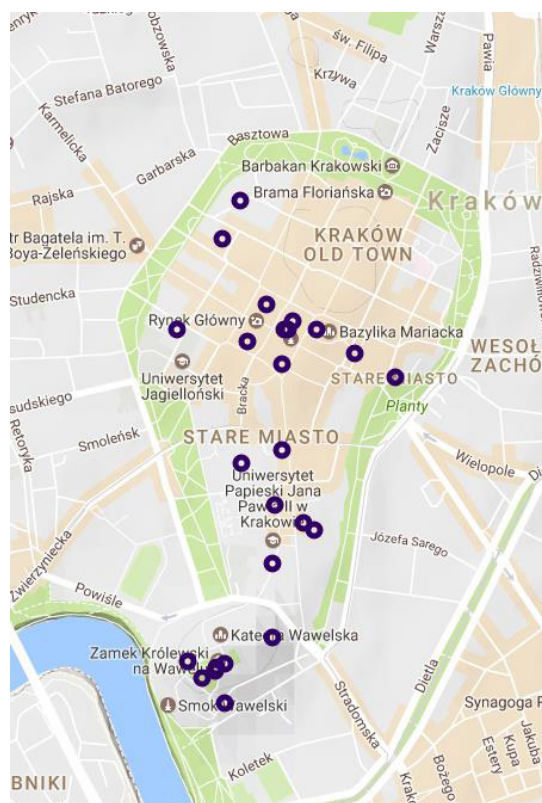


Fig. 2. Czwartorzędowe stanowiska badane paleobotanicznie w obrębie Starego Miasta w Krakowie (mapa z Google Earth).

Wyniki późniejszych badań palinologicznych i archeobotanicznych, które nadal są prowadzone, choć w ograniczonym zakresie, dokumentują m.in. prace: Bieniek i in. (2006), Mueller-Bieniek (2012), (Mueller-Bieniek i in. (2015), Sokołowski i in. (2013, 2008).

Historia badań archeobotanicznych prowadzonych w związku z budową autostrady wokół Krakowa zawarta jest między innymi w tomach *Via Archaeologica* (Lityńska-Zajęc i in. 2015, 2014; Lityńska-Zajęc i in. 2010 niepubl.).

Na podstawie wyników badań przeprowadzonych do lat 70. XX wieku, opracowano florę Krakowa wczesnośredniowiecznego i średniowiecznego (Trzińska-Tacik, Wasylkowa 1976) oraz zinterpretowano wpływ człowieka na roślinność w Krakowie i jego okolicy (Trzińska-Tacik, Wasylkowa 1992).

LITERATURA

- BIENIEK A., WACNIK A., TOMCZYŃSKA Z. 2006. Rośliny z późnośredniowiecznych warstw archeologicznych na Rynku Głównym w Krakowie. Raport z badań prowadzonych w 2004 roku. *Mater. Archeol.*, 36: 201–219.
- DZIĘGIELEWSKI K., NALEPKA D., WALANUS A. 2013. Dry swamp? Researching a peat bog and settlement in Podłęże near Kraków as a contribution to climate reconstruction in the early Subatlantic period. *Archaeol. Pol.*, 49, 2011(2013): 31–36
- LITYŃSKA-ZAJĘC M., TOMCZYŃSKA Z., WASYLIKOWA K., CYWA K., KOZIARSKA A., SKAWIŃSKA-WIESER K. 2010. niepubl. *Pozostałości roślinne ze stanowiska 12 w Szarowie*, Kraków.
- LITYŃSKA-ZAJĘC M., TOMCZYŃSKA Z., WASYLIKOWA K., CYWA K., MADEYSKA E. 2014. Pozostałości roślinne z obiektów neolitycznych na stan. 10, 11 w Targowisku, pow. wielicki. [W:] Zastawny A. (red.), Targowisko, Stan. 10, 11. Osadnictwo z epoki Kamienia. *Via Archaeologica. Źródła z badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce*. Kraków, 611–629.
- LITYŃSKA-ZAJĘC M., WASYLIKOWA K., TOMCZYŃSKA Z., CYWA K., MADEYSKA E. 2015. Wielokulturowe stanowisko w Modlnicy, woj. Małopolskie. Badania archeobotaniczne. [W:] DziegielewsKI K., Dziegielewska M., Szyber A. (red.), Modlnica, Stan. 5. Od późnej epoki brązu po czasy średniowiecza. *Via Archaeologica. Źródła z badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce*. Kraków, 473–485.
- MAMAKOWA K. 1984. Profil palinologiczny osadów starorzeczca przy Rondzie Mogilskim w Krakowie (A palynological profile of palaeochannel's sediments at Rondo Mogilskie in Kraków). [W:] Rutkowski J., Starkel L. (red.), Holocen okolic Krakowa. Materiały Sympozjum. Wydawnictwa AGH, Kraków, 37–39.

- MAMAKOWA K. 1970. Late-Glacial and Early-Holocene vegetation from the territory of Kraków (Poland). *Acta Palaeobotanica*, 11: 3–12.
- MUELLER-BIENIEK A. 2012. *Rośliny w życiu codziennym mieszkańców średniowiecznego Krakowa*. Kraków.
- MUELLER-BIENIEK A., WALANUS A., ZEITZ E. 2015. Cultivated plants in medieval Kraków (Poland), with special reference to amaranth (*Amaranthus lividus* L. cf. var. *lividus*) and ruderal communities. *Acta Palaeobotanica*, 55: 97–114.
- NALEPKA D. 2003. Prehistoric and historic settlement recorded in a terrestrial pollen profile: Boreal to Subatlantic forest succession in a 60 cm thick sediment in Stanisławice (southern Poland). *Acta Palaeobotanica*, 43: 101–112.
- NALEPKA D. 1994. Historia roślinności w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej w czasie ostatnich 15 000 lat. *Wiadomości Bot.* 38: 95–105.
- OBIDOWICZ A., MADEYSKA E. 2001. Wyniki analiz paleobotanicznych stanowiska Cholerzyn. [W:] Kadrow S. (red.), *Via Archaeologica*. Kraków, 65–74.
- SOKOŁOWSKI T., WACNIK A., WARDAS M., PAWLIKOWSKI M., PAZDUR A., MADEJA J., WORONKO B., MADEJ P. 2008. Changes of natural environment in Kraków downtown – its chronology and directions. Case geoarcheological studies of Krupnicza street site. *Geochronometria*, 31: 7–19.
- SOKOŁOWSKI T., WACNIK A., WORONKO B., MADEJA J. 2013. Eemian-weichselian pleniglacial fluvial deposits in southern Poland (an example of the vistula river valley in Kraków). *Geological Quarterly*, 58: 71–84.
- TRZCIŃSKA-TACIK H., WASYLIKOWA K. 1992. Human impact on flora and vegetation in prehistoric times: Neolithic site, Pleszów, and Kraków's Medieval Old Town (S. Poland). [W:] Zarzycki K., Landolt E., Wojcicki J.J. (red.), *Contribution to the knowledge of flora and vegetation of Poland. Proceedings of the 19th International Phytogeographic Excursion (IPE). 1989, through Poland*. Volume 2. *Flora and vegetation of the regions visited during the 19th IPE. Present and former state*. Veröff. Geobot. Inst. ETH, Stift. Rübel, Zürich 107, 44–48.
- TRZCIŃSKA-TACIK H., WASYLIKOWA K. 1976. Flora of Cracow in the Early Medieval and Medieval periods. *Folia Quaternaria*, 47: 67–81.
- WASYLIKOWA K. 1989. Paleoecological characteristics of settlement periods of the linear pottery and Lengyel cultures at Cracow-Nowa Huta (on the basis of the plant material). *Przegląd Archeologiczny*, 36: 57–87.
- WASYLIKOWA K., STARKEL L., NIEDZIAŁKOWSKA E., SKIBA S., STWORZEWICZ E. 1985. Environmental changes in the Vistula valley at Pleszów caused by neolithic man. *Przegląd Archeologiczny*, 33: 19–55.
- WASYLIKOWA K., WACNIK A., MUELLER-BIENIEK A. 2009. Badania archeobotaniczne w nawarstwieniach historycznych z terenu Krakowa: metodyka – stan badań – perspektywy. Archaeobotanical studies within historical sequence layers from Krakow area: methods – state of investigations – prospects. *Geologia*, 35: 89–101.



ŚRODOWISKOWE UWARUNKOWANIA ROZWOJU ROŚLINNOŚCI KRAKOWA I OKOLIC

Tadeusz SOKOŁOWSKI¹, Marta WARDAS-LASOŃ²

¹ Katedra Analiz Środowiskowych, Kartografii i Geologii Gospodarczej, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: tsokol@geol.agh.edu.pl

² Katedra Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

W tekście przedstawiamy zarys budowy geologicznej oraz rzeźby miasta i jego okolic, ale terytorialnie i tematycznie zawężamy treść do obszaru, na którym znajdują się prezentowane stanowiska i te w części referatowej, i podczas sesji terenowej. Wykorzystaliśmy w tym celu zarówno własne badania, jak i dawniejszą literaturę, której spis podajemy na końcu tekstu. Jest on z oczywistych względów bardzo ograniczony i uwzględnia zwykle najnowsze pozycje zawierające pełną bibliografię i dyskusję różnych poglądów, nie podajemy natomiast cytowań w tekście pracy.

GŁÓWNE JEDNOSTKI FIZJOGRAFICZNE – RZEŻBA I BUDOWA

Rzeźbę obszaru miasta i jego okolic determinowały w znacznym stopniu czynniki strukturalne – odporność i tektonika skał starszych od czwartorzędu. Kształtowanie głównych morfostruktur zachodziło w kilku etapach, z których najważniejsze zamykają się w ramach czasowych: późna kreda-późny miocen. W znacznym stopniu czynnikiem strukturalnym podporządkowany był charakter i przebieg procesów geomorficznych po ostatnim etapie ruchów tektonicznych, a więc podczas późnego kenozoiku (pliocen-czwartorzęd).

Profil stratygraficzny utworów odsłaniających się na powierzchni terenu rozpoczynają osady górnego paleozoiku (dewon, karbon). Przykrywają je utwory mezozoiczne i kenozoiczne. Największą rolę w procesach rzeźbotwórczych odegrały jedne z najbardziej odpornych na procesy denudacji: w części zachodniej wapień i częściowo dolomity środkowego triasu, a na pozostałym obszarze przede wszystkim wapień górnej jury. O ile większa część skał paleozoicznych formuje wyraźne fałdy, to najmłodsze z nich, permskie, wraz z mezozoicznymi są nieznacznie nachylone ku północnemu wschodowi tworząc tzw. monoklinę śląsko-krakowską. Kenozoiczne leżą zwykle poziomo. Większe znaczenie miały jednak nieciągłości – różnowiekowe uskoki, zaburzające utwory starsze od pliocenu i tworzące sieć bloków tektonicznych – wypiętrzone zręby i obniżone rowy. Na tych pierwszych rozwijały się różnej wielkości wzniesienia - wzgórza, garby czy płaskowyże, doliny zaś nawiązują zwykle do przebiegu rowów tektonicznych lub uskoków, czy nawet większych spękań.

Spośród w przybliżeniu równoleżnikowo ułożonych jednostek morfostrukturalnych najbardziej ku północy wysunięta jest wyniesiona tektonicznie Wyżyna Śląsko-Krakowska, w skład której wchodzi makroregiony Wyżyn Śląskiej, Krakowskiej i Miechowskiej (Fig. 1). Rozciągające się od południa obniżenie tektoniczne zajmują w części zachodniej Kotlina Oświęcimska, a we wschodniej Kotlina Sandomierska. Rozdzielają je wzgórza Bramy Krakowskiej należące do Wyżyny Krakowskiej.

W południowej części Wyżyny Śląskiej (stanowisko Jęzor) głównymi elementami rzeźby strukturalnej są zrębowe wzgórza zbudowane głównie ze skał paleozoicznych, czasem przykrytych mezozoicznymi, rozdzielone dolinami wykorzystującymi rowy tektoniczne wypełnione osadami miocenu. Na obniżonym erozyjnie stropie tych ostatnich leżą osady czwartorzędowe, w tym piaski wodnolodowcowe ze zlodowacenia odry i młodsze fluwialne. Podczas późnego glacjału wisły miejscami w ich stropie utworzyły się wydmy. W towarzyszących im obniżeniach deflacyjnych powstawały mokradła. Czynny do niedawna obszar lotnych piasków wchodził w skład Pustyni Starczynowskiej, będącej najbardziej ku południowemu zachodowi wysuniętym fragmentem antropogenicznej Dużej Pustyni Błędowskiej.



Fig. 1. Położenie ważniejszych stanowisk na tle podziału geomorfologicznego okolic Krakowa (na podstawie Gilewskiej, 1972 – uproszczone).

W zasięgu położonej bardziej ku wschodowi Wyżyny Krakowskiej występuje kilka jednostek niższego rzędu. Poczynając od północy są nimi Płaskowzgórze Częstochowskie, najwyższy (502 m n.p.m.) Płaskowyż Ojcowski, Rów Krzeszowicki, Garb Tenczyński oraz Brama Krakowska. Wzniesienia zbudowane są ze zróżnicowanych facjalnie wapieni górnej jury, które miejscami przykryte są płatami osadów kredy (głównie margle i opoki, czasem wapienie piaszczyste i piaski), i niekiedy glinami, łąkami i piaskami paleogenu (tzw. oligo-miocen). Identyczną budową odznaczają się wzgórza Bramy Krakowskiej – m. in. Wawel, Sowiniec i Sikornik, Pagóry Tynieckie, Wzgórze Lasoty (Fig. 2). Część niższych wzgórz w krakowskim Starym Mieście pogrzebana jest pod osadami czwartorzędu (Fig. 3, 4). Wszystkie wzniesienia Wyżyny Krakowskiej objęło krasowienie prowadzące do utworzenia wielu zagłębień, lejów, a przede wszystkim jaskiń, w tym Jaskini Stajni i Smoczej Jamy na Wawelu. Skutkiem krasowienia, ale też tektoniki i grawitacyjnych ruchów masowych są tak charakterystyczne dla krajobrazu Wyżyny Krakowskiej skałki, zbudowane z najbardziej odpornych wapieni skalistych, jednej z odmian facjalnych wapieni górnej jury.

Pomiędzy wzgórzami Bramy Krakowskiej, wąskimi miejscami na 400 metrów, przełomem płynie Wisła. W jej zasięgu występuje kilka poziomów teras rzecznych. Osady niektórych z nich (Piekary, ulica Księcia Józefa) zawierają poziomy interstadialnych i interglacialnych (eemskich) gleb kopalnych oraz artefakty ze środkowego i górnego paleolitu. Okrywają je lessy górne młodsze. Fragment poziomu w Ściejowicach, wznoszącego się około 20 metrów ponad koryto Wisły, budują zalegające na łąkach mioceńskich piaski przykryte mułkami z wkładkami torfu i mułki torfiaste powstałe w okresie zimnym, bezleśnym, niewykluczone, że z zaniżonymi datami 38.3 ± 3.6 ka BP, 24.2 ± 0.6 ka BP oraz 23.0 ± 0.6 ka BP. Osady te okrywa less górny młodszy (Fig. 5).

Pomiędzy Sowińcem a Garbem Tenczyńskim występuje Obniżenie Cholerzyńskie (Fig. 2) wykorzystywane niegdyś przez Wisłę. Niższy człon wypełniających go osadów stanowią piaski ze żwirami. W Kryspinowie nadbudowują je młodsze, mułkowo-łaste z poziomem torfów (Fig. 2, 5). Obecne w tych ostatnich ziarna pyłku wskazują generalnie na roślinność stepo-tundry (dominacja Poaceae i Cyperaceae) i w optymalnych warunkach tundry z rzadkimi krzewami (m.in. *Betula nana*, *Salix t. galuca*, *Juniperus*), pojedynczymi drzewami (*Betula t. alba*, *Pinus cembra*); czasem rosły *Larix*, *Populus* i *Ephedra*. Wiek 32.4 ± 1.1 ka BP jest być może zaniżony, a osady te, wedle wcześniejszej interpretacji, reprezentują prawdopodobnie zimną oscylację pomiędzy interstadialami Hengelo i Denekamp, bądź nawet starszą ze środkowego vistulianu, a wedle nowszej Denekamp. Kilkaset metrów ku północy, na powierzchni terasy rozwinęło się niskie torfowisko

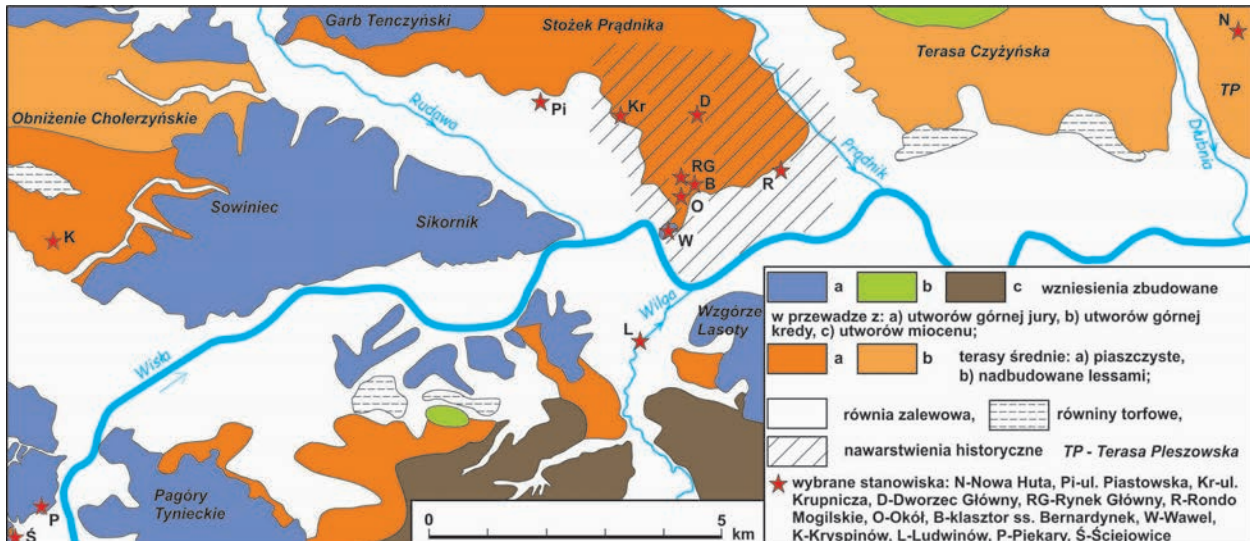


Fig. 2. Rzeźby i najważniejsze stanowiska flor plejstoceńskich i częściowo holocenijskich w okolicach Krakowa (rzeźba głównie na podstawie Rutkowskiego, 1993b oraz Tyczyńskiej, 1968 - zmienione, uproszczone).

(Fig. 2) głównie turzycowo-mszyste, a we fragmentach turzycowo-trzcinowe i mszyste z warstewkami gytyi detrytusowej i wapiennej, a w spągu z torfem drzewnym olchowym. W stropie torf ulega murszeniu (Lipka 1989). Początek powstawania torfu przypadła na 8.26 ± 0.06 ka BP i początkowo tworzył się przy umiarkowanym zawodnieniu, później trwałym z okresowym, intensywnym przepływem wód źródłkowych.

