

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11

tel. 42 66 55 459

<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: biuro@ltn.lodz.pl

sprzedaż wydawnictw: księgarnia internetowa <http://sklep.ltn.lodz.pl>

REDAKCJA NACZELNA WYDAWNICTW ŁTN

Krystyna Czyżewska, Wanda M. Krajewska (redaktor naczelna),

Edward Karasiński, Henryk Piekarski, Jan Szymczak

REDAKTOR

Jacek Forysiak

ZASTĘPCA REDAKTORA

Anita Wolaniuk

REDAKTOR TOMU

Juliusz Twardy

Wykaz recenzentów zamieszczony na końcu zeszytu

KOMITET REDAKCYJNY

Andriy Bogucki, Ryszard K. Borówka, Radosław Dobrowolski, Piotr Gębica,

Paweł Jokiel, Olaf Juschus, Vladislav Kuznetsov, Małgorzata Roman,

Ewa Smolska, Juliusz Twardy, Joanna Wibig, Igor I. Zveryaev

SEKRETARZ REDAKCJI

Danuta Dzieduszyńska

KOREKTA JĘZYKOWA

Anna Przybył – polonistyczna

Tim Brombley – anglojęzyczna

Czasopismo jest indeksowane w bazach: CEJSH, CEEOL, Index Copernicus, EBSCOhost,

Proquest, Bibliography and Index of Geology – GeoRef, POL-index

i znajduje się na liście ministerialnej czasopism punktowanych.

Artykuły czasopisma w elektronicznej wersji są dostępne na stronie internetowej czasopisma (www.journals.ltn.lodz.pl/AGL),

w bazach: CEJSH, CEEOL, Index Copernicus, EBSCOhost, Proquest oraz na portalach IBUK i ePNP.

Wydano z pomocą finansową

Łódzkiej Fundacji Badań Naukowych

Katedry Geomorfologii i Paleogeografii Uniwersytetu Łódzkiego

ISSN 0065-1249 e-ISSN 2451-0319

<https://doi.org/10.26485/AGL>

<https://doi.org/10.26485/AGL/2018/107>

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2018

Wydanie pierwsze

Projekt okładki: Agnieszka Roman

Przygotowanie czasopisma do digitalizacji: Karolina Piechowicz

Druk: 2K Łódź sp. z o.o., ul. Płocka 35/45, www.2k.com.pl, 2k@2k.com.pl

Nakład wersji drukowanej: 40 egz.

TREŚĆ

Wstęp: Wybrane aspekty badań geoarcheologicznych.....	7
Tomasz Kalicki, Mariusz Chrabąszcz, Igor Maciszewski, Paweł Przepióra Prehistoryczna transformacja rzeźby na stanowisku archeologicznym Rychnowo V w zlewni górnej Drwęcy (Prehistoric relief transformation at the archaeological site Rychnowo V in upper Drwęca River basin).....	11
Marcin Frączek, Tomasz Kalicki, Adam Wawrusiewicz, Aleksander F. Sanko Kontekst środowiskowy i stratygrafia stanowiska archeologicznego Lipowo w Kotlinie Biebrzy (NE Polska) (Environmental context and stratigraphy of the Lipowo archaeological site in the Biebrza Basin (NE Poland)).....	25
Małgorzata Luc, Jacek B. Szymańda Ewolucja krajobrazu okolic Góry Św. Wawrzyńca w Kałdusie, od okresu atlantyckiego do czasów współczesnych (Landscape evolution in the St. Lawrence Mount area in Kałdus, between the Atlantic period and contemporary times).....	39
Juliusz Twardy, Jacek Forsyjak Wpływ środowiska przyrodniczego na rozmieszczenie osadnictwa kultury pucharów lejkowatych w dorzeczu środkowej Tążyny (The influence of the natural environment on the distribution of Funnel Beaker culture settlements in the middle of the Tążyna River basin).....	53
Iwona Hildebrandt-Radke, Mateusz Stróżyk, Janusz Czebreszuk, Mateusz Jaeger, Łukasz Pospieszny, Mateusz Cwaliński, Jakub Niebieszczański, Joanna Rotnicka Wykorzystanie metody litologicznej do weryfikacji rezultatów nieinwazyjnych badań kurhanów z epoki brązu na pograniczu śląsko-wielkopolskim (Las Krotoszyn, Wielkopolska) (Use of the lithological method in verifying results of non-invasive surveys of the Bronze Age barrow mounds on the Silesia and Wielkopolska borderland (Krotoszyn Forest, Wielkopolska)).....	73
Juliusz Twardy, Jacek Forsyjak, Sylwia Rodak, Sławomir Moździoch Środowiskowe czynniki lokalizacji wybranych grodzisk w środkowej części Polski Zachodniej (Environmental location factors of selected strongholds in central Western Poland).....	93
Juliusz Twardy, Jacek Forsyjak, Piotr Kittel Okresy wzmożonej antropopresji na obszarze Polski Środkowej w świetle badań holocenских osadów eolicznych, stokowych, rzecznych i torfowiskowych (Periods of intense human impact in Central Poland recorded in aeolian, slope, fluvial and organic deposits)	119
Eugeniusz Foltyn, Jan M. Waga, Maria Fajer, Tadeusz Magiera, Adam Micheczyński, Leszek Chróst Starsze fazy osadnictwa na wielokulturowym, wydmowym stanowisku Miasteczko Śląskie 2 na tle uwarunkowań środowiska i kierunków rozwoju lokalnej gospodarki (Obniżenie Małej Panwi) (The older settlement phases at the Miasteczko Śląskie 2 multicultural site on a dune compared against environmental conditions and directions of local economic development (Mała Panew River Depression)).....	137

Marcin Szeliga, Radosław Dobrowolski, Jacek Chodorowski, Irena Agnieszka Pidek, Przemysław Mroczek Zapis geoarcheologiczny działalności człowieka w neoholocene w południowo-wschodniej części Przedgórza Iłżeckiego (centralna Polska) (Geoarchaeological record of human activity during the Neoholocene in the south-eastern Iłża Foothills (Central Poland)).....	155
Fatima Pawełczyk, Daniel Okupny, Adam Michczyński Zróżnicowanie zawartości pierwiastków śladowych w osadach torfowisk Wolbrom i Otrębowskie Brzegi odzwierciedleniem wpływu antropopresji (Variability of trace element concentrations in deposits of the Wolbrom and Otrębowskie Brzegi peatlands: a reflection of an anthropogenic impact).....	175
Piotr Kittel, Andrey Mazurkevich, Ekaterina Dolbunova, Eduard Kazakov, Agnieszka Mroczkowska, Elena Pavlovskaja, Wiktor Piech, Mateusz Płóciennik, Jerzy Sikora, Yulia Teltevskaia, Magda Wieckowska-Lüth Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia (Warunki paleogeograficzne rozwoju neolitycznej osady palafitowej Serteya II (zachodnia Rosja)).....	191
Wiktor Piech, Piotr Kittel, Andrey Mazurkevich, Elena Pavlovskaja, Eduard Kazakov, Yulia Teltevskaia, Krzysztof Błaszczuk, Bartosz Kotrys Cechy sedymentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (zachodnia Rosja) (Sedimentological features and depositional conditions of deposits of the accumulative fan in the Serteyka River valley (Western Russia)).....	215

WYBRANE ASPEKTY BADAŃ GEOARCHEOLOGICZNYCH

Oddajemy w ręce Czytelnika kolejny tom *Acta Geographica Lodziensia*, któremu nadaliśmy profil geoarcheologiczny. W ostatnich dekadach w Polsce badania geoarcheologiczne rozwijają się intensywnie, o czym świadczy rosnąca liczba publikacji, coraz liczniejsze konferencje i sympozja tematyczne oraz założenie naukowego stowarzyszenia (Stowarzyszenie Archeologii Środowiskowej), skupiającego zarówno przyrodników, jak i archeologów oraz historyków. Badania geoarcheologiczne mają na celu wyjaśnienie relacji człowiek-środowisko. Geoarcheolodzy i przedstawiciele archeologii środowiskowej interesują się środowiskowymi uwarunkowaniami osadnictwa w pradziejach i w okresie historycznym, a także konsekwencjami wielowiekowej antropopresji, skutkującej przemianami szaty roślinnej, świata zwierząt, pokrywy glebowej, zmianami hydrologicznymi, litologicznymi i przekształceniami rzeźby terenu. Trzeba podkreślić, że geoarcheologia tworzy świetną płaszczyznę badań interdyscyplinarnych oraz integracji środowiska archeologów i historyków z przyrodnikami.

Zebrane w niniejszym tomie artykuły dotyczą niemal całej Polski, przede wszystkim części niżowej – zarówno strefy młodoglacjalnej, jak i staroglacjalnej, pasa wyżyn, a także obszaru górskiego. Zamieszczamy również wyniki badań prowadzonych na terenie zachodniej Rosji.

W obszarze młodoglacjalnym badania ratownicze przeprowadził Kalicki i in. (2018). W zlewni górnej Drwęcy, na stanowisku Rychnowo V, stwierdzono pozostałości wiązane z wczesną epoką żelaza osadnictwa kultury łużyckiej, które było tam najbardziej intensywne, a następnie kultury wielbarskiej, lokowanej w okresie wpływów rzymskich. Odkryto także obiekty wiązane z osadnictwem wczesno- i późnośredniowiecznym oraz nowożytnym. Początek erozji gleb na obszarze stanowiska i zainicjowanie przemian jego rzeźby wydatowano na przełom subboreału i subatlantyku, co dobrze koresponduje ze świadectwami archeologicznymi.

W północno-wschodniej części obszaru młodoglacjalnego, na położonym w Kotlinie Biebrzy stanowisku Lipowo, badania obozowiska łowców i zbieraczy kultury niemeńskiej powadził zespół badaczy z Polski i Białorusi (Frączek i in. 2018). Na podstawie prac terenowych, datowań bezwzględ-

nych osadów, analiz litologicznych i analizy makologicznych zrekonstruowano i zwizualizowano przemiany środowiska w okresie eo- i mezoholocenu. Badaniom sprzyjało specyficzne położenie stanowiska archeologicznego z kulminacją na piaszczystym ostańcu erozyjnym otoczonym zewsząd przez złoża osadów biogenicznych, tworzących dogodną podstawę analiz paleoekologicznych.

Studium ewolucji krajobrazu młodoglacjalnego w rejonie pogranicza Doliny Fordońskiej i Pojezierza Chełmińskiego (stanowisko Kałdus) przedstawili Luc i Szymański (2018). Autorzy zrekonstruowali krajobraz zmieniający się wraz z wielokrotnym i najczęściej względnie długotrwałym zasiedleniem rejonu Góry Św. Wawrzyńca w Kałdusie. Wyróżniono i omówiono kilka typów krajobrazu – poczynając od krajobrazu przyrodniczego pierwotnego, poprzez krajobraz przyrodniczy naturalny, aż do dwóch odmian krajobrazu kulturowego. Podstawą dla określenia ewolucji krajobrazu był zapis przeobrażeń budowy geologicznej, rzeźby terenu, gleb, szaty roślinnej i działalności człowieka, odczytany z różnych źródeł informacji paleogeograficznej.

W centralnej części obszaru młodoglacjalnego badania środowiskowych uwarunkowań osadnictwa kultury pucharów lejkowatych przeprowadzili Twardy i Forysiak (2018). Na Równinie Inowrocławskiej, w środkowej części dorzecza małej rzeki Tażyny, określono zespół czynników naturalnych wpływających na lokalizację 160 stanowisk wymienionej jednostki kulturowej. Autorzy pracy wskazują czynniki hydrologiczne oraz litologiczne – głównie rozmieszczenie obszarów piaszczystych – jako sterujące geografiami pradziejowego osadnictwa na terenie badań. Zastosowanie prostych miar statystycznych pozwoliło autorom wskazać najchętniej zasiedlane formy rzeźby terenu i typy genetyczne gleb.

Na obszarze staroglacjalnym, na Wysoczyźnie Kaliskiej w rejonie Krotoszyna, weryfikację kurhanów ze środkowej epoki brązu prowadził interdyscyplinarny zespół badawczy (Hildebrandt-Radke i in. 2018). Zastosowano tu szeroki zestaw nieinwazyjnych metod badawczych, m.in. analizy geomorfologiczne i geologiczne, lotniczy skaning laserowy, prospekcję magnetometryczną, analizę

podatności magnetycznej osadów. Potwierdzono genezę sześciu kopców piaszczystych jako obiektów funeralnych; zwrócono uwagę na ograniczenia wymienionych metod i konieczność weryfikowania kurhanów z zastosowaniem bogatego warsztatu metodycznego. Należy podkreślić, że badania prowadzono w całości na obszarach leśnych, które zwykle utrudniają, a często wręcz uniemożliwiają archeologiczne badania powierzchniowe i wykopaliskowe.

Zachodniej części strefy staroglacjalnej dotyczy praca Twardego i in. (2018a), w której autorzy zajmują się środowiskowymi uwarunkowaniami lokalizacji czterech grodzisk wczesnośredniowiecznych, położonych w środkowej części Polski Zachodniej. Obronne położenie badanych grodzisk wynikało przede wszystkim z umiejętności rozpoznanej rzeźby terenu. Chętnie korzystano z niewielkich powierzchniowo kulminacji na ostrogach denudacyjnych o stromych stokach oraz z charakterystycznych „cypli” terenowych, obronionych przed erozją rzeczna. W przypadku obiektu położonego na rozległym dnie doliny Odry dla nadania mu cech obronności wykorzystano elementy hydrologiczne – najprawdopodobniej aktywne oraz zapewne martwe koryta rzeczne, a także lokalne tereny mokradłowe.

W pracy Twardego i in. (2018b) przedyskutowano serię 120 datowań radiowęglowych, zebranych na terenie regionu łódzkiego przez J. Twardego, P. Kittela i J. Forsyaka oraz wielu innych autorów. Zestawiono datowania młodych osadów geologicznych, które były akumulowane przez pobudzone wskutek narastającej antropopresji procesy eoliczne, stokowe, rzeczne oraz sedimentację torfów. Dowiedziano, że w mezo- i neoholocene wystąpiło w Polsce Środkowej kilka okresów jednoczesnego, intensywnego działania wyżej wymienionych procesów i związanej z tym przyspieszonej transformacji rzeźby terenu i powierzchniowej budowy geologicznej.

Na obszarze wyżynnym badania wielokulturowego stanowiska archeologicznego Miasteczko Śląskie 2 przeprowadzili Fołtyn i in. (2018). Stanowisko jest położone na wydmy otoczonej przez stonkowo rozległe obszary torfowiskowe, odwadniane przez system rzeki Mała Panew. W pracy scharakteryzowano inwentarze i inne dowody pobytu gromady mezolitycznych łowców-zbieraczy-rybaków oraz społeczności z okresu wpływów rzymskich i średniowiecza. Zwrócono uwagę na zapis działalności gospodarczej w/w grup ludności, uzyskany z analiz geochemicznych i radiowęglowych na współczesnych pozostałościach wydmy i w pobliskich torfowiskach.

Na Przedgórzu Ilżeckim, tworzącym północne przedpole lessowej Wyżyny Sandomierskiej, badania prowadził Szeliga z zespołem (Szeliga i in. 2018). W pracy przedstawiono wyniki badań dwóch wielokulturowych stanowisk archeologicznych w Tominach i Zawadzie, położonych w zlewni Potoku Wyszmontowskiego. Badania geoarcheologiczne pozwoliły zrekonstruować neoholoceneskie zmiany środowiskowe w wymienionej zlewni i powiązać je z przejawami aktywności ludzkiej, odkrytymi zarówno na badanych stanowiskach archeologicznych, jak i w ich sąsiedztwie. W pracy wykorzystano szeroki zakres metod badawczych – metody archeologiczne, geologiczne, geomorfologiczne oraz pedologiczne, następnie bezwzględne datowania osadów, a także analizę palinologiczną.

Również w pasie wyżyn oraz na obszarze górskim geochemiczne badania porównawcze przeprowadziła Pawełczyk i in. (2018). Analizowano dwa rdzenie torfowiskowe, w których występuje ciągły zapis zmian środowiskowych w ostatnich około 7000 lat. Pierwszy z analizowanych rdzeni pobrano w sąsiedztwie miasta Wolbrom (tzw. Brama Wolbromska, strefa kontaktu Wyżyny Olkuskiej i Miechowskiej), drugi pochodził z torfowiska Otrębowski Brzegi, położonego w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Interpretując uzyskane wyniki analiz geochemicznych oraz podstawowych i wielowymiarowych analiz statystycznych, zwrócono uwagę na odzwierciedlenie antropopresji w badanych rdzeniach. W przypadku torfowiska Wolbrom ekstremalnie wysoką koncentrację Zn i Pb skorelowano z rozwojem górnictwa rud cynkowo-olowiowych na terenie Olkuskiego Okręgu Rudonośnego. W torfowisku Otrębowski Brzegi o antropopresji pośrednio świadczy zmieniająca się koncentracja potasu – pierwiastka reagującego na odlesienia, rozwój uprawy roślin i hodowli, a także ożywienie się denudacji antropogenicznej.

Badania zagraniczne, przeprowadzone we współpracy z badaczami rosyjskimi, zostały omówione w artykułach Kittela i in. (2018) oraz Piecha i in. (2018). W pierwszej z wymienionych prac przedstawiono pogłębioną charakterystykę przyrodniczą i archeologiczną neolitycznego stanowiska Serteja II, słynącego z odkrytej na nim osady palafitowej, znajdującego się na Nizinie Rosyjskiej (Pojezierze Witebskie), w dolinie rzeki Sertejki. Za przyczynę intensywnego rozwoju osadnictwa około 4200–3800 lat BP uznano dużą geodiversity i bioróżnorodność doliny Sertejki, wykorzystującej dawną rynnę glacialną, zajmowaną przez relikty jezior glacialnych i peryglacialnych, bagna i mokradła oraz system rzeczny. Zwrócono uwagę na ścisłą zależność neolitycznego osadnictwa od

zmian klimatycznych oraz generowanych przez nie przemian szaty roślinnej.

W pracy Piecha i in. (2018) przedstawiono badania położonego w pobliżu stanowiska Serteja II systemu wąwozowego i jego strefy akumulacyjnej. Omówiono geomorfologię obszaru ze szczególnym uwzględnieniem ukształtowania wąwozów, a od strony litologicznej scharakteryzowano i wydatowano odsłonięte osady stokowe. Pozyskane materiały pozwoliły na przedstawienie rekonstrukcji rozwoju wąwozu oraz powiązanie jej z fluktuacjami klimatu i działalnością człowieka. W świetle zebranych danych procesy erozji wąwozowej rozpoczęły się w okresie historycznym i były zdecydowanie młodsze od osadnictwa neolitycznego, które rozprzestrzeniło się w dolinie Sertejki. Wzrost erozji wąwozowej w ostatnim 200-leciu wiąże się z intensyfikacją rolnictwa i gwałtowną trzebieżą lasów w zlewni Sertejki.

W imieniu Redakcji 107 tomu
Acta Geographica Lodziensia

Juliusz Twardy

- Foltyn E., Waga J.M., Fajer M., Magiera T., Michczyński A., Chróst L. 2018. Starsze fazy osadnictwa na wielokulturowym, wydumowym stanowisku Miasteczko Śląskie 2 na tle uwarunkowań środowiska i kierunków rozwoju lokalnej gospodarki (Obniżenie Małej Panwi). *Acta Geographica Lodziensia* 107: 137-153.
- Frączek M., Kalicki T., Wawrusiewicz A., Sanko A.F. 2018. Kontekst środowiskowy i stratygrafia stanowiska archeologicznego Lipowo w Kotlinie Biebrzy (NE Polska). *Acta Geographica Lodziensia* 107: 25-37.
- Hildebrandt-Radke I., Stróżyk M., Czebreszuk J., Jaeger M., Pospieszny Ł., Cwaliński M., Niebieszczański J., Rotnicka J. 2018. Wykorzystanie metody litologicznej do weryfikacji rezultatów nieinwazyjnych badań kurhanów z epoki brązu na pograniczu śląsko-wielkopolskim (Las Krotoszyn, Wielkopolska). *Acta Geographica Lodziensia* 107: 73-92.
- Kalicki T., Chrabąszcz M., Maciszewski I., Przepióra P. 2018. Prehistoryczna transformacja rzeźby na stanowisku archeologicznym Rychnowo V w zlewni górnej Drwęcy. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 11-23.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kazakov E., Mroczkowska A., Pavlovskaja E., Piech W., Płóciennik M., Sikora J., Teltevskaia Y., Wierkowska-Lüth M. 2018. Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 191-213.
- Luc M., Szmańda J.B. 2018. Ewolucja krajobrazu okolic Góry Św. Wawrzyńca w Kałdusie, od okresu atlantyckiego do czasów współczesnych. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 39-51.
- Pawełczyk F., Okupny D., Michczyński A. 2018. Zróżnicowanie zawartości pierwiastków śladowych w osadach torfowisk Wolbrom i Otrębo-wskie Brzegi odzwierciedleniem wpływu antropopresji. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 175-190.
- Piech W., Kittel P., Mazurkevich A., Pavlovskaja E., Kazakov E., Teltevskaia Y., Błaszczak K., Kotrys B. 2018. Cechy sedimentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (zachodnia Rosja). *Acta Geographica Lodziensia* 107: 215-238.
- Szeliga M., Dobrowolski R., Chodorowski J., Pidek I.A., Mroczek P. 2018. Zapis geoarcheologiczny działalności człowieka w neholocenie w południowo-wschodniej części Przedgórza Iłżeckiego (centralna Polska). *Acta Geographica Lodziensia* 107: 155-173.
- Twardy J., Forsyś J. 2018. Wpływ środowiska przyrodniczego na rozmieszczenie osadnictwa kultury pucharów lejkowatych w dorzeczu środkowej Tążyny. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 53-72.
- Twardy J., Forsyś J., Rodak S., Moździoch S. 2018a. Środowiskowe czynniki lokalizacji wybranych grodzisk w środkowej części Polski Zachodniej. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 93-117.
- Twardy J., Forsyś J., Kittel P. 2018b. Okresy wzmożonej antropopresji na obszarze Polski Środkowej w świetle badań holocenicznych osadów eolicznych, stokowych, rzecznych i torfowiskowych. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 119-136.

PREHISTORYCZNA TRANSFORMACJA RZEŻBY NA STANOWISKU ARCHEOLOGICZNYM RYCHNOWO V W ZLEWNI GÓRNEJ DRWĘCY

Prehistoric relief transformation at the archaeological site Rychnowo V in upper Drwęca River basin

TOMASZ KALICKI*, MARIUSZ CHRABĄSZCZ*, IGOR MACISZEWSKI**,
PAWEŁ PRZEPIÓRA*

Zarys treści. W artykule przedstawiono wyniki badań geoarcheologicznych i archeologicznych na stanowisku Rychnowo V położonym na wysoczyźnie morenowej pomiędzy dwoma rynnami subglacjalnymi odwadnianymi współcześnie przez górną Drwęcę i Grabiczek. Rzeźbę wysoczyzny urozmaicają zagłębienia po oczkach polodowcowych, o różnej wielkości i stopniu wypełnienia. Jeziora te powstały w późnym glacie i były wypełniane w holocenie przez osady organiczne i klastyczne. Na stanowisku archeologicznym stwierdzono kilka faz osadniczych związanych z kulturami łużycką (największą), wielbarską, a także wczesno- i późnośredniowieczną oraz nowożytną. Osadnictwo nie miało charakteru stałej osady, lecz raczej krótkotrwałych obozowisk. Najliczniejsze są artefakty kultury łużyckiej, których analiza sugeruje kilkakrotne powroty ludności na ten obszar w stosunkowo krótkim czasie (homogeniczna ceramika). Działalność ludności tej kultury (związana raczej nie z uprawą, lecz wypasem) doprowadziła na początku subatlantyku do erozji na stoku i fosylizacji gleby w bezodpływowej depresji.