Na powierzchni wyższego stopnia równi zalewowej występują paleomeandry odcinane w różnych okresach holocenu. Zawiera on natomiast starsze osady, co potwierdziły badania kilku profilów

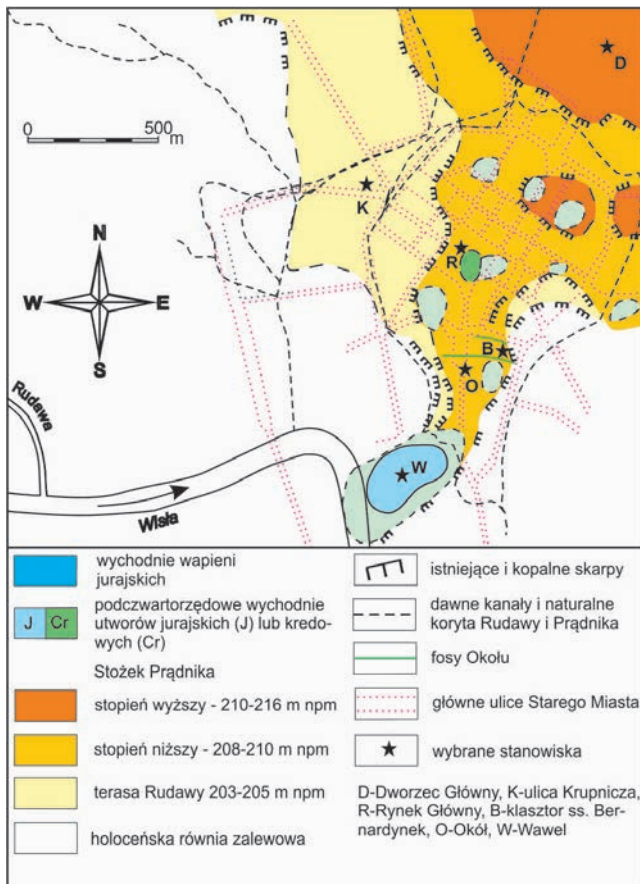


Fig. 3. Rzeźba krakowskiego Starego Miasta i położenia ważniejszych stanowisk (na podstawie Setmajera, 1973 - zmienione, uproszczone).

w Ludwinowie, dawnej wsi, potem dzielnicy Krakowa. W jednym z nich, badanym jeszcze z początku XX wieku (Żmuda 2014), występowały osady biogeniczne z torfami mszystymi reprezentujące w spągu florę o charakterze arktyczno-karpackim, przechodzącą we florę modrzewiowo-limbową postglacjalnej tundry, a w najwyższej części we florę leśną z przewagą jodły, buka i leszczyny. Zwłaszcza flora z części dolnej, jest zbliżona do znalezionej znacznie później w innym stanowisku torfów mszystych z florą chłodną, bezleśną. Jeszcze inna wkładka biogeniczna zawierała znaczny udział roślin zielnych, z dużą ilością pyłków modrzewia, jałowca i bylic. Zawierała też ziarna pyłku *Pinus haploxylo*n i *Betula nana* wskazujących na środowisko chłodnego, subarktycznego lasu lub lasotundry. Z torfów z florą chłodną z kolejnej wkładki uzyskano otwarte daty: >35.5 , >42.5 , oraz >43 ka BP (Fig. 2, 5). Natomiast w jednym z paleokoryt w Ludwinowie występowały torfy i mułki. Strop torfów zawierał florę leśną z małym udziałem roślin zielnych. Z drzew najczęściej występowały olsza i lipa i krzewy leszczyny. Ślad człowieka był nikły. Z pnia jesionu ze spągu torfów uzyskano datę 6.56 ± 0.08 ka BP.

W Kotlinie Sandomierskiej dolina Wisły rozszerza się. W jej północnej części ciągnie się

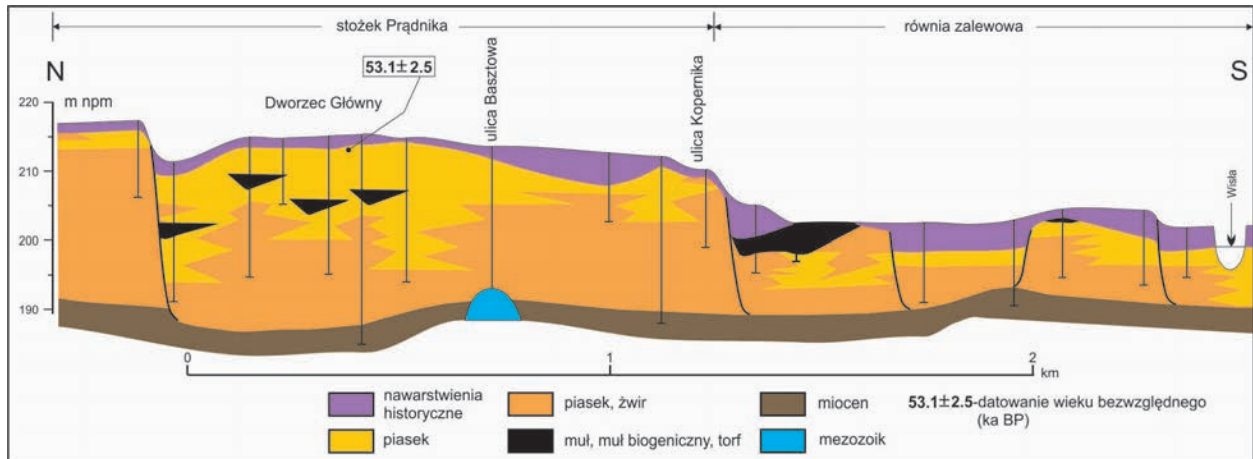


Fig. 4. Przekrój geologiczny przez fragment Stożka Prądnika i równi zalewowej Wisły (wg Sokołowski et al. 2014, zmienione)

zróznicowany wysokościowo pas teras rozcięty dopływami Wisły i przez to tworzący trzy płyty; poczynając od zachodu Stożek Prądnika, Terasa Czyżyńska i Terasa Pleszowska (Fig. 2). Dwie ostatnie przykrywają lessy. Wyższy poziom Stożka Prądnika ciągnie się od północnej części miasta po okolice Dworca Głównego PKP, Kleparza i ulicy Lubicz. Niższy sięga dość daleko ku południowi aż po Wawel (Fig. 2, 3). W centrum miasta, po jego zachodniej stronie (m. in ulice Karmelicka i Krupnicza) występuje jeszcze niższy poziom powiązany z kolejnym dopływem – Rudawą (Fig. 3).

Strop podłoża osadów czwartorzędowych jest na terenie miasta urozmaicony i tworzą go głównie łył miocenu, a miejscami wznoszące się nieco wyżej wapnienie górnej jury i rzadziej margle górnej kredy (m. in. Skalka, ulica Grodzka, Rynek Główny, przy ul. Basztowej teren Urzędu Wojewódzkiego). Powyżej występują piaski, miejscami ze żwirami z wkładkami mułków i niekiedy torfów o średniej miąższości kilkunastu metrów. Analiza pyłkowa trzech poziomów torfów występujących w górnym odcinku profilu tych osadów z pobliza Dworca Głównego PKP) wykazała dominację borealnych lasów iglastych z przewagą sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*) i nieliczną domieszką modrzewia (*Larix*), limby (*Pinus cembra*), świerka (*Picea*), brzozy (*Betula*) i topoli (*Populus*), a okresowo zbiorowisk o charakterze lasotundry, co pozwala powiązać akumulację torfów z interglacją eemskim i wczesnym vistulianem. W połączeniu z datowaniem OSL osadów detrytycznych tworzących tutaj strop (53.1 ± 2.5 ka BP), wiek górnej części utworów budujących stożek Prądnika powiązano z okresem późna część interglacji eemskiego-wczesny pleniglacjał zlodowacenia wisły. Wydaje się więc, że niższy poziom stożka Prądnika, ciągnący się po Wawel można powiązać z interpleniglacją i późnym pleniglacją, zaś najniższy stożek Rudawy z późnym glacją ostatniego zlodowacenia. Na wschód od miasta (Nowa Huta) osady piaszczyste są nadbudowane lessami górnymi młodszymi. Podścielające je osady biogeniczne wskazują na warunki bezleśnej wilgotnej tundry i zbiorowisk turzycowo-trawiastych, ze znacznym udziałem brzozy karłowatej (*Betula nana*) i krzewiastej wierzby (*Salix*), a także widliczki (*Selaginella selaginoides*). Górna część profilu wskazuje na kontynentalizację klimatu, przejawiającą się zwiększaniem udziałów roślin zielnych, w tym *Artemisia*, *Helianthemum* t. *nummularium*, czy *Plantago media*. Datowania, poczynając od górnej części tych osadów wskazały wiek 27.745 ± 0.3 ka BP, 18.46 ± 0.25 ka BP i 20.56 ± 0.735 ka BP. Dwie ostatnie daty najprawdopodobniej są odmłodzone (Fig. 4, 5).

Dwustopniową równię zalewową budują również osady piaszczysto-żwirowe okryte madami, przy czym przebieg niższego stopnia, ze względu na przekształcenia antropogeniczne, na obszarze miasta jest nie do odtworzenia. Udostępnione pracami budowlanymi osady biogeniczne niskiego torfowiska w dolinie dolnej Rudawy oraz wypełniające paleokoryto przy Rondzie Mogiłskim wskazują, że ich akumulacja rozpoczęła się w młodszym dryasie, za czym przemawia roślinność tundry parkowej z płatami lasów sosnowych z domieszką modrzewia i limby. Występują też zarośla wierzbowe, a nawet łągi wierzbowo-topolowe z olszą. Średnia temperatura lipca wynosiła wtedy co najmniej 13°C . W okresie preborealnym zwiększa się powierzchnia lasów sosnowych. Wzrasta też o około 3°C średnia temperatura lipca, na co wskazuje obecność *Cladium mariscus*. Granica z okresem borealnym jest trudna do wyznaczenia i można ją przyjąć na początku ciągłej krzywej wiązu. Poza tym data z torfu bezpośrednio poniżej początku tej krzywej wskazuje na schyłek okresu preborealnego – 9.39 ± 0.18 ka BP (Fig. 4, 5). Z początkiem okresu atlantyckiego rozwój torfowiska przy Rondzie Mogiłskim został przerwany (Mamakowa 1970).

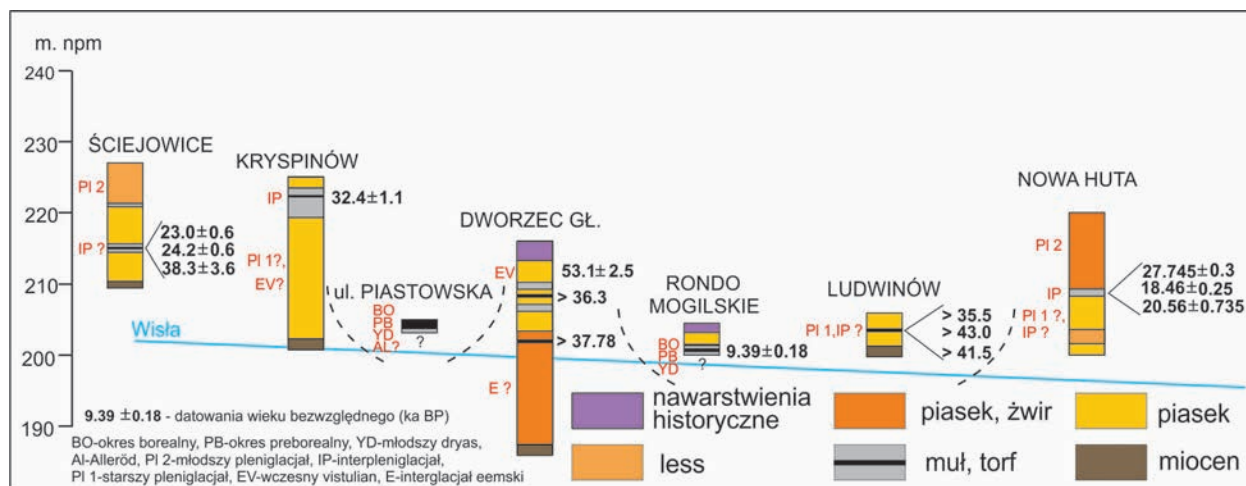


Fig. 5. Uprozczone profile niektórych stanowisk paleobotanicznych Krakowa i jego okolic (na podstawie: Mamakowa 1970; Mamakowa & Środoń 1977; Sokołowski & Wasylikiowa 1984; Mamakowa & Rutkowski 1989a, b; Sokołowski et al. 2014).

W ciągu ostatnich kilkuset lat zmianom ulegała też sieć rzeczna. Poniżej Wawelu Wisła tworzyła dwie odnogi: jedną o przebiegu zbliżonym do obecnego, drugą wzdłuż dzisiejszej ulicy Józefa Dietla, co ilustrują m. in. dawne mapy topograficzne.

Część wód Rudawy i Prądnika sprowadzono systemem naturalnych koryt oraz sztucznych kanałów (Młynówka Królewska) do fosy opasującej miejskie mury. Wody te wykorzystywano też jako pitne oraz przemysłowe do napędu młynów. Na równi zalewowej istniały stawy i mokradła, generalnie leżące w pobliżu krawędzi stożka Prądnika. Ich pozostałością są grunty organiczne, w tym torfy. W stosunku do obszaru całego miasta stanowią kilka procent jego powierzchni.

Rzeźba obszaru Krakowa determinowała rozwój osadnictwa. Począwszy od wczesnego średniowiecza wykorzystywało ono zwykle większe, wyżej położone formy – wapienne wzgórza oraz terasy nadzalewowe, zwłaszcza stożek Prądnika. W miarę rozrastania się osad mniejsze formy (np. koryta rzek, starorzecza, układ łąk i wysp rzecznych, obszary podmokłe) zaczęły mieć wpływ na lokalizację obiektów o charakterze rzemieślniczym (młyny, topnie, garbarnie itp.), pojedynczych domów, albo zagrod, wpływały też na przebieg dróg czy ulic. Nieodłącznie zaś z osadnictwem związane są nasypy. Zwartym płatem występują w obrębie Starego Miasta, a także dawnego miasta – Kazimierza, położonego pomiędzy stożkiem Prądnika o Wisłą, dziś włączonego do miasta Krakowa (Fig. 2).

NAWARSTWIENIA HISTORYCZNE

Analiza nawarstwień obejmuje interdyscyplinarne badania geologiczne, hydrochemiczne, geochemiczne i archeologiczne prowadzone w celu rozpoznania przekształceń składu fazowego, właściwości fizykochemicznych oraz struktury tego typu utworów, a przez to genezy gruntów. Zbadano ponad 20 stanowisk na Starym Mieście (Fig. 6) wykorzystując profile wykopów oraz otworów wiertniczych. W przypadku tych ostatnich, dla zminimalizowania deformacji materiału pozyskiwanego z nawarstwień, od kilku lat stosowano małośrednicowe wiercenia rdzeniowe. Analizowano też chemizm wód gruntowych, których ujęcia (studnie) oraz otwory pomiarowe (piezometry) również zaznaczono na Fig. 6. Cel tych badań to określenie oddziaływania nawarstwień na stopień skażenia wód.

Należy dodać, że w stropie nawarstwień historycznych, terenów od lat zabudowanych, ponownie wytworzyła się gleba miejska, o słabo wykształconych profilach, gdyż „...nawet w miejscach powstających trawników czy parków naturalne warstwy glebowe ulegają przemieszczeniu bądź nawet usunięciu czy wymianie dla potrzeb stworzenia najdogodniejszych warunków dla rozwoju elementów struktury ogrodowej...” (Pawlata, 2007). W miastach procesy depozycyjne i postdepozycyjne przebiegały w sposób odmienny w różnych strefach, jak choćby izolowanych czy wystawionych na warunki atmosferyczne. Teren często wyrównywano, co skutkowało niekiedy likwidacją poziomów użytkowych. Nie należy zapominać, że zanieczyszczone depozyty w sposób zupełnie przypadkowy mogły zostać przemieszczone w rejony niezwiązane z ich przekształcaniem. Wówczas wtórne procesy reemisji mogą zaburzać odtwarzanie procesów depozycji.

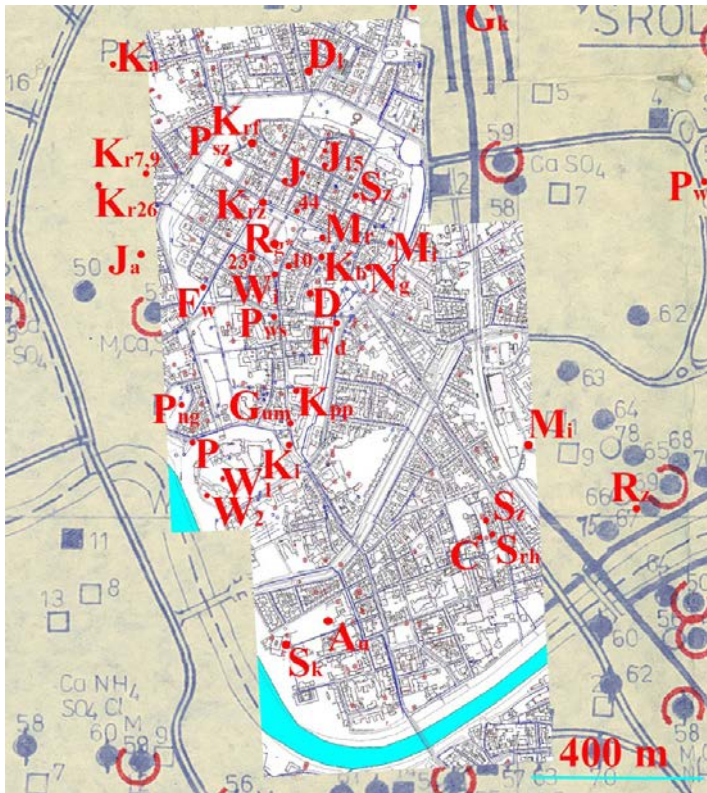


Fig. 6. Lokalizacja miejsc (symbol literowy z indeksem) prowadzenia interdyscyplinarnych badań warunków gruntowo-wodnych podłoża Starego Miasta przedstawiona na współczesnej i historycznej mapie MPWiK w Krakowie (materiały niepublikowane).

Przykładowy obraz nawarstwień historycznych ukazuje otwór wiertniczy P4 na placu za kłauzurą na terenie klasztoru ss. Bernardynek (Fig. 6 – symbol F_w , 7, i 8), jako jeden z, kilkudziesięciu, które tu wykonano. Stopień antropogeniczności gruntów i ich zmienność są tak znaczne, że określenie genezy wyłącznie na podstawie badań gruntoznawczych i geochemicznych jest mało precyzyjne. Dopiero w syntetycznej ocenie archeologiczno-architektonicznej takie cechy jak wilgotność, konsystencja, czy zagęszczenie, a zwłaszcza stan zanieczyszczenia mogą stać się wskaźnikowe w genetycznej charakterystyce warstw. Zakwalifikowanie depozytu lub warstwy do rodzaju gruntu antropogenicznego pozwala, ze względu na jego jakość czy właściwości fizykochemiczne, traktować przekształcenie za swoisty artefakt. Podobnie rzecz ma się w przypadku ekofaktów, za jakie przykładowo uważa się osady związane z zalewami powodziowymi.

W większości przypadków grunty wykazują odczyn lekko alkaliczny, nie stwierdzono warunków beztlenowych, co oznacza, że są one stosunkowo łatwo przepuszczalne. Obserwacje za pomocą wziernikowania światłowodowego potwierdziły obecność pustek, co wynika ze znacznego udziału faz antropogenicznych, w tym wielkogabarytowych elementów pozostałości architektonicznych oraz słabego zagęszczenia warstw.

Otworami wiertniczymi uzyskano w sumie kilkadziesiąt metrów profili głębokościowych gruntów, wśród których całe reprezentowane przez osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe stożka Prądnika nawiercono na znacznie zróżnicowanych głębokościach tj. od 4,2 do 11,50 m, co jest najprawdopodobniej skutkiem prowadzonych w przeszłości wykopów. Interesujące i być może rozstrzygające genezę deniwelacji byłyby badania paleobotaniczne. Próbkę w dużej ilości zabezpieczono w workach foliowych i są przechowywane w niskiej temperaturze i bez dostępu światła. Korelacja wyników oznaczeń składu pierwiastkowego warstw gruntów i dowody obecności biowskaźników mogą określić czy środowisko

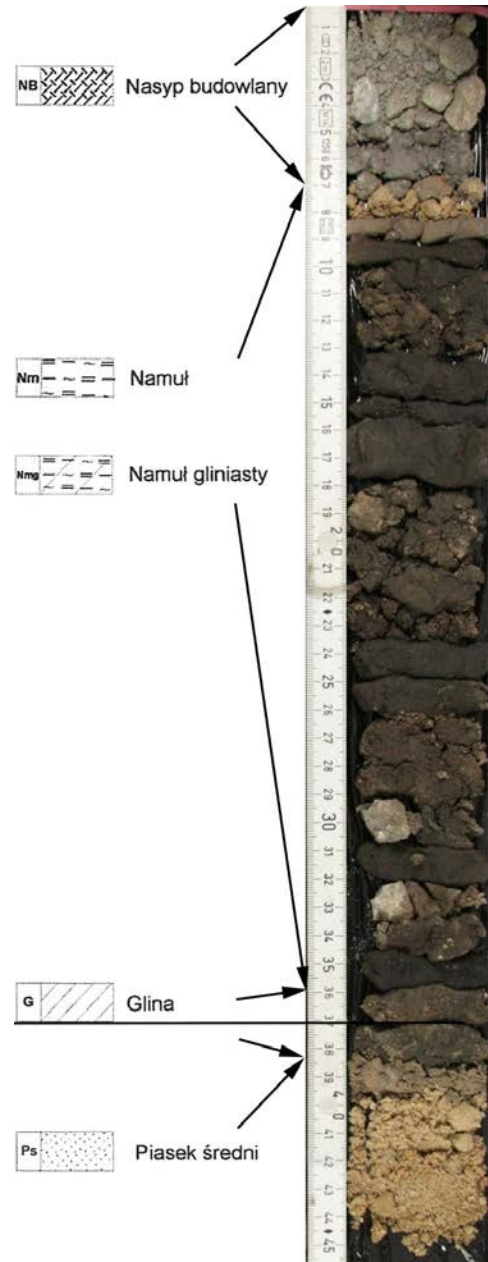


Fig. 7. Rodzaj gruntów w nawarstwień historycznych w podłożu terenu placu za kłauzurą w otworze badawczym P4I.

depozycji mułków odpowiadało wodom czystym czy przenażonym, czy mogły mieć kontakt z Wisłą, czy raczej jest to zbiornik wód stojących.

Nad calcem często występują piaski odróżniające się barwą szarozółtą lub ciemnoszarą, wykazujące obecność zanieczyszczeń, przejawiającą się podwyższonymi wartościami wskaźników fizykochemicznych, głównie zasolenia. Takie cechy warstw calcowych obserwowane są tam, gdzie wyżej występują mułki. Być może z tego względu powierzchniowa warstwa calca mogła zostać zanieczyszczona wskutek penetracji roztworów wodnych zawierających rozpuszczoną substancję organiczną i drobno zdyspergowaną zawieszinę barwiącą osady na kolor szary.

Dwie generacje osadów mułkowych to cecha charakterystyczna dla całego terenu należącego do klasztoru Bernardynek. W południowej jego części stwierdza się tego rodzaju warstwy, leżące na głębokości ok. 2 m lub nieco mniejszej, o miąższości od kilkudziesięciu cm do czasem nieco powyżej metra. Druga generacja osadów mułkowych zalega na głębokości rzędu 3 do 5 m i osiąga przeważnie większe miąższości, zwykle ponad 1 m. Jedne i drugie reprezentowane są przez szaroczarne średnio spoiste utwory mułkowe, mocno uwodnione, w dwóch przypadkach nawet płynne. W kilku otworach dało się zaobserwować skutki działań, których celem było prawdopodobnie osuszenie, stabilizacja gruntu lub wykorzystanie podmokłości jako śmietników. Z analiz archeologicznych i obserwacji makroskopowych wynika, że obecne w nich są fragmenty skór oraz artefakty ceramiczne i metalowe, przez co nazwane zostały mierzwą. W osadach obecne są zanieczyszczenia metaliczne, oznaczone jako ołów i miedź (badania są kontynuowane).

W otworach często stwierdza się pomiędzy warstwami osadów wodnych kilka wkładek zasypów gruzowych lub fragmentów muru. Ta sytuacja ułatwia wodzie penetrację w obrębie mułków i ich naprzemienne uwadnianie oraz rozluźnianie. W otworach stwierdzono także wyraźne rozluźnienie warstw, a nawet miejscami kawerny 35 cm, w których po pewnym czasie od nawiercenia otworu obserwowany jest świeży napływ uwodnionych mułków. Kolejne otwory wykonane w sąsiedztwie klasztoru od strony Plant, wsparte pomiarami geofizycznymi, pozwoliły na jeszcze dokładniejsze rozpoznanie podłoża. Pozwoliło to lepiej określić przyczyny jego niestateczności, a także ustalić „źródła” dostawy zanieczyszczeń w rejonie wschodniej strefy połączeń hydraulicznych średniowiecznych fos starego Krakowa.

Oczywiście poza rolę w archeologii, ocenie stanu środowiska itp. nawarstwienia są bardzo ważnym źródłem pozyskiwania materiału botanicznego umożliwiającego śledzenie w różnych aspektach wykorzystanie roślin uprawnych, użytkowych i ich znaczenie w życiu ówczesnych mieszkańców. Wydaje się przy

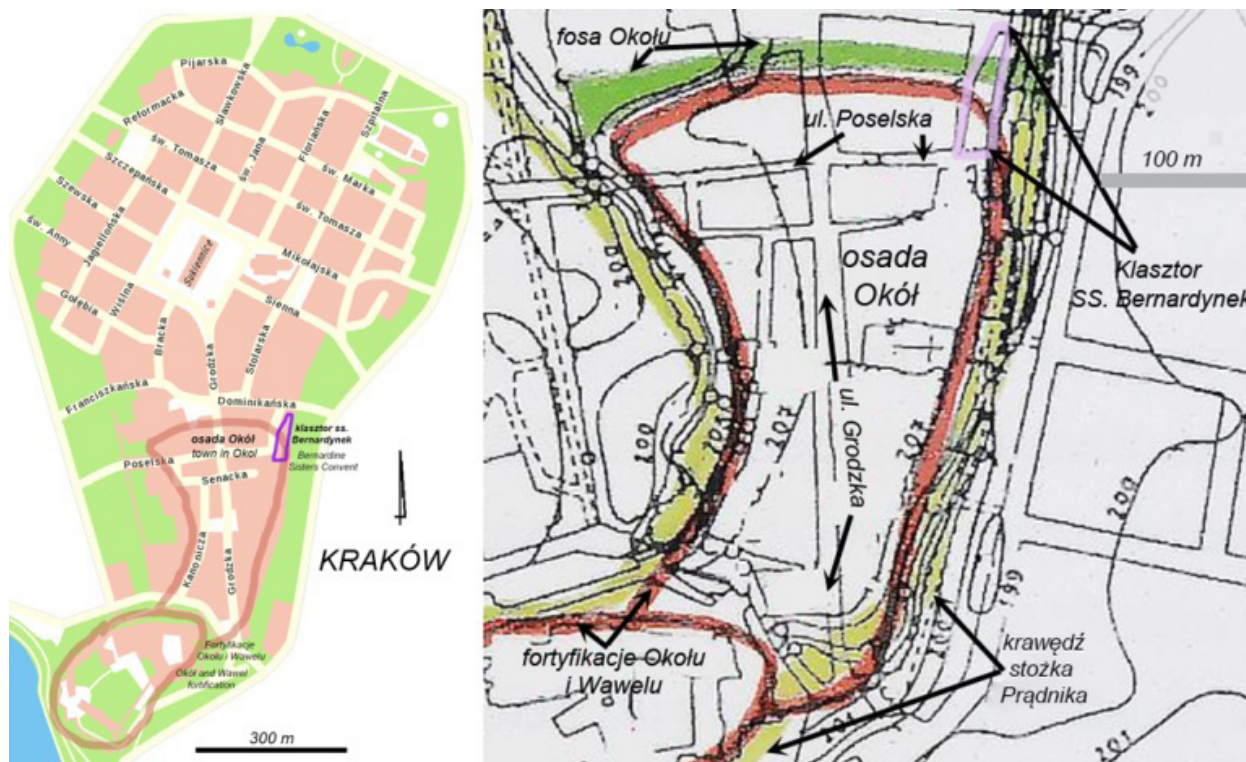


Fig. 8. Uwarunkowania geosrodowiskowe i ich wpływ na rodzaj gruntów w nawarstwieńiach historycznych w podłożu klasztoru Bernardynek w Krakowie.

tym, że na wyniki badań archeobotanicznych wpływ może mieć nie tylko charakter samej roślinności, zdarzenia historyczne (np. pożary), lecz także zasygnalizowany w tym tekście chemizm otoczenia.

LITERATURA (WYBRANE POZYCJE)

- BAKOWSKI K. 1902. Dawne kierunki rzek pod Krakowem. *Rocznik Krakowski*, 5: 138–172.
- FIRLET J. & PIANOWSKI Z. Wawel do roku 1300. [W:] Wyrozumski J. (red.) *Kraków. Nowe studia nad rozwojem miasta, Biblioteka Krakowska*, 150; 45–66.
- GILEWSKA S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. [W:] *Klimaszewski, M. Geomorfologia Polski*, 1: 232–339.
- KASPRZAK A., MOTYKA J., WARDAS-LASOŃ M. 2016. Znaczenie badań archeologicznych dla prawidłowej interpretacji składu chemicznego wód podziemnych na przykładzie starego Krakowa [W:] M. Wardas-Lasoń (red.), *Nawarstwienia historyczne miast Europy Środkowej, Wydawnictwa AGH*, Kraków: 625–636.
- KMIETOWICZ-DRATHOWA I. 1967. Naturalne warunki wodne Krakowa (po zdjęciu nasypów). *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych Polskiej Akademii Nauk, Oddział w Krakowie*, 620–622.
- KMIETOWICZ-DRATHOWA I. 1972. Przegląd dotychczasowych rekonstrukcji topografii Krakowa w świetle geologii. *Materiały Archeologiczne*, 13: 41–56.
- KMIETOWICZ-DRATHOWA I. 1974. Wstępna rekonstrukcja naturalnej topografii centrum Krakowa. *Materiały Archeologiczne*, 15: 151–159.
- KMIETOWICZ-DRATHOWA I. 1975. Nowe dane o terasach Wisły i Rudawy w centrum Krakowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych Polskiej Akademii Nauk, Oddział w Krakowie*, 19(1): 396–397.
- KONIECZNA W., MASTALERZÓWNA M., ŚWIECHOWSKA H. & WOJNARZÓWNA J. 1938. Studia nad przedmieściami Krakowa. *Biblioteka Krakowska*, 94.
- KOZŁOWSKI J. K. & SOBczyk K. 1987. The Upper Palaeolithic site Kraów-Spadzista street C. *Prace Archeologiczne*, 42.
- KRAJEWSKI M. & MATYSZKIEWICZ J. 2004. Rozwój i architektura facjalna górniojurajskich kompleksów budowli węglanowych w SW części Wyżyny Krakowskiej. [W:] Partyka J. (red.), *Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Ojców*.
- KRASNOWOLSKI B. 2003. Młynówka Królewska – geneza i przekształcenia. *Rocznik Krakowski*, 69: 25–33.
- LABERSCHEK J. 2005. Krakowski zespół osadniczy w wiekach XIII–XVI. Rozwój terytorialny. *Rocznik Krakowski*, 71: 9–30.
- LIPKA K. 1989. Torfowisko w Cholerzynie. [W:] Rutkowski J. (red.), *Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków*.
- ŁYSKOWSKI M., PASIERB B., WARDAS-LASOŃ M., ANTONIK W., MAZURKIEWICZ E. 2016. eophysical and Geochemical Studies on Historical Layers in the Area of Old Krakow, Poland. *Archaeological Prospection*, Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/arp.1563.
- MAMAKOWA K. 1970. Late-Glacial and Early-Holocene Vegetation from the territory of Kraków (Poland). *Acta Palaeobotanica* 11(1): 3–12.
- MAMAKOWA K. 2003. Plejstocen. [W:] Dybowa-Jachowicz S. & Sadowska A. (red.) *Palinologia*, 235–273. Wyd. IB PAN. Kraków.
- MAMAKOWA K. & RUTKOWSKI J. 1989a. Wstępne wyniki badań litologicznych i paleobotanicznych profilu z Kryspinowa. [W:] Rutkowski J. (ed.), *Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków*, 117–124.
- MAMAKOWA K. & RUTKOWSKI J. 1989b. Wstępne wyniki badań paleobotanicznych profilu ze Ściejowic. [W:] Rutkowski J. (red.) *Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków*: 113–117.
- MAMAKOWA K. & ŚRODOŃ A. 1977. O pleniglacialnej florze z Nowej Huty i osadach czwartorzędu doliny Wisły pod Krakowem. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 47(4): 485–511.
- MICHALIK M., PASZKOWSKI M. & SZULC J. 1989. Węglanowe utwory pedogeniczne miocenu okolic Krakowa. *Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków*.
- PAWLATA L. 2007. Problematyka i stan badań archeologicznych na obszarze miasta Białystok. *Podlaskie Zeszyty Archeologiczne*, 3: 220–271.
- PIERADZKA K. 1931. Garbary, przedmieście Krakowa (1363–1587). *Biblioteka Krakowska*, 71: 1–150.
- PRZEGON W. 2003. Sieć hydrograficzna w krajobrazie miasta Podgórze. *Teka Komisji Urbanistyki i Architektury, Oddział PAN w Krakowie*, 35: 21–39.
- RADWAŃSKI K. 1972. Stosunki wodne wczesnośredniowiecznego Okołu w Krakowie, ich wpływ na topografię osadnictwa, próby powiązania tych zjawisk ze zmianami klimatycznymi. *Materiały Archeologiczne*, 13: 5–40.
- RUTKOWSKI J. 1987a. Vistula river valley in the Cracow Gate during the Holocene. [W:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 year, part II, Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization, Geographical Studies, Special Issue*, 4: 31–50.

- RUTKOWSKI J. 1989a. Budowa geologiczna regionu Krakowa. *Przegląd Geologiczny*, 6.
- RUTKOWSKI J. 1989b. Osady czwartorzędowe centrum Krakowa. [W:] Rutkowski J. (ed.) *Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków*.
- RUTKOWSKI J. 1993a. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1:50 000, arkusz Kraków*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa. 1–46.
- RUTKOWSKI J. 1993b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50.000, ark. Kraków*. Państwowy Instytut Geologiczny.
- SETMAJER J. 1973. Główne rysy budowy geologicznej oraz pierwotnej topografii Krakowa i strefy przelomowej Wisły. *Acta Archaeologica Carpathica*, 13: 139–151.
- SITLIVY V., SOBCZYK K., MORAWSKI W., ZIĘBA A. & ESCUTENAIRE C. 1999a. Piekary IIa Palaeolithic industries: preliminary results of a new multidisciplinary investigations. *Préhistoire Européenne*, 15: 45–64.
- SITLIVY V., SOBCZYK K., KALICKI T., ESCUTENAIRE C., ZIĘBA A. & KACZOR K. 1999b. The new Palaeolithic site of Ksiecica Jozefa street (Cracow, Poland) with blade and flake reduction. *Préhistoire Européenne*, 15: 87–111.
- SOKOŁOWSKI T. 2009. Topograficzne tło osadnictwa w Krakowie. *Geologia, Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 35(1): 67–76.
- SOKOŁOWSKI T., WACNIK A., WARDAS M., PAWLIKOWSKI M., PAZDUR A., MADEJA J., WORONKO B., & MADEJ P. 2008. Changes of natural environment in Kraków downtown – its chronology and directions. Case geoarchaeological studies of Krupnicza street site. *Geochronometria*, 31: 7–19.
- SOKOŁOWSKI T., WACNIK A., WORONKO B. & MADEJA J. 2014. Eemian – Weichselian Pleniglacial fluvial deposits in southern Poland (an example of the Vistula River valley in Kraków). *Geological Quarterly*, 58: 71–84.
- SOKOŁOWSKI T. & WASYLKOWA K. 1984. Utwory czwartorzędowe den dolin Wisły i Wilgi w rejonie Ludwinowa. [W:] Rutkowski J. & Starkel L. (red.), *Holocen okolic Krakowa, Materiały Sympozjum, 18–20. 06. Kraków*, 29–34.
- STARKEL L. 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. *Monografie Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk*, 2: 7–263.
- TOBIASZ M. 1977. Dziejowe przemiany sieci wodnej i zagospodarowania przestrzennego Krakowa. *Komisja Budownictwa i Gospodarki Wodnej w Rolnictwie, Polska Akademia Nauk, Oddział w Krakowie*, 1–119.
- TRACZEWSKA-BIAŁEK Z. 1981. Opis inwentaryzacyjny z ilustracjami dawnych map wielkoskalowych Krakowa. [W:] Odlanicki-Poczobutt M. (red.) *Katalog dawnych map wielkoskalowych Krakowa XVI-XIX w.* Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa-Kraków: 29–270.
- TYCZYŃSKA M. 1968. Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa. *Prace Geograficzne UJ*, 17: 1–64.
- WARDAS-LASOŃ M. 2016. Odpady w podłożu Starego Krakowa w aspekcie ustawy o zapobieganiu szkodom w środowisku, *Journal of Civil Engineering, Environment and Architecture*, 33, 63: 471–494.
- WARDAS-LASOŃ M. 2016. Wpływ uwarunkowań geośrodowiskowych i antropogenicznych na obecność historycznych zanieczyszczeń w podłożu klasztoru ss. Bernardynek w Krakowie. *Przegląd Geologiczny*, 64(4): 262–274.
- WARDAS-LASOŃ M., DUBIS E., MAJCHRZAK Ł., DĄBROWSKI B., TABASZEWSKI W., SOKOŁOWSKI T., SOWINA U. 2015. Analiza geochemiczna elementów podłoża placu Szczepańskiego. *Krzysztofory: Zeszyty Naukowe Muzeum Historycznego Miasta Krakowa*, 33: 27–34.
- WARDAS-LASOŃ M., FIRLEJ J., KUKLIŃSKI A. 2016. Próba ustalenia genezy skażenia gruntów nawarstwień historycznych Wzgórza Wawelskiego na podstawie ich fizykochemicznych wskaźników. [W:] M. Wardas-Lasoń (red.), *Nawarstwienia historyczne miast Europy Środkowej*. Wydawnictwa AGH, Kraków: 437–452.
- WARDAS-LASOŃ M., GARBACZ-KLEMPKA A. 2016. Historical metallurgical activities and environment pollution at the substratum level of the Main Market Square in Krakow. *Geochronometria: Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology*, 43: 59–73.
- WARDAS-LASOŃ M., ŁYSKOWSKI M., MAZURKIEWICZ E. 2015. Analiza historyczno-środowiskowych przyczyn i skutków występowania zanieczyszczenia związkami ołowiu i miedzi w otoczeniu ruin kościoła św. Szczepana w podłożu placu Szczepańskiego. *Krzysztofory: Zeszyty Naukowe Muzeum Historycznego Miasta Krakowa*, 33: 115–128.
- WARDAS-LASOŃ M., MATERNA M., TABASZEWSKI W. 2016. Wyniki geochemicznych badań próbek gruntów z odwiertów archeologiczno-geologicznych wykonanych w obrębie płyty rynku w Bochni. [W:] M. Wardas-Lasoń (red.), *Nawarstwienia historyczne miast Europy Środkowej*. Wydawnictwa AGH, Kraków: 585–598.
- WARDAS-LASOŃ M., STRZEBOŃSKA M. 2016. Zawartość azotu ogólnego w nawarstwień historycznych pod płytą Rynku Głównego w Krakowie. [W:] M. Wardas-Lasoń (red.), *Nawarstwienia historyczne miast Europy Środkowej*. Wydawnictwa AGH, Kraków, 453–466.
- WYROZUMSKI J. 1992. *Kraków do schyłku wieków średnich*. [W:] Bieniarzówna J. & Małecki J. (red.) *Dzieje Krakowa*. Wydawnictwo Literackie, Kraków, 1–574.
- WYROZUMSKI J. 2007 (red.), Kraków. Nowe studia nad rozwojem miasta. *Biblioteka Krakowska*, 150: 5–932.
- ŻMUDA A.J. 1914. Fossile Flora des Krakauer Diluvium. *Bulletin International de L'Academie des Sciences de Cracovie*, B, 4: 209–235.