Słowa kluczowe: geoarcheologia, zlewnia Drwęcy, kultura łużycka, erozja gleb, deluwia

Abstract. The results of geoarchaeological and archaeological research at the Rychnowo V site are presented. The archaeological site is located on the moraine plateau between two subglacial tunnel valleys currently drained by the upper Drwęca and Grabiczek Rivers. Relief of the moraine plateau is varied by hollows on post-glacial depressions of varying size and degree of filling. These lakes were formed in the Late Glacial and were filled in the Holocene by organic and clastic deposits. At the archaeological site, several settlement phases have been identified related to the Lusatian (main phase) and Wielbark cultures, Early and Late Medieval and Modern periods. Not found in the site permanent or long-term settlement. The site should be considered as group of rather short-lived camps. The most numerous traces of Lusatian culture are not a single phase, but rather multiple returns to the same area at short intervals (the homogeneous ceramics). The activity of the people of Lusatian culture (connected not with cultivation but grazing) at the beginning of the Subatlantic led to slope erosion and soil fossilization in endorheic depression.

Key words: geoarchaeology, Drwęca River basin, Lusatian culture, soil erosion, colluvia

Wstęp

Obszar badań położony jest w południowo-zachodniej części województwa warmińsko-mazurskiego w powiecie ostródzkim. Według podziału fizycznogeograficznego (Kondracki 2002) jest to prowincja Niż Środkowoeuropejski, podprowincja Pojezierza Południowobałtyckie, makroregion Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie i mezoregion Garb Lubawski. Zachodnią i wschodnią granicę Garbu Lubawskiego stanowi dolina Drwęcy bardzo wyraźnie zaznaczająca się w morfologii

terenu. W fazie pomorskiej (16,2 ka BP) pełniła funkcję pradoliny, którą płynęły wody proglacjalne.

W czasie fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia (wisły) garb rozdzielał dwa łoby (wiślański i mazurski) lądolodu skandynawskiego. Jednak garb nie jest tylko interlobalną formą akumulacyjną, ale również glacitektonicznym wyspowym wyniesieniem, ze skomplikowaną budową wewnętrzną i dyslokowanymi łałkami trzeciorzędowymi w podłożu (Jagodzińska, Kalitiuk 1999; Gałązka, Marks 2001; Tylmann, Wysota 2011). Utwory plejstoceny garbu, o różnej miąższości i genezie, związane

* Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii, Zakład Geomorfologii, Geoarcheologii i Kształtowania Środowiska, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce; e-mail: tomaszkalicki@ymail.com, mariuszchrabaszcz1988@gmail.com, pawelprzepiora1988@gmail.com

** ASINUS Igor Maciszewski, Poland; e-mail: usuisc@wp.pl

są ze zlodowaceniami narwi, sanu, odry i wisły oraz rozdzielającymi je interglacjami. Osady maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, które objęły opisywany teren, budują wysoczyznę polodowcową. Są to przeważnie gliny zwałowe przykryte osadami fluwioglacjalnymi (sandry), kemami i ozami. Holocenijskie piaski, mułki i osady organiczne zalegają w płaskich dnach dolin oraz wypełniają zagłębienia bezodpływowe (Mańkowska, Słowański 1980; Gałązka, Marks 2001).

W rzeźbie Garbu Lubawskiego dominują wyniesione, faliste wysoczyzny morenowe (wysokości względne 2–5 m, nachylenie do 5°), z licznymi zagłębieniami oraz skomplikowanymi i zróżnicowanymi procesami deglacjacji arealnej (zagłębienia po martwym lodzie), a także formami akumulacji w postaci ozów i kemów (Gałązka, Marks 2001). Jeziora są nieliczne, a ich największa koncentracja występuje na południowo-wschodnim skłonie Garbu koło Dąbrówna. Pofalowaną rzeźbę wysoczyzny morenowej urozmaicają ciągi moren recesyjnych od fazy poznańskiej do pomorskiej (por. Galon 1972a, b). Wysoczyzny porożcinane są także przez rynny polodowcowe i sandry. Jedynym większym ciekim drenującym wysoczyzny morenowe Garbu jest Wel, lewobrzeżny dopływ Drwęcy, który na całej swej długości wykorzystuje jedną z takich rynien i przepływa przez położone w niej jezioro rynnowe – Jezioro Lidzbarskie. Brzeżne części wysoczyzny rozcięte są gęstą siecią młodych dolinek erozyjnych (denudacyjnych, fluwialno-denudacyjnych i fluwialnych) z okresu późnego glacjału i holocenu (Galon 1972b).

Współcześnie badany obszar jest rejonem rolniczo-leśnym, słabo zaludnionym i pozbawionym większych miejscowości. Do lat 80. XX w. funkcjonowało tu kilka PGR-ów. Obszary wykorzystywane rolniczo zajmują około 60%, w tym grunty orne ponad 40% powierzchni. Na glebach piaszczystych uprawiane są głównie zboża. Zwarte kompleksy leśne z przewagą sosny, brzozy, świerku, buku i dębu pokrywają nieco ponad 30% powierzchni (Kabarowska i in. 2000).

Cel i metody badań

Stanowisko Rychnowo V odkryte zostało w 2015 r. podczas nadzoru archeologicznego prowadzonego przez mgr. A. Smolińskiego w ramach modernizacji drogi krajowej nr 7. Ratownicze badania archeologiczne były realizowane w okresie II–VI 2016 r. na zlecenie Generalnej Dyrekcji Dróg Krajowych i Autostrad, Oddział w Olsztynie,

natomiast geoarcheologiczne w okresie IV–V 2016 r. (Kalicki i in. 2017, 2018).

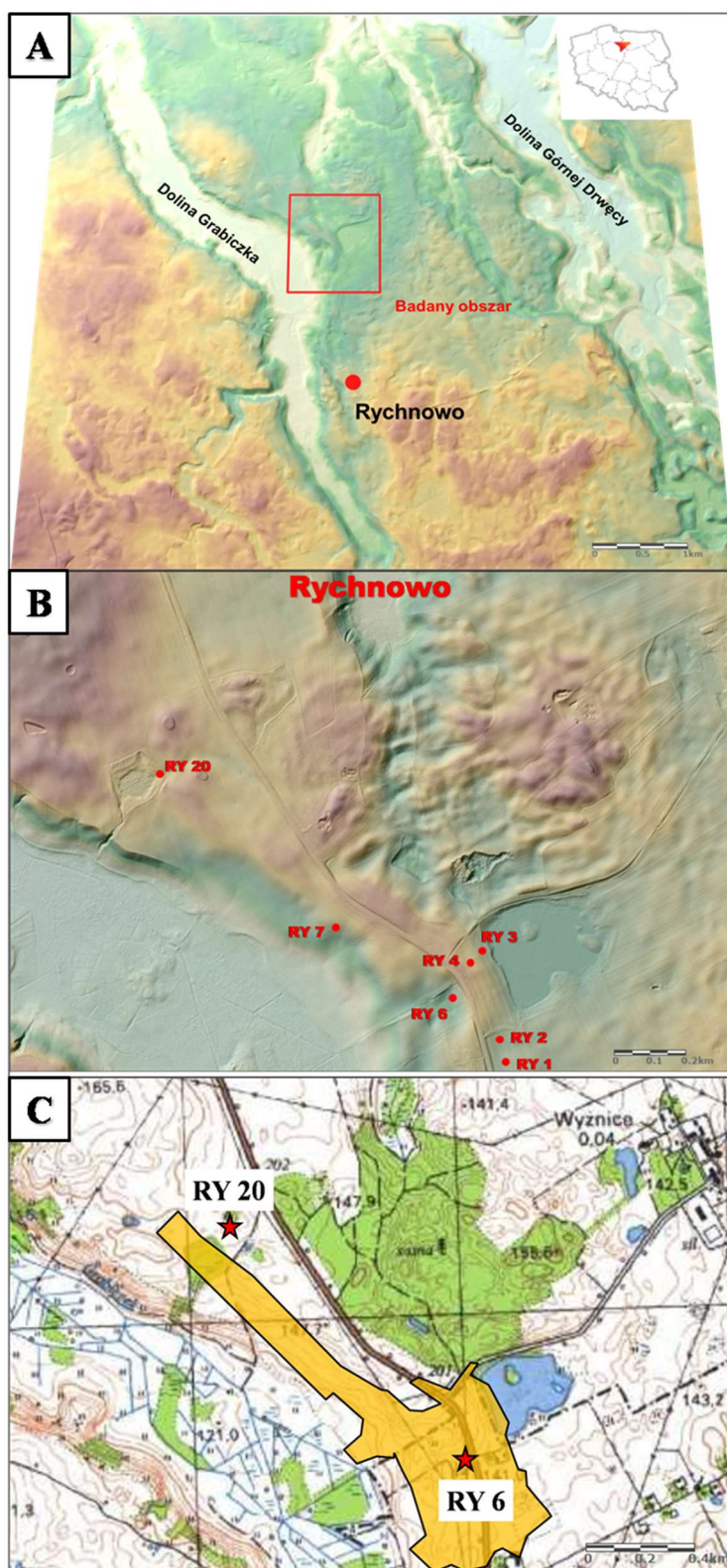
Badania geoarcheologiczne objęły kartowanie geomorfologiczne i kartowanie osadów czwartorzędowych stanowiska i najbliższego otoczenia. Wykonano profile oraz wiercenia, z których pobrano próbki do analiz laboratoryjnych. Analizy granulometryczne osadów zostały wykonane w Zespole Laboratoriów Naukowo-Dydaktycznych Instytutu Geografii UJK w Kielcach. Do analiz uziarnienia (próbki o wadze 100 g) wykorzystany został zestaw sit (DIN ISO 3310/1) i przesiewaczy Retsch – Rahmen. Wyniki przedstawiono w formie graficznej w programie GRANULOM, a dla wszystkich próbek zostały wyliczone wskaźniki uziarnienia Folska-Warda (1957): średnia średnica ziarna (M_z), odchylenie standardowe (δ_i) określające wysortowanie osadu, skośność (Sk_i) oraz kurtoza (K_G). Standardowe datowania radiowęglowe, wykonane zostały w 14C Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale.

Oprócz celu aplikacyjnego, realizowanego zawsze w trakcie badań ratowniczych, studia skupiały się na rozpoznaniu wieku i skali zmian rzeźby spowodowanej działalnością człowieka prehistorycznego. Było to możliwe dzięki wielkopłaszczyznowym wykopom archeologicznym, które pozwoliły na bardzo dobre rozpoznanie zmian zasiedlenia. To studium przypadku wpisuje się w problem zmian środowiskowych, w tym rzeźby terenu, na obszarach młodoglacjalnych objętych w większości przez tzw. strefę leśną w podziałach archeologicznych (np. Smolska 2002; Kalicki 2006; Karczewski i in. red. 2014; Wawrusiewicz i in. 2017).

Stanowisko archeologiczne Rychnowo V

Wyniki badań geoarcheologicznych

Stanowisko położone jest na wschodnim skłonie Garbu Lubawskiego w odległości 17 km na południowy wschód od Ostródy i 15 km na zachód od Olsztynka. Znajduje się pomiędzy dwoma rynnami polodowcowymi o przebiegu NNW–SSE, które wykorzystywane są współcześnie odpowiednio przez górną Drwęcę i jej dopływ Grabiczek, który płynie na długości 25 km od Domkowa do Idzbarka. Niewielkie fragmenty równiny sandrowej rozpoznane zostały w sąsiedztwie Grabiczka na północ od Rychnowa oraz w bezpośrednim sąsiedztwie rynny górnej Drwęcy (rys. 1A).



Rys. 1. Położenie badanego obszaru pomiędzy dolinami górnej Drwęcy i Grabiczka (A), numeryczny model terenu (NMT) stanowiska Rychnowo wraz z lokalizacją badanych profili geologicznych (B) oraz zasięg stanowiska archeologicznego Rychnowo V na mapie topograficznej z zaznaczonymi profilami geologicznymi datowanymi radiowęglowo (C)

Location of the studied area between river valleys of upper Drwęca and Grabiczek (A), digital elevation model (DEM) of the Rychnowo site with location of studied geological profiles (B) and range of the Rychnowo V archaeological site on the topographic map with marked geological profiles dated by radiocarbon method (C)

Stanowisko położone jest na pofalowanej wysoczyźnie morenowej, chociaż na szkicu geomorfologicznym i mapie geologicznej obszar ten jest oznaczany jako równina sandrowa (poziom IV) i wodnolodowcowa wznosząca się 134–140 m n.p.m. w pobliżu jej krawędzi, którą opada do bardzo wyraźnie wyrażonej w morfologii doliny Grabiczka (rys. 1B).

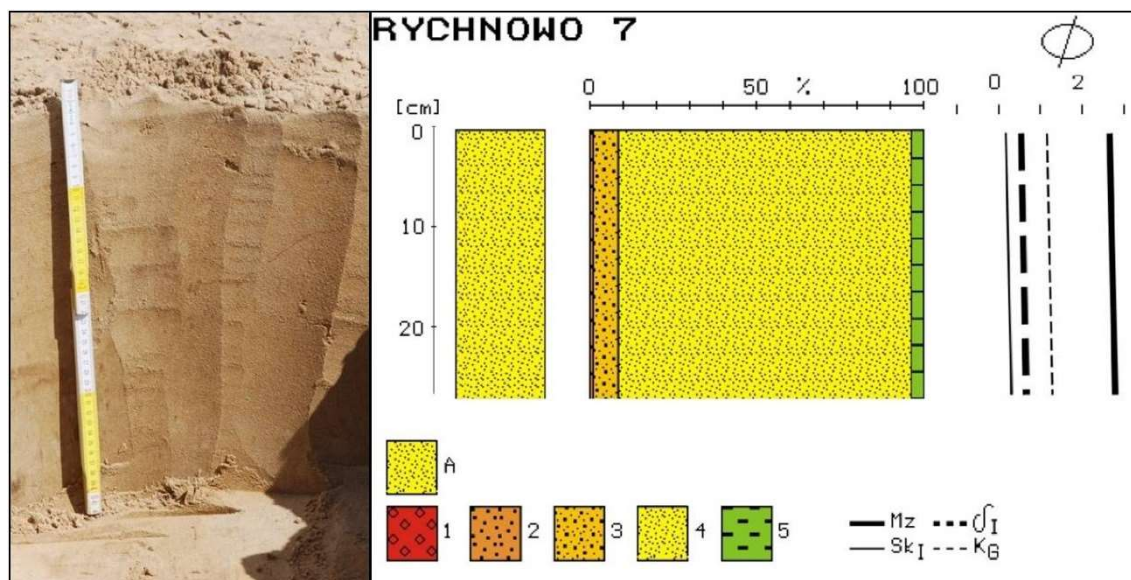
Płaskie dno doliny Grabiczka znajduje się na wysokości 116–117 m n.p.m., natomiast na jej zboczach lokalnie w NW części stanowiska zachowana jest wąska listwa (szer. 100 m, dł. 300 m) sandru dolinnego wzniesiona 130–135 m n.p.m., czyli 10–15 m nad dno doliny Grabiczka (rys. 1B), zbudowana z bardzo dobrze wysortowanych piasków drobnoziarnistych (profil RY 7) (rys. 2). Na mapie geologicznej piaski te są błędnie określane przez Gałązkę i Marksa (2001) jako deluwialne.

Bezpośrednio na północ od stanowiska wznoszą się zalesione wzgórza morenowe o bardzo urozmaiconej rzeźbie i kulminacji 155 m n.p.m. Powstały one w czasie jednej z faz recesji lądolodu vistuliańskiego około 17 ka BP, a więc przed fazą pomorską (16,2 ka BP), której moreny stadialne położone są dalej na północ (Mojski 2005). Deniwelacje rzeźby młodoglacjalnej w rejonie stanowiska przekraczają 40 m.

W południowo-wschodniej części stanowiska rozciąga się falista wysoczyzna morenowa zbudowana z typowych osadów glacialnych silnie zróżnicowanych facjalnie i kolorystycznie (fot. 1A). Przeważają gliny morenowe, których powierzchnia jest lekko zondulowana. Drobne wyniesienia zbudowane są z brązowo-brunatnych, piaszczystych glin morenowych (profil RY 1), na których w obniżeniach spoczywają drobniejsze, piaszczyste osady barwy szarej (1. próbka w profilu RY 2) (rys. 3).

W obrębie wysoczyzny występują drobne formy powstałe w okresie deglacjacji. Należą do nich drobne obniżenia, wypełniane wytapiającymi się glinami i piaskami w czasie topnienia lądolodu. Dobrym przykładem takiej depozycji jest forma, której budowę pokazuje profil Rychnowo RY 4 (fot. 1C).

Na powierzchni wysoczyzny morenowej występują eratyki o różnej wielkości, maksymalnie o średnicy do 1,0–1,5 m (fot. 1B). Była ona rozcznana w czasie deglacjacji przez wody roztopowe odprowadzane do większych obniżień. Wody te wycinały w morenie kanały erozyjne, czego przykładem jest jedna z takich form wypełniona piaskiem ze żwirami. Kanał odprowadzał wody w kierunku obniżenia zajętego wspólnie przez Jezioro Wyżnieckie. Transportowane w ten sposób osady żwirowo-piaszczyste występują na stokach otaczających to obniżenie (profil RY 3) (rys. 1B).

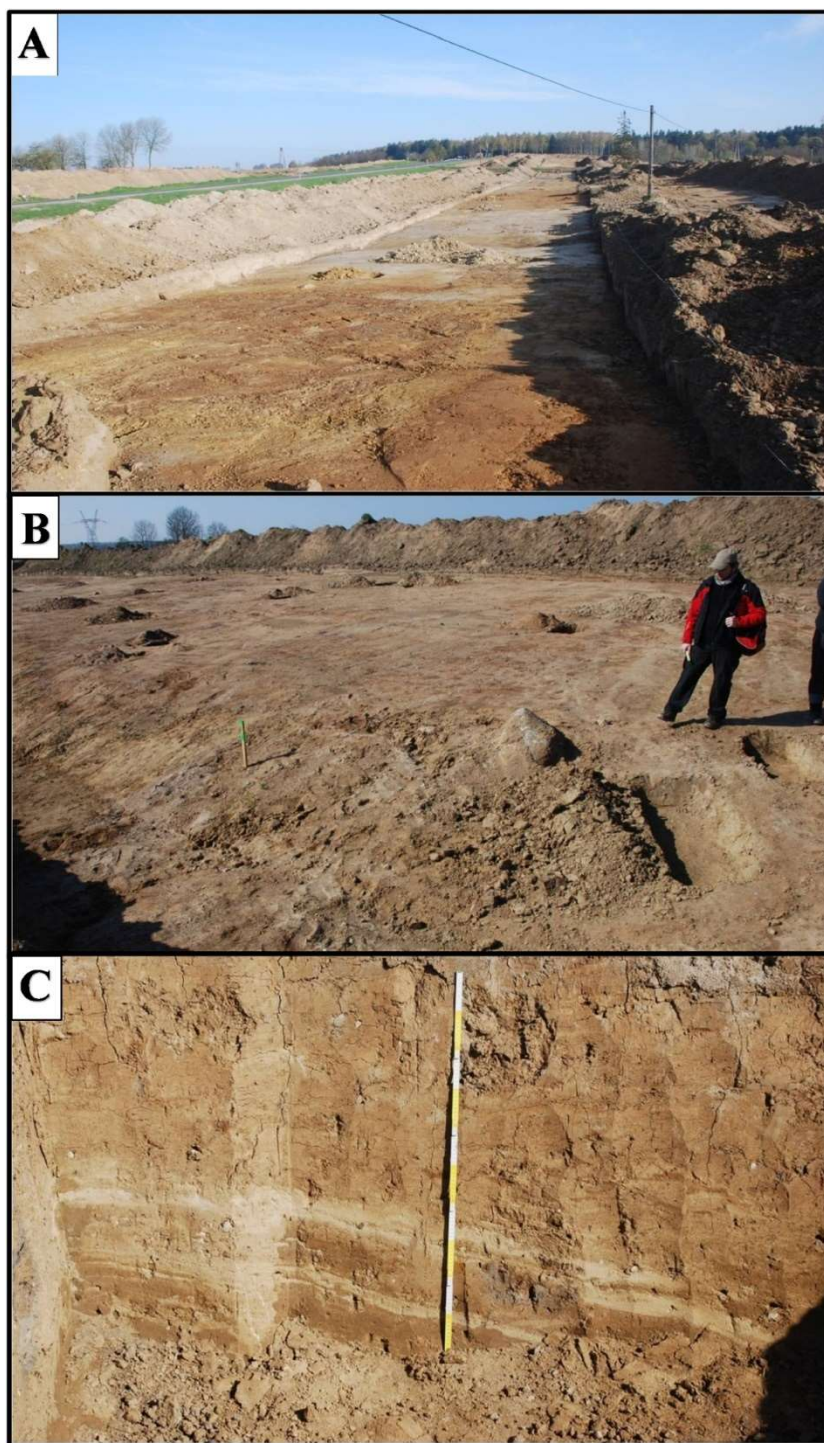


Rys. 2. Profil Rychnowo RY 7 (fot. T. Kalicki, 2016); skład granulometryczny i wskaźniki Folka-Warda (1957)

litologia: A – piaski drobnoziarniste; frakcje: 1 – żwiry (poniżej -1ϕ), 2 – piaski gruboziarniste ($-1-1\phi$), 3 – piaski średnioziarniste ($1-2\phi$), 4 – piaski drobnoziarniste ($2-4\phi$), 5 – pyły i ły (powyżej 4ϕ); statystyczne wskaźniki uziarnienia Folka-Warda: M_z – średnia średnica, δ_I – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_I – skośność, K_G – kurtoza

Rychnowo RY 7 profile; grain size, Folk-Ward (1957) distribution parameters

lithology: A – fine sands; fractions: 1 – gravels (below -1ϕ), 2 – coarse sands ($-1-1\phi$), 3 – medium sands ($1-2\phi$), 4 – fine sands ($2-4\phi$), 5 – silts and clays (above 4ϕ); Folk-Ward distribution parameters: M_z – mean size, δ_I – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis



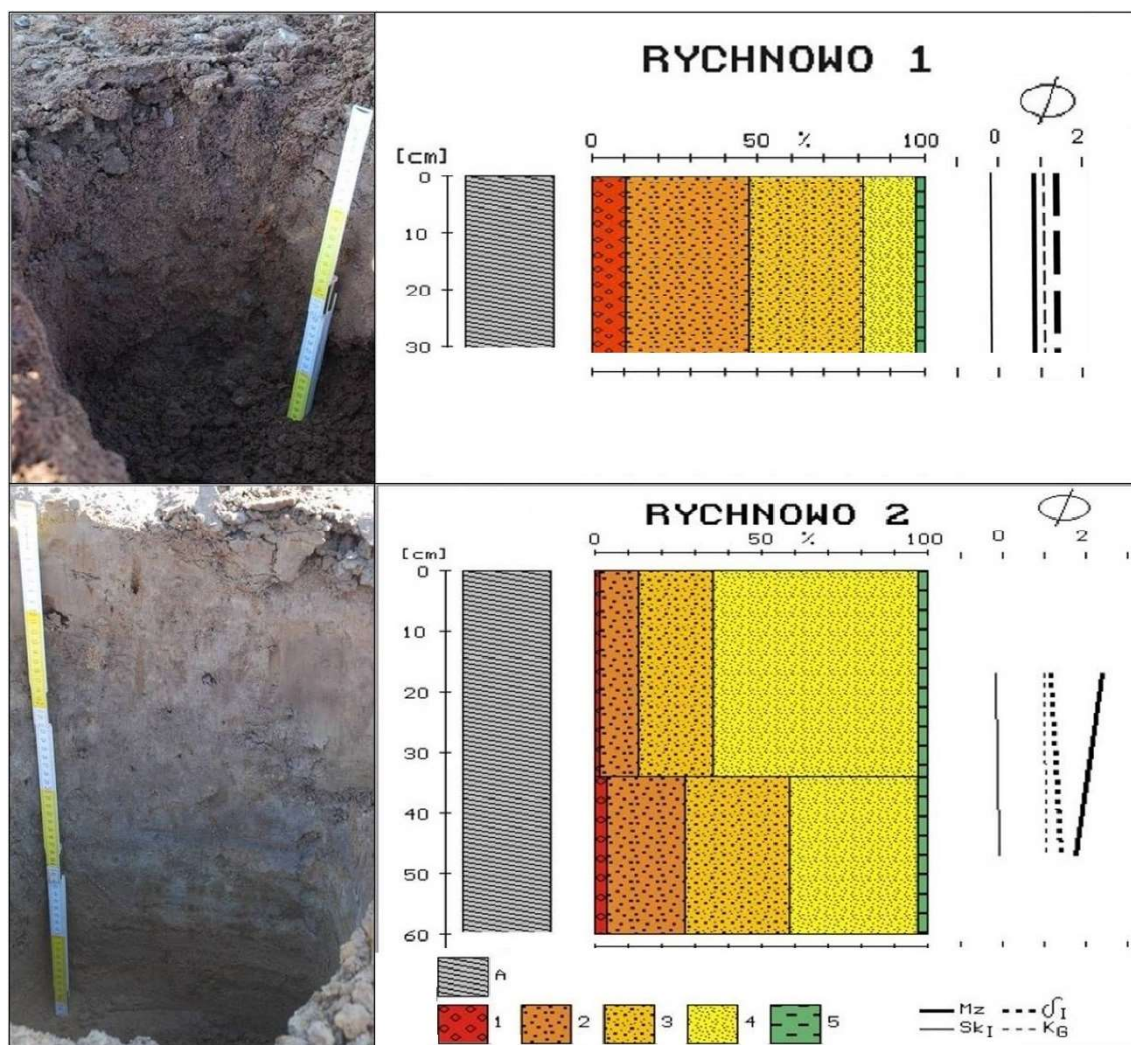
fot. T. Kalicki, 2016

Fot. 1. Wysoczyzna morenowa koło Jeziora Wyżnickiego

A. Drobne elewacje zbudowane z piaszczystych glin morenowych (kolor ciemny/brazowy) i depresje wypełnione drobnymi piaskami (kolor jasny/szary); B. Profil Rychnowo RY 5, eratyki o średnicy 1,0–1,5 m na powierzchni wysoczyzny morenowej oraz kanał erozyjny (pomiędzy eratykiem a słupkiem drewnianym) wycięty w glinie morenowej i wypełniony osadami piaszczysto-żwirowymi, nachylony w kierunku Jeziora Wyżnickiego; C. Profil Rychnowo RY 4, warstwowane osady wypełniające mikroobniżenie w obrębie moreny na wysoczyźnie morenowej

Moraine upland near Wyżnice Lake

A. Facial and coloristically differentiated sediments of small elevations build by sandy tills (dark) and depressions filled with fine sands (light); B. Rychnowo RY 5 profile, eratics with a 1.0–1.5 m diameter on the surface of moraine upland and an erosion channel (between erratic and wooden post) cut the tills and filled with sands and gravels, inclined towards to Wyżnice Lake; C. Rychnowo RY 4 profile, layered deposits filling the micro-depression within tills of moraine upland



Rys. 3. Profile Rychnowo RY 1 i RY 2 (fot. T. Kalicki, 2016);
skład granulometryczny i wskaźniki Folk-Warda (1957)

litologia: A – morena; frakcje: 1 – żwiry (poniżej -1ϕ), 2 – piaski gruboziarniste ($-1-1\phi$), 3 – piaski średnioziarniste ($1-2\phi$), 4 – piaski drobnoziarniste ($2-4\phi$), 5 – pyły i iły (powyżej 4ϕ); statystyczne wskaźniki uziarnienia Folk-Warda: M_z – średnia średnica, δ_I – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_I – skośność, K_G – kurtoza

Rychnowo RY 1 and RY 2 profiles; grain size, Folk-Ward (1957) distribution parameters

lithology: A – moraine; fractions: 1 – gravels (below -1ϕ), 2 – coarse sands ($-1-1\phi$), 3 – medium sands ($1-2\phi$), 4 – fine sands ($2-4\phi$), 5 – silts and clays (above 4ϕ); Folk-Ward distribution parameters: M_z – mean size, δ_I – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis

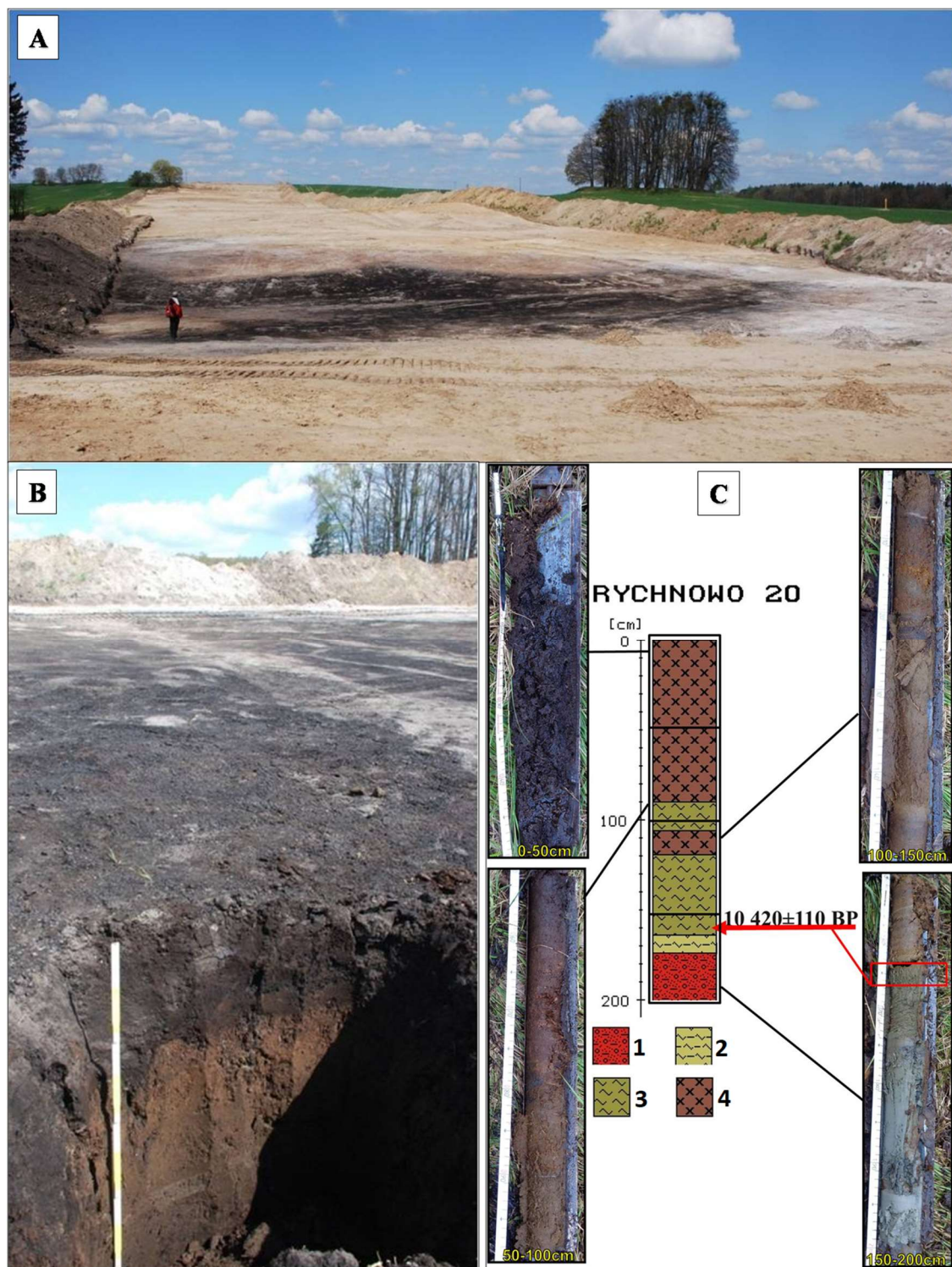
Oprócz drobnych obniżień w obrębie samej wysoczyzny zaznaczają się również wyraźne, koliste obniżenia, z których największe wypełnia Jezioro Wyżnickie.

W obrębie wysoczyzny oprócz wypełnionych osadami klastycznymi mikrozagłębień (profil RY 5) (rys. 1B) i dużych zagłębień zajętych wspólnie przez jeziora (Jezioro Wyżnickie) występują zabagnione lub zatorfione okrągłe zagłębienia o różnej średnicy, będące zaludowanymi lub zdrenowanymi małymi oczkami polodowcowymi.

Jednym z nich jest zatorfione, koliste obniżenie stwierdzone w północnej części stanowiska –

profil RY 8/20, z którego wychodzi w kierunku doliny Grabiczka erozyjne rozcięcie (rys. 1B).

Odsłonięcie górnej części osadów tej formy w profilu RY 8 (rys. 4A, B) oraz wykonane wiercenie RY 20 (rys. 5C) pokazało, że obniżenie wypełniają grubodetrytusowe gytye jeziorne i torfy o sumarycznej miąższości około 2 m. Akumulacja organiczna w obniżeniu rozpoczęła się w młodszym dryasie, gdyż mułki gytowate w spagu były datowane na $10\,420 \pm 110$ BP (MKL-3134) $10\,694-10\,007$ cal BC. Powyżej tej daty do głębokości 119 cm zalega seria jeziorna świadcząca o istnieniu w obniżeniu zbiornika wodnego. Na



Rys. 4. Zatorfione zagłębienie w miejscu załadowionego, młodopleniglacialno-późnoglacialnego oczka polodowcowego z profilem Rychnowo RY 8/20

A. Widok ogólny (fot. T. Kalicki, 2016); B. Profil Rychnowo RY 8: torfy (0–30 cm) zalegające na gytii jeziornej (30–100 cm) (fot. T. Kalicki, 2016); C. Rdzeń wiercenia RY 20 (fot. P. Przepióra, 2016) – litologia i datowanie radiowęglowe; 1 – gliny z pojedynczymi żwirami, 2 – mulki gytiiowe, 3 – gytie grubodetrytusowe, 4 – torfy

Peaty depression in the place of filled the Young Pleniglacial-Late Glacial glacial pond with the Rychnowo RY 8/20 profile

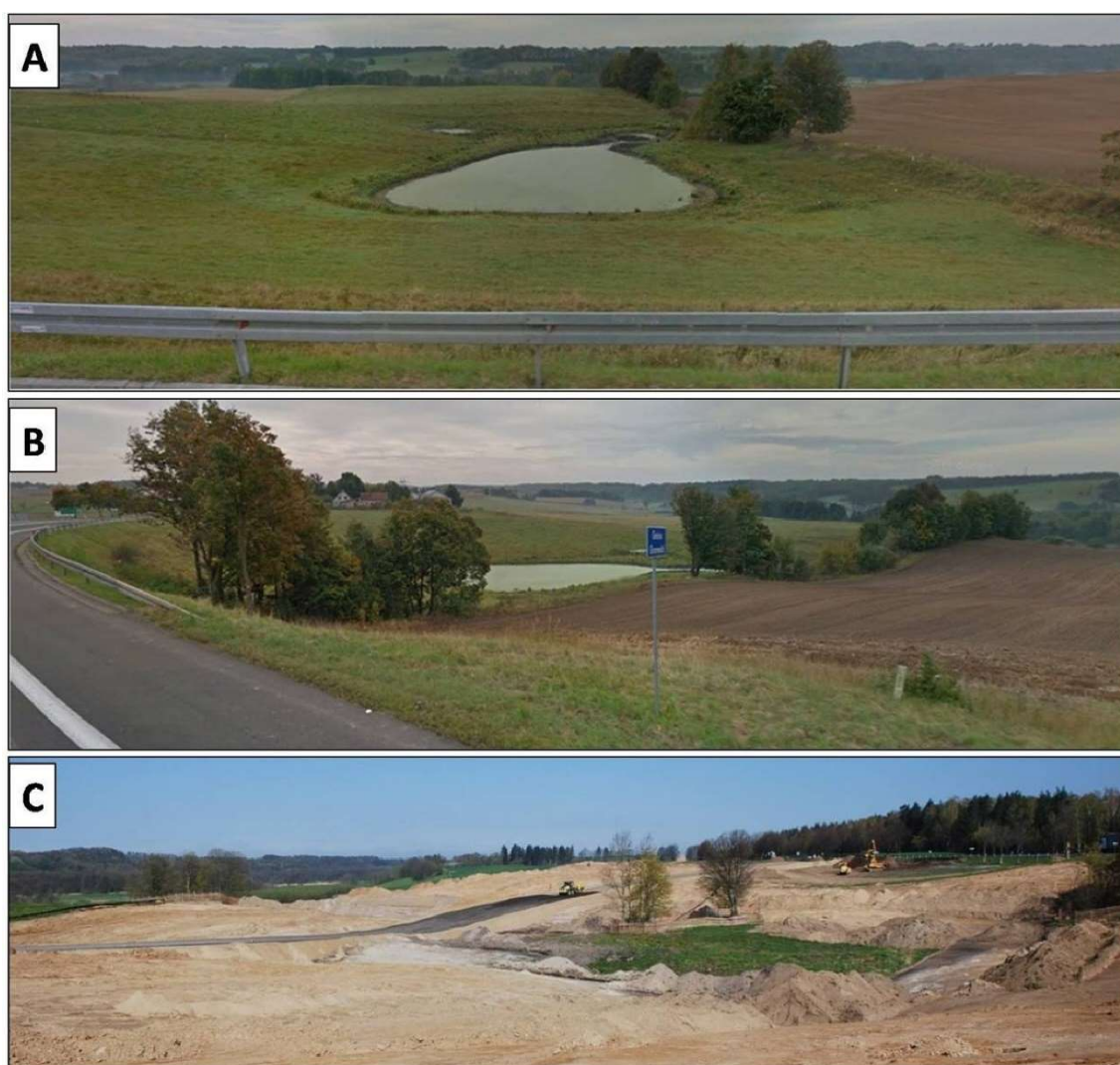
A. general view; B. Rychnowo RY 8 profile: peats (0–30 cm) lying on gyttja (30–100 cm); C. Sediments of RY 20 drilling within glacial pond – lithology and radiocarbon dating; 1 – tills with single gravels, 2 – gyttja silts, 3 – coarse detritus gyttja, 4 – peats

głębokości 119–90 cm, czyli na końcowym etapie istnienia jeziora, występuje największa zmienność osadów – naprzemienne występowanie gytii i torfów z cienkimi (do 0,5 cm) laminami piasków na głębokości 106 i 90 cm. Powyżej (90–0 cm) zalegają torfy słabo i średnio rozłożone dokumentujące zmianę jeziora w torfowisko. Zdrenowanie jeziora mogło nastąpić w efekcie erozji wstecznej postępującej od doliny Grabiczka wzdłuż liniowego rozcięcia erozyjnego, wspomnianego na początku opisu tego profilu, dobrze rysującego się w morfologii.

Innym typem jest zagłębienie położone w południowej części stanowiska, które do niedawna

było jeszcze wypełnione wodą (fot. 2A, B, C). Na jego obrzeżeniu został zlokalizowany profil geologiczny RY 6 (rys. 5A, B).

W profilu odsłania się gleba kopalna (warstwa 3) przykryta deluwiami (warstwy 1-2). Widoczne jest „odwrócenie” poziomów glebowych związane z początkową denudacją poziomu próchnicznego (warstwa 2), a później niszczeniem poziomu C (warstwa 1) gleb z otaczającej zagłębienie wysoczyzny i akumulacją tych osadów w zagłębieniu. Strop gleby kopalnej był datowany na 2850 ± 60 BP (MKL-3273) 1210–853 cal BC, co dokumentuje wzrost erozji gleb na wysoczyźnie na początku subatlantyku.

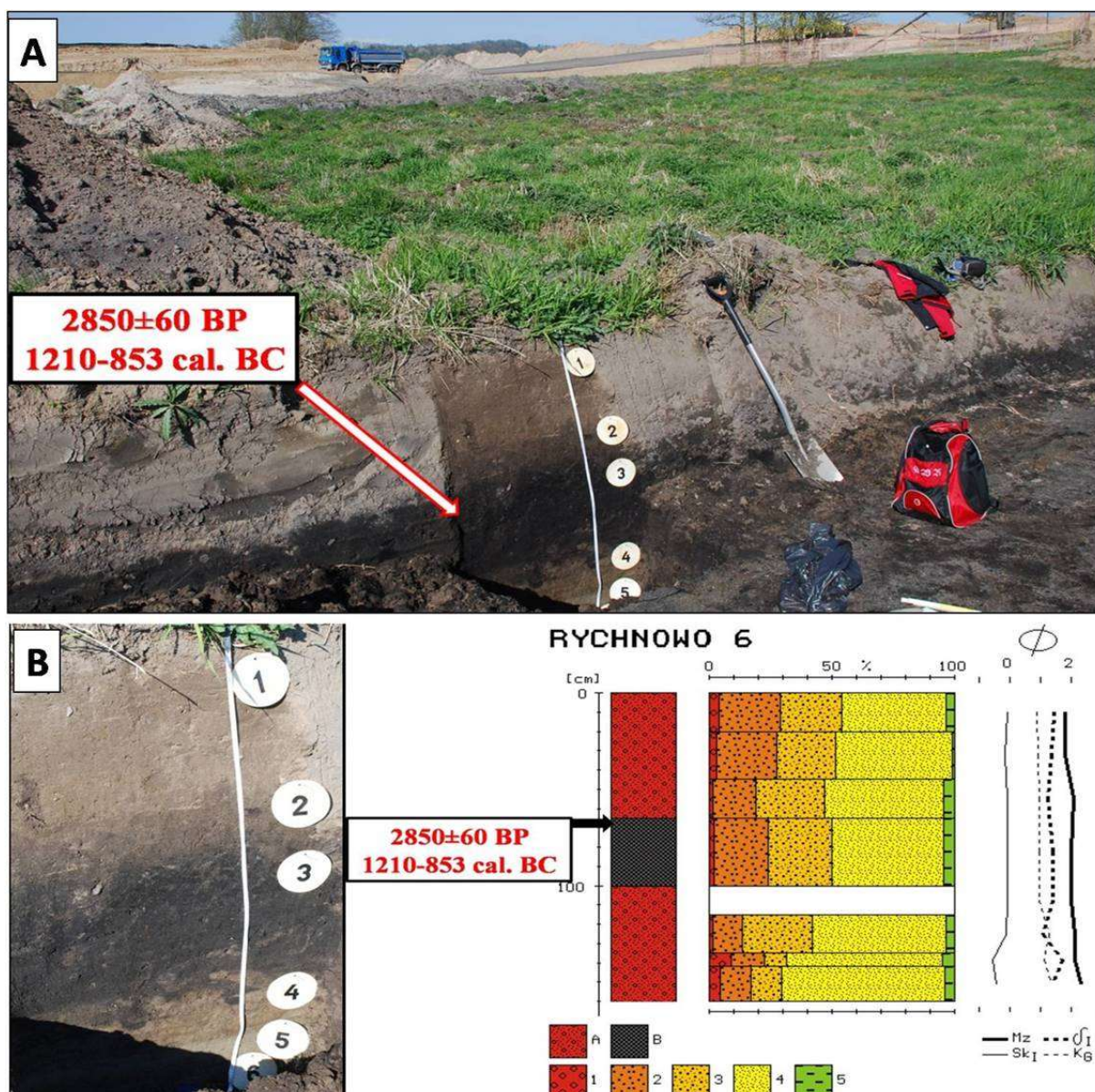


Fot. 2. Oczko polodowcowe zdrenowane w czasie prac budowlanych, na którego południowym brzegu położony jest profil Rychnowo RY 6

A, B – stan IX 2012 r. (www.google.pl/maps), C – stan IV 2016 r. (fot. T. Kalicki)

Glacial pond drained during construction works; on its southern edge is located Rychnowo RY 6 profile

A, B – state from September 2012 (www.google.pl/maps), C – state from April 2016 (photo by T. Kalicki)



Rys. 5. Zabagnione dno dawnego oczka polodowcowego (fot. T. Kalicki, 2016) z profilem geologicznym Rychnowo RY 6 z głębią kopalną (warstwa 3) przykrytą deluwiami (warstwy 1-2) (A) oraz skład granulometryczny i statystyczne wskaźniki uziarnienia Folka-Warda osadów (B)

litologia: A – piaski ze żwirami; B – gleba kopalna; frakcje: 1 – żwiry (poniżej -1φ), 2 – piaski gruboziarniste (-1–1φ), 3 – piaski średnioziarniste (1–2φ), 4 – piaski drobnoziarniste (2–4φ), 5 – pyły i iły (powyżej 4φ); M_z – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

Boggy bottom of the former glacial pond with geological profile of Rychnowo RY 6 with buried soil (layer 3) covered with colluvia (layers 1-2) (A) and grain size and Folk-Ward's distribution parameters (B)

lithology: A – sands with gravels; B – buried soil; fractions: 1 – gravels (below -1φ); 2 – coarse sands (-1–1φ), 3 – medium sands (1–2φ), 4 – fine sands (2–4φ), 5 – silts and clays (above 4φ); Folk-Ward distribution parameters: M_z – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

Wyniki badań archeologicznych

Na stanowisku (rys. 1C) odkryto i wyeksplorowano 2907 obiektów archeologicznych. W grupie tej najliczniej reprezentowane były jamy (77%), następnie dołki posłupowe (18,1%) i paleniska (4%), pozostałe kategorie funkcjonalne

obiektów nieruchomych posiadały udział poniżej 1% (ogniska – 0,4%, piece – 0,3%, rowy – 0,2%). Tylko w wypełniskach (26% obiektów) znaleziono materiał datujący w postaci fragmentów naczyń ceramicznych. Na podstawie analizy materiałów archeologicznych wydzielono kilka faz zasiedlenia stanowiska.