BADANIA ŚREDNIOWIECZNEGO MATERIAŁU ROŚLINNEGO Z TERENU OKOŁU I OKOLIC RYNKU GŁÓWNEGO W KRAKOWIE – PORÓWNANIE DANYCH KARPOLOGICZNYCH I PALINOLOGICZNYCH

Aldona MUELLER-BIENIEK, Agnieszka WACNIK

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

W związku z tym, że obecne centrum Krakowa było wielokrotnie przebudowywane, co w większości bezpowrotnie zniszczyło naturalny układ warstw osadowych uformowanych w początkach średniowiecznego osadnictwa, dostęp do materiałów archeobotanicznych tego wieku, jak i okresów późniejszych, jest bardzo ograniczony. Badania zmierzające do określenia składu roślinności występującej w rejonie badań w średniowieczu oraz tej użytkowanej do różnych celów i sprowadzanej na ten teren w wyniku działalności człowieka, na podstawie składu subfosalnych szczątków owoców, nasion, węgli drzewnych, ziaren pyłku i zarodników roślin, towarzyszyły badaniom archeologicznym podejmowanym w trakcie prac remontowo-budowlanych od połowy XX wieku (m.in. Wasyliukowa 1978, Wieserowa 1979; podsumowanie historii badań w Wasyliukowa i in. 2009).

Po długim okresie przerwy badania archeobotaniczne zostały wznowione w 2003 roku. Wykonano wówczas, we współpracy z E. Zaitzem z Muzeum Archeologicznego w Krakowie, badania karpologiczne (A. Bieniek, Z. Tomczyńska) i palinologiczne (A. Wacnik) materiałów ze stanowiska Kanonicza 17 (willa Biskupa Erazma Ciołka). Badania palinologiczne osadów pobranych zarówno przy murze obronnym (wykop XXIX) jak i ze stanowiska określanego jako „Sień” (wykop XXXIV) wykazały całkowitą dominację roślin zielnych potwierdzając, że bezpośrednie sąsiedztwo niemal zupełnie pozbawione było drzew i krzewów. Materiał roślinny będący źródłem pyłku i diaspor w przewodzie został przytransportowany/zawleczony m.in. wraz z paszą, towarami mającymi różne zastosowania gospodarcze, drewnem opałowym/konstrukcyjnym czy odchodami, a w mniejszym zakresie pochodził od roślin rosnących w najbliższym sąsiedztwie. Allochtoniczne pochodzenie dotyczy też większości szczątków makroskopowych znajdujących w próbach ze średniowiecznego Krakowa (Mueller-Bieniek 2012; Mueller-Bieniek, Walanus 2012).

Kolejna wymiana nawierzchni Rynku Głównego, rozpoczęta w 2004 r., stworzyła warunki do pobrania nowych materiałów w dotąd nie badanych punktach placu. Opracowano wówczas palinologicznie i karpologicznie 3 profile z Rynku Głównego: profil „10a”, po zachodniej stronie Rynku (we współpracy z E. Zaitzem; Bieniek i in. 2006) oraz profil „CW” i „Jama E1” zlokalizowane na wschód od Sukiennic (we współpracy z C. Buśko z Pracowni „Niegoda”, Wrocław; Mueller-Bieniek, Wacnik niepublikowane, opis prób archeobotanicznych w Mueller-Bieniek 2012).

Podsumowanie badań makroszczątków roślinnych z nawarstwień średniowiecznych zostało przedstawione w postaci monografii (Mueller-Bieniek red. 2012). Na szczególną uwagę zasługuje tutaj powiązanie renesansowych źródeł pisanych z danymi archeobotanicznymi (Zemanek 2012) oraz podjęcie interpretacji całości materiału botanicznego z zastosowaniem metod numerycznych (Mueller-Bieniek, Walanus 2012). Analiza ta wykazała m.in. wspomniane wcześniej wielokierunkowe pochodzenie materiału roślinnego w próbkach, w większości w wyniku przypadkowego lub celowego transportu na teren miasta. Ponadto wskazano na lokalną obecność roślinności zbiorowisk ruderalnych, zwłaszcza w okresie poprzedzającym lokację na prawie niemieckim. Materiał karpologiczny dostarczył szeregu informacji dotyczących użytkowania roślin uprawnych i dzikich oraz zmian w dystrybucji tych roślin, jakie dokonywały się na przestrzeni średniowiecznych dziejów Krakowa (m.in. Woch i in. 2008; Mueller-Bieniek 2010a, 2010b; Mueller-Bieniek red. 2012; Mueller-Bieniek i in. 2015).

W referacie zostaną przedstawione dane makroskopowe (owoce i nasiona) oraz mikroskopowe (ziarna pyłku) pochodzące z tych samych prób: z trzech profili ze stanowiska Kanonicza 17 w obrębie Okołu oraz z trzech profili zlokalizowanych w Rynku Głównym.

Część badań jest finansowana w ramach projektu NCN DEC-2015/19/B/HS3/01762.

LITERATURA

- BIENIEK A., WACNIK A., TOMCZYŃSKA Z. 2006. Rośliny z późnośredniowiecznych warstw archeologicznych na Rynku Głównym w Krakowie. Raport z badań prowadzonych w 2004 roku. *Materiały Archeologiczne*, 36: 201–219.
- MUELLER-BIENIEK A. 2010a. Carrot (*Daucus carota* L.) in Medieval Kraków (S. Poland) – a cultivated form? *Journal of Archaeological Science*, 37: 1725–1730.
- MUELLER-BIENIEK A. 2010b. Rośliny spożywane w średniowiecznym Krakowie na podstawie danych archeologicznych. *Krzysztofory – Zeszyty Naukowe Muzeum Historycznego Miasta Krakowa* 28(2): 151–162.
- MUELLER-BIENIEK A. 2012. Rośliny użytkowe w badaniach archeobotanicznych średniowiecznego Krakowa. [W:] A. Mueller-Bieniek (red.), *Rośliny w życiu codziennym mieszkańców średniowiecznego Krakowa*. Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, Kraków, 25–113.
- MUELLER-BIENIEK A., WALANUS A. 2012. Codziennosc mieszkańców średniowiecznego Krakowa w świetle analizy statystycznej danych archeobotanicznych. [W:] A. Mueller-Bieniek (red.), *Rośliny w życiu codziennym mieszkańców średniowiecznego Krakowa*. Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, Kraków, 115–165.
- MUELLER-BIENIEK A., WALANUS A., ZAITZ E. 2015. Cultivated plants in medieval Kraków (Poland), with special reference to amaranth (*Amaranthus lividus* L. cf. *varlividus*) and ruderal communities. *Acta Palaeobotanica*, 55(1): 97–114.
- WASYLIKOWA K. 1965. Makroskopowe szczątki roślin znalezione w warstwie średniowiecznej na Rynku Głównym w Krakowie. *Mat. Archeol.* 6: 191–196.
- WASYLIKOWA K. 1978. Plant remains from Early and Late Medieval time found on the Wawel Hill in Cracow. *Acta Palaeobotanica*, 19: 115–200.
- WASYLIKOWA K., WACNIK A., MUELLER-BIENIEK A. 2009. Badania archeobotaniczne w nawarstwieniach historycznych z terenu Krakowa: metodyka – stan badań – perspektywy. *Geologia*, 35 (1): 89–100.
- WIESEROWA A. 1979. Plant remains from the Early and Late Middle Ages found in the settlement layers of the Main Market Square in Cracow. *Acta Palaeobotanica*, 20(2): 137–212.
- WOCH M. W., MUELLER-BIENIEK A., URBISZ A. 2008. *Glaucium corniculatum* (Papaveraceae) – średniowieczny efemerofit we florze polskiej. *Fragmenta Floristica et Geobotanica Polonica*, 15(2): 223–230.
- ZEMANEK A. 2012. Wybrane rośliny średniowiecznego Krakowa w polskich zielnikach renesansu. [W:] A. Mueller-Bieniek (red.), *Rośliny w życiu codziennym mieszkańców średniowiecznego Krakowa*. Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, Kraków, 211–242.



PÓŻNOGLACJALNA I HOLOCENSKA HISTORIA ROŚLINNOŚCI I KLIMATU „MAŁEJ PUSTYNI” W POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYNY ŚLĄSKIEJ

Kazimierz SZCZEPANEK¹, Renata STACHOWICZ-RYBKA²

¹ Ogród Botaniczny, Uniwersytet Jagielloński, ul. Kopernika 25, 31-501 Kraków; e-mail: kazimierz.szczepanek@wp.pl

² Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

Stanowisko Jaworzno-Jęzor leży na wschodnim krańcu Wyżyny Śląskiej, graniczącej z wyżyną Krakowsko-Częstochowską, w bezpośrednim sąsiedztwie Małej Pustyni Błędownskiej. Torfowisko, z którego pochodził materiał do badań, zlokalizowane jest w odległości ok. 1 km na południe od Białej Przemszy i ok. 200 m od północno-zachodniej granicy miasta Jaworzna i ok. 1,5 km od stacji kolejowej Jęzor (Fig.1).

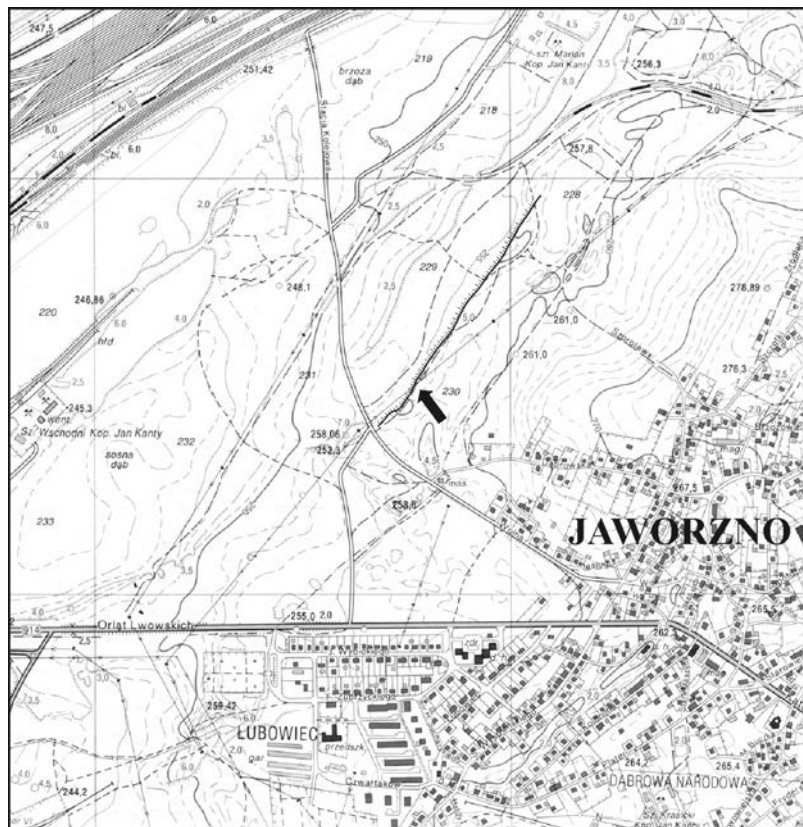


Fig. 1. Lokalizacja stanowiska.

Badane torfowisko jest jednym z wielu, jakie powstały na tym terenie, w bezodpływowych zagłębieniach w obrębie wydm w górnym czwartorzędzie. Osady organiczne, których miąższość wynosi 3,25 m. zbadano metodami analizy pyłkowej i szczątków makroskopowych roślin.

Palinologicznie opracowano cztery diagramy pyłkowe oznakowane symbolami Jęzor – Jaworzno 1955; 1971 nr 1; 1971 nr 2 oraz 1998. Dla profilu osadów Jęzor – Jaworzno 1998 wykonana została także analiza szczątków makroskopowych roślin. Ponadto wydatowano metodą radiowęglową osiem prób osadów.

Jedynie w spągu poziomu profilu J – J 1971 nr 2 wyróżniono odcinek, który ze względu na charakter roślinności i datowanie ¹⁴C (11 680 ± 100 BP) uznano za schyłek Allerødu. Poziom ten wyróżniają wysokie, wyrównane udziały pyłku *Pinus* i *Betula* oraz występowanie pyłku *Larix*. Z roślin wodnych dominujący udział mają mikrospory

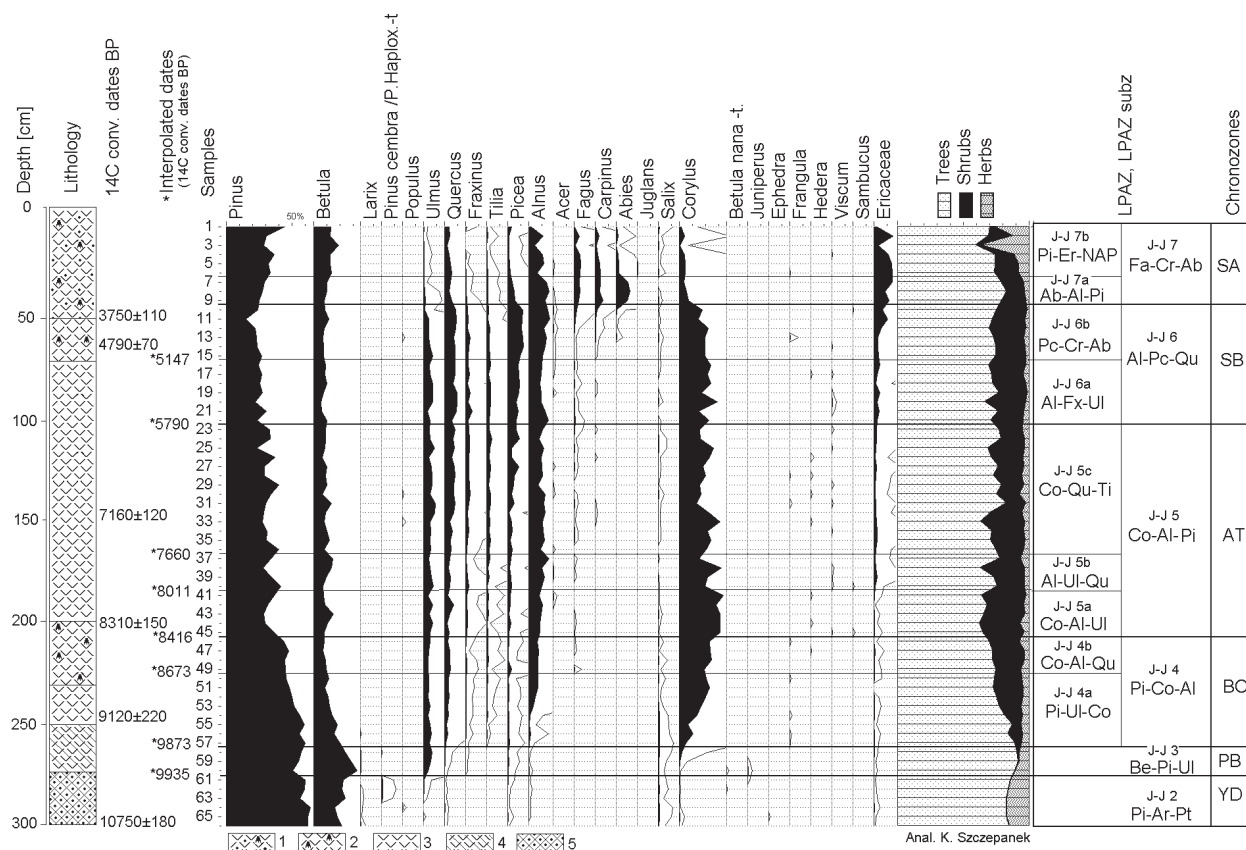


Fig. 2. Diagram palinologiczny stanowiska Jęzor-Jaworzno 1998.

Isoëtes, ponadto w dwóch próbkach z tego poziomu, obecne są nasiona *Nuphar pumila* i megaspory *Isoëtes lacustris*. Obecność tych roślin można interpretować, jako wskaźniki klimatu umiarkowanie chłodnego. Nadległy poziom charakteryzują: spadek wartości procentowych pyłku drzew, zwłaszcza *Betula*, wzrost wartości Poaceae (Gramineae), Cyperaceae, *Artemisia*, Chenopodiaceae, Rosaceae i *Potamogeton* (szczątki makroskopowe *Potamogeton*, zwłaszcza *P. pusillus*). Zanikają stopniowo mikrospory *Isoëtes*, natomiast w profilu J – J 1998, który stanowi kontynuację zapisu rozwoju roślinności tego zbiornika (Fig. 3) stwierdzono bardzo liczne megaspory *Isoëtes lacustris*, a także bardzo liczne orzeszki Cyperaceae. Skład roślinności, który wskazuje na chłodne warunki klimatyczne, pozwolił zaliczyć ten poziom do okresu młodszego dryasu. Kolejny nadległy poziom pyłkowy, wyróżniony we wszystkich czterech diagramach pyłkowych, charakteryzuje wzrost wartości pyłku *Betula*, spadek *Pinus*, zanikanie występowania ziaren pyłku *Larix* i *Pinus cembra t.*, początek ciągłej i wysokiej krzywej *Ulmus* oraz mniej wyraźne ciągle krzywe drzew i krzewów o wyższych wymaganiach termicznych (*Quercus*, *Corylus*, *Alnus*). Bardzo licznie występują makroskopowe szczątki roślin, zwłaszcza *Pinus sylvestris* i *Betula* sect. *albae*.

Następnie obserwowany jest systematyczny wzrost krzywych drzew o wyższych wymaganiach termicznych, wraz z systematycznym wzrostem *Corylus* (Fig. 2), znaczny spadek wartości *Pinus*, *Betula* i NAP, oraz wzrost udział szczątków makroskopowych *Pinus sylvestris* i *Betula* sect. *albae*. Zbiornik wodny stopniowo wypełniał się osadem gytii i torfu. Zanikły szczątki makroskopowe roślin wodnych, a kontynuacja korzystnych warunków termicznych manifestuje się w nadległych osadach torfu obecnością ziaren pyłku *Hedera* i *Viscum*. Od początku okresu subborealnego, w diagramie J-J 1998, roku wzrastają krzywe pyłku *Picea*, *Alnus*, *Ericaceae* i *Artemisia*. W szczątkach makroskopowych dominuje *Eriophorum vaginatum* i *Sphagnum* sp. Wyraźnie zanikają szczątki innych taksonów, zwłaszcza drzew.

Stropowy, 0,5 m odcinek osadu, zawiera obraz palinologiczny z maksymalnymi wartościami pyłku *Fagus*, *Carpinus*, *Abies* (powyżej daty $^{14}\text{C} = 3750 \pm 110$ BP) i prawie zupełny brak szczątków makroskopowych roślin. Poziom ten należy wiązać z subborealno-subatlantyckimi zmianami klimatu.

Początek sedymentacji w zbiorniku z Jaworzna-Jęzora rozpoczął się pod koniec Allerødu. Zmiany roślinności zrekonstruowane na podstawie analizy pyłkowej i makroszczątków roślin we wszystkich

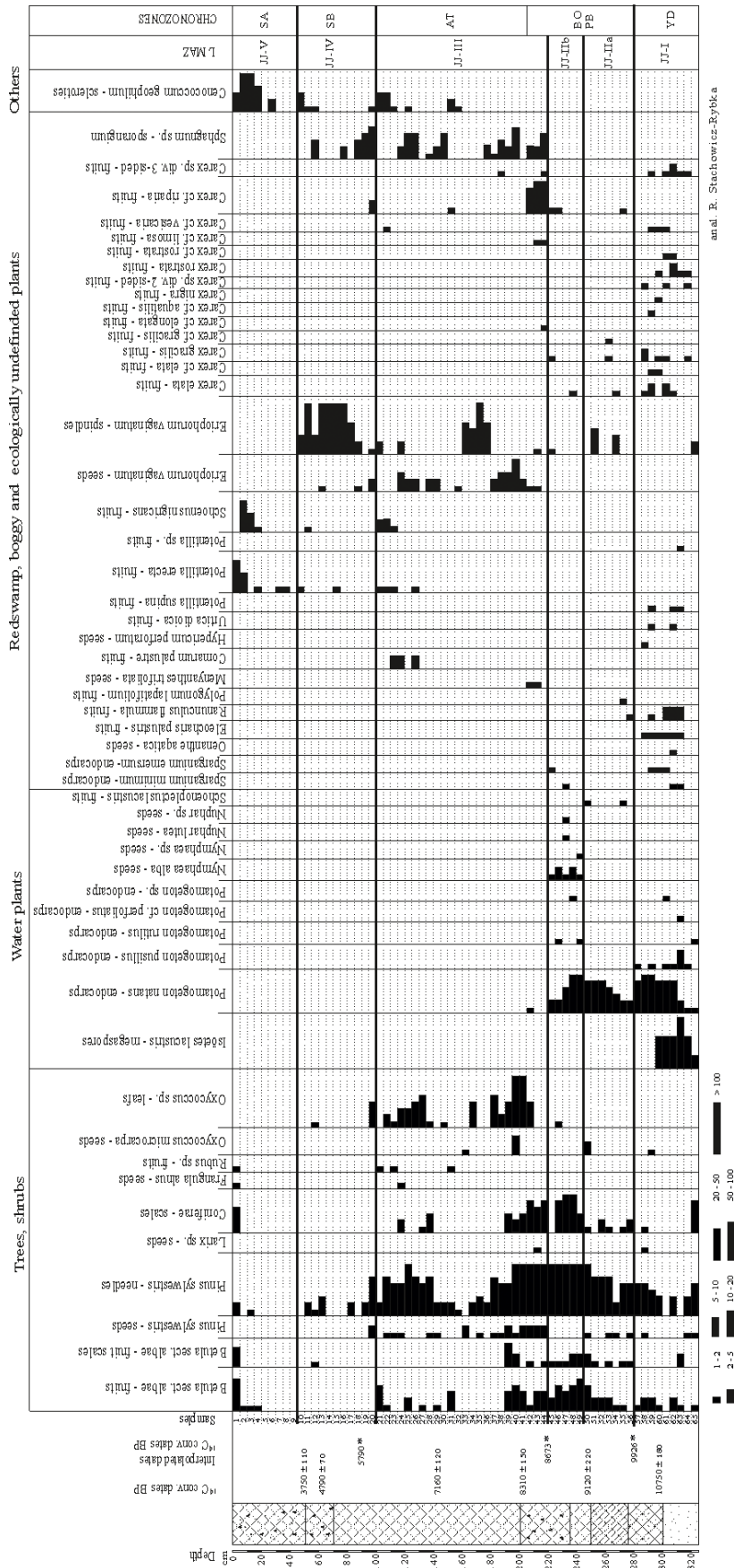


Fig. 3. Diagram makroszczątków roślin stanowiska Jezor-Jaworzno 98

profilach wskazują na obecność w tym czasie otwartych lasów sosnowych, które i tylko nieznacznie zmienione, istniały również w okresie młodszego dryasu.

Od około 8700 BP zmienił się rodzaj sedimentacji w zbiorniku, jezioro przekształciło się w torfowisko z *Eriophorum vaginatum* i *Oxycoccus palustris*.

Początek holocenu zaznacza się wzrostem udziału drzew i krzewów o wyższych wymaganiach klimatycznych takich jak *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Alnus* i *Corylus*. Zróżnicowane mieszane lasy liściaste dominowały w tym regionie do około 5000 BP. Od około 8700 BP w mieszanych lasach liściastych rosnących rozprzestrzenił się *Fagus*. Istotna zmiana roślinności miała miejsce w późnym holocenie (w okresie subborealnym i subatlantyckim), w wyniku wzrastającej aktywności człowieka i postępującego odlesienia. Rekonstrukcję historii roślinności w okresie subatlantyckim ograniczają zmiany w sedimentacji spowodowane osuszeniem terenu podczas eksploatacji piasku w pobliskiej kopalni.

Na badanym obszarze w okresie starszego dryasu miały również miejsce procesy wydymowe (Szczypek 1986). Kolejną, obserwowaną w profilach z Jaworzna-Jężora fazę tworzenia się wydym obserwujemy w późnym glacie w postaci przewarstwień piaszczystych. Mogła ona być związana z klimatem młodszego dryasu. Trzecia faza tego procesu, ale o zasięgu lokalnym, spowodowanym prawdopodobnie pożarem, miała miejsce w starszej części okresu borealnego. Świadczy o tym wkładka piaszczysta na głębokości 150–200 cm.

LITERATURA

- SZCZYPEK T. 1986. Procesy wydymotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych (summary: Dune forming processes in the middle part of the Cracow-Wieluń Upland against a background of the neighbouring area). *Prace Nauk. Uniw. Śląskiego*, 823: 1–177.



PALEOŚRODOWISKO REJONU JASKINI STAJNIA W VISTULIANIE W CZASIE POBYTU NEANDERTALCZYKÓW

Marcin ŻARSKI¹, Hanna WINTER¹, Adam NADACHOWSKI², Wioletta NOWACZEWSKA³, Ewa KRZEMIŃSKA¹, Mikołaj URBANOWSKI⁴, Paweł SOCHA⁵, Krzysztof STEFANIAK⁵, Adrian MARCISZAK⁵

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: mzar@pgi.gov.pl

² Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt Polskiej Akademii Nauk, ul. Sławkowska 17, 30-611 Kraków

³ Katedra Biologii Człowieka, Uniwersytet Wrocławski, ul. Kuźnicza 35, 50-138 Wrocław

⁴ Uniwersytet Szczeciński Instytut Historii i Stosunków Międzynarodowych, Katedra Archeologii, ul. Krakowska 71–79, 71-017 Szczecin

⁵ Zakład Paleozoologii, Instytut Biologii Środowiskowej, Uniwersytet Wrocławski, ul. H. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław

Jaskinia Stajnia położona jest na północnym stoku Grzędy Mirowskiej na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej na wysokości ok. 359 m n.p.m. w gminie Niegowa, powiat myszkowski (Fig. 1).

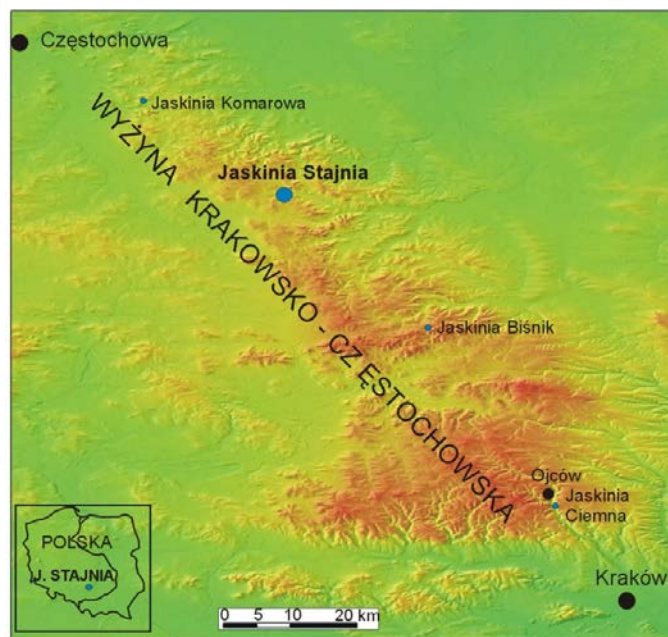


Fig. 1. Mapa lokalizacyjna Jaskini Stajnia wg Żarski et al. (2017).

Jaskinia ma postać pojedynczego korytarza o długości 23 m, szerokości średnio 2–3 m i wysokości ok. 6 m, z ekspozycją w kierunku NE. Szczelinowy charakter jaskini sugeruje jej rozwinięcie na uskoku tektonicznym. Jaskinia wykształcona jest w górnourajskich wapieniach skalistych górnego oksfordu, które powstały ok. 160–154 mln na dnie niezbyt głębokiego, ciepłego morza (Fig. 2). Wapienie te charakteryzują się dużą odpornością na wietrzenie. W wyniku alpejskich ruchów górotwórczych na przełomie kredy i paleogenu obszar ten uległ wyniesieniu. W paleogenie obszar ten podlegał silnym procesom denudacyjnych, które kontynuowały się w neogenie.

Przypuszcza się że większość jaskiń na Jurze Krakowsko-Częstochowskiej powstała w pliocenie, w tym Jaskinia Stajnia (Żarski i in. 2013). Rozwój jaskini był kontynuowany w plejstocenie. Generalnie powstanie jaskiń wiąże się z procesami krasowymi, polegających na rozpuszczeniu węgla wapnia (kalcytu) z którego zbudowane są główne skały wapienne przez wodę wzbogaconą w dwutlenek węgla

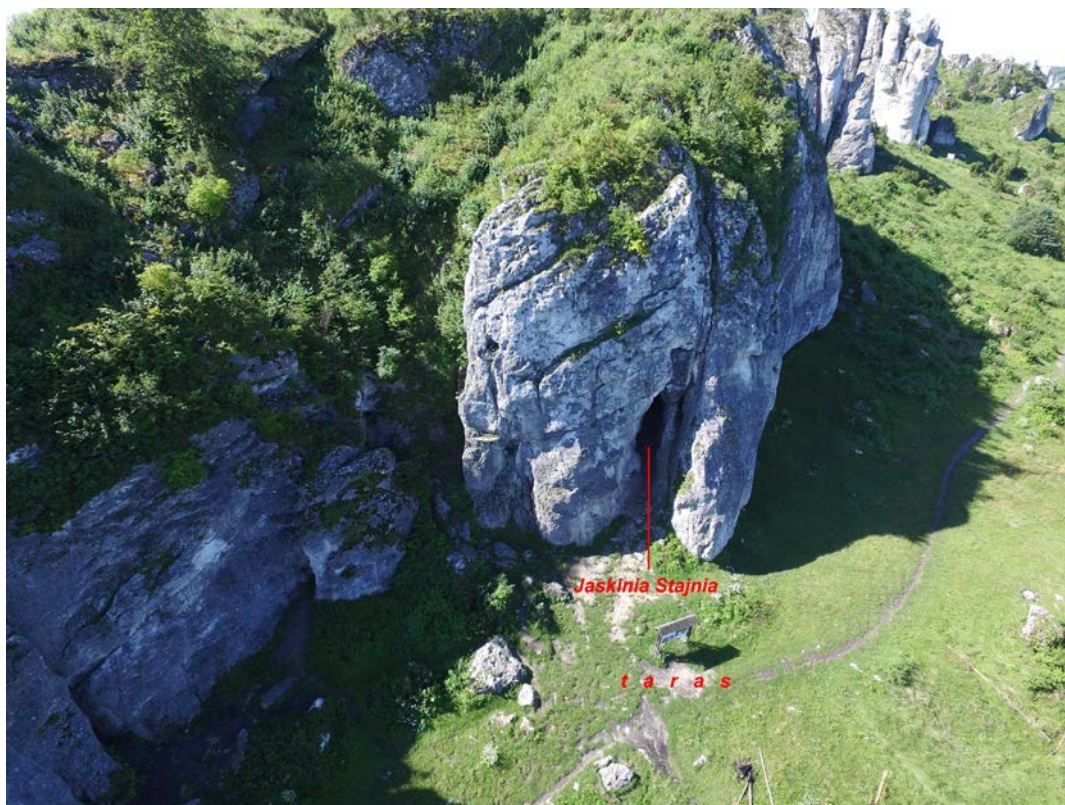


Fig. 2. Wejście do Jaskini Stajnia (fot. Witold Żarski).

($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 - \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$). Grzbiet Mirowski oraz większość obszaru Jury nie była nigdy pokryta lądolodem (Lewandowski 2011). Podczas zlodowaceń badany obszar zasypywany był piaskami pochodzenia wodnolodowcowego, fluwioperyglacjalnego i eolicznego (Lewandowski 1994).

Przed jaskinią znajduje się taras o kilkunastometrowej szerokości pochylony w kierunku dna doliny (Fig. 2). Pomiędzy Grzędą Mirowską, a oddalonym około 2 km na NE masywem Bukowca znajduje się sucha dolina wypełniona piaskami ze zlodowacenia wisły (Heliasz i in. 2009). Prace archeologiczne w jaskini prowadzone były w latach 2006–2010 pod kierownictwem dr Mikołaja Urbanowskiego z Zakładu Archeologii Instytutu Historii Uniwersytetu Szczecińskiego, który jako pierwszy rozpoczął tu prace wykopaliskowe.

Jaskinia pod względem archeologicznym jest jednym z najważniejszych stanowisk, gdyż znaleziono w niej pierwsze w Polsce szczątki (kilka zębów) należące do człowieka neandertalskiego oraz kilkanaście tysięcy zabytków krzemiennych i kości zwierzęcych z okresu środkowego paleolitu (Urbanowski i in. 2010; Nowaczewska i in. 2013). Przy badaniu jaskini uczestniczył interdyscyplinarny zespół naukowców z Polski, Czech, Niemiec i Stanów Zjednoczonych. Badania geologiczne prowadzone były głównie przez PIG-PIB pod kierunkiem M. Żarskiego.

GEOLOGIA

Jaskinię wypełniają gliny jaskiniowe z gruzem wapiennym, które powstały głównie w wyniku wietrzenia mechanicznego i chemicznego wapieni. Gruz powstawał najczęściej w zimnych okresach (stadiałach) zlodowacenia wisły (Żarski i in. 2017). Ponadto gliny wzbogacone są w materiał piaszczysty i pylasty nawiewany z zewnątrz do wnętrza jaskini oraz dostarczany przez wodę szczelinami w stropie jaskini (Żarski i in. 2017). Prace badawcze prowadzone były od 2006 do 2010 roku metodami archeologicznymi polegającymi na odsłanianiu kolejnych poziomów co 5 cm w siatce $1 \times 1 \text{ m}^2$ (Fig. 3A). Miąższość osadów jaskiniowych szacuje się na 6–7 m, lecz odsłoniętych było jedynie około 2 m. Z pobranych próbek wykonano szereg analiz geologicznych (litologiczno-petrograficznych, minerałów ciężkich, stopnia ogłędzenia gruzu wapiennego, zawartości węgla wapnia, próchnicy), geochemicznych, a także oznaczenia wieku metodą OSL, U-Th i C^{14} . Badania te miały na celu ustalenie litostratygrafii osadów wypełniających

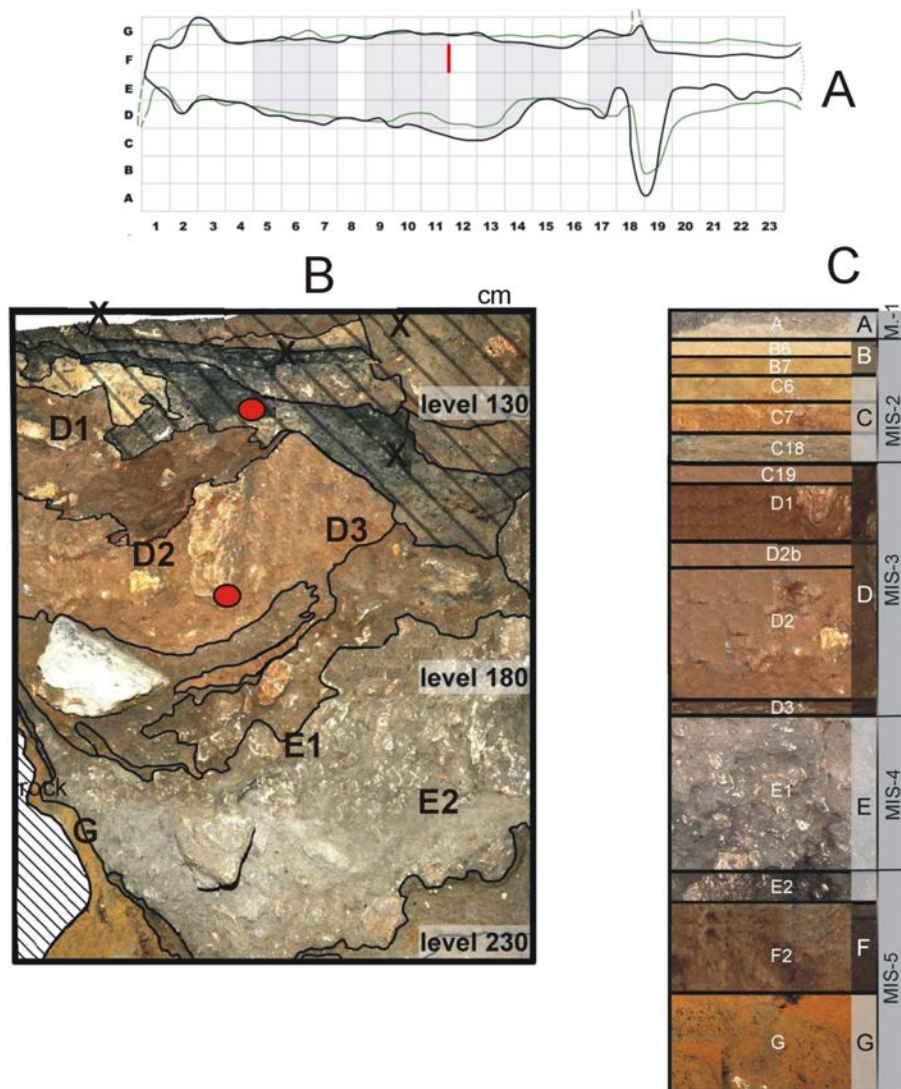


Fig. 3 A. – plan jaskini z zaznaczonymi na szaro wykopami, czerwona kreska - profil poprzeczny, B – profil poprzeczny (czerwona kreska), C – syntetyczny profil litostratygraficzny warstw w jaskini; czerwone kółka – znaleziska 2 zębów neandertalskich wg. Urbanowski i in. 2010, zmienione; Żarski i in. 2017, zmienione.

jaskinię, odtworzenie paleośrodowiska w jaskini i jej otoczeniu oraz korelację wiekową warstw. Wyróżniono 16 głównych warstw litostratygraficznych: A, B6, B7, C6, C7, C18, C19, D1, D2b, D2, D3, E1, E2, F, G (Fig. 3C)

Ponadto wyróżniono struktury antropogeniczne zaznaczone symbolem „X” (Fig. 3B). Najważniejszymi warstwami archeologicznymi jest kompleks D (D1-D3) (Fig. 3B). To w tych warstwach znaleziono zęby neandertalskie oraz kilkanaście tysięcy zabytków krzemiennych (narzędzi i wiórów), a także kości zwierząt. Osady budujące te warstwy akumulowane były plenivistulianie środkowym (interplenivistulianie, MIS 3) w przedziale czasowym od około 53 do 44 tys. lat BP. Wartości te wynikają z wykonanych pomiarów wieku metodą AMS C^{14} , U-Th i OSL. Okres sedimentacji osadów w kompleksie D trwał co najmniej około 9 tysięcy lat, a być może więcej, gdyż część datowań w warstwie D3 wykraczało poza zasięg metody radiowęglowej.