Najstarszą powiązano z wczesną epoką żelaza. Bezpośrednio z nią związanych było 507 obiektów, co stanowi 68% ogółu datowanych zabytków nieruchomych na stanowisku. Z osadnictwem w okresie wpływów rzymskich związane były 74 obiekty (10%). Okres wczesnego i późnego średniowiecza reprezentowały 62 obiekty stanowiąc 8%. Stosunkowo licznie wystąpiły konstrukcje ziemne datowane na okres nowożytny – 103 obiekty (14%).

Obiekty datowane na wczesną epokę żelaza

W fazie osadnictwa z okresu wczesnej epoki żelaza, związanego z pobytem w tym miejscu grup ludności kultury łużyckiej (rys. 6A), dominującą formą funkcjonalną były jamy, stanowiące przeszło 83% obiektów. Paleniska to 12%, a dołki posłupowe jedynie 4% ogólnej liczby konstrukcji ziemnych. Ogniska i piece *ex aequo* stanowiły 1% odkrytych obiektów.

Wśród całej kolekcji ceramiki kultury łużyckiej wyselekcjonowano łącznie 39 fragmentów ceramiki charakterystycznej, którą przeznaczono do dalszej analizy. Wyróżniono w niej 25 wylewów, 10 den, 4 fragmenty zdobione (w tym dwa na ułamkach wylewów i jeden na dnie), 1 całe naczynie, 2 ucha oraz 1 fragment talerza. Ułamki należały do naczyń grubościennych. Wszystkie były zdobione ornamentem szczypano-palcowym, w jednym przypadku zastosowano również technikę karbowania krawędzi.

Obiekty datowane na okres wpływów rzymskich

Relikty osadnictwa z okresu wpływów rzymskich (rys. 6B) to przede wszystkim do jam (89%), ponadto stwierdzono dołki posłupowe oraz paleniska (po 4%) oraz ogniska i rowy (po 1,5%).

Zarejestrowano łącznie 89 zabytków ruchomych w postaci ceramiki naczyniowej kultury wielbarskiej. Wyselekcjonowano 4 fragmenty ceramiki charakterystycznej: 1 zdobiony wylew, 2 dna oraz 1 ornamentowany brzusiec.

Obiekty datowane na okres wczesnego średniowiecza

Obiekty związane z osadnictwem wczesno-średniowiecznym (rys. 6C) były stosunkowo nieliczne i stanowiły jedynie 1% wszystkich datowanych konstrukcji ziemnych. W tej grupie najliczniej reprezentowany były jamy (86%), a poza nimi wystąpiły tylko rowy (14%).

Zarejestrowano łącznie tylko 8 fragmentów ceramiki naczyniowej. Zbadany fragment obozowiska (osady?) w Rychnowie, na podstawie zabytków ruchomych znalezionych w obiektach ziemnych, można datować na początkowy okres wczesnego średniowiecza, przypuszczalnie VII–IX wiek. Świadczą o tym zarówno kiepska technologia produkcji naczyń, bez użycia koła garncarskiego, jak również brak fragmentów zdobionych. Trzeba jednak pamiętać, że wnioski te oparte są o bardzo nieliczny zbiór ceramiki.

Obiekty datowane na okres późnego średniowiecza

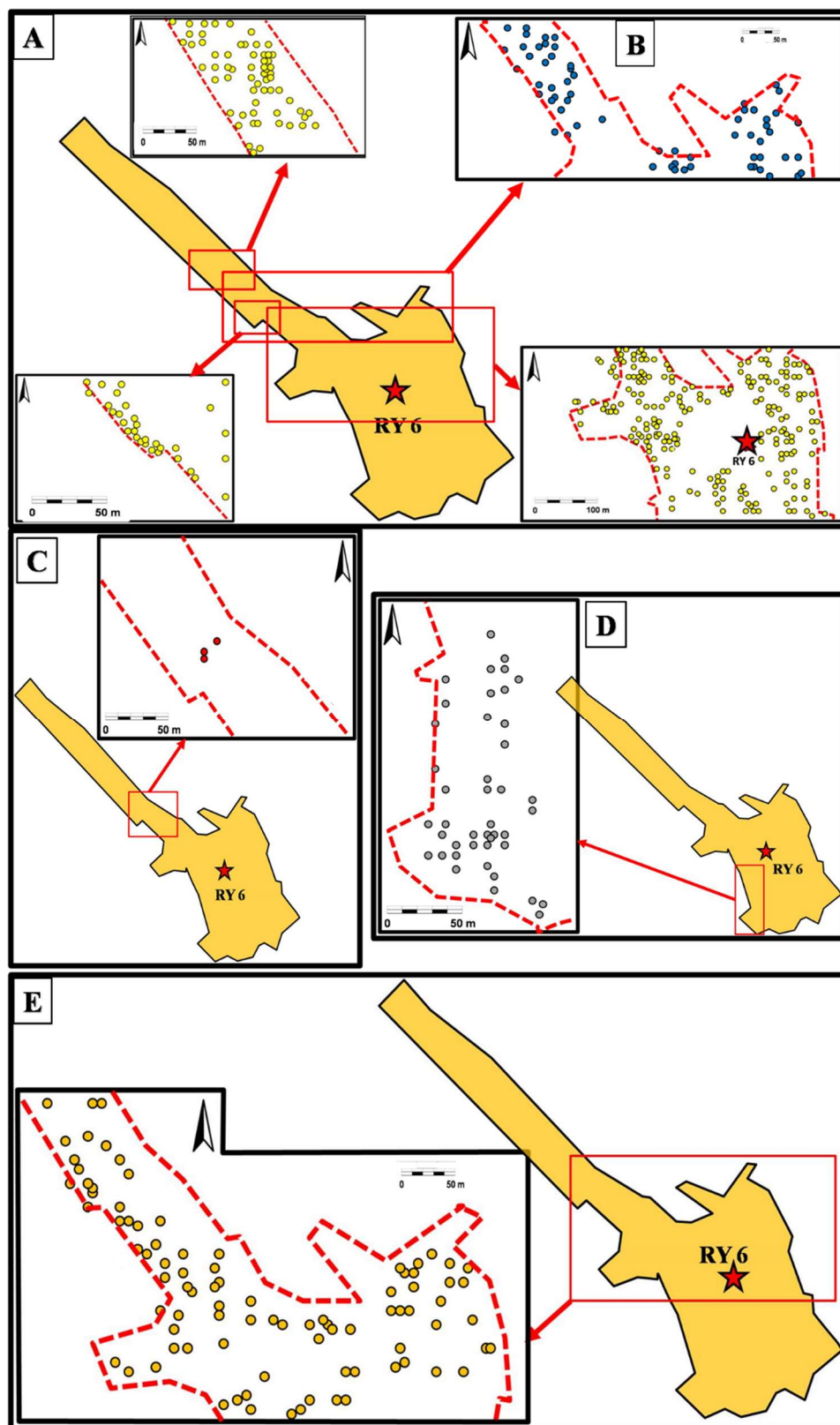
Podobnie jak poprzednio inwentarz obiektów ograniczył się tylko do dwóch kategorii (rys. 6D). Najliczniej reprezentowane były jamy (84%), a ponadto wystąpiły dołki posłupowe (16%).

Zarejestrowano łącznie 160 zabytków ruchomych w postaci cienkościennych ceramiki naczyniowej. Wszystkie fragmenty zostały dobrze wypalone w atmosferze redukcyjnej, wykonano je na szybkoobrotowym kole garncarskim używając przy tym domieszki drobnoziarnistego piasku. Z uwagi na bardzo silny stopień zniszczenia, do dalszej analizy przeznaczono jedynie 105 fragmentów. Wyniki analizy technologicznej w korelacji z przeżywającym się z okresu późnego średniowiecza motywem zdobniczym w postaci dookólnych linii rytych stanowią dość dokładny datownik tej kolekcji, natomiast z uwagi na jej niewielką liczbę, silną degradację oraz brak form charakterystycznych, nie ma możliwości poczynienia precyzyjniejszych ustaleń.

Obiekty datowane na okres nowożytny

Spośród konstrukcji ziemnych (rys. 6E) najliczniej reprezentowane były jamy (91%), a ponadto stwierdzono dołki posłupowe (6%) oraz ogniska, paleniska i piece (po 1%).

Kolekcja zabytków jest dosyć uboga. W jej skład wchodzi 148 ułamków ceramiki. Wyselekcjonowano 32 fragmenty wylewów, 17 ułamków den oraz 1 korek ceramiczny. Trudno jest jednoznacznie określić chronologię materiałów ceramicznych, opierając się jedynie na ustaleniach technologicznych. Biorąc pod uwagę bardzo niewielką próbkę materiału i brak cech czułych z punktu widzenia prowadzonych tu rozważań, można jedynie określić ramy chronologiczne ogólnie na późną nowożytność, tj. XVIII–XX wiek.



Rys. 6. Lokalizacja obiektów nieruchomych

obiekty datowane na: wczesną epokę żelaza (A), okres wpływów rzymskich (B), okres wczesnego średniowiecza (C), okres późnego średniowiecza (D), okres nowożytny (E)

Location of objects

objects dated to: the Early Iron Age (A), the Roman period (B), the Early Middle Ages (C), the Late Middle Ages (D), the Modern period (E)

Podsumowanie i wnioski

Stanowisko archeologiczne Rychnowo V położone jest na urozmaiconej przez zagłębienia wytopiskowe wysoczyźnie morenowej. Zagłębienia po oczkach polodowcowych, o różnej wielkości i stopniu wypełnienia, powstawały w czasie wytapiania brył martwego lodu w młodszym pleniglacie i późnym glacie (por. Błaskiewicz 2005), co potwierdza data radiowęglowa ($10\,420 \pm 110$ BP; cal 10 694–10 007 BC) ze spągu wypełnienia (profil RY 8/20). Po etapie jeziornym w obniżeniach rozwijały się torfowiska. Największe z nich (Jezioro Wyżnickie) przez cały holocen i również współcześnie są zbiornikami wodnymi.

W wyniku archeologicznych prac ratunkowych udało się stwierdzić na stanowisku obecność kilku faz osadniczych. Najliczniejsze obiekty i artefakty związane są z okresem kultury łużyckiej i wskazują one na kilkukrotne powroty ludności na ten obszar w stosunkowo krótkim czasie (homogeniczna ceramika). Osadnictwo nie miało charakteru stałej osady, lecz raczej krótkotrwałych obozowisk. Sprzyjającą okolicznością do działalności ludności na obszarze wysoczyzny mogła być obecność stałych zbiorników wodnych w oczkach polodowcowych (np. Jezioro Wyżnickie).

Działalność ludności kultury łużyckiej, nie związana raczej z uprawą lecz wypasem, doprowadziła na początku subatlantyku (2850 ± 60 BP; 1210–853 cal BC) do erozji gleb i fosylizacji gleby (profil RY 6) w bezodpływowym zagłębieniu. Procesy erozyjne objęły większość obszaru stanowiska (około $\frac{3}{4}$ obszaru), gdyż stwierdzono na nim ścieżce stropowych partii obiektów wziemnych, a materiał był transportowany do niżej położonych zagłębień. Erozja nie sięgnęła jednak do spągów wypełniających obiekty, w których zalegały *in situ* artefakty, dlatego w deluwacjach nie zostały znalezione zabytki, ani nie rozpoznano wtórnych nagromadzeń różnowiekowych zabytków. Erozja gleb nie objęła jedynie najwyższych, „wierzchowinowych” partii stanowiska w rejonie profilu RY 8/20, gdyż położone w tym zagłębieniu torfowisko nie zostało przykryte przez osady klastyczne. Procesy denudacyjne uruchomione przez ludność kultury łużyckiej doprowadziły do zmniejszenia deniwelacji na obszarze wysoczyznowym.

Obiekty z kolejnej fazy osadniczej, okresu wpływów rzymskich, ulokowane są w nieco wyższej pozycji topograficznej i nie schodzą, w przeciwieństwie do łużyckich, na dno obniżenia

z profilem RY6. Mogło to być spowodowane wilgotniejszą fazą klimatyczną i wyższym poziomem wód gruntowych, który powodował zabagnienie zagłębień, co nie sprzyjało, nawet krótkotrwałemu osadnictwu.

W okresie średniowiecza, szczególnie wczesnego, nastąpił bardzo wyraźny spadek intensywności wykorzystywania tego obszaru przez człowieka, na co wskazują tylko nieliczne znaleziska artefaktów ruchomych, jak i obiektów nieruchomych datowanych na ten okres. Znaleziska nowożytnie są nieco liczniejsze i pochodzą prawdopodobnie z XVIII–XX w., co wskazuje na ponowne, intensywniejsze użytkowanie tego obszaru dopiero w ostatnich stuleciach.

Literatura

- Błaskiewicz M. 2005. Późnoglacialna i wczesnoholocenska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 201.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Galon R. 1972a. Ogólne cechy rzeźby Niżu Polskiego. W: R. Galon (red.) *Geomorfologia Polski*, tom 2. PWN, Warszawa: 10-34.
- Galon R. 1972b. Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: R. Galon (red.) *Geomorfologia Polski*, tom 2. PWN, Warszawa: 129-156.
- Gałązka D., Marks L. 2001. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Gietrzwałd (212). PIG, Warszawa.
- Jagodzińska B., Kalituk R. 1999. Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000 arkusz Gietrzwałd (212). GEOSERWIS Warszawa.
- Kabarowska B. i in. 2000. Program gospodarki odpadami komunalnymi dla związku gmin regionu Ostródzko-Iławskiego „Czyste środowisko”. PP-W CZYSTE POWIETRZE Sp. z o.o., Wrocław.
- Kalicki T. 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 204.
- Kalicki T., Chrabąszcz M., Maciszewski I., Przepióra P. 2017. Geoarchaeological studies near Rychnowo in the Upper Drwęca catchment area. *Sbornik abstrakt* 23. Kvarter, 01.12.2017. Brno: 54-55.
- Kalicki T., Chrabąszcz M., Maciszewski I., Przepióra P. 2018. Impact of the Lusatian culture on landscapes of the last glaciation: a case study from the upper Drwęca river basin (N Poland). *Abstracts, Programme and General Information*,

- 14th Conference of Environmental Archaeology 2018 „Humans and environmental sustainability: Lessons from the past ecosystems of Europe and Northern Africa, 26-28.02.2018. Modena, Włochy: 12-13.
- Karczewski M., Smolska E., Kalicki T. (red.) 2014. Środowisko przyrodnicze, gospodarka, osadnictwo i kultura symboliczna w V w. p.n.e.–VII w. n.e. w dorzeczu Odry i Wisły. Białystok-Warszawa-Kielce.
- Kondracki J. 2002. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Mańkowska A., Słowański W. 1980. Objasnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Olsztyn. Wyd. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E. 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie. PIG, Warszawa.
- Smolska E. 2002. Denudacja antropogeniczna – zapis w rzeźbie i osadach na wybranych przykładach z obszaru Pojezierza Suwalskiego. W: P. Szwarczewski, E. Smolska (red.) *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, tom I. Warszawa-Lomża: 113-119.
- Tylmann K., Wysota W. 2011. Geneza i transformacja rzeźby morenowej w północno-zachodniej części Garbu Lubawskiego (Polska północna). *Przegląd Geologiczny* 59(11): 739-750.
- Wawrusiewicz A., Kalicki T., Przeździecki M., Frączek M., Manasterski D. 2017. Grądy-Woniecko. Ostatni łowcy-zbieracze znad środkowej Narwi. Białystok.

Summary

The site is located in the south-western part of Warmia and Mazury voivodship in Ostróda County in Chełmno-Dobrzyń Lake District in the Lubawa Garb mezeoregion. During the last glaciation this elevation separated the Vistula and Mazurian lobe of ice sheet. Relief of the area is formed by wavy till plains cut by tunnel valleys and sandurs, whose surface is varied by hollows left by dead ice. The examined area is located between two parallel tunnel valleys of the NNW-SSE direction. Those tunnel valleys are drained by the upper Drwęca River with its tributary Grabiczek river. Near these two tunnel valleys are preserved small fragments of outwash plains.

The site is located on the wavy till plain (moraine upland) elevated about 134–140 m. a.s.l. near the edge of it, which falls into the very

distinct in the relief Grabiczek tunnel valley. The height of flat valley bottom is 116–117 m a.s.l., while on its slopes locally in the NW part of the site are preserved narrow valley outwash plains. Directly northward of the site occurs forested moraine hill with a very varied relief and culmination of 155 m a.s.l. They were formed during one of the phases of the Vistulian ice sheet recession around 17 ka BP, so before the Pomeranian phase (16.2 ka BP), whose stadial recessional moraines are located further to the north. Height differences of relief around the site are more than 40 m. In the upland area there are marked circular depressions, the largest of which is filled by Wyżnice Lake. In smaller of them a melting of dead ice began at the end of the Younger Dryas, as indicated by the radiocarbon dating of 10 420±110 BP (MKL-3134) 10 694–9900 cal BC from the bottom of organic sediment filling one of them (RY 8/20 profile). Recently remains of glacial kettles (potholes) are swamps and peatbogs. In the middle of the site on the slope of endorheic depression, was found a buried soil covered with deluvia (RY 6 profile). Its fossilization took place about 2850±60 BP (MKL-3273) 1210–853 cal BC, which shows the radiocarbon dating from its top.

During the archaeological rescue research of the site (about 1500 ars) several settlement phases were found: Lusatian culture from Early Iron Age (727 objects, 2470 pottery fragments), Wielbark culture from Roman period (45 objects, 200 pottery fragments), Early Medieval from 11-12th c. (4 objects, 11 pottery fragments), Late Medieval (28 objects, 91 pottery fragments) and Modern time (33 objects, 88 pottery fragments). Not found in the site permanent or long-term settlement. The site should be considered as group of rather short-lived camps. The most numerous traces of Lusatian culture are not a single phase, but rather multiple returns to the same area at short intervals (the homogeneous ceramics). Probably the presence of human groups was related to some economic activity not related to the agriculture (cattle grazing?) and the presence of water reservoirs motivated them to choose this place. However this activity led to soil erosion and formation of deluvia cover (colluvium) in endorheic depression.

KONTEKST ŚRODOWISKOWY I STRATYGRAFIA
STANOWISKA ARCHEOLOGICZNEGO LIPOWO W KOTLINIE BIEBRZY
(NE POLSKA)

Environmental context and stratigraphy of the Lipowo archaeological site
in the Biebrza Basin (NE Poland)

MARCIN FRĄCZEK*, TOMASZ KALICKI*, ADAM WAWRUSIEWICZ**,
ALEKSANDER F. SANKO***

Zarys treści. Jednym z najciekawszych aspektów badań geoarcheologicznych jest poznanie przeszłości człowieka w kontekście otaczającej go ówczesnej rzeczywistości. Zagadnienie to nabiera szczególnego znaczenia w odniesieniu do społeczeństw łowiecko-zbierackich, ściśle uzależnionych od środowiska naturalnego, które przez całą epokę kamienia bezwzględnie dominowały na obszarach Podlasia. Z badań paleogeograficznych wynika, że na stanowisku Lipowo, początek narastania torfów na równinie zalewowej był datowany na 8490 ± 80 BP (MKL-3275) 7658–7347 cal BC. W podobnym czasie, w pobliżu piaszczystej elewacji, zostało odcięte starorzecze Biebrzy. Fragment drewna z piasków zailonych ze spągu jego wypełnienia był datowany na 8330 ± 120 BP (MKL-3277) 7577–7083 cal BC. Oba te zjawiska, wzrost poziomu wód gruntowych i zmiana rozwinięcia koryta, mogą być związane ze zmianami klimatycznymi – fazą chłodną i wilgotną na początku atlantyku. Gytie z małakofauną wodną zostały zdeponowane w starorzeczu we wczesnym atlantyku, które zaniknęło około 6170 ± 80 BP (MKL-3276) 5313–4911 cal BC, po czym zaczęły narastać torfy. Wyniki badań na stanowisku w Lipowie i innych stanowiskach w Kotlinie Biebrzy wskazują na pewne okresy zmian klimatycznych, w których następował wzrost aktywności procesów morfogenetycznych.

Słowa kluczowe: kultura niemeńska, społeczności zbieracko-łowieckie, późny neolit

Abstract. At the Lipowo site, the beginning of peat accumulation in the valley floor was radiocarbon dated at 8490 ± 80 BP (MKL-3275) 7658–7347 cal BC. At around that time the Biebrza river channel was cut off near a sandy elevation. A fragment of wood from silty sands in the bottom of this abandoned channel was radiocarbon dated at 8330 ± 120 BP (MKL-3277) 7577–7083 cal BC. Both these occurrences – a rise in ground water level and a channel change – may be connected with climatic changes, namely the cool, humid phase at the beginning of the Atlantic. Gytja with aquatic molluscs accumulated in an oxbow lake during the Early Atlantic. The lake had disappeared by about 6170 ± 80 BP (MKL-3276) 5313–4911 cal BC, when the accumulation of peats started and a peat bog developed here. The results of studies on Lipowo and other sites in Biebrza Basin indicates some periods of climatic changes and an increase in morphogenetic activity.

Key words: Niemen culture, hunter-gatherer community, Late Neolithic

Wstęp

Badania stanowisk subneolitycznych na piaszczystych elewacjach otoczonych osadami organicznymi pozwalają na uchwycenie homogenicznych zespołów artefaktów kultury niemeńskiej. Warstwy organiczne z dobrze zachowanymi ekofaktami umożliwiają określenie specyfiki gospodarczo-żywnościowej badanych społeczności,

co w przypadku „klasycznych” obiektów piaszczystych jest nieosiągalne. Dobrze zachowane szczątki organiczne umożliwiają też określenie warunków środowiskowych osadnictwa i przede wszystkim dają możliwości uzyskania oznaczeń chronologii bezwzględnej dzięki datowaniom ^{14}C .

Według podziału fizycznogeograficznego Polski Kotliną Biebrzy (rys. 1) znajduje się w prowincji Niżu Wschodniobałtycko-Białoruskiego, w podprowincji Wysoczyzn Podlasko-Białorus-

* Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii, Zakład Geomorfologii, Geoarcheologii i Kształtowania Środowiska, Kielce; e-mail: marcinfraczek1987@gmail.com, tomaszkalicki@ymail.com

** Muzeum Podlaskie w Białymstoku, Białystok; e-mail: adamwawrusiewicz@op.pl

*** Białoruski Uniwersytet Państwowy w Mińsku, Wydział Geografii, Katedra Geologii Inżynierskiej i Geofizyki, Mińsk, Białoruś; e-mail: sankoaf@tut.by

wisły (Banaszuk, Micun 2009), natomiast drugi ze złodowaceniem środkowopolskim (Musiał 1992). Ten ostatni pogląd jest zgodny z opinią większości autorów, którzy wzdłuż północnej granicy Kotliny Biebrzy, począwszy od wschodnich rubieży państwa aż po okolice Grajewa, prowadzą zasięg lądolodu vistuliańskiego (np. Galon, Roszko 1967; Żurek, Dzieczkowski 1971; Różycki 1972a, b; Mojski 1972; Wołk-Musiał 1978; Żurek 1984; Krzywicki 2002).

Jednak tezę Banaszuka (2001, 2004a, b) potwierdzają liczne datowania TL utworów polodowcowych, zwłaszcza w dolinie Narwi i w jej otoczeniu (Banaszuk 2004b), w świetle których rzeźbę glacialną Kotliny Biebrzy, jak też południkowego obniżenia dolinnego Narwi poniżej Sułęża kształtował lądolód złodowacenia wisły, prawdopodobnie stadiału świecica. Lądolód ten wkroczył na niżej położone tereny Niziny Północnopodlaskiej i zamierał powierzchniowo. W miejscu dzisiejszej Kotliny Biebrzy i południkowego odcinka doliny Narwi zalegały wielkie płyty martwego lodu (Banaszuk 2004b), a w efekcie ich wytapiania powstały w dnach wytopisk formy typowe dla deglacjacji arealnej. W obniżeniu Narwi należą do nich przede wszystkim poziomy: ablacyjny (na pograniczu zboczy wysoczyzn i obniżenia dolinnego wypełnionego jeszcze przez dość gruby i zwarty płat martwego lodu) i erozyjno-akumulacyjny poziom rzeczno-lodowcowy, który utworzyły wody płynące po nieciągłej już pokrywie lodowej. Dowodami na obecność martwego lodu w obniżeniu są też następujące fakty:

- dolina składa się z odcinków zwężonych i mocno rozszerzonych, basenowych,
- odcinki basenowe mają wiele zatok wchodzących w otaczające dolinę wysoczyzny, lecz brak w nich śladów działalności rzeki. Dna mineralne tych zatok łagodnie opadają ku środkowi doliny, a powyżej występują gytie, a na nich torfy,
- zwężenia dolin nie są przełomami rzecznyymi, gdyż ich zbocza są podobnie ukształtowane jak w rozszerzeniach doliny, a na ich powierzchniach występują formy polodowcowe (Banaszuk, Micun 2009).

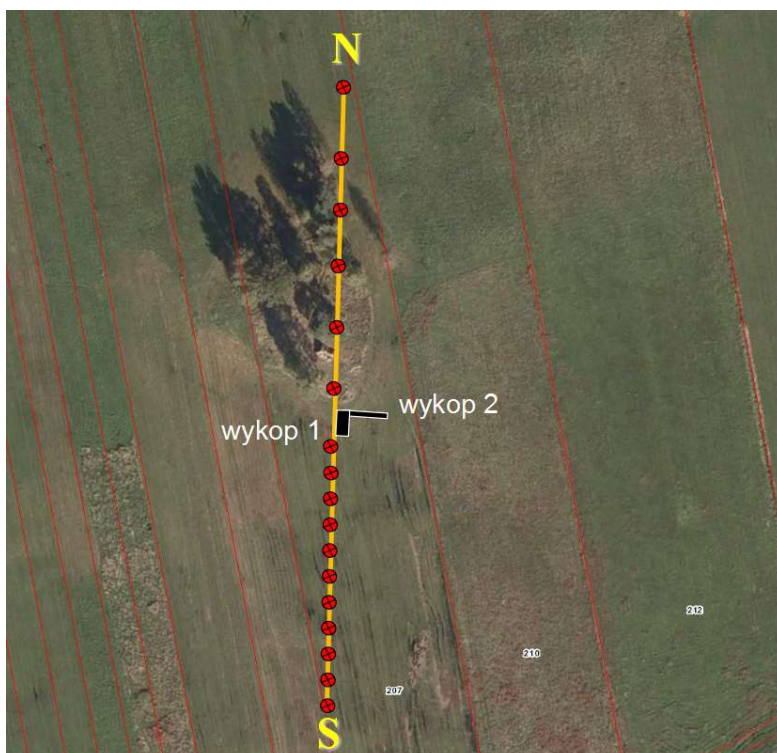
Formy wypukłe występują w wytopiskach Biebrzy i Narwi tylko na części terenu. Największe powierzchnie zajmują sandry utworzone w stadiach głównym złodowacenia wisły i torfowiska. Powierzchnia podtorfowa utworzona przez wody roztopowe lądolodu vistuliańskiego, płynące z jezior, jest łagodnie pofalowana. Na niej zaczęła się rozwijać na przełomie plejstocenu i holocenu działalność rzeczna (Banaszuk, Micun 2009).

Cel i metody badań

Głównym celem podjętych badań była rekonstrukcja wybranych komponentów środowiska geograficznego na stanowisku archeologicznym Lipowo w Kotlinie Biebrzy Środkowej dla horyzontu czasowego kręgu kultur subneolitycznych. Obejmuje ona rekonstrukcję morfologii, klimatu, stosunków wodnych, szaty roślinnej w ujęciu regionalnym i lokalnym w miejscach bytowania ludności subneolitycznej w młodszej epoce kamienia i prologu epoki brązu w strefie leśnej Europy środkowej. Badania skupiały się na stanowiskach archeologicznych, obozowiskach ludności kultury niemeńskiej oraz na ich najbliższym otoczeniu. Kultura niemeńska jest jedną z kultur subneolitycznych zasiedlających niegdyś analizowany obszar.

W badaniach wykorzystano szereg interdyscyplinarnych metod, które zostały podzielone na trzy grupy: prace terenowe, badania laboratoryjne oraz prace kameralne. W ramach pierwszych wykonane zostały kartowania geomorfologiczne oraz geologiczne osadów czwartorzędowych stanowiska i jego najbliższego otoczenia. Sondowanie geologiczne zostało poprzedzone badaniami geofizycznymi, podczas których użyty został georadar ProEx firmy MALA Geoscience wraz z zestawem anten pracujących na stosunkowo niskich częstotliwościach. Metoda georadarowa z powodzeniem wykorzystywana jest do rozpoznania miąższości osadów organogenicznych i ukształtowania podłoża mineralnego. Podczas prac terenowych na stanowisku badawczym wykonane zostały archeologiczne wykopy sondażowe (rys. 2). Próbkę geologiczną pobraną z rdzeni oraz materiał z wykopów sondażowych poddany został analizom laboratoryjnym (sedymologicznym, geochemicznym), analizom malakologicznym, datowaniu ¹⁴C oraz ekspertyzom archeologicznym (osteologicznym i archeozoologicznym – opracowanie prof. UMK dr hab. inż. Daniel Makowiecki, traseologicznym – opracowanie dr Katarzyna Pyżewicz).

Podczas prac kameralnych, oprócz opracowań kartograficznych i dokumentacji stanowisk, wykonane zostały modele 3D stanowiska i jego najbliższego otoczenia w oparciu o program GameGuru oraz Axis Game Factory Profesional w wersji 3.0. Programy te to kompleksowy zestaw narzędzi, zaprojektowany z myślą o twórcach gier, hobbystach i graczach, służący do szybkiego tworzenia poziomów w grach komputerowych (m.in. edycji terenu, roślinności, obiektów antropogenicznych i systemu atmosfery) importowanych z silnika gry Unity 5.0. W tym przypadku program został wy-



Rys. 2. Zdjęcie lotnicze stanowiska Lipowo z zaznaczoną linią przekrojów, archeologicznymi wykopami sondażowymi oraz wierceniami geologicznymi

Aerial photo of Lipowo site with cross-section, archaeological trenches and geological borings

korzystany do rekonstrukcji oraz przedstawienia ewolucji lokalnego środowiska dla wybranego horyzontu czasowego.

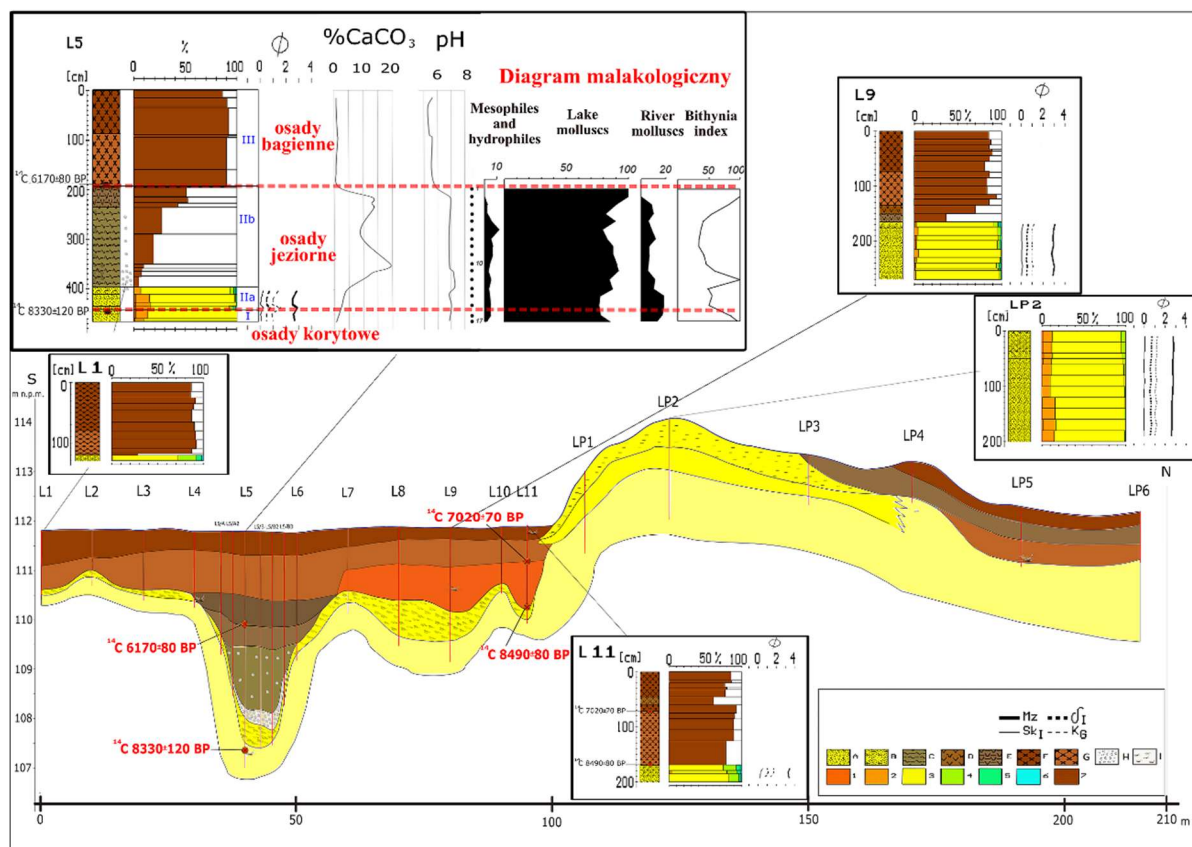
Podjęte zostały badania paleoekologiczne, które na podstawie szczątków różnych organizmów, składu chemicznego i geologicznego osadów oraz kopalnego drewna pozwoliły na szczegółowe odtworzenie warunków panujących przed pojawieniem się obozowisk i po ich zaniku. Nacisk położony został głównie na rekonstrukcję złożonej sieci interakcji pomiędzy regionalnymi (klimat), lokalnymi abiotycznymi (hydrologia), biotycznymi i kulturowymi elementami ekosystemu.

Wyniki badań geoarcheologicznych

Stanowisko Lipowo zlokalizowane jest w gminie Sztabin w powiecie augustowskim we wschodniej części Basenu Biebrzy Środkowej, na prawobrzeżnej równinie zalewowej Biebrzy (rys. 1). Niewielkie wzniesienia w jej obrębie mogą być pozostałościami po polu wydmyowym z przełomu plejstocenu i holocenu (por. Frączek 2017). W obrębie dna doliny zachowane są one szczątkowo i oddalone o około 400 m od współczes-

nego koryta rzeki oraz o około 2 km od miejscowości Lipowo (Frączek i in. 2017) (rys. 1). Część wzniesienia jest zadrzewiona (głównie przez brzozy i sosny) i otoczona przez torfowisko (Frączek i in. 2017) (rys. 2, 3).

W oparciu o NMT i dane z siedemnastu wierceń geologicznych (rys. 2, 3) opracowano przekrój geologiczny przez fragment dna doliny oraz wzniesienie (rys. 3). Odwierty geologiczne od L1 do L11 zostały wykonane w dnie doliny z południa w kierunku wzniesienia, natomiast odwierty LP1-LP6 od kulminacji formy w kierunku północnym. Linia przekroju geologicznego przechodzi przez zachodnią ścianę wykopu sondażowego numer 1 (rys. 2). Materiał pozyskany z pięciu odwiertów geologicznych poddany został analizom sedymentologicznym, których wyniki zostały zaprezentowane na schematycznym przekroju geologicznym (rys. 3). Z analiz uziarnienia osadów pobranych z rdzeni LP1, LP2 oraz LP3 wynika, że w spągowej części wzniesienie zbudowane jest z piasków drobnoziarnistych, natomiast w stropowej części występuje niewielka domieszka piasków drobnoziarnistych zaglinionych (rys. 3, LP2). W odwiertach LP5 oraz LP6 torfy słaborożłóżone zalegają na piaskach drobnoziarnistych (rys. 3).



Rys. 3. Schematyczny przekrój geologiczny przez stanowisko Lipowo (za Frączek 2017, zmienione) oraz wybrane profile litologiczne z diagramami uziarnienia i wskaźnikami Folka, Warda (1957)

A – piaski drobnoziarniste, B – piaski drobnoziarniste, zailone, C – mułki gytiowate, D – mułki torfiaste, E – torf zailony, F – torf, G – torf (słabo rozłożony); H – malakofauna, I – fragmenty drewna
1 – piasek gruboziarnisty (-1 do 1φ), 2 – piasek średnioziarnisty (1-2φ), 3 – piasek drobnoziarnisty (2-4φ), 4 – pył gruboziarnisty (4-6φ), 5 – pył średnio i drobnoziarnisty (6-8φ), 6 – il (powyżej 8φ), 7 – materiał organiczny
Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe (sorting), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

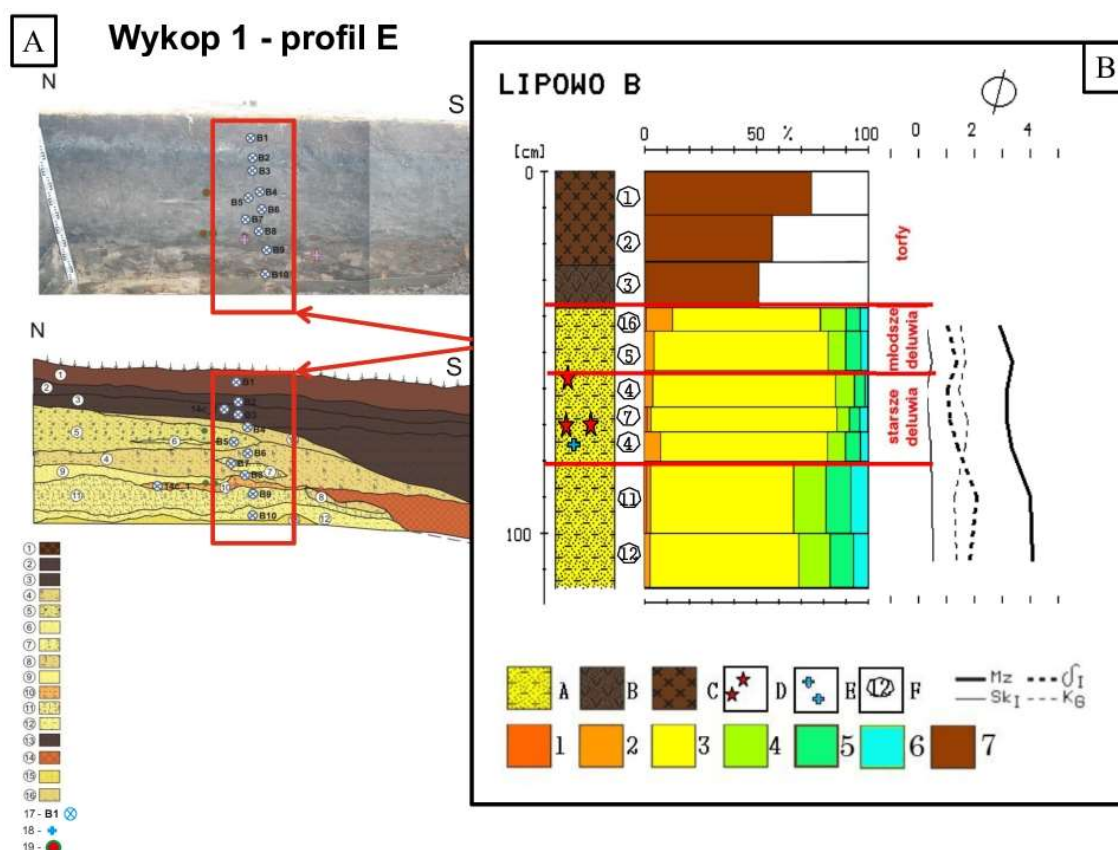
Geological cross-section of Lipowo site (after Frączek 2017, changed), lithology, grain size and Folk, Ward (1957) distribution parameters of selected profiles

A – fine-grained sands, B – silty sands, C – gyttja silts, D – peaty silts, E – silty peats, F – peats, G – peats (undecomposed); H – molluscs, I – subfossil wood
1 – coarse sand (-1 to 1φ), 2 – medium sand (1-2φ), 3 – fine sand (2-4φ), 4 – coarse silt (4-6φ), 5 – medium and fine silt (6-8φ), 6 – clay (above 8φ); 7 – organic material
Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

Na południowym skłonie wzniesienia następuje ząbienie się osadów piaszczystych i organicznych dna doliny (rys. 4A). Zostały tu zlokalizowane wykopy archeologiczne 1 i 2, w których na głębokości 70–80 cm stwierdzono rozproszone pojedyncze artefakty krzemienne oraz kości, przykryte przez deluwia piaszczyste, na których występuje lokalnie warstwa torfów (rys. 4B).

Dzięki danym pozyskanym z odwiertów L1-L11 oraz badaniom geofizycznym oszacowana została miąższość torfów, która nie przekracza 200

cm (rys. 3). Z odwiertu L11 pobrane zostały dwie próbki do datowania metodą ^{14}C : pierwsza z głębokości 75–80 cm była datowana na 7020±70 BP (MKL-3419) 6016–5746 cal BC oraz druga, będąca spągiem torfów, z głębokości 165–170 cm, którą wydatowano na 8490±80 BP (MKL-3275) 7658–7347 cal BC (rys. 3, L5). Próbkę pobraną z odwiertu geologicznego L5 zostały poddane szczegółowym analizom sedymentologicznym, geochemicznym i malakologicznym (rys. 3, L5).



Rys. 4A. Układ warstw wschodniej ściany wykopu 1

1, 2, 3, 13, 14 – torfy, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12 – piaski drobnoziarniste zailone, 6, 9, 15, 16 – piaski drobnoziarniste, 17 – nr próbki glebowej, 18 – kości zwierzęce, 19 – pojedyncze krzemienne artefakty

4B. Profil litologiczny z diagramami uziarnienia i wskaźnikami Folka, Warda (1957) osadów (za Frączek 2017, zmienione)

A – piaski drobnoziarniste zailone, B – torf zapiaszczony, C – torf, D – artefakty krzemienne, E – kości zwierzęce; F – nr warstwy archeologicznej

1 – piasek gruboziarnisty (-1 do 1φ), 2 – piasek średnioziarnisty (1-2φ), 3 – piasek drobnoziarnisty (2-4φ), 4 – pył gruboziarnisty (4-6φ), 5 – pył średnio i drobnoziarnisty (6-8φ), 6 – il (powyżej 8φ), 7 – materiał organiczny

Mz – średnia średnica, δ_I – odchylenie standardowe (sorting), Sk_I – skośność, K_G – kurtoza

4A. Layout of the eastern wall – trench 1

1, 2, 3, 13, 14 – peats, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12 – silty fine-grained sands, 6, 9, 15, 16 – fine-grained sands, 17 – number of soil sample, 18 – single bones artefacts, 19 – single flint artefacts

4B. Lithology, grain size and Folk, Ward (1957) distribution parameters of Lipowo B sedimentological profile (after Frączek 2017, changed)

A – silty fine-grained sands, B – silty peats, C – peats, D – single flint artefacts, E – single bones artefacts, F – number of archaeological layer

1 – coarse sand (-1 to 1φ), 2 – medium sand (1-2φ), 3 – fine sand (2-4φ), 4 – coarse silt (4-6φ), 5 – medium and fine silt (6-8φ), 6 – clay (above 8φ), 7 – organic material

Mz – mean diameter, δ_I – standard deviation (sorting), Sk_I – skewness, K_G – kurtosis

W oparciu o fragment przekroju geologicznego oraz wyniki analiz sedymentologicznych i geochemicznych w odwiercie L5 możemy wyróżnić trzy ogniwa: aluwia korytowe (I), wypełnienie starorzecza (II) i osady bagienne (III) (rys. 3, L5). W końcowej fazie funkcjonowania rzeki akumulowane były piaski drobne (I). Odcięcie koryta (powstanie starorzecza) zostało wydатовane na

8330±120 BP (MKL-3277) 7577–7083 cal BC (datowanie fragmentu drewna ze spągu wypełnienia, który zalegał na drobnoziarnistych osadach korytowych). Po odcięciu starorzecza rozpoczęła się faza jeziorna (II), którą można podzielić na dwa etapy. W pierwszym (IIa), kiedy starorzecze miało jeszcze kontakt z korytem Biebrzy, akumulowane były piaski drobne przewarstwione piaskami

drobnymi, zailonymi. W drugim (IIb), autogenicznym, zachodziła sedentacja osadów organicznych – gytii węglanowych (10–20% materii organicznej i do 20% zawartości CaCO_3) przechodzących ku górze w węglanowe mułki gytiozowane (40–50% materii organicznej i do 15% zawartości CaCO_3). W osadach węglanowych występuje malakofauna (rys. 3, L5).

W celu uzyskania dodatkowego materiału do analiz malakologicznych oraz palinologicznych (materiał jest w trakcie analizy – opracowanie Valentina P. Zernickaya), jak również dla oszacowania parametrów paleokoryta wykonane zostały dodatkowe odwierty geologiczne (rys. 3). Dla osadów węglanowych (II) została wykonana analiza malakologiczna (opracowanie Aleksander F. Sanko) (rys. 3, L5).

Analizie malakologicznej poddanych zostało 17 próbek pobranych z głębokości 200–470 cm. Malakofauna została stwierdzona w jeziornych, holocenicznych osadach – ciemnoszarych i ciemnobrunatnych gytiach. W spągowej części w gytiach stwierdzono domieszkę piasku, a w stropowej torfu.

W składzie malakofauny stwierdzono 33 taksony: siedlisk otwartych (1 takson), mezofile (2 taksony), higrofile (7 taksonów), jeziorne (20 taksonów) i rzeczne (3 taksony). W składzie gatunkowym, jak i ilościowo dominują gatunki jeziorne. Ich udział waha się od 77 do 100%. Podstawowymi przedstawicielami fauny jeziornej są gatunki *Valvata piscinalis* (Müller), *Bithynia tentaculata* (Linnaeus), *Gyraulus albus* (Müller), *Pisidium henslowianum* (Sheppard). W skład tanatocenozy wchodzi najbardziej ciepłowodne gatunki holoceniczne. Ich dominacja w całym okresie rozwoju jeziora, a także całkowity brak gatunków chłodnych wód, włączając w to *Gyraulus laevis* (Müller), świadczy o akumulacji gytii węglanowej w okresie atlantyckim. Jezioro miało tylko słaby związek z wodami rzeczny, co dokumentuje domieszka w tanatocenozie gatunków rzecznych, głównie przedstawicieli rodziny Unionidae i *Pisidium amnicum* (Müller), a także znaczny udział eurytopowych (euryekologicznych) gatunków wodnych (rys. 3, L5).