W tym okresie jaskinia była penetrowana przez neandertalczyków. Cechy fizyczno-chemiczne osadów wskazują na sedimentację w warunkach interstadialnych, w klimacie dość chłodnym i stosunkowo suchym. Badania rdzeni lodowych z Grenlandii wskazują na dużą dynamikę temperatury lipca. To zbyt dalekie odniesienie – należałoby powołać się na badania z Polski lub Europy Środkowej. Były w tym czasie krótkotrwałe okresy z temperaturą dochodzącą do 17 stopni, a także znacznie niższą do poniżej 10 stopni (Rasmussen i in. 2014). Na przestrzeni całego vistulianu, poza brørupem wydaje się, że były to najbardziej przyjazne warunki do zasiedlenia jaskini przez człowieka. Warstwy, G, F, E2 powstały we wczesnym vistulianie (MIS 5c-a) (Fig. 4). Warstwa G akumulowana była w najkorzystniejszych

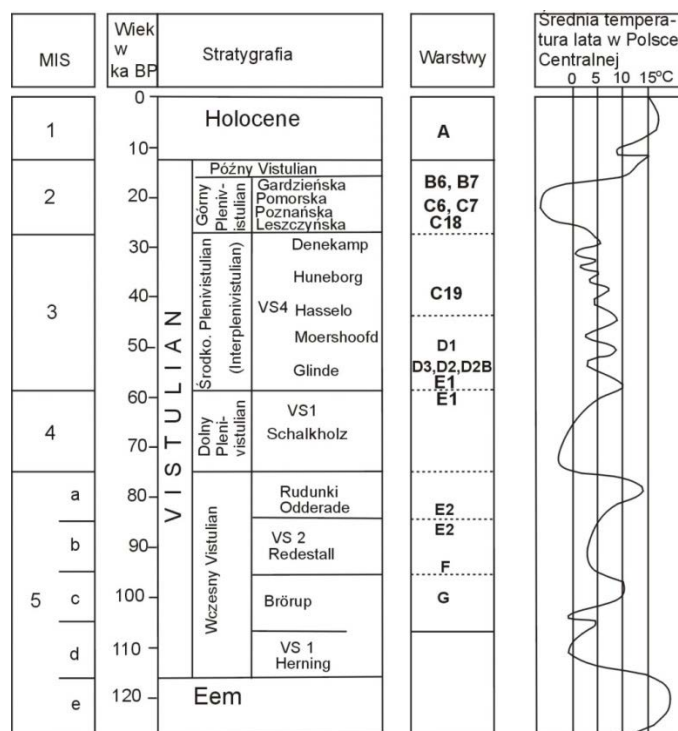


Fig. 4. Tabela stratygraficzna Vistulianu wg Żarski i in. 2017, zmienione na podstawie Behre (1989), Mojski (2005), Cyrek i Madeyska (2011) i Marks i in. (2015).

warunkach klimatycznych w brörupie). Warstwa E1 akumulowana była na przełomie plenivistulianu dolnego i środkowego MIS4/3. Warstwa C19 powstała po akumulacji warstwy D1 w MIS 3, a sedimentacja warstw C18, C7, C6, B7 i B6 nastąpiła w okresie plenivistulianu górnego (MIS 2). Warstwa A powstała w holocenie (Fig. 4).

PALEOBOTANIKA – WYNIKI ANALIZY PYŁKOWEJ

Spektra pyłkowe z badanych próbek cechuje zróżnicowana frekwencja pyłku oraz różny stan zachowania. Dla wszystkich próbek charakterystyczne jest występowanie pyłku bardzo silnie zniszczonego, o zatartej rzeźbie, niemożliwego do identyfikacji. Szczególnie silnemu procesowi zniszczenia podlegał pyłek trójbruzdowy i trójporowobruzdowy. Oprócz tego rodzaju sporomorf występują okazy, których stopień zniszczenia umożliwia jednak identyfikację do rodziny. Do tej grupy należy między innymi pyłek Caryophyllaceae i Asteraceae.

Frekwencja pyłku w próbkach z osadów z Jaskini Stajnia jest różna, ale w porównaniu do innych jaskiń z rejonu Wyżyny Częstochowskiej jest znacząca. W odniesieniu do Jaskini Stajnia źródłem pyłku w badanych osadach oprócz naturalnej obecności wynikającej z transportu wodnego i nawiewania była działalność człowieka oraz obecność zwierząt. Pyłek roślin był wnoszony do jaskini na okryciach, a także mógł pochodzić z roślin świadomie gromadzonych w jaskini w rozmaitych celach (Lityńska-Zajac, Wasylkowa 2005).

W spektrach pyłkowych dominuje NAP (krzewinki i rośliny zielne) reprezentowane głównie przez Cichorioideae (Fig. 5). Wysoki udział pyłku Cichorioideae jest stwierdzany w warstwach paleolitycznych w wielu jaskiniach i ma charakter powtarzalny. Zagadnienie nadreprezentacji tego pyłku w osadach jaskiniowych do tej pory nie zostało jednoznacznie wyjaśnione. Jedną z przyczyn może być odporność na zniszczenie, ale też może być związana ze specyficznymi warunkami transportu i sedimentacji w jaskiniach (Groner 1985).

Do innych licznie występujących taksonów należy pyłek *Helianthemum*, *Anthemist.*, Asteraceae, Apiaceae, Poaceae, Caryophyllaceae, *Cirsium* t., Brassicaceae, *Artemisia*, Ericaceae, Cheonopodiaceae (Fig. 5). Pyłek drzew należy do *Betula* i *Pinus sylvestris* t. Pyłek innych drzew występował sporadycznie. Licznie pojawiały się spory Polypodiaceae.

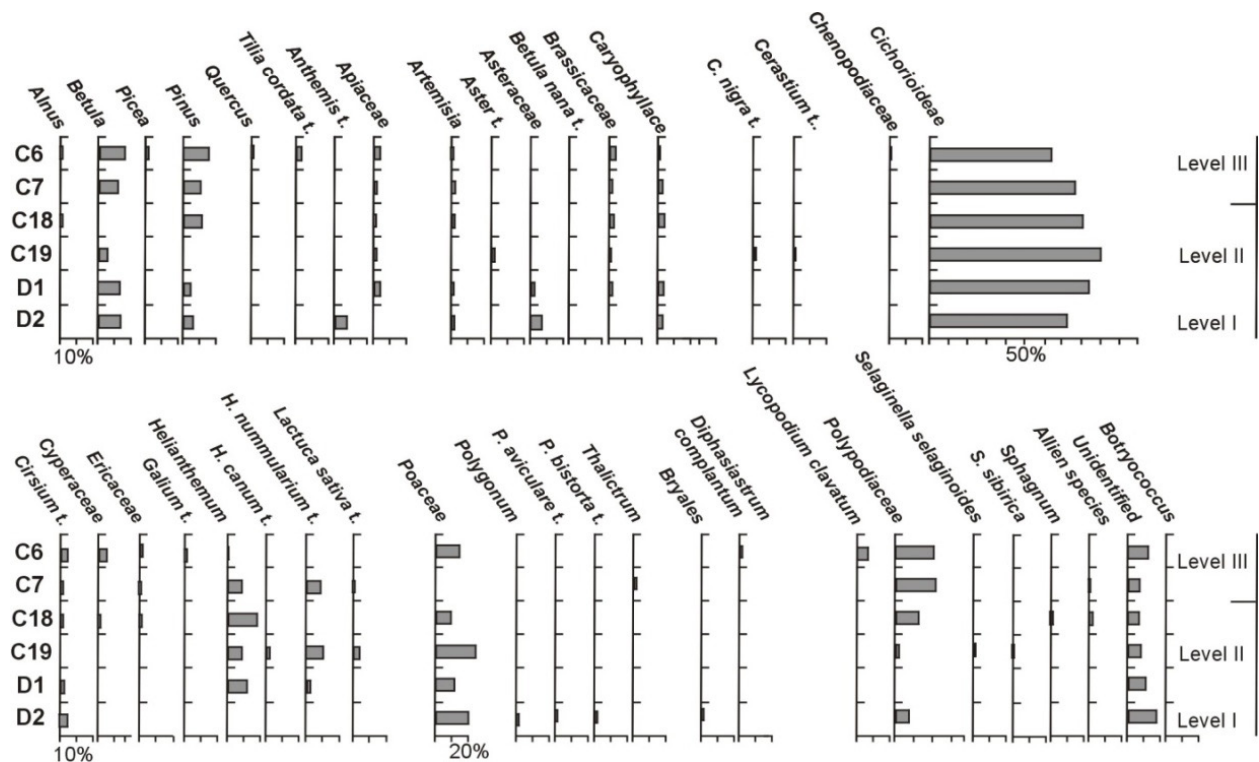


Fig. 5. Diagram pyłkowy H. Winter wg Żarski i in. 2017.

Analizując skład taksonomiczny flory pyłkowej można stwierdzić, że pewnym stopniu spektra pyłkowe odzwierciedlają charakter roślinności lokalnej. Zbiorowiska roślinne związane były z siedliskami otwartymi. O otwartości krajobrazu świadczy, oprócz dominacji NAP występowanie pyłku *Helianthemum*, *Artemisia* i *Centaurea*. Z siedlisk wilgotnych pochodził pyłek *Cichorioideae*, *Cirsium* t., *Brassicaceae*, *Thalictrum*. Zbiorowiska łąkowe były źródłem pyłku *Potentilla* t., *Galium* t., *Apiaceae*, i *Bupleurum falcatum* t. Na możliwość występowania roślinności stepowej wskazuje obecność *Artemisia*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum nummularia* t., *Asteraceae*, *Ranunculus acris* t., *Calluna vulgaris*, *Centaurea*. Obecność pyłku *Ericaceae*, *Polygonum bistorta* t., *P. aviculare* t., *Polemonium*, *Valeriana*, *Plantago media*, *Ranunculus acris* można wiązać z roślinnością łąkowo-tundrową. Arktyczno-alpejski charakter zbiorowisk roślinnych podkreśla pojawianie się pyłku *Saxifraga hirculus* t., *S. oppositifolia* t., *S. stellaris* t., *Polygonumbistorta* t. i *Selaginella selaginoides*.

Ocena flory pyłkowej pod względem wymogów klimatycznych jest trudna ze względu na miejsce sedymentacji badanych osadów. Wysoki udział pyłku roślin zielnych spowodowany nadreprezentacją *Cichorioideae* zaburza stosunek AP/NAP będący wskaźnikiem odlesienia. Z drzew liczniej występuje pyłek brzozy *Betula*, natomiast udział *Pinus* jest niewielki. Niemniej można sądzić, że panowały umiarkowane zimne warunki klimatyczne z wpływami kontynentalnymi, wyrażonymi obecnością taksonów związanych ze zbiorowiskami stepowymi. Średnia temperatura najcieplejszego miesiąca nie przekraczała prawdopodobnie 12°C.

Dla potrzeb rekonstrukcji warunków życia człowieka neandertalskiego wykonano analizę węgli drzewnych (Kubiak-Martens i Kooistra, niepublikowane). Stwierdzono, że węgielki należą do *Pinus*, prawdopodobnie *P. cembra*, a w jednym wypadku do *Salix*. Dla węgielków o niskiej karbonizacji pomierzono szerokość pierścieni przyrostu, których szerokość wynosiła maksymalnie 1 mm, a z reguły dużo mniej (na 2,5 mm przypadało 5 pierścieni). Takie wyniki potwierdzają niesprzyjające warunki dla egzystencji drzew.

FAUNA

Fauna z Jaskini Stajnia liczy ponad 13 500 szczątków dużych ssaków i ptaków, na które składają się przede wszystkim kości szkieletu postkranialnego lub ich fragmenty. Ponadto z osadów wydobyto ponad 8000 zębów (oraz fragmenty szczęk i żuchw) drobnych ssaków oraz kości mniejszych kręgowców (płazy,

gady). Lista ponad 60 gatunków ssaków obejmuje formy o różnych wymaganiach ekologicznych. Całościowa analiza fauny nie została dotychczas przeprowadzona i będzie przedmiotem osobnego opracowania. Niemniej w oparciu o badania ilościowe, przede wszystkim gatunków drobnych ssaków z różnych warstw, może przedstawić wstępną rekonstrukcję paleośrodowiskową.

Gatunki ssaków (Mammalia) z Jaskini Stajnia należą do wszystkich rzędów, jakie spotyka się w zespole ssaków z późnego plejstocenu w Europie. Należy wymienić (zachowując tradycyjny układ systematyczny) przedstawicieli ssaków owadożernych (Soricomorpha), np. ryjówki (rodzaj *Sorex*), nietoperze (Chiroptera), gryzonie (Rodentia), zającokształtne (Lagomorpha) reprezentowane przez zające (*Lepus*) i szczekuszki (*Ochotona*), ssaki drapieżne (Carnivora), nieparzystokopytne (Perissodactyla), parzystokopytne (Artiodactyla) oraz trąbowce (Proboscidea) reprezentowane przez mamuta (*Mammuthus primigenius*). Zespół fauny obejmuje specyficzny zestaw gatunków charakterystyczny dla ostatniego zlodowacenia, który charakteryzował się obecnością oprócz dominujących form tundrowych i stepowych, rzadkie gatunki leśne.

Do rekonstrukcji środowiska w otoczeniu jaskini najlepiej nadają się gryzonie, związane z określoną formacją roślinną i żyjące w ściśle określonym siedlisku oraz najczęściej reprezentowane w osadzie przez dużą liczbę szczątków. Duże ssaki wykazują znacznie większą tolerancję środowiskową i w związku z tym mniej nadają się do analiz paleośrodowiskowych. W prawie całym profilu osadów (warstwy od B do G) obecne są gatunki charakterystyczne dla tundry, zarówno wilgotnej jak i suchej, takie jak obroźnik tundrowy (*Dicrostonyx gulielmi*), leming właściwy (*Lemmus lemmus*) i nornik wąskoczaszkowy (*Microtus gregalis*). Stanowią one od 50% do 70% wszystkich szczątków drobnych ssaków w poszczególnych warstwach. Spośród dużych ssaków jedynie renifer (*Rangifer tarandus*) jest obecny we wszystkich warstwach, natomiast inne gatunki tundrowe są znacznie rzadsze: mamut (warstwy C18, C19, D1, D2b), nosorożec włochaty (*Coelodonta antiquitatis*) (warstwy C18, D1), rosomak (*Gulo gulo*, Fig. 6) (warstwy B6, C7, C18 i D1) i piesiec (*Vulpes lagopus*) (warstwy C7 i D1). Wśród szczątków ptaków zdecydowanie dominuje pardwa mszarna (*Lagopus lagopus*). Szczątki gatunków stepowych lub innych związanych z otwartymi, suchymi środowiskami są znacznie rzadsze, najczęściej ich frekwencja nie przekracza 1–3%, za wyjątkiem warstwy E (E1, E2) gdzie ich udział w zespole fauny wzrasta do 6–12%. Do gatunków terenów otwartych należą nornik zwyczajny (*Microtus arvalis*) (obecny w całym profilu, od 2% do 12% w zależności od warstwy), chomik europejski (*Cricetus scricetus*) (warstwy C i D) oraz piestruszka stepowa (*Lagurus lagurus*) (warstwa D). Przedstawiciel zającokształtnych – szczekuszka malutka (*Ochotona pusilla*) występuje we wszystkich warstwach, choć jest rzadka. Duże ssaki stepowe są reprezentowane przez żubra stepowego (*Bison priscus*) i dzikiego konia (*Equus ferus*) oraz stwierdzonego jedynie w warstwie B suhaka (*Saiga tatarica*) (Nadachowski i in. 2016). Gatunki eurytopowe, o szerokich wymaganiach ekologicznych, często dominują w niektórych warstwach. Wiele z nich jest związana z wilgotnymi środowiskami typu bagna, torfowiska, podmokłe lasy, brzegi jezior i rzek. Do gatunków o takich wymaganiach środowiskowych należą występujące we wszystkich warstwach nornik północny (*Microtus oeconomus*) (z częstością 5–15%) i karczownik (*Arvicola amphibius*) (z częstością 2–3%). Spośród ssaków drapieżnych, żyjących w różnych środowiskach we wszystkich warstwach stwierdzono lisa (*Vulpes vulpes*), wilka (*Canis lupus*), niedźwiedzia jaskiniowego (*Ursus spelaeus* s.l.), gronostaja (*Mustela erminea*) i łasicę (*Mustela nivalis*). Warto nadmienić, że Jaskinia Stajnia jest jak dotąd najmłodszym stanowiskiem



Fig. 6. Lewa żuchwa rosomaka *Gulo gulo*. Skala 5 cm.
Fot. A. Marciszak.



Fig. 7. Prawa szczęka niedźwiedzia jaskiniowego *Ursus ingressus*. Skala 10 cm.
Fot. A. Marciszak

niedźwiedzia jaskiniowego w Europie (okaz pochodzi z warstwy B i jest datowany na środkową część GS-3, ok. 26 ka BP), który dodatkowo w oparciu o badania paleogenetyczne został zakwalifikowany do *Ursus ingressus* (Fig. 7), (Baca i in. 2016).

Gatunki typowo leśne odnaleziono we wszystkich warstwach, lecz ich frekwencja jest przeważnie niska. Nornica ruda (*Clethrionomys glareolus*) w młodszych warstwach występuje z częstością ok. 2–5%, a w starszych (warstwy E i F) – ok. 9–14%. Z dużych ssaków np. jeleni (*Cervus elaphus*) jest obecny jedynie w niektórych poziomach.