Razem ze skorupkami malakofauny w gytiach jeziornych występują pancerzyki małżoraczków (*Ostracoda*), pojedyncze łuski ryb, owoce i nasiona roślin wodnych i bagiennych, a także węgielki drzewne.

W trzeciej fazie, bagiennych, która rozpoczyna się od 6170±80 BP (MKL-3276) 5313–4911 cal BC narastały torfy (III), w górnej partii dobrze, a w dolnej słabo rozłożone. Zawartość materii

organicznej w całym ogniwie wynosi około 90% (rys. 3, L5).

Wyniki badań archeologicznych

Archeologiczne badania sondażowe realizowane w Lipowie dostarczyły bardzo wartościowych poznawczo materiałów źródłowych. Przede wszystkim potwierdzono wstępne założenia teoretyczne oraz hipotezę o swoistej powszechności punktów osadniczych związanych ze społecznościami łowiecko-zbierackimi okresu środkowej i późnej epoki kamienia.

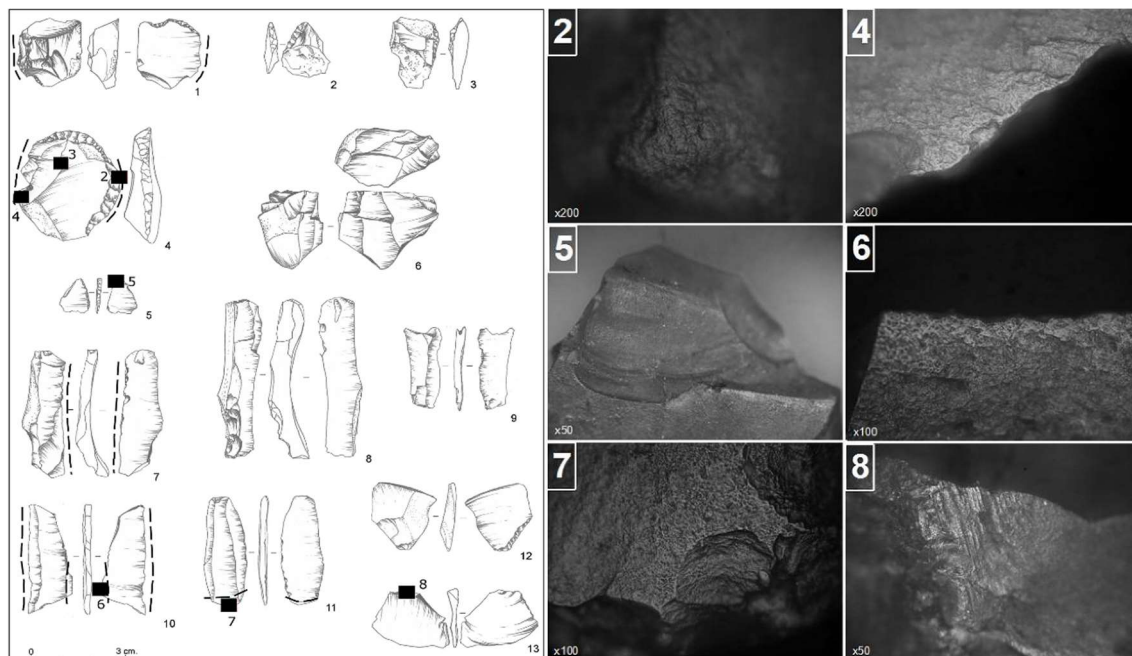
Cechy technologiczne i morfologiczne znalezionych artefaktów krzemiennych nie pozwalają na jednoznaczną interpretację kulturowo-chronologiczną, jednak odpowiadają ogólnej „idei” krzemieniarstwa późnomezolitycznego społeczności łowiecko-zbierackich zasiedlających obszary północno-wschodniej Polski z początku i pierwszej połowy okresu atlantyckiego. Jednocześnie obecność ceramiki subneolitycznej, udokumentowanej na kulminacji wzniesienia, jednoznacznie wskazuje na istnienie neolitycznej fazy zasiedlenia stanowiska. W świetle badań archeologicznych z fazą tą może być łączony materiał krzemienisty o technologii mezolitycznej z dolnej części stanowiska. Wydaje się to bardzo prawdopodobne zwłaszcza wobec ogólnych poglądów o kontynuacji tradycji mezolitycznej w inwentarzach późniejszych społeczności łowiecko-zbierackich, rozwijających się od środkowego neolitu do początków epoki brązu (V – pocz. II tys. BC) (por. Wawrusiewicz i in. 2017).

Można zatem przyjąć, że zabytki archeologiczne dokumentowane w Lipowie należały w jednym kontekście stratygraficznym tj. w spągu starszych osadów deluwialnych (poziom użytkowy). W tym ujęciu spełniają one podstawowe kryterium homogeniczności zbioru. Założenie to wydaje się potwierdzać analiza źródeł krzemiennych.

Pomimo niewielkiej liczebności i braku form wyróżniających prezentują one jednolitą koncepcję technologiczną. Obróbka surowców krzemiennych ukierunkowana była na pozyskanie regularnego półsurowca wiórowego poprzez eksploatację rdzeni jednopiętowych. Relatywnie duży udział prostych narzędzi (skrobaczki wielorakie, drapacz) może odzwierciedlać specyfikę funkcjonalną nisko położonych, przybrzeżnych części obozowisk. Były one zapewne wykorzystywane do doraźnych czynności gospodarczych, co potwierdzać może również duża ilość śladów użytkowych.

Badania traseologiczne artefaktów krzemiennych ze stanowiska wskazują, że tylko na części z nich występują makro- i mikroskopowe ślady użytkowania (rys. 5). Ślady te związane są z mało intensywnym i krótkotrwałym obrabianiem (oskrobrywaniem) skór (1. i 4. artefakt), z cięciem roślin

krzemionkowych (roślin zielnych) (4., 10. i 11. artefakt). Artefakt 11. nosi ślady oprawy, a na kolejnym widoczny jest makroskopowo impakt, co pozwala interpretować go jako ostrze broni miotanej (grot strzały) (5. artefakt).



Rys. 5. Wybór artefaktów krzemiennych oraz zdjęcia mikroskopowe śladów użytkowych oraz retuszy (numer przy kwadracie odpowiada numerowi zdjęcia po prawo) (oprac. K. Pyżewicz, za Frączek 2017)

Selected of artifacts and microscope utility traces on them (the number next to the square corresponds to the number of the photo on the right) (comp. K. Pyżewicz in: Frączek 2017)

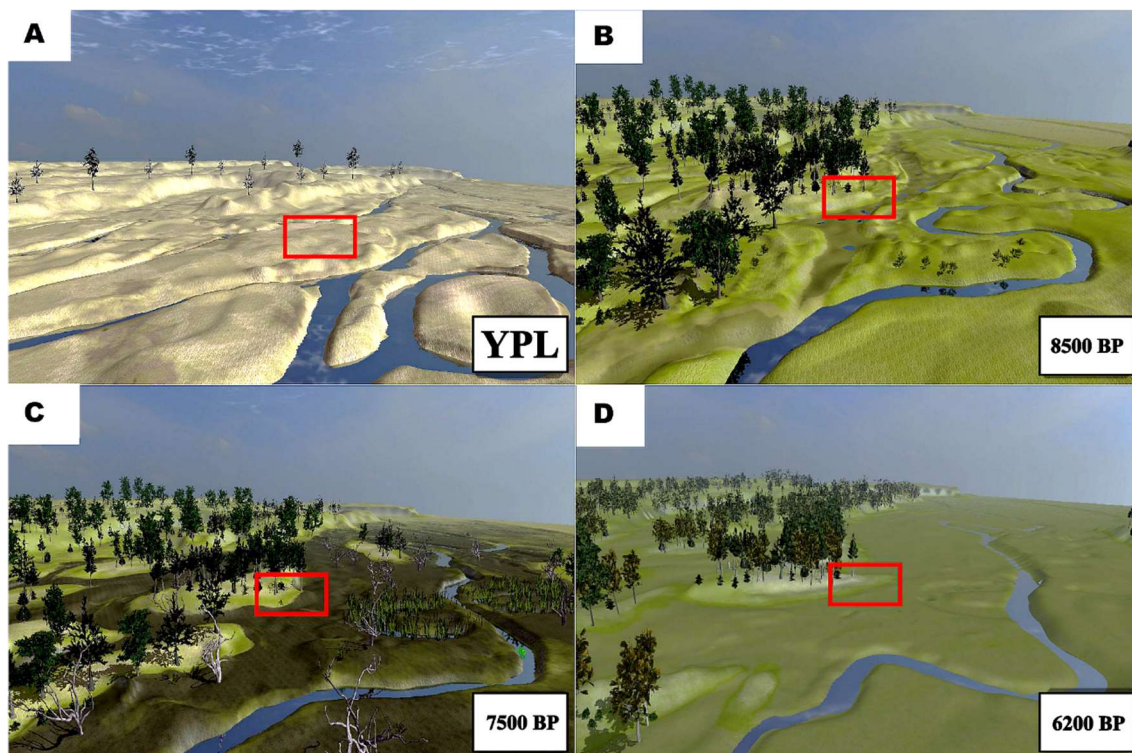
Podczas poszukiwań powierzchniowych prowadzonych na kulminacji stanowiska odnaleziono blisko siebie, na powierzchni około 4 m², trzy ułamki ceramiki. Należały one najpewniej do jednego naczynia, a ich cechy technologiczne, takie jak domieszka nieznormalizowanego tłucznia mineralnego, przecieranie powierzchni oraz charakter ukształtowania ścianek naczynia sugerujący ostrodenność formy, wskazują na związek ze społecznościami łowiecko-zbierackimi kultury niemeńskiej (por. Józwiak 2003). Brak jest jednak jakichkolwiek elementów stylistycznych czy mikromorfologicznych mogących doprecyzować ich chronologię.

Dyskusja

Na stanowisku Lipowo w obrębie zatorfionego dna doliny można wyróżnić trzy, różnowiekowe segmenty. Pierwszy to piaszczysty ostaniec erozyjny, który ma złożoną budowę. Pod piaskami eolicznymi tworzącymi jego górną część

zalegają plejstocénskie piaski i żwiry wodnolodowcowe. Skłony wzniesienia zostały przemodulowane w holocen (deluwia u podnóża). Drugi starszy, piaszczysty fragment dna doliny, z prawdopodobnie roztokowymi korytami z okresu młodszego pleniglacjału lub późnego glacjału, zachował się bezpośrednio u podnóża ostańca. Ten relikwitu równiny aluwialnej został podcięty przez wczesnoholoceński system Biebrzy, najprawdopodobniej migrujący lateralnie i meandrujący, na co wskazuje głębokość i szerokość paleokoryta. Stanowi on trzeci, najmłodszy, segment równiny zalewowej (rys. 3, 6C).

Na przełomie boreału i atlantyku, w czasie ochłodzenia i zwilgotnienia będącego efektem globalnej fluktuacji klimatycznej znanej jako 8,2 ka event (Starkel 2000), nastąpiło podniesienie poziomu wód gruntowych, które doprowadziło do zapoczątkowania narastania torfów około 8490±80 BP cal 7658–7347 BC w starorzeczach roztokowych (rys. 6B) widocznych na powierzchni starszej części równiny zalewowej (rys. 3).



Rys. 6. Schematyczne modele 3D ewolucji doliny na stanowisku Lipowo dla wybranych horyzontów czasowych

A – młodszy pleniglacjał, B – boreał, C – atlantyk, AT-2, D – atlantyk, AT-3

Schematic 3D model of valley evolution near Lipowo site for selected time horizons

A – Younger Pleniglacial, B – Boreal, C – Atlantic, AT-2, D – Atlantic, AT-3

Epizod ten został udokumentowany też w centralnej Polsce u podnóża wydmy Rąbień, co potwierdza wzrost wilgotności podłoża na kontakcie wydmy z torfowiskiem i ekspansję torfowiska w kierunku stoku wydmy (Twardy, Forysiak 2016).

Następnie doszło do odcięcia koryta Biebrzy około 8330 ± 120 BP cal 7577–7083 BC (rys. 6B). Zmiany koryt w tym okresie są powszechne w dolinach rzek środkowoeuropejskich (Kalicki 2006), a w Kotlinie Wiśny w tym czasie koryto Narwi intensywnie migrowało lateralnie, tworząc rozległe odsypy meandrowe datowane OSL na $8,6 \pm 1,3$ ka (Wawrusiewicz i in. 2017). Odcięty fragment koryta wypełniany był w dwóch fazach. Początkowo, kiedy starorzecze miało jeszcze kontakt z korytem, były deponowane w nim osady piaszczysto-mułkowe. Później w fazie autogenicznej w starorzeczu akumulowały osady węglanowe (gytie i mułki gytiowate) z malakofauną. W tym czasie na położonej na północ, w stronę ostańca, zatorfionej części równiny zalewowej szybko narastały bardzo słabo rozłożone torfy (rys. 6C), co było prawdopodobnie związane z bardzo wysokim zaleganiem poziomu wód gruntowych kształtującym się pomiędzy ostańcem a starorzeczem (otwarty zbiornik wodny –

Bithynia index około 50%). Równocześnie bardzo wysoka zawartość w torfach substancji organicznej (80–90%), a także znikomy (poniżej 10%) udział reofilów w tanatocenozie malakologicznej starorzecza wskazuje na brak powodzi docierających do paleokoryta oraz zalewających dno doliny. Zarastający zbiornik wodny (wzrost *Bithynia* index) zaniknął około 6170 ± 80 BP cal 5313–4911 BC (rys. 6D). W dnie doliny, zarówno w starorzeczu, jak i na równinie zalewowej zaczęła narastać zwarta pokrywa torfowa, jednak z wyraźnie większą domieszką części mineralnych (tylko około 50–60% substancji organicznej). Mogło to się wiązać ze wzrostem częstości powodzi zalewających całe dno doliny w czasie kolejnej fazy zwilgotnienia datowanej na 6,5–6,0 ka BP i odnotowanej jako wzrost aktywności fluwialnej w szeregu dolin środkowoeuropejskich, w tym w sąsiedniej dolinie Niemna (Kalicki 2006, 2007).

Torfy te narastały w młodszym mezo- i neoholocen, być może z różną szybkością i fazami przerw, które jednak dotychczas nie zostały rozpoznane w rdzeniach pobranych ze stanowiska Lipowo. W wykopach sondażowych torfy te zębiają się z osadami deluwialnymi, które zostały

zdeponowane po 7020 ± 70 BP cal 6016–5746 BC. Do torfów, przykrywających osady deluwialne, włączany był materiał piaszczysty dostarczany prawdopodobnie eolicznie z wzniesienia. Wskazują na to wyniki analiz uziarnienia materiału mineralnego odseparowanego z torfów, który wykazuje podobieństwo cech granulometrycznych do piasku stanowiącego trzon wydmy (Frączek 2017). Podobne przekształcenia, z okresu schyłkowego neolitu około 3980 ± 70 lat BP cal 2460–2245 BC, w strefie kontaktu torfowiska z wydumą, zostały udokumentowane na stanowisku Czarny Las położonym w regionie łódzkim i były związane z działalnością człowieka (Forysiak, Twardy 2012; Twardy, Forysiak 2016). Jednak do uruchomienia aktywności eolicznej na wydmach mogło także prowadzić osuszenie klimatu na początku subboreału, co zostało udokumentowane na wydmie Rąbień i datowane na 4920 ± 60 lat BP (Twardy, Forysiak 2016). Jednakże obumieranie drzew na równinie zalewowej Biebrzy datowane na koniec atlantyku (5060 BP), jak i rynny erozyjne wycięte w torfach po 4970 i 4330 BP, stwierdzone na oddalonym tylko o kilka kilometrów stanowisku w Krasnoborkach w dolinie Biebrzy, wskazują na zwilgotnienie (Kalicki i in. 2016), a nie osuszenie w tym okresie. Deluwia na tym ostatnim stanowisku powstała przed 3230–3110 BP, gdyż w tym czasie zostały one przykryte przez torfy (Kalicki i in. 2016).

Epizod osadniczy na stanowisku w Lipowie nie został jeszcze osadzony w dokładnych ramach czasowych (brak dat z fragmentów kości – materiał w trakcie analiz). Porównując z innymi rozpoznanymi stanowiskami z Kotliny Biebrzy (por. Frączek 2017; Wawrusiewicz i in. 2017), możemy przypuszczać, że miał on miejsce w schyłkowym atlantyku i młodszym subboreale (po 6200 BP, rys. 6D). Dlatego na tym etapie badań sprawą nierozstrzygniętą jest, czy ożywienie procesów eolicznych na skłonie wzniesienia w tym okresie wynikało z działalności człowieka, czy z czynników klimatycznych.

Zabytki archeologiczne w Lipowie spełniają podstawowe kryterium homogeniczności zbioru, gdyż zalegały w jednym kontekście stratygraficznym, tj. w spągu starszych osadów deluwialnych (subneolityczny poziom użytkowy?). W wykopie 1 (rys. 4) mogły stanowić pierwotny poziom użytkowy obozowiska z okresu środkowej lub młodszej epoki kamienia natomiast, osady deluwialne na stanowisku Lipowo deponowane były po 7020 ± 70 BP cal 6016–5746 BC, po czym zostały przykryte przez torfy. Pojedyncze artefakty zalegające powyżej poziomów użytkowych były

najprawdopodobniej redeponowane z wyższych części stanowiska wraz z osadami stokowymi. Najmłodsze osady były współcześnie wielokrotnie niwelowane i wyrównywane przez właścicieli posesji.

Analiza źródeł krzemiennych nie pozwalała na jednoznaczną interpretację kulturowo-chronologiczną. Pomimo niewielkiej liczebności i braku form wyróżniających prezentują one jednak jednolitą koncepcję technologiczną i podobieństwo morfologiczne. Ten homogeniczny zespół odpowiada krzemieniarstwu późnomezolitycznych społeczności łowiecko-zbierackich zasiedlających obszary północno-wschodniej Polski na początku i w pierwszej połowie okresu atlantyckiego. Obróbka surowców krzemiennych ukierunkowana była na pozyskanie regularnego półsurowca wiórowego poprzez eksploatację rdzeni jednopiętowych. Relatywnie duży udział prostych narzędzi (skrobacze wieloraki, drapacz) może odzwierciedlać specyfikę funkcjonalną nisko położonych, przybrzeżnych części obozowisk. Artefakty krzemienne były wykorzystywane w głównej mierze do obróbki skór, cięcia krzemionkowych roślin zielnych, a także jako elementy broni miotanej (K. Pyżewicz, za Frączek 2017).

Wyniki badań osteologicznych stanowią doświadczenie spójny zestaw informacji pozwalający scharakteryzować siedliska zoologiczne na przełomie atlantyku i subboreału. Obecność jelenia można uznać za wskaźnik fauny leśnej, podobnie jak łosia, który jednakże preferuje kompleksy podmokłe, bory bagienne, czy też olsy położone w zakolach rzek, z udziałem torfowisk i bagien. W przypadku konia niewykluczone, że kość należała do bytującego w tej części Europy tarpana leśnego – *Equus ferus ferus* (D. Makowiecki, za Frączek 2017). Stosując współczynnik – 15,57, umożliwiający obliczenie wysokości w kłębie, ustalono, że wynosiła ona około 132 cm. Oznacza to, że osobnik był tylko nieznacznie mniejszy od zakresu wielkości około 135–145 cm charakterystycznej dla tarpana (Bunzel-Drüke i in. 2008) i podobny do konia Przewalskiego (120–140 cm). Niemal takiej samej wielkości człon palcowy bliższy należał do konia Przewalskiego, którego kości odkryto w Kempen (północna Nadrenia-Westfalia), w kontekście mezolitycznych materiałów krzemiennych (Springhorn 2003). Należy też zauważyć, iż egzemplarz, według kategoryzacji ze względu na wartość długości całkowitej, opracowanej dla populacji koni subfossylnych z obszaru ziem polskich (Kobryn 1984), mieścił się w zbiorze kości średnio dużych, tj. w prze-

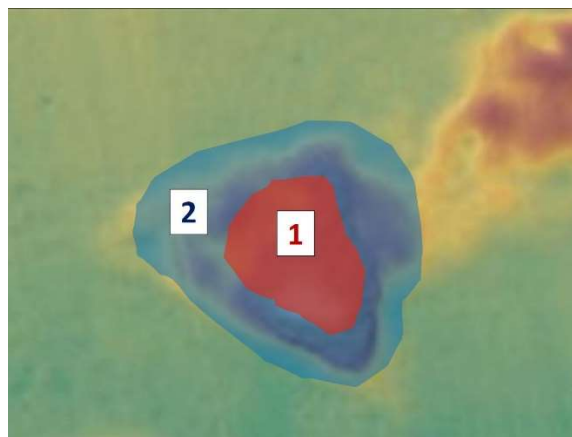
dziale 85–87 mm. Jednak jest to jedyny egzemplarz z ziem polskich sprzed 1500 r. BC, który mógł być pomierzony i pozwolił na ustalenie kategorii wielkościowej. Był to osobnik zdecydowanie wyższy od koni obecnych na terytorium Litwy w późnym neolicie i wczesnej epoce brązu, osiągających wysokość w kłębie około 120 cm (Girininkas i in. 2009). W kontekście tezy o gospodarce przyswajalnej można pokusić się o wykluczenie możliwości użytkowania konia domowego przez ludność stanowiska, pomimo że można liczyć się z obecnością takiej formy u ludów rolniczych poza strefą stepów euroazjatyckich (Bendrey 2012).

Na kulminacji elewacji (wykop o powierzchni około 4 m²) odnaleziono trzy fragmenty ceramiki będące najprawdopodobniej elementami jednego naczynia, którego cechy technologiczne wskazują na przynależność do kultury niemeńskiej, co może odzwierciedlać specyfikę funkcjonalną obozowiska. Ludność zasiedlająca obozowisko zajmowała się polowaniami na duże ssaki łowne (jeleń, łoś) oraz łowieniem ryb. O ile pierwsza z grup była dostępna przez cały rok, o tyle gromadzenie się w stada tarłowe (rozrodcze) ryb w strefach przybrzeżnych, stwarzało lepsze warunki do zdobywania pożywienia wiosną (por. Makowiecki 2003).

Wnioski

Badania geoarcheologiczne Kotliny Biebrzy potwierdziły powszechność punktów osadniczych społeczności łowiecko-zbierackich okresu środkowej i późnej epoki kamienia, gdyż ludność subneolityczna zasiedlała suche wyniesienia w dnie doliny nadrzecznej lub nad zbiornikiem wodnym (starorzeczka). Obozowiska zakładane były w miejscach o największej biogeoróżnorodności na granicy pomiędzy geosystemami zalewowymi i nadzalewowymi, zalesionymi i niezalesionymi.

Obozowisko w Lipowie należy zaliczyć do obozowisk o charakterze łowieckim. Stanowiska takie mają określony układ przestrzenny (rys. 7). Obiekt mieszkalny, któremu towarzyszyła ceramika naczyniowa lokowany był w najwyższej części elewacji, natomiast w strefie brzeżnej na skłonach wyniesienia koncentrowała się znaczna część aktywności gospodarczej (artefakty krzemienne).



Rys. 7. Schemat układu przestrzennego obozowisk łowieckich

1 – kulminacja elewacji – zbudowana z piasków eolicznych, w jej obrębie znajdował się obiekt mieszkalny, pojedyncze krzemienne artefakty, obecność ceramiki, 2 – strefa brzeżna na skłonie wyniesienia – gospodarcza część, obecnie zatorfiona, pojedyncze krzemienne artefakty

Spatial layout of hunting encampments

1 – top of the elevation – a residential object, built of aeolian sands, single flint artefacts, the presence of pottery, 2 – marginal zone on the slope of the elevation – the economic part, nowadays covered by peats, single flint artefacts

Zmiany środowiskowe nie wpływały znacząco na osadnictwo subneolityczne. Również wpływ tej ludności na środowisko był nieznaczny, co było związane z typem gospodarki przyswajalnej opartej na łowiectwie i zbieractwie. Na tym etapie badań nie jest rozstrzygnięte, czy działalność ludności subneolitycznej mogła uruchomić procesy eoliczne na piaszczystym wyniesieniu oraz jaki był jej wpływ na powstawanie pokryw deluwialnych na jego skłonach.

Literatura

- Atlas Polski 2000. Encyklopedia Geograficzna Świata. Kraków, Opres.
- Bałuk A. 1973. Objaśnienia do mapy geologicznej w skali 1:200 000, arkusz Łomża. Wyd. Geol., Warszawa.
- Banaszuk H. 1980. Geomorfologia południowej części Kotliny Biebrzańskiej. *Prace i Studia Geograficzne*. Wyd. UW: 7-66.
- Banaszuk H. 2001. Kotlina Biebrzańska. Aktualny stan, walory i główne zagrożenia środowiska przyrodniczego. W: C. Sadowska-Snarska (red.) *Społeczno-gospodarcze aspekty funkcjonowania Biebrzańskiego Parku Narodowego*. Studia Regionalne. Wydawnictwo Wyższej Szkoły Ekonomicznej w Białymstoku, Białystok 4: 9-53.

- Banaszuk H. 2004a. Ogólna charakterystyka Kotliny Biebrzańskiej i Biebrzańskiego Parku Narodowego. W: H. Banaszuk (red.) *Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy. Aktualny stan, walory, zagrożenia i potrzeby czynnej ochrony środowiska. Monografia przyrodnicza*. Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok: 19-25.
- Banaszuk H. 2004b. Geomorfologia Kotliny Biebrzańskiej. W: H. Banaszuk (red.) *Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy. Aktualny stan, walory, zagrożenia i potrzeby czynnej ochrony środowiska. Monografia przyrodnicza*. Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok: 44-98.
- Banaszuk H., Banaszuk P. 2004. Budowa geologiczna Kotliny Biebrzańskiej. W: H. Banaszuk (red.) *Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy. Aktualny stan, walory, zagrożenia i potrzeby czynnej ochrony środowiska. Monografia przyrodnicza*. Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok: 26-43.
- Banaszuk H., Micun K. 2009. Kształtowanie i ewolucja dolin rzecznych w dużych obniżeniach wytopiskowych na obszarze Niziny Północnopodlaskiej. *Prace i Studia Geograficzne* 44: 25-36.
- Bendrey R. 2012. From wild horses to domestic horses: a European perspective. *World Archaeology* 44(3): 135-157.
- Bunzel-Drüke M., Böhm C., Finck P., Kämmer G., Luick R., Reisinger E., Riecken U., Riedl J., Scharf M., Zimball O. 2008. „Wilde Weiden“. Praxisleitfaden für Ganzjahresbeweidung in Naturschutz und Landschaftsentwicklung. *Arbeitsgemeinschaft Biologischer Umweltschutz im Kreis Soest e.V (ABU), Bad Sassendorf-Lohne*.
- Falkowski E. 1970. Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biuletyn Geologiczny* 12: 5-121.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-27.
- Forysiak J., Twardy J. 2012. Development of human induced geomorphological processes in the vicinity of peatlands of Central Poland. W: J. Forysiak, M. Ziulkiewicz, L. Kucharski (red.) *Peatlands in semi-natural landscape – their transformation and the possibility of protection*. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań: 85-99.
- Frączek M. 2017. Warunki przyrodnicze funkcjonowania społeczeństw subneolitycznych w Kotlinie Biebrzy. Maszynopis rozprawy doktorskiej. Archiwum Instytutu Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach.
- Frączek M., Kalicki T., Wawrusiewicz A., Sanko A.F., Zieliński A., Ziętek J., Strzępowicz K. 2017. Paleogeographical interpretation of paleochannel fill in the Biebrza river valley at Lipowo site (NE Poland). Abstract book. *СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ, ГЕОЛОГИИ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗ-*
- НЫХ ИСКОПАЕМЫХ – Международная научная конференция, посвящённая 110-летию со дня рождения. „Aktualne problemy geochemii, geologii i poszukiwania złóż surowców mineralnych”*, Międzynarodowa Konferencja Naukowa, poświęcona 110 rocznicy urodzin Kontantina Ignatievicha Lukasheva (1907-1987). Białoruski Uniwersytet Państwowy, 23-25.05.2017 Mińsk, Białoruś: 128-130.
- Galon R., Roszko L. 1967. Zasięgi łądolodów skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 18-39.
- Grabińska B., Kubel S. 2011. Geneza doliny Narwi i terenów bezpośrednio przyległych w badaniach geologiczno-geomorfologicznych Polski NE. *Zeszyty Naukowe, Ostrołęckie Towarzystwo Naukowe im. A. Chętnika* 25: 53-61.
- Józwiać B. 2003. Społeczności subneolitu wschodnioeuropejskiego na Niżu Polskim w międzyrzeczu Odry i Wisły. Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań.
- Kalicki T. 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN* 204.
- Kalicki T. 2007. Wpływ zmian klimatu i działalności człowieka na aktywizację procesów fluwialnych i eolicznych w dorzeczu Niemna (Białoruś). *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach* 16: 187-203.
- Kalicki T., Wawrusiewicz A., Frączek M. 2016. Upper Biebrza basin – problems of geological, geomorphological and geoarchaeological mappings. X Uniwersyteckie geologiczne chętni „Sovremennyye problemy geologicheskogo kartirovaniya”, 14-15.04.2016, Mińsk, Białoruś: 61-64.
- Kobryn H. 1984. Zmiany niektórych cech morfologicznych konia w świetle badań kostnych materiałów wykopaliskowych z obszaru Polski. Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Rozprawy Naukowe i Monografie, Warszawa.
- Kondracki J. 2002. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Kondracki J., Pietkiewicz S. 1967. Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 207-258.
- Krzywicki T. 2002. The maximum ice sheet limit of the Vistulian Glaciation in north eastern Poland and neighbouring areas. *Geological Quarterly* 6(2): 165-188.
- Makowiecki D. 2003. Historia ryb i rybołówstwa w holocenie na Niżu Polskim w świetle badań archeoichtologicznych. Instytut Archeologii i Etnologii Polskiej Akademii Nauk Poznań.
- Mojski J.E. 1972. Nizina Podlaska. W: R. Galon (red.) *Geomorfologia Polski. T. 2. Niż Polski*. PWN, Warszawa: 318-373.

- Musiał A. 1992. Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa.
- Różycki S.Z. 1972a. Plejstocen Polski Środkowej. PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z. 1972b. Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich *Roczniki Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 42(1): 67-80.
- Springhorn R. 2003. A wild horse (*Equus przewalskii* Poliakov 1881) of Mesolithic age from Kempen (Germany, Northrhine-Wesfalia, Lippen County). *Eiszeitalter und Gegenwart* 52: 40-46.
- Starkel L. 2000. 8500-8000 yrs BP humid phase – global or regional? *Science Reports of Tohoku University, 7th Series, Geography* 49,2: 105-133.
- Starkel L. 2001. Historia doliny Wisły (od ostatniego zlodowacenia do dziś). Monografia Geograficzna IGiPZ PAN, Warszawa.
- Twardy J., Forysiak J. 2016. Zapis holocenijskich procesów eolicznych w osadach wybranych jezior kopalnych i torfowisk Centralnej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 125-140.
- Wawrusiewicz A., Kalicki T., Przeździecki M., Frączek M., Manasterski D. 2017. Grądy-Woniecko. Ostatni łowcy-zbieracze znad środkowej Narwi. Muzeum Podlaskie w Białymstoku, Białystok.
- Wołk-Musiał E. 1978. Granica zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej w świetle analizy zdjęć lotniczych. *Fotointerpretacja w geografii* 13: 82-91.
- Zaborski B. 1927. Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Przegląd Geograficzny* 7: 1-52.
- Żurek S. 1984. Relief, geologic structure and hydrography of the Biebrza ice-marginal valley. *Polish Ecological Studies* 10: 239-251.
- Żurek S. 1991. Geomorfologia Pradoliny Biebrzy. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 372: 29-62.
- Żurek S., Dzieczkowski A. 1971. Próba rekonstrukcji rozwoju jezior kopalnych na torfowisku. „Biebrza”. *Przegląd Geograficzny* 43(3): 404-425.

Summary

The study area is located in north-eastern Poland, in the middle of the Biebrza Basin. The relief of this region formed during the Middle Polish (Saalian) Glaciation – the Wartanian Glaciation. The Biebrza is an underfit river with vast peatbogs on its valley floor. Geological, geomorphological and geoarchaeological studies were conducted at the Lipowo site in one excavation season in 2016. The beginning of peat accumulation in the valley floor was radiocarbon dated at 8490±80 BP (MKL-

3275) 7658–7347 cal BC. At a similar time the Biebrza river channel was cut off near a sandy elevation. A fragment of wood from silty sands in the bottom of this abandoned channel was radiocarbon dated at 8330±120 BP (MKL-3277) 7577–7083 cal BC. Both these occurrences – the rise in ground water level and the channel change – may have been associated with climatic changes – the cool and humid phase at the beginning of Atlantic. The results of the studies at Lipowo and other sites in Biebrza Basin indicates some periods of climatic changes and an increase in morphogenetic processes activity. The climate fluctuations correlate very well with phases distinguished in Central European river valleys.

Subneolithic formations and the last hunter-gatherer community in the borderland of Eastern and Western Europe, are among the least recognised issues of Polish prehistory. This has undoubtedly been caused by researchers being less interested in these issues than in other Neolithic phenomena. However, the main difficulties arise from the nature of the research object.

The subneolithic communities are characterized by a deep cultural tradition, which manifests itself in economic, material and spiritual culture. Their way of life was inextricably connected to the environment, which influenced the selection of the location of the encampments. They preferred small, dry hills situated just in the valley. Surging surface artefacts were obviously exposed to a number of post depositing factors. This results in their mechanical mixing, thus limiting their usefulness in reconstructing prehistoric reality. The only chance to advance the research is to search for possible homogeneous stratigraphic systems. The recognition of lower-lying edge positions that are today covered with peat is the best chance we have to unravel this situation. There is a possibility that surging artefacts are covered, and sometimes separated, by successive levels of sediments of various ages and genesis.

Ideal conditions for studies of these communities are presented by the Biebrza Basin in north-eastern Poland. Lipowo is one of three archaeological sites in the Biebrza Basin that has been studied in cooperation between the Department of Geomorphology, Geoarchaeology and Environmental Management of the Institute of Geography at Jan Kochanowski University in Kielce and the Podlachian Museum in Białystok.

EWOLUCJA KRAJOBRAZU OKOLIC GÓRY ŚW. WAWRZYŃCA W KALDUSIE, OD OKRESU ATLANTYCKIEGO DO CZASÓW WSPÓŁCZESNYCH

Landscape evolution in the St. Lawrence Mount area in Kaldus, between the Atlantic period and contemporary times

MAŁGORZATA LUC*, JACEK B. SZMAŃDA**

Zarys treści. Na początku XXI wieku, na południe od Chełmna, na szeroką skalę przeprowadzono interdyscyplinarne, archeologiczno-przyrodnicze badania naukowe. Pozyskano wówczas obszerny materiał badawczy z zakresu archeologii, botaniki, geoeologii, geomorfologii, palinologii i pedologii. Na jego podstawie w niniejszej publikacji podjęto próbę rekonstrukcji krajobrazu od początku działalności człowieka, uwzględniając relacje komponentów przyrodniczych i antropogenicznych. Rezultaty przeprowadzonego studium zaprezentowano na modelach krajobrazowych. Wskazują one na postępującą ewolucję krajobrazu od pierwotnego na początku okresu atlantyckiego, poprzez naturalny (quasikulturowy) w neolicie, kulturowy rolniczo-osadniczy w epoce brązu i żelaza, do kulturowego osadniczo-rolniczego we wczesnym średniowieczu.

Słowa kluczowe: wczesnośredniowieczny zespół osadniczy, rekonstrukcja krajobrazu, Dolina Fordońska, Pojezierze Chełmińskie

Abstract. At the beginning of the 21st century, south of Chełmno in Poland, interdisciplinary, archaeological and natural research was conducted on a large scale. At that time, extensive research material in the field of archeology, botany, geoecology, geomorphology, palynology and pedology was acquired. On its basis, and taking into account the relations of natural and anthropogenic components, the authors attempt in this publication to reconstruct the landscape from the beginning of human activity. The results of the study are presented on landscape profiles. They indicate the progressive evolution of the landscape from a Primeval landscape at the beginning of the Atlantic period, through a Natural (quasicultural) landscape in the Neolithic Age and an Agricultural-settlement cultural landscape in the Bronze Age and Iron Age, to a Settlement-agricultural cultural landscape in the Early Medieval Period.

Key words: early medieval settlement complex, landscape reconstruction, Fordon Valley, Chełmno Lakeland

Wstęp

Krajobraz ewoluje w sposób mniej lub bardziej chaotyczny pod nieustającym wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych (Antrop 1998). W trwającym procesie ewolucji krajobrazu w zależności od udziału komponentów przyrodniczych i antropogenicznych można w kolejności chronologicznej wyróżnić kilka typów krajobrazu: (1) przyrodnicze, w tym: (1a) pierwotne, (1b) naturalne i (1c) zrenaturalizowane oraz (2) kulturowe, w tym: (2a) harmonijne, (2b) dysharmonijne, (2c) zdegradowane, (2d) zdewastowane i (2e) zrekultywowane (Luc, Szmańda 2015; Luc 2018). Od czasu pojawienia się człowieka w epoce

kamienia udział komponentów przyrodniczych coraz szybciej maleje na korzyść komponentów antropogenicznych. W efekcie powstaje krajobraz kulturowy, początkowo harmonijny. Zachwianie równowagi w relacji pomiędzy wspomnianymi komponentami prowadzi do zaburzenia tej harmonii i stopniowej degradacji (Bogdanowski 1976) lub, w skrajnych przypadkach, dewastacji krajobrazu (Degórski 2005). Myga-Piątek (2012), w nawiązaniu do hierarchii potrzeb człowieka, dokonała szczegółowego podziału krajobrazu kulturowego użytkowanego tradycyjnie (ekstensywnie), na następujące typy ewolucyjno-funkcjonalne: quasikulturowe, gospodarki leśnej i wodnej, pasterskie, rolnicze, osadnicze, górnicze, warowne, religijne, przemysłowe.

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

** Uniwersytet Pedagogiczny im. Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: jacek.szmanda@up.krakow.pl

Krajobrazem przyrodniczym pierwotnym i zbliżonym do pierwotnego Luc i Szymański (2015) nazywali krajobraz składający się wyłącznie z nieprzekształconych przez człowieka komponentów przyrodniczych. Wraz z pojawieniem się człowieka w młodszej epoce kamienia zmiany w krajobrazie polegały głównie na modyfikacji istniejących komponentów naturalnych. Taki rodzaj krajobrazu, według zastosowanej typologii, nosi nazwę krajobrazu przyrodniczego naturalnego. Myga-Piątek (2012) uważa, że początek antropopresji, polegający na prymitywnej uprawie ziemi oraz zbieractwie i myślistwie, które bez wątpienia wiążą się z gospodarowaniem ludzi w tym okresie, zaznacza się w krajobrazie określonym jako quasikulturowy czyli przejściowy pomiędzy krajobrazem przyrodniczym a kulturowym. Natomiast krajobraz kulturowy wykształcony został w historycznym procesie zagospodarowania przez człowieka krajobrazu przyrodniczego (Myga-Piątek 2012).

Przedmiotem badań nad ewolucją krajobrazu w tej pracy była okolica Góry Św. Wawrzyńca, antropogeniczna forma terenu znajdująca się we wsi Kałdus, położonej w odległości kilku kilometrów na południe od Chełmna. Według najnowszego podziału fizycznogeograficznego Polski (Solon i in. 2018), obszar ten leży w środkowo-wschodniej części Niżu Środkowoeuropejskiego, subprowincji Pojezierzy Południowobałtyckich, na pograniczu dwóch mezoregionów – Doliny Fordeńskiej i Pojezierza Chełmińskiego. Badania archeologiczne prowadzone w tej okolicy od początku lat 60. XX w. wykazały, że osadnictwo sięga tu epoki neolitu. W epoce brązu i wczesnego żelaza istniało tu grodzisko kultury łużycko-pomorskiej, które zostało ponownie zasiedlone we wczesnym średniowieczu (Kola 1994; Chudziak i in. 2004). W rezultacie powstał zespół osadniczy, który odegrał znaczącą rolę w rozwoju gospodarczym i kulturowym regionu oraz był wówczas ważnym miejscem kultu religijnego (Chudziak 2003). Intensyfikacja badań archeologiczno-przyrodniczych w okolicy Góry Św. Wawrzyńca nastąpiła na początku XXI w. i została zwieńczona interdyscyplinarnym opracowaniem naukowym obejmującym zagadnienia z zakresu geoekologii (Luc, Szymański 2004; Szymański i in. 2004b), geomorfologii (Kordowski 2004; Szymański i in. 2004a), palinologii (Noryśkiewicz A.M. 2004a, b; Noryśkiewicz B. 2004), pedologii (Bednarek i in. 2004), botaniki (Ceynowa-Gieldon, Kamiński 2004; Cyzman, Kamiński 2004) i archeologii (Bienias 2004; Chudziak i in. 2004).

W dotychczasowych próbach rekonstrukcji krajobrazu dokonano analizy struktury krajobrazu

pod względem homogenicznych i heterogenicznych jednostek geoekologicznych (Luc i in. 2006; Luc, Szymański 2011). Nie wykonano wówczas analizy relacji pomiędzy komponentami przyrodniczymi i antropogenicznymi. Dlatego celem tej pracy jest wyróżnienie etapów zmian krajobrazu okolic Góry Św. Wawrzyńca w aspekcie jego ewolucji, zachodzącej pod wpływem działalności człowieka od początku okresu atlantyckiego, na podstawie przeglądu literatury i badań własnych. Rekonstrukcje krajobrazu zobrazowano na syntetycznych profilach krajobrazowych.

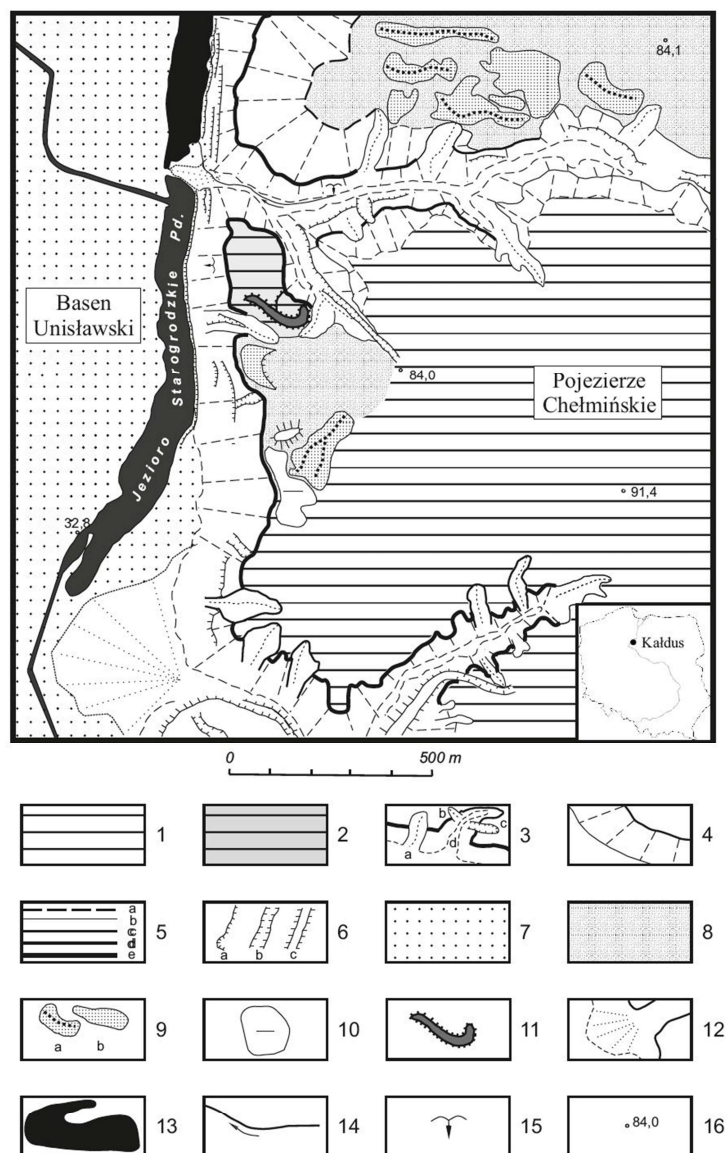
Charakterystyka geoekologiczna struktury krajobrazu

Podstawę przeprowadzonych badań nad ewolucją krajobrazu otoczenia Góry Św. Wawrzyńca (wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego) stanowi analiza geoekologiczna, polegająca na wyodrębnieniu odmian krajobrazu (Richling 1992) w strukturze środowiska geograficznego w oparciu o zróżnicowanie dwóch komponentów: rzeźby terenu i podstawowych typów pokrycia terenu (Luc, Szymański 2004). Nawiązano tu do jednostek krajobrazu wyznaczonych w Dolinie Dolnej Wisły przez Gackiego i Szukalskiego (1982), a na Wysoczyźnie Chełmińskiej – przez Galona (1984). Morfologię terenu wokół badanej Góry w Kałdusie przedstawiono na rysunku 1. W rezultacie w obrębie wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego można wyróżnić cztery odmiany krajobrazu:

(1) **Krajobraz równinny, bezleśnej wysoczyzny morenowej** – wysoczyzna stanowi fragment zachodniej części Pojezierza Chełmińskiego. Ma charakter równinnej wysoczyzny morenowej, bezleśnej i użytkowanej głównie rolniczo jako grunty orne (fot. 1A). W strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej występuje obniżony denudacyjnie cypel morenowy o falistej powierzchni, na którym w epoce brązu i żelaza oraz we wczesnym średniowieczu znajdował się majdan grodziska, a obecnie porasta go łąka (fot. 1B). Cypel ten od strony północnej i południowej ograniczają dwie zalesione dolinki denudacyjne (fot. 1C), a od zachodu – strome zbocze doliny Wisły (rys. 1). Natomiast od wschodu, od wysoczyzny morenowej oddziela go wał ziemny zbudowany z nasypów antropogenicznych na piaskach wydmy (Szymański, Lankauf 2004), którym jest Góra Św. Wawrzyńca. Pomiar geodezyjne wykazały, że kulminacja Góry występuje na wysokości 98 m n.p.m., natomiast wysoczyzna morenowa przy jej podstawie położona jest na wysokości około 83 m n.p.m.