Pełna rekonstrukcja środowiska na podstawie szczątków ssaków nie jest możliwa, ze względu na fakt, że szczątki niektórych gatunków nie zachowały się w osadzie w związku z działaniem różnych czynników tafonomicznych. Na przykład w wielu przypadkach częstość i liczba gatunków leśnych w kopalnych populacjach jest zaniżona w porównaniu z proporcjami obserwowanymi w warunkach naturalnych. Niemniej jest możliwe uchwycenie korelacji pomiędzy zmianami środowiskowymi i klimatycznymi na danym terenie w oparciu o zmiany składu gatunkowego fauny kręgowców. Badania paleontologiczne fauny wskazują, że w trakcie osadzania się warstw w Jaskini Stajnia w okolicy stanowiska środowisko było zróżnicowane, o mozaikowym charakterze. Obok siebie występowały płaty roślinności i środowisk otwartych (tundra, step), podmokłych (torfowiska, bagna, łąki wzdłuż cieków wodnych i jezior) i tereny mniej lub bardziej zalesione, a także obszary skaliste, ze skąpą roślinnością. Analiza szczątków zwierzęcych wskazuje, że klimat był nieco bardziej wilgotny i cieplejszy podczas osadzania się warstw F i G, a nieco zimniejszy i suchszy w trakcie tworzenia się warstw E, D, C i B.

BADANIA IZOTOPOWE

Punkt terenowy zlokalizowany w Jaskini Stajnia k. Mirowa na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej jest doskonałą okazją do zaprezentowania wyników badań izotopowych wykonanych na szczątkach zębów niedźwiedzia jaskiniowego i renifera pochodzące z osadów zlodowacenia Wisły (Żarski i in. 2017). Analizy izotopów tlenu w minerałach biogenicznych od kilku dziesięcioleci wykorzystywane do pozyskiwania informacji cechach naturalnego środowiska organizmów, stanowią zapis pośredni warunków paleoklimatycznych. Wiodącą rolę odgrywa tu bioapatyt i zbudowane z niego szkliwo zębów. Zęby z uwagi na mniej porowatą strukturę niż kości są najlepiej zachowanym elementem szkieletu, będąc niekiedy jedyną pozostałością znajdującą w osadzie. W stanie naturalnym w trakcie życia organizm przyswaja wodę środowiskową, a znajdujący się w niej tlen wraz z aktualnym składem izotopowym wbudowywany jest w sukcesywnie tworzący się przez szereg miesięcy bioapatyt szkliwa zębów. W szkliwie proporcje izotopów tlenu ^{18}O do ^{16}O , wyrażane jako $\delta^{18}\text{O}$ [‰VSMOW], stanowią dość czuły rejestr (1) niezmiennych dla danego gatunku procesów biologicznych, oraz (2) zmiennych zewnętrznych parametrów środowiskowych. Analizy $\delta^{18}\text{O}$ szkliwa dużych ssaków, w tym ludzi, stosowane są z powodzeniem w śledzeniu fluktuacji klimatycznych czy migracji. Zdecydowanie najlepsze efekty w śledzeniu sezonowych fluktuacji zmian środowiska uzyskuje się przez zwiększenie rozdzielczości przestrzennej mikropróbki i wykonywanie profili wielopunktowych $\delta^{18}\text{O}$ in situ zgodnie z chronologią wzrostu kolejnych warstw szkliwa, co umożliwi uzyskanie dużej ilości wyników odpowiadającym krótszym odstępom czasu. Do badań rekonesansowych wybrane zostały fragmenty zębów niedźwiedzia jaskiniowego i renifera z zachowanym szkliwem. Analizy składu izotopowego prowadzone były na powierzchni z przekroju zębów zatopionych w żywicy epoksydowej. Istotne było uzyskanie dostępu do granicy szkliwa i zębiny i uzyskanie sekwencji wartości $\delta^{18}\text{O}$ zgodnie z chronologią wzrostu. Odstęp między analizowanymi warstwami szkliwa wynosiły od 0,11 mm do 0,14 mm. W ten sposób powstawał profil ok 60 do 100 punktów, stanowiący chronologiczny zapis z rozdzielczością czasową mniejszą niż jeden miesiąc obejmujący co najmniej 3–4 sezony. Profile $\delta^{18}\text{O}$ z reguły mają w sinusoidalny wzór i są rejestrem sezonowych względnych różnic także temperatur i wilgotności w trakcie życia osobnika. Maksima opowiadają warstwie, której mineralizacja odbyła się w cieplejszych i suchych porach roku. Niższy współczynnik $\delta^{18}\text{O}$ jest typowy dla zimnych i wilgotnych sezonów. Generalnie na podstawie danych izotopowych można stwierdzić, że klimat podczas pobytu neandertalczyków w jaskini był chłodny i mógł odpowiadać współczesnemu klimatowi na Spitsbergenie. Zbadane zęby mogły reprezentować jedynie zimny epizod klimatyczny i nie reprezentują cieplejszych okresów. Innymi czynnikami o ujemnej korelacji są także szerokość geograficzna i wysokość n.p.m. czy odległość od wybrzeża (Róžański i in. 1993). Porównania wartości $\delta^{18}\text{O}$ ze szkliwa

zębów jednego gatunku (niedźwiedź, renifer) z różnych warstw wskazują na istotne wahania średnich sezonowych temperatur, w tym stopniowego oziębienia. Na podstawie zapisu izotopowego w szklawie renifera odczytano gwałtowne zmiany środowiska związane z epizodami migracji. Analizy izotopowe $\delta^{18}\text{O}$ reprezentują zatem ważny wskaźnik („Proxy”) do monitorowania wielosezonowych wahań różnych parametrów i środowiska i klimatu.

ARCHEOLOGIA

W jaskini Stajnia znaleziono kilkanaście tysięcy zabytków krzemiennych z paleolitu środkowego (LMP). Znaleźiska te pochodzą głównie z kompleksu warstw D. W jaskini były wytwarzane przez neandertalczyków narzędzia krzemienne, które używane były m.in. do przetwórstwa żywności. Są to głównie asymetryczne noże, charakterystyczne dla stanowisk neandertalskich w Europie Środkowej w czasie zlodowacenia Wisły. Zestaw zabytków krzemiennych z przewagą noży asymetrycznych jest charakterystyczny dla kultury mikockiej (Fig. 8). Dokładne badania noży wykazało, że były one używane m.in. do cięcia skór i obróbki kości. Produkcja tych noży była bardzo skomplikowana i świadczy o wysokim poziomie wytwórstwa.

Do produkcji narzędzi krzemiennych sprowadzono surowiec m.in. z południa Jury. Wykorzystywano, także powszechne na jurze krzemienie występujące w wapieniach uławiconych. W środkowej części jaskini w warstwie D natrafiono na koncentrację buł krzemiennych, które prawdopodobnie stanowiły magazyn surowca do wytwarzania narzędzi. Niektóre z tych krzemieni nosiły ślady działalności intencjonalnej m.in. były niedokończone rdzenie. Znaleziono także kości zwierzęce z widocznymi śladami działalności człowieka. Ciekawym znaleziskiem był m.in. m. rogowy młotek wykonany z poroża renifera oraz inne, które opisane będą w przygotowywanej publikacji. W obrębie warstwy D, w bezpośrednim sąsiedztwie buł krzemiennych znaleziono 2 z trzech zębów należące do człowieka neandertalskiego, a także dwa włosy ludzkie. Na tym samym poziomie jaskini znaleziono, także czarną substancję organiczną, która była prawdopodobnie pozostałością po paleniskach. Analiza pozostałości organicznych metodą FTIR i DTMS sugerowała obecność wosków roślinnych lub tłuszczów / lipidów. Po opuszczeniu jaskini przez neandertalczyków, jaskinię wykorzystywali ludzie współcześni *Homo sapiens* m.in. w okresie paleolitu późnego. Znalezione narzędzia krzemienne przypisywane są kulturze magdaleńskiej. Człowiek wykorzystywał jaskinię także w neolicie. Potwierdzeniem są narzędzia charakterystyczne dla tego okresu. Znaleziono

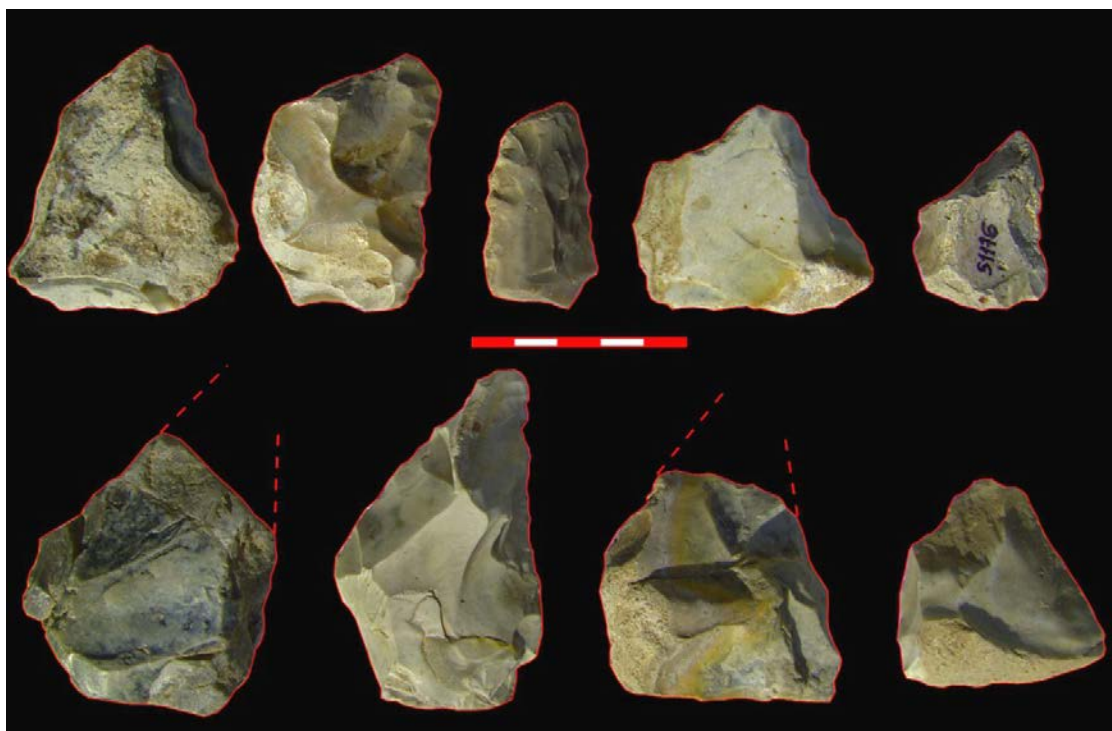


Fig. 8. Noże krzemienne z Jaskini Stajnia. Fot. M. Urbanowski.

także pojedyncze artefakty ze średniowiecza, a także z czasów nam współczesnych. Jaskinia Stajnia jest jedną z kilkunastu jaskiń na Jurze Krakowsko-Częstochowskiej (Jaskinia Ciemna, Jaskinia Nietoperzowa, Schronisko Wylotne, Jaskinia Biśnik, Jaskinia Koziarnia, Jaskinia Zamkowa Dolna, Jaskinia Komarowa i inne), w której stwierdzono występowanie zabytków krzemiennych z okresu paleolitu środkowego. Jest jednocześnie jedynym stanowiskiem w Polsce, w którym znaleziono szczątki neandertalczyka (zęby).

NEANDERTALCZYCY

Neandertalczycy zamieszkiwali naszą planetę w późnym plejstocenie. Terytorium ich występowania obejmowało głównie Europę, ale także Syberię i Bliski Wschód (Krause et al. 2007; Sawyer et al. 2015). Zgodnie z dominującym obecnie poglądem ich bezpośrednimi przodkami byli prawdopodobnie europejscy przedstawiciele *Homo heidelbergensis* – gatunku, którego afrykańskie populacje mogły dać przed 200 tys. lat temu początek *Homo sapiens* (Buck, Stringer 2014). W zapisie kopalnym najstarsze szczątki kostne neandertalczyka pojawiają się około 230 tys. lat temu na obszarze współczesnych Niemiec (Rightmire 2008). Homininy te bardzo dobrze przystosowały się do surowych warunków epoki lodowej, na co wskazuje ich krępa budowa ciała – szeroki tułów, skrócone przedramiona i podudzia. Wiele danych archeologicznych pozwala sądzić, iż neandertalczycy wytwarzali narzędzia nie tylko z kamienia, ale także z kości, rozniecali i podtrzymywali ogień, ozdabiali ciała i grzebali swoich zmarłych (Soressi i in. 2013; Rendu i in. 2014; Welker i in. 2016). Ich egzystencję musiała warunkować odpowiednia wiedza na temat środowiska, przede wszystkim jako źródła zasobów pokarmu. W oparciu o wyniki badań izotopowych kości neandertalczyków (stabilnych izotopów ^{13}C i ^{15}N) oraz analizy zawartości kamienia nazębnego pozyskanego z zębów neandertalczyków ustalono, że ich dieta obejmowała – oprócz mięsa dużych ssaków – także między innymi: grzyby, nasiona (np. sosny) oraz rośliny zielne, przy czym określone gatunki tych roślin były prawdopodobnie stosowane przez nich do celów leczniczych (np. krwawnik – *Achillea millefolium*, rumianek – *Matricaria chamomilla*) (Richards, Trinkaus 2009; Hardy i in. 2012; Weyrich i in. 2017). Neandertalczycy współwystępowali z przedstawicielami naszego gatunku, krzyżując się z nimi w Europie i na obszarze Bliskiego Wschodu, wskazują na to wyniki badań genetycznych kopalnego DNA (uzyskanego ze szczątków kostnych neandertalczyków i plejstocenijskiego *Homo sapiens*), jak i DNA współczesnego człowieka (Greenet i in. 2010; Prüfer i in. 2014; Fu i in. 2015). Na obszarze Syberii kontaktowali się z denisowczykami, zostawiając swój „genetyczny ślad” w ich DNA (Sawyer i in. 2015). Istoty te jednak ostatecznie wymarły w Europie około 40 tys. lat temu, lecz nie we wszystkich jej obszarach (Higham et al. 2014). Znaleziska kamiennych narzędzi wykonanych przez neandertalczyka, pochodzących z jaskini Gorham (Gibraltar), świadczą o tym, że pewne populacje neandertalczyków żyły tam jeszcze około 24 tys. lat temu (Finlayson i in. 2006).

Istnieje wiele pośrednich dowodów występowania neandertalczyka na obszarze Polski, takich jak np. obozowiska neandertalskie. Pierwszymi odkrytymi na terenie Polski szczątkami tych kopalnych istot ludzkich stanowiącymi bezpośredni dowód na ich występowanie są zęby neandertalskie pochodzące z Jaskini Stajnia.

Znaleziska te to zęby stałe kilku osobników. Obejmują one między innymi dwa górne trzonowce (S5000 (Fig. 9) i S4619) należące do osobników, których wiek w chwili śmierci został oszacowany odpowiednio na 20 lat i 6,5 lat oraz dolny trzonowiec (S4300) należący do osobnika, który zmarł w wieku określonym na 17–18 lat (przy założeniu, że jest to pierwszy trzonowiec) lub na 23–24 lat (jeżeli uznamy go za drugi trzonowiec) (Urbanowski i in. 2010; Dąbrowski i in. 2013; Nowaczewska i in. 2013).

Wiek osobników dorosłych był oceniany na podstawie stopnia starcia powierzchni górnej (okluzyjnej) korony zębów. Przynależność taksonomiczną zębów ustalono w oparciu o stwierdzenie współwystępowania cech morfologii korony charakterystycznych dla uzębienia neandertalczyków. W przypadku stałego dolnego trzonowca (S4300) zespół tych cech obejmował między innymi taurodontyzm, dobrze wykształcony



Fig. 9. Górny trzonowiec (S-5000) wg Żarski i in. 2017.

dołek przedni (ang. anteriorfovea) oraz specyficzny dla neandertalczyków wzór wykształcenia bruzd/rowków (ang. subverticalgrooves), widocznych na powierzchni interproksymalnej (czyli stanowiącej miejsce kontaktu koron sąsiadujących ze sobą zębów) (Dąbrowski i in. 2013). U górnego trzonowca (S5000), stwierdzono także obecność podobnych bruzd oraz zaobserwowano rynienkowate wgłębienie powstałe w efekcie wielokrotnego stosowania przedmiotu pełniącego funkcję wykałaczki. Analizę tych struktur przeprowadzono z zastosowaniem skaningowego mikroskopu elektronowego (Urbanowski i in. 2010). Ocena taksonomiczna trzonowca dziecka obejmowała dodatkowe badania dotyczące ustalenia grubości szkliwa, które przeprowadzono z zastosowaniem mikrotomografu komputerowego (Nowaczewska i in. 2013).

PALEOŚRODOWISKO

Interdyscyplinarne badania geologiczne, paleontologiczne, paleobotaniczne, izotopowe, archeologiczne, a także antropologiczne wskazują, że w czasie pobytu neandertalczyków w Jaskini Stajni dominowały warunki charakterystyczne dla obszarów tundrowych z typową dla niej roślinnością i fauną. Środowisko było zróżnicowane o mozaikowym charakterze: otwartych terenów tundry i stepu, podmokłych obszarów dolin rzecznych i torfowisk z możliwością występowania płatów zadrzewień oraz obszary skaliste ze skąpą roślinnością. Generalnie temperatura lipca nie przekraczała 12°C. Ze względu na dużą dynamikę krótkotrwałych zmian klimatycznych w tym okresie, nie można wykluczyć temperatury najcieplejszego miesiąca wynoszącej znacznie poniżej 10°C, a także okresów z temperaturą powyżej 15°C dochodzącej do 17°C. Pojedyncze znalezione w osadach Jaskini Stajnia szczątki gatunków zwierząt leśnych, a także pyłek i makroszczałki drzew mogą stanowić dowód na te krótkotrwałe ocieplenia. Generalnie klimat był dość chłodny i suchy z wyraźnie zaznaczającymi się porami roku: zimy i lata. Świadczą o tym m.in. sezonowe migracje reniferów. Na podstawie datowań możemy sądzić, że neandertalczyki przebywali na terenie jaskini w przedziale czasowym 53–44 tysięcy lat temu. Jest możliwe, że okres ten był jeszcze dłuższy.

LITERATURA

- BACA M., POPOVIĆ D., STEFANIAK K., MARCISZAK A., URBANOWSKI M., NADACHOWSKI A., MACKIEWICZ P. 2016. Retreat and extinction of the Late Pleistocene cave bear (*Ursus spelaeus sensu lato*). *The Science of Nature*, 103, 92: 1–17.
- BEHRE K.E. 1989. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 8: 25–44.
- BUCK L.T., STRINGER C.B. 2014. *Homo heidelbergensis*. *Current Biology*, 24(6): R214.
- DĄBROWSKI P., NOWACZEWSKA W., STRINGER C.B., COMPTON T., KRUSZYŃSKI R., NADACHOWSKI A., STEFANIAK K., URBANOWSKI M. 2013. A Neanderthal lower molar from Stajnia Cave, Poland. *HOMO* 64(2): 89–103.
- CYREK K., MADEYSKA T. 2011. Stone Age in the Ojców Jura on the background of natural environment changes. *Materiały 45 Sympozjum Speleologicznego, Ojców, 0-23.10.2010*: 51–53
- FINLAYSON C., PACHECO F.G., RODRÍGUEZ-VIDAL J., FA D.A., GUTIERREZ LÓPEZ J.M., SANTIAGO PÉREZ A., FINLAYSON G., ALLUE E., PREYSLER J.B., CÁCERES I. 2006. Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature*, 443 (7113): 850–853.
- FU Q., HAJDINIAK M., MOLDOVIAN O.T., CONSTANTIN S., MALLICK S., SKOGLUND P., PATTERSON N., ROHLAND N., LAZARIDIS I., BIRGIT N. 2015. A nearly modern human from Romania with a recent Neanderthal ancestor. *Nature*, 524: 216–219
- GREEN R.E., KRAUSE J., BRIGGS A.W., MARCIC T., STENZEL U., KIRCHER M., PATTERSON N., LI H., ZHAI W., HSI-YANG FRITZ M., ET AL., 2010. A draft sequence of the Neandertal genome. *Science*, 328: 710–722.
- HARDY K., BUCKLEY S., COLLINS M.J., ESTALRRICH A., BROTHWELL D., COPELAND L., GARCÍA-TABERNERO A., GARCÍA-VARGAS S., DE LA RASILLA M., LALUEZA-FOX C. 2012. Neanderthal medics? Evidence for food, cooking, and medicinal plants entraped in dental calculus. *Naturwissenschaften*, 99(8): 617–626.
- HELIASZ Z., LEWANDOWSKI L., LISZKOWSKI J., WIELGOMAS L. 2009. Szczegółowa Mapa geologiczna Polski ark. Żarki, WG PIG-PIB.
- HIGHAM T., DOUKA K., WOOD CH., RAMSEY B., BROCK F., BASELL M., CAMPS M., ARRISOBALAGA A., BAENA J., BARROSO-RUIZ J., ET AL. 2014. The timing and spatiotemporal patterning of Neanderthal disappearance. *Nature*, 512: 306–309.
- LEWANDOWSKI J. 1994. Pokrywy fluwioperyglacialne Wyżyny Częstochowskiej. *Przegląd Geologiczny*, 12: 1009–1013
- LEWANDOWSKI J. 2011. “Jurajska Oaza Śródlądowa” w świetle badań ostatniego półwiecza. *Przegląd Geologiczny*, 11: 732–738

- LITYŃSKA-ZAJĄC M., WASYLIKOWA K. 2005. Guidebook to archeobotanical studies. *Vademecum Geobotanicum*, Sorus, Poznań.
- KRAUSE J., ORLANDO L., SERRE D., VIOLA B., PRÜFER K., RICHARDS M.P., HUBLIN J.-J., HÄNNI C., DEREVIANKO A.P., SVANTE PÄÄBO. 2007. Neanderthals in central Asia and Siberia. *Nature*, 449: 902–904.
- KUBIAK-MARTENS L., KOOISTRA L.I. 2012. Plant remains from Stajnia Cave. [W:] Urbanowski M. (ed.), *Stajnia Cave 2006–2010. Multidisciplinary Research*: 112–121
- MARKS L., GAŁĄZKA D., WORONKO B. 2016. Climate, environment and stratigraphy of the last Pleistocene glacial stage in Poland. *Quaternary International*, 420: 259–271
- MOJSKI J.E. 2005. *Ziemia polskie w czwartorzędzie (in Polish). Zarys morfogenezy*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- NADACHOWSKI A., LIPECKI G., RATAJCZAK U., STEFANIAK K., WOJTAL P. 2016. Dispersal events of the saiga antelope (*Saigatarica*) in Central Europe in response to the climatic fluctuations in MIS 2 and the early part of MIS 1. *Quaternary International*, 420: 357–362.
- NOWACZEWSKA W., DĄBROWSKI P., STRINGER C. B., COMPTON T., KRUSZYŃSKI R., NADACHOWSKI A., SOCHA P., BINKOWSKI M., URBANOWSKI M. 2013. The tooth of a Neanderthal child from Stajnia Cave, Poland. *Journal of Human Evolution*, 64(3): 225–231.
- PRÜFER K., RAMICO F., PATTERSON N., JAY F., SANKARARAMAN S., SAWYER S., HEINZE A., RENAUD G., SUDMANT P.H., DE FILIPPO C. 2014. The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains. *Nature*, 505 (7481): 43–49
- 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., GKINID 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.
- RENDU W., BEAUVAL C., CREVECOEUR I., BAYLE P., BALZEAU A., BISMUT T., BOURGUIGNON L., DELFOUR G., FAIVRE J.-P., LACRAMPE-CUYAUBÈRE F. 2014. Evidence supporting an intentional Neanderthal burial at La Chapelle-aux-Saints. *PNAS* 111(1): 81–86.
- RICHARDS M.P., TRINKAUS E. 2009. Isotopic evidence for the diets of European Neanderthals and early modern humans. *PNAS*, 106: 16034–16039.
- RIGHTMIRE G.P. 2008. *Homo* in the Middle Pleistocene: hypodigms, variation, and species recognition. *Evolutionary Anthropology*, 17: 8–21.
- SAWYER S., RENAUD G., VIOLA B., HUBLIN J.-J., GANSAUGE M.-T., SHUNKOV M.V., DEREVIANKO A.P., PRÜFER K., KELSO J., PÄÄBO S. 2015. Nuclear and mitochondrial DNA sequences from two Denisovan individuals. *PNAS* 112(51): 15696–15700.
- SORESSI M., MCPHERRON S.P., LENOIR M., DOGANDŽIĆ T., GOLDBERG P., JACOBS Z., MAIGROT Y., MARTISIUS N.L., MILLER CH.E., RENDU W. 2013. Neanderthals made the first specialized bone tools in Europe. *PNAS* 110(35): 14186–14190.
- URBANOWSKI M., SOCHA P., DĄBROWSKI P., NOWACZEWSKA W., SADAKIERSKA-CHUDY A., DOBOSZ T., STEFANIAK K., NADACHOWSKI A. 2010. The first Neanderthal tooth found North of the Carpathian Mountains. *Naturwissenschaften*, 97(4): 411–415.
- WELKERA F., HAJDINJAK M., TALAMO S., JAOUENA K., DANNEMANN M., DAVIDE F., JULIENE M., MEYER M., KELSOC J., BARNES I. 2016. Palaeoproteomic evidence identifies archaic hominins associated with the Châtelperronian at the Grotte du Renne. *PNAS* 113(40): 11162–11167
- WEYRICH L.S., DUCHENE S., SOUBRIER J., ARRIOLA L., LLAMAS B., BREEN J., MORRIS A.G., ALT K.W., CARAMELLI D., DRESELY V., ET AL. 2017. Neanderthal behaviour, diet, and disease inferred from ancient DNA in dental calculus. *Nature* Mar 8. doi: 10.1038/nature21674.
- ŻARSKI M., WINTER H., NADACHOWSKI A., URBANOWSKI M., SOCHA P., KENIG K., MARCINKOWSKI B., KRZEMIŃSKA E., STEFANIAK K., NOWACZEWSKA W., MARCISZAK A. 2017. Stratigraphy and palaeoenvironment of Stajnia Cave (southern Poland) with regard to habitation of the site by Neanderthals. *Geolog. Quarterly*, 61(2): 350–369.



ZAMEK BOBOLICE

Renata STACHOWICZ-RYBKA

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

Zamek Bobolice został zbudowany przez króla Kazimierza Wielkiego najprawdopodobniej ok. 1350–1352 roku. Jest on częścią fortyfikacji zwanych Orlimi Gniazdami. Należał do systemu obronnego zachodniej granicy Królestwa Polskiego i miał bronić od najazdów od strony Śląska, będącego terytorium granicznym Królestwa Czech. Warownia położona na stromym, skalistym wzgórzu (360 m n.p.m.) była doskonale dopasowana do ukształtowania terenu.

W 1370 r. ówczesny król Polski Ludwik Węgierski nadał zamek swojemu krewnemu Władysławowi Opolczykowi, który kilka lat później przekazał go swemu dworzaninowi Andrzejowi Schóny z Barlabás. W 1391 r. król Władysław Jagiełło z powrotem włączył zamek do dóbr królewskich, jednak pozwolił Andrzejowi Schóny nadal nim władać. Po jego śmierci zamek odziedziczyła jego córka Anna, a po jej śmierci zamek podzielili między siebie jej syn Stanisław Szafraniec i jej drugi mąż Mściwój z Wierchowiska herbu Lis wraz z dziećmi. Doprowadziło to do licznych konfliktów, które zakończył Piotr Szafraniec, wykupując 1445 r. od Lisów ich połowę zamku. Wkrótce sprzedał zamek Florianowi z Knyszyna, który z kolei sprzedał go Andrzejowi Tresce, a jego rodzina sprzedała go Rzeszowskim. Następnym właścicielem w 1486 r. został Mikołaj Kreza z Zawady herbu Ostoja. W 1587 r. zamek został zdobyty przez wojska Maksymiliana III Habsburga podczas najazdu na ziemie polskie i uległ on wówczas poważniejszym uszkodzeniom. W 1625 r. zamek przeszedł w ręce Myszkowskich herbu Jastrzębiec z pobliskiego Mirowa. W czasie potopu szwedzkiego, w 1657 r. zamek mocno ucierpiał, a za panowania następných właścicieli – Męcińskich z Żarek, zamek zaczął popadać w ruinę. Gdy w 1683 r. król Jan III Sobieski



Fot. 1. Zamek Bobolice (Fot. Renata Stachowicz-Rybka)



Fot. 2. Ruiny zamku przed odbudową (http://pl.wikipedia.org/wiki/Zamek_Bobolice)

w drodze do Krakowa – przed odsieczą wiedeńską – zatrzymał się na zamku Bobolice, jego orszak musiał nocować w namiocie.

W XVIII w. zamek był tylko częściowo zamieszkały i pomimo prób ratowania popadał on w coraz większą ruinę. W XIX w. w podziemiach zamku znaleziono skarb. Niektórzy do dziś wierzą, że główna jego część nie została jeszcze odkryta i leży w tunelu łączącym zamek Bobolice z zamkiem Mirów. Poszukiwacze skarbów dopełnili reszty zniszczenia.

Ocalał tylko górny zamek a konkretnie część mieszkalna z pozostałościami baszty na północno-wschodnim narożu. Widać piękne mury z otworami okiennymi. Nie zachowało się w ogóle sklepienie. Kiedyś do zamku prowadził most zwodzony ponad suchą fosą, a całość otaczały mury z blankami. Od strony południowej do zamku przylegała druga mniejsza baszta z kopułą. Poniżej stała czworoboczna wieża bramna broniąca przedzamczem. Z zamku rozciąga się rozległy widok na całą okolicę, dobrze widać także sąsiedni zamek w Mirowie.

Pod koniec XX w. ruiny zamku kupił senator Lasecki i powoli zaczęły one zmieniać swoje oblicze. Rodzina Laseckich podjęła trudne wyzwanie odbudowania tego zabytku. Przy pomocy polskich naukowców i ekspertów, przeprowadzono prace archeologiczne, zabezpieczające i rekonstrukcyjne. Odbudowa została zrealizowana pomimo braku jakichkolwiek planów, szkiców czy rysunków zamku a jego kształt odtworzono na podstawie zachowanych ruin. W pracach wykorzystywano wyłącznie tradycyjne materiały (głównie kamień wapienny), opracowano też specjalną zaprawę murarską. Oficjalne otwarcie zamku nastąpiło 3 września 2011 r. po dwunastu latach prac.

Sama rekonstrukcja wzbudzała i nadal wzbudza spore kontrowersje i krytykę różnych środowisk. Specjaliści zwracali uwagę na brak zachowanych źródeł odnośnie dawnego wyglądu. Biorąc jednak pod uwagę fakt, że większość obiektów warownych pozostaje w ruinie, tym bardziej cieszy, że zamek Bobolice prawdziwie z tych ruin powstał.

ŹRÓDŁA OGÓLNODOSTĘPNE

http://pl.wikipedia.org/wiki/Zamek_Bobolice

<https://klubpodroznikow.com/relacje/polska-zamki-palace/726-bobolice>

LISTA UCZESTNIKÓW

Mgr Joanna BOKALSKA-RAJBA
Studium Doktoranckie Nauk Przyrodniczych
Polskiej Akademii Nauk w Krakowie
Instytut Botaniki im. W. Szafera
Polskiej Akademii Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: boasia@poczta.onet.pl

RNDr., CSc. Eva BŘÍZOVÁ
Czech Geological Survey
Klárov 3/131, 118 21 Praha 1
e-mail: eva.brizova@geology.cz

Mgr Dorota BRZOZOWICZ
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
Wydział Nauk Geograficznych
Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: d.brzozowicz@wp.pl

Agnieszka CIUŁ
Zakład Geoekologii i Paleogeografii
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin

Dr Dorota CHMIELOWSKA
Instytut Geografii
Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN w Krakowie
ul. Podchorążych 2, 30-198 Kraków
e-mail: dchmielo@up.krakow.pl

Piotr CYBUL
Instytut Geografii
Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN w Krakowie
ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków
e-mail: piotr.c53@interia.eu

Mgr Katarzyna CYWA
Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: k.cywa@botany.pl

Mgr Aleksandra DĄBROWSKA
Zakład Geoekologii i Paleogeografii
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: a.dabrowska.geo@gmail.com

Dr Danuta DZIEDUSZYŃSKA
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: danuta.dzieduszynska@geo.uni.lodz.pl

Mgr Magdalena FIŁOC
Zakład Paleobotaniki, Instytut Biologii
Wydział Biologiczno-Chemiczny
Uniwersytet w Białymstoku
ul. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok
e-mail: mfiloc@op.pl

Dr hab. Jacek FORYSIAK, prof. UŁ
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: jacekfor@interia.eu

Ewa GOŁASZEWSKA
Pracownia Paleoekologii i Archeobotaniki
Katedra Ekologii Roślin
Uniwersytet Gdański
ul. Wita Stwosza 59, 80-803 Gdańsk
e-mail: ewa.golaszewska@biol.ug.edu.pl

Dr Anna HRYNOWIECKA
Państwowy Instytut Geologiczny –
Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza
ul. Kościelna 5, Gdańsk 80-328,
e-mail: anna.hrynowiecka@pgi.gov.pl

Dr Piotr KŁAPYTA
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Jagielloński
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków,
e-mail: piotr.klapyta@uj.edu.pl

Dr Piotr KOŁACZEK
Instytut Geoekologii i Geoinformacji
Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu
ul. Bogusława Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
e-mail: piotrkolaczek@op.pl

Dr. hab. Maryna KOMAR
Instytut Nauk Geologicznych NAN Ukrainy
Museum Narodowe Historii Naturalnej NAN Ukrainy
ul. Bohdana Chmelnickiego 15, 01030 Kijów
Ukraina
e-mail: maryna.kom@gmail.com

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

Dr Piotr KULESZA
Zakład Geoekologii i Paleogeografii
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: piotr.kulesza@poczta.umcs.lublin.pl

Katarzyna KULIKOWSKA
Zakład Geoekologii i Paleogeografii
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin

Dr hab. Mirosława KUPRYJANOWICZ, prof. UWB
Instytut Biologii
Uniwersytet w Białymstoku
ul. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok
e-mail: m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl

Dr hab. Maria LITYŃSKA-ZAJĄC, prof. PAN
Instytut Archeologii i Etnologii Polskiej Akademii Nauk
ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków
e-mail: marialitynska@gazeta.pl

Prof. Dr hab. Małgorzata LATAŁOWA
Pracownia Paleoekologii i Archeobotaniki
Katedra Ekologii Roślin
Uniwersytet Gdański
ul. Wita Stwosza 59, 80-803 Gdańsk
e-mail: m.latalowa@ug.edu.pl

Mgr Ewa MADEYSKA
Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: e.madeyska@botany.pl

Dr Aleksandra MAJECKA
Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytet Warszawski
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: a.majecka@uw.edu.pl

Dr Małgorzata MALKIEWICZ
Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław
e-mail: malgorzata.malkiewicz@uwr.edu.pl

Prof. Dr hab. Krystyna MILECKA
Instytut Geoekologii i Geoinformacji
Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu
ul. Bogusława Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
e-mail: milecka@amu.edu.pl

Dr Magdalena MOSKAL-DEL HOYO
Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: m.moskal@botany.pl

Dr hab. Aldona MUELLER-BIENIEK
Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: a.mueller@botany.pl

Prof. Dr hab. Adam NADACHOWSKI
Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt
Polskiej Akademii Nauk
ul. Sławkowska 17, 30-611 Kraków
e-mail: nadachowski@isez.pan.krakow.pl

Dr hab. Dorota NALEPKA, prof. PAN
Instytut Botaniki im. W. Szafera
Polskiej Akademii Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: d.nalepka@botany.pl

Dr Wioletta NOWACZEWSKA
Katedra Biologii Człowieka
Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Kuźnicza 35, 50-138 Wrocław
e-mail: wioletta.nowaczewska@uwr.edu.pl

Dr Daniel OKUPNY
Instytut Geografii
Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN w Krakowie
ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków
e-mail: daniel.okupny@up.krakow.pl

Dr Dominik PAWŁOWSKI
Instytut Geologii
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
e-mail: dominikp@amu.edu.pl

Dr hab. Joanna PETERA-ZGANIACZ, prof. UŁ
Wydział Nauk Geograficznych
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, Łódź 90-139
e-mail: joanna.petera@geo.uni.lodz.pl

Dr hab. Irena Agnieszka PIDEK, prof. UMCS
Zakład Geoekologii i Paleogeografii
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: i.pidek@poczta.umcs.lublin.pl

Dr Katarzyna POCHOCKA-SZWARC
Państwowy Instytut Geologiczny –
Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: katarzyna.pochocka-szwarc@pgi.gov.pl

Mgr Sylwia SKRECZKO
Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geologii Podstawowej
Uniwersytet Śląski w Katowicach
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
e-mail: sylwia.skreczko@us.edu.pl

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

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

Mgr Jakub SYPNIEWSKI
Zakład Biogeografii i Paleoekologii
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
Uniwersytet Adama Mickiewicza
ul. Bogusława Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
e-mail: jaksyp@amu.edu.pl

Dr Marta SZAL
Zakład Paleobotaniki
Instytut Biologii, Uniwersytet w Białymstoku
ul. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok
e-mail: martaszal@gmail.com

Prof. Dr hab. Kazimierz SZCZEPANEK
Ogród Botaniczny
Uniwersytet Jagielloński
ul. Kopernika 27, 31-501 Kraków
e-mail: kazimierz.szczepanek@wp.pl

Dr hab. Artur SZYMCZYK
Wydział Nauk o Ziemi
Katedra Geografii Fizycznej
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
e-mail: artur.szyczyk@us.edu.pl

Dr hab. Klara TOMASZEWSKA, prof. UP
Katedra Botaniki i Ekologii Roślin
Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu
pl. Grunwaldzki 24 a, 50-363 Wrocław
e-mail: klara.tomaszewska@up.wroc.pl

Dr hab. Agnieszka WACNIK, prof. PAN
Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: a.wacnik@botany.pl

Dr inż. Marta WARDAS-LASOŃ
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Katedra Ochrony Środowiska
Akademia Górniczo-Hutnicza
im. Stanisława Staszica w Krakowie
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
e-mail: mw@geol.agh.edu.pl

Prof. Dr hab. Krystyna WASYLIKOWA
Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: k.wasylik@botany.pl

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

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

Mgr inż. Katarzyna ŻÓŁCIAK
Zamek Królewski na Wawelu
Wawel 5, 31-001 Kraków
e-mail: katarzyna.zolciak@wawel.org.pl