Średnia jej wysokość względna wynosi zatem 15–15,5 m. Góra jest asymetrycznym wałem o stromych zboczach, z ramionami wygiętymi w kształcie rogała w taki sposób, że ramię krótsze skierowane jest w kierunku północnym, a dłuższe –

północno-zachodnim (rys. 1). Na południowym zboczu tego wału utworzony został rezerwat reliktowej roślinności kserotermicznej (fot. 2D) (Ceynowa-Giełdon, Kamiński 2004).



Rys. 1. Szkic geomorfologiczno-hydrologiczny okolic Góry Św. Wawrzyńca

1 – wysoczyzna morenowa płaska; 2 – cypel obniżonej denudacyjnie wysoczyzny morenowej, z grodziskiem; 3 – formy rozcinające zbocze doliny Wisły: a – niecki denudacyjne, b – niecki denudacyjne zawieszane, c – młode rozcięcia erozyjne, d – dolinki erozyjno-denudacyjne; 4 – zbocza; 5 – wysokość zboczy (krawędzi załomów): a – załomy mało wyraźne, b – do 5 m, c – 5–10 m, d – 10–20 m, e – ponad 20 m, e – załomy mało wyraźne; 6 – młode formy erozyjne i antropogeniczne: a – skarpy, b – wkopy c – nasypy; 7 – równina zalewowa; 8 – równiny pokryw eolicznych; 9 – wydmy: a – wałowe, b – nieregularne; 10 – niecki deflacyjne; 11 – nasyp antropogeniczny na wydmie – Góra Św. Wawrzyńca; 12 – stożki napływowe; 13 – jeziora; 14 – ciek; 15 – naturalne wycieki i wysięki wód podziemnych; 16 – punkty wysokościowe

Geomorphological and hydrological sketch of the research area in Kaldus near Chełmno

1 – flat moraine plateau; 2 – denudation undulant plain of moraine plateau with a stronghold; 3 – valleys dissecting the Vistula River slopes: a – denudation trough, b – perched denudation trough, c – young erosional ravines, d – erosional-denudation valleys; 4 – slopes; 5 – height of slopes: a – to 5 m, b – 5–10 m, c – 10–20 m, d – more than 20 m, e – less clear edges; 6 – young erosional and anthropogenic forms: a – scarps, b – trenches, c – embankments; 7 – flood plain; 8 – aeolian-sands cover plain; 9 – dunes: a – transverse, b – irregular; 10 – deflation trough; 11 – embankment on the dune – St. Lawrence Mountain; 12 – alluvial cones; 13 – ox-bow lakes; 14 – rivers; 15 – natural effluents of underground water; 16 – height points



fol. J.B. Szmańda, 2018

Fot. 1. Współczesny krajobraz wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kałdusie

A – bezleśna, równinna wysoczyzna morenowa, widok w kierunku zachodnim na Górę Św. Wawrzyńca i zalesioną krawędź częściowo zwymionej wysoczyzny morenowej pokrytej piaskami eolicznymi; B – obniżenie denudacyjne, falista powierzchnia cypla morenowego – majdan grodziska, w oddali zalesione wydmy; C – zalesiona dolina denudacyjna na wschód i północ od podnóża Góry Św. Wawrzyńca, w oddali zalesione wydmy; D – Góra Św. Wawrzyńca – zbocze południowe z rezerwatem roślinności kserotermicznej, użytkowana rolniczo równinna wysoczyzna morenowa z pokrywą piasków eolicznych i zalesiona wydma; E – użytkowana rolniczo równinna morenowa z pokrywą piasków eolicznych i zalesiona wydma; F – równina zalewowa w Basenie Unisławskim i Jezioro Starogrodzkie Południowe

The contemporary landscape of the early medieval settlement complex in Kałdus

A – forestless moraine plain, view towards the west on the St. Lawrence Mountain and the forested edge of a moraine plain covered with aeolian sands and dunes; B – denudation depression, undulating surface of a moraine plain – stronghold, in the distance wooded dunes; C – forested denudation valley to the east and north from the foothills of the St. Lawrence Mountain, in the distance wooded dunes; D – the St. Lawrence Mountain – southern slope with xerothermic vegetation reserve; E – agriculturally used moraine plain with the aeolian sands cover and forested dune; F – flood plain in the Unisławski Basin and the South Starogrodzkie Lake

(2) Krajobraz zalesionych wydym i bezleśnych równin piasków eolicznych – krajobraz zalesionych wydym znajduje się na północy od cypla morenowego, za doliną denudacyjną przy

krawędzi wysoczyzny morenowej i na południe od przylegającej do Góry Św. Wawrzyńca równiny piasków eolicznych (rys. 1). Wydmy te porasta nasadzony kontynentalny bór mieszany

(fot. 1B, C) (Cyzman, Kamiński 2004). Natomiast na południu w bezpośrednim sąsiedztwie znajduje się krajobraz użytkowanej rolniczo równiny piasków eolicznych na wysoczyźnie morenowej oraz zalesionej wydmy (fot. 1E).

(3) Krajobraz dna rzecznej doliny nizinnej użytkowanej rolniczo, częściowo zalesionej – dolina Wisły (jej odcinek Fordoński) na badanym obszarze zajmuje północną część Basenu Unisławskiego (fot. 1F). Jej dno, które w większości stanowi równina zalewowa, osiąga tu w najszerszym miejscu 6 km. We wschodniej części równiny zalewowej, w bezpośrednim sąsiedztwie cypla wysoczyznowego (na którym znajdowało się grodzisko) leżą dwa jeziora – Jezioro Starogrodzkie Północne i Jezioro Starogrodzkie Południowe (rys. 1, fot. 1F). Wisła płynie obecnie jednym uregulowanym korytem. Jednak przed XIX-wieczną regulacją płynęła kilkoma korytami rozdzielonymi różnych rozmiarów wyspami (kępami). Dno Basenu Unisławskiego i powierzchnia Pojezierza Chełmińskiego oddzielone są od siebie zboczem o około 50 m wysokości.

(4) Krajobraz zalesionego zbocza rzecznej doliny nizinnej – urozmaicony jest dolinami denudacyjnymi (fot. 1C), porośniętymi głównie lasem grądowym (Cyzman, Kamiński 2004). W krajobrazie zbocza doliny i dolinek denudacyjnych na południe od obszaru badań miejscami występuje objęta ochroną reliktowa roślinność stepowa – rezerwat „Zbocza Płutowskie” (Ceynowa-Giełdon, Kamiński 2004).

Ewolucja krajobrazu

Analizę zmian struktury krajobrazu okolic Góry Św. Wawrzyńca przeprowadzono poprzez wydzielenie etapów ewolucji krajobrazu w zależności od stanu przekształcenia środowiska geograficznego. Jako pierwszy etap przyjęto krajobraz przyrodniczy pierwotny powstały przed ingerencją człowieka w okresie atlantyckim i składający się wyłącznie z komponentów przyrodniczych. Drugi etap to krajobraz przyrodniczy naturalny powstały w neolicie, w efekcie nieznacznej działalności człowieka, a kolejne dwa to etapy krajobrazu kulturowego, którym nazwy nadano, przyporządkowując dominujący typ gospodarowania na badanym obszarze. Są to: etap krajobrazu kulturowego rolniczo-osadniczego w epoce brązu i żelaza oraz etap krajobrazu kulturowego osadniczo-rolniczego we wczesnym średniowieczu.

Krajobraz przyrodniczy

Krajobraz przyrodniczy pierwotny

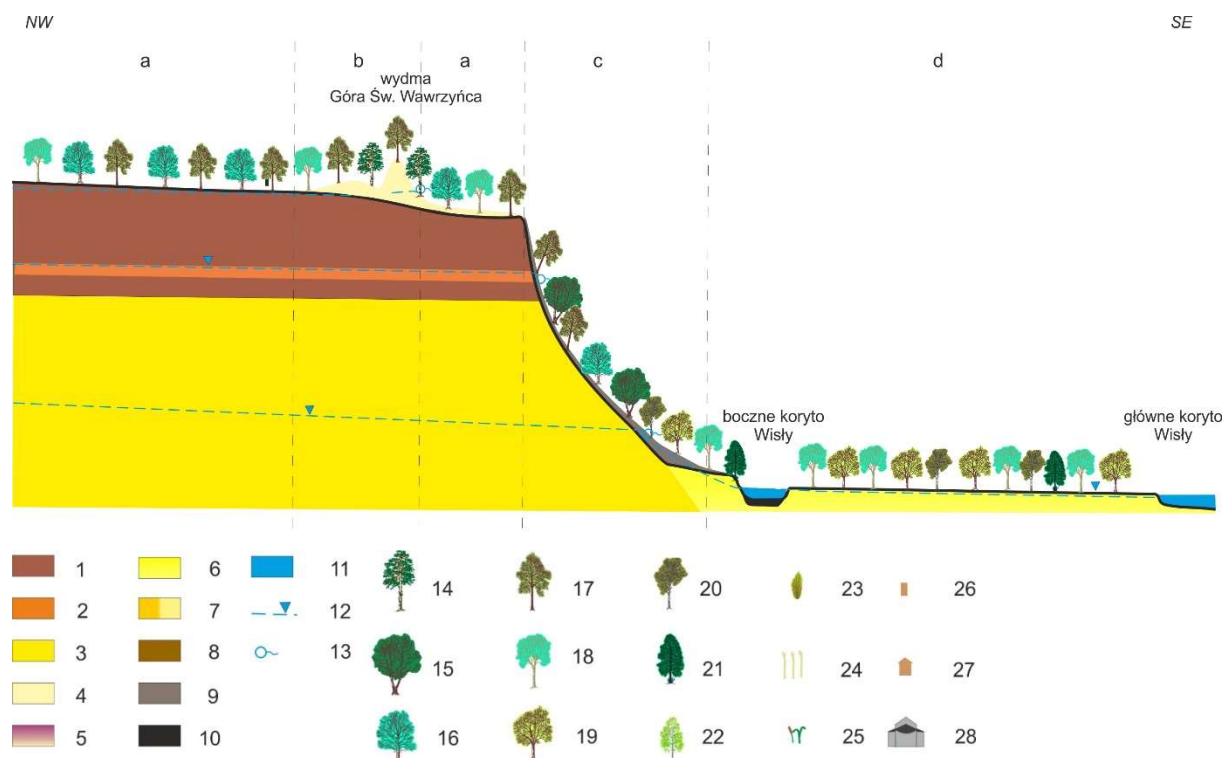
Nawiązując do przytoczonej wyżej definicji, za krajobraz przyrodniczy pierwotny okolic Góry Św. Wawrzyńca należy uznać krajobraz, który istniał tu przed ingerencją człowieka, to jest przed okresem młodszej epoki kamienia. Pierwsze bowiem ślady działalności antropogenicznej udokumentowane badaniami archeologicznymi pochodzą z neolitu (Chudziak i in. 2004), który to okres odpowiada schyłkowi okresu atlantyckiego. Badania paleogeograficzne (Chruścińska i in. 2004; Bednarek i in. 2004; Szmańda i in. 2004a) wskazują, że krajobraz pierwotny istniał na tym terenie jeszcze około 8000 lat temu. Komponenty przyrody nieożywionej z tego okresu opisano na podstawie wyników badań geomorfologicznych i gleboznawczych. Natomiast opis szaty roślinnej nie był możliwy na podstawie badań palinologicznych, ze względu na brak danych dotyczących roślinności sprzed 8000 lat (Chudziak i in. 2004), dlatego odtwarzając zbiorowiska roślinne posłużono się wynikami badań potencjalnej roślinności naturalnej (Cyzman, Kamiński 2004). Argument do przyjęcia takiego toku postępowania stanowiła opinia Cyzmana i Kamińskiego (2004), którzy stwierdzili, że ustalone przez nich zespoły roślinności potencjalnej mogą dawać podstawę do uznania ich za zbiorowiska pierwotne.

Pomimo opinii Cyzmana i Kamińskiego (2004), że warunki siedliskowe nie zmieniły się istotnie przed pojawieniem się tam człowieka (w okresie atlantyckim), to na podstawie badań paleogeograficznych można stwierdzić, że litologia dna doliny Wisły oraz stosunki wodne na Wysoczyźnie Chełmińskiej uległy zmianie. Świadczą o tym między innymi wyniki badań palinologicznych osadów Jeziora Starogrodzkiego Południowego (Noryśkiewicz B. 2004) i osadów biogenicznych terasy zalewowej Wisły w profilu Chełmno/Rybaki (Noryśkiewicz A.M. 2004a). Wynika z nich, że sedimentacja mąd występujących współcześnie w dnie doliny Wisły mogła zacząć się dopiero około tysiąca lat temu, czyli w okresie, gdy już funkcjonował tam człowiek. Ponadto w okolicy Góry Św. Wawrzyńca z badań paleopedologicznych wynika, że gleby stanowiące podstawę użytkowania w okresie starszym od średniowiecza były wilgotniejsze niż obecnie (Bednarek i in. 2004).

Komponenty odpowiedzialne za strukturę krajobrazu, rzeźba terenu i budowa geologiczna (rys. 2) powstały podczas zlodowacenia wisły i w późnym glacie. Zbocze doliny zbudowane jest z osadów

środkowovistuliańskiej serii piaszczystej oraz dwóch poziomów gliny zwałowej fazy leszczyńskiej i poznańskiej zlodowacenia wisły rozdzielonych warstwą mułkowych osadów glacialimicznych (Wysota 2002). Natomiast równinną powierzchnię wysoczyzny morenowej tworzy glina fazy poznańskiej. W późnym glacialu uformowana została dolina Wisły (Kordowski 2004), a jej zbocze było modelowane przez procesy, które doprowadziły do jego rozcięcia przez liczne formy erozyjno-

denudacyjne (Churska 1965, 1989). Na krawędzi wysoczyzny podczas głównej fazy powstawania wydym śródlądowych w Polsce (Nowaczyk 1986) deponowane były pokrywy piasków eolicznych, utworzone także zostały wydmy, w tym wydma stanowiąca podstawę Góry Św. Wawrzyńca (Chruścińska i in. 2004; Szymańda i in. 2004a). Wydma ta miała kształt wału o przebiegu SE–NW, którego długość wynosiła 100 m, a szerokość 50 m (Szymańda, Lankauf 2004).



Rys. 2. Krajobraz przyrodniczy pierwotny okolic Góry Św. Wawrzyńca na początku okresu atlantyckiego

a – krajobraz równiny wysoczyzny morenowej porośniętej gładem subkontynentalnym typowym, na podłożu gliniastym; b – krajobraz wydym i równiny piasków eolicznych porośniętej gładem wysokim; c – krajobraz zbocza doliny porośniętej gładem niskim, na podłożu gliniasto-piaszczystym; d – krajobraz dna doliny porośniętej łągiem wiązowo-jesionowym i topolowym, na podłożu piaszczysto-torfowym

legenda (do rys. 2, 3, 4, 5): 1 – gliny zwałowe; 2 – osady międzyglinowe – piaski i mułki; 3 – piaski rzeczne drobnoziarniste; 4 – piaski eoliczne; 5 – osady nasypów antropogenicznych; 6 – piaski i żwiry korytowe; 7 – piaski pozakorytowe; 8 – mułki i iły pozakorytowe; 9 – deluwia; 10 – osady organiczne; 11 – wody; 12 – poziom wody gruntowej; 13 – źródła; 14 – sosna; 15 – dąb; 16 – grab; 17 – wiąz; 18 – jesion; 19 – klon; 20 – topola; 21 – olsza; 22 – brzoza; 23 – leszczyna; 24 – roślinność stepowa; 25 – roślinność bagienna i szuwarowa; 26 – palisada drewniana; 27 – zabudowania mieszkalne; 28 – świątynia

The primeval landscape of the St. Lawrence Mountain area at the beginning of the Atlantic period

a – landscape of the moraine plain overgrown with a subcontinental typical broad-leaved forest on a till ground; b – landscape of the aeolian sands plain with dunes overgrown with the high broad-leaved forest; c – landscape of the slope of the valley overgrown with the low broad-leaved forest on a till-sandy ground; d – landscape of the bottom of the valley overgrown with the elm-ash and poplar alluvial forest on a sandy-peat ground

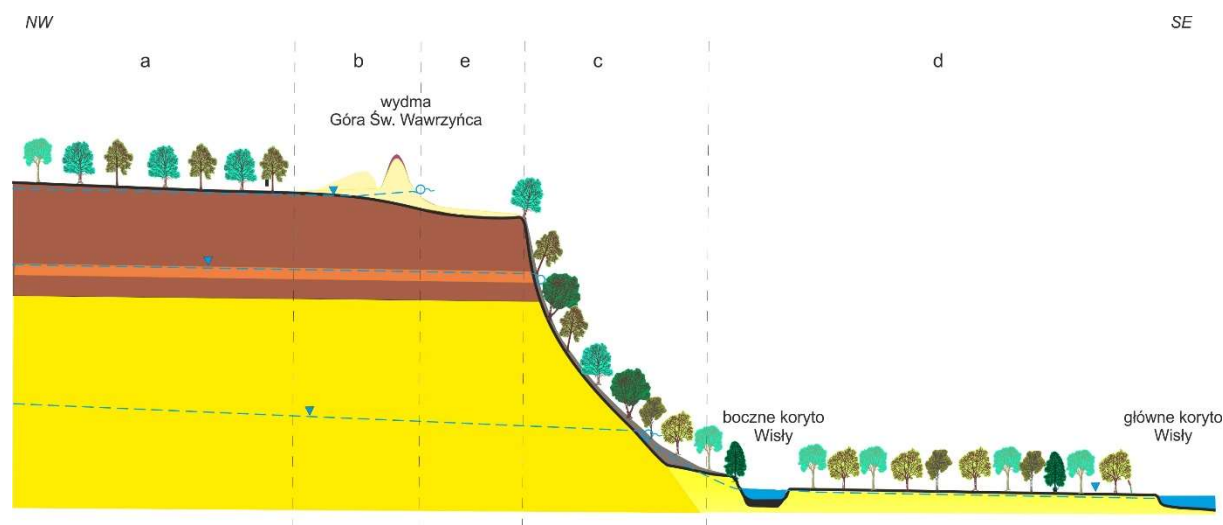
legend (Figs 2, 3, 4, 5): 1 – till; 2 – glaciofluvial deposits – sands and silts; 3 – fluvial fine sands; 4 – aeolian sands; 5 – anthropogenic embankment deposits; 6 – river channel gravels and sands; 7 – overbank sands; 8 – overbank silts and clays; 9 – deluvial deposits; 10 – organic deposits; 11 – water; 12 – ground water level; 13 – springs; 14 – pine; 15 – oak; 16 – hornbeam; 17 – elm; 18 – ash; 19 – maple; 20 – poplar; 21 – alder; 22 – birch; 23 – hazel; 24 – steppe flora; 25 – reed-swamps flora; 26 – wooden palisade; 27 – residential buildings; 28 – temple

Krajobraz równinny wysoczyzny morenowej, w tym cypel wysoczyznowy (rys. 1), przed ingerencją człowieka najprawdopodobniej porastał grąd subkontynentalny typowy z dębem szypułkowym, grabem, klonem zwyczajnym i jesionem zwyczajnym (Cyzman, Kamiński 2004). Natomiast przylegające do krawędzi wysoczyzny równiny piasków eolicznych i wydmy zasiedlał grąd wysoki, w którym oprócz wymienionych gatunków drzew dla grądu subkontynentalnego domieszkę zazwyczaj tworzyła sosna, a w podszyciu występował jałowiec pospolity i czarna borówka. Na zboczu doliny oraz w rozcinających je dolinkach i niszach rósł grąd niski, którego drzewostan liściasty urozmaicały gatunki preferujące gleby wilgotne z kokoryczą pustą na czele. Warunki wilgotnościowe panujące w dnie doliny wyścielonej wówczas piaskami i torfami sprzyjały rozwojowi zbiorowiska łągu wiązowo-jesionowego.

Krajobraz przyrodniczy naturalny

Podobnie jak w przypadku krajobrazu przyrodniczego pierwotnego, dotychczas uzyskane dane palinologiczne nie dają podstaw do sprecyzowania ustaleń dotyczących szaty roślinnej

w okresie atlantyckim. Dlatego o zmianach krajobrazu przyrodniczego naturalnego można wnioskować jedynie na podstawie badań geomorfologicznych i gleboznawczych. Na podstawie ich wyników można przypuszczać, że w okresie atlantyckim, w otoczeniu Góry Św. Wawrzyńca teren został przynajmniej częściowo wylesiony (rys. 3). Świadczy o tym obecność poziomego ornego, datowanego na podstawie artefaktów na kulturę pucharów lejkowatych (KPL), stwierdzonego w profilu glebowym występującym na majdanie grodziska (Bednarek i in. 2004). O wylesieniu świadczy także stwierdzona w strukturze wewnętrznej góry (Szymańda, Lankauf 2004) pokrywa piasków eolicznych kilku centymetrowej miąższości, znajdująca się na kilkudziesięciocentymetrowym poziomie piaszczysto-mułkowego nasypu antropogenicznego, który zalega z kolei na piaskach wydmowych. Wiek wspomnianej warstwy eolicznej określono na podstawie datowania luminescencyjnego (OSL) na 6,3–8,5 tys. lat temu (Chruścińska i in. 2004; Szymańda i in. 2004b). Wylesieniu zatem uległ teren cypla morenowego i zwydmionej równiny piasków eolicznych, a wydma (w miejscu, w którym obecnie



Rys. 3. Krajobraz przyrodniczy naturalny okolic Góry Św. Wawrzyńca w neolicie

a – krajobraz równinny wysoczyzny morenowej porośniętej grądem subkontynentalnym typowym, na podłożu gliniastym; b – krajobraz bezleśnej równiny piasków eolicznych z wydmy; c – krajobraz zbocza doliny porośniętej grądem niskim na podłożu gliniasto-piaszczystym; d – krajobraz dna doliny porośniętej łągiem wiązowo-jesionowym i topolowym, na podłożu piaszczysto-torfowym; e – krajobraz bezleśnego, obniżonego denudacyjnie cypla morenowego, użytkowanego rolniczo
objaśnienia sygnatur patrz rys. 2

The natural landscape of the St. Lawrence Mountain area in the Neolithic Age

a – landscape of the moraine plain overgrown with a subcontinental typical broad-leaved forest on a till ground; b – landscape of the forestless plain covered by aeolian sands and dune; c – landscape of the slope of the valley overgrown with a low broad-leaved forest on a till-sandy ground; d – landscape of the bottom of the valley overgrown with elm, ash and poplar alluvial forest on a sandy-peat ground; e – landscape of the denudation depression forestless moraine promontory, used for agricultural purposes
for legend see Fig. 2

znajduje się góra) została nadbudowana warstwą nasypu antropogenicznego i piasków eolicznych o blisko metrowej miąższości. Wydma zachowała nieznacznie zmodyfikowaną formę prostoliniowego wału sprzed ingerencji człowieka. O odlesieniu może świadczyć także fakt, że w okresie atlantyckim poziom wód gruntowych zalegał wyżej niż obecnie i na pokrytych piaskiem glinach morenowych wykształciły się wówczas semihydryczne gleby gruntowo-glejowe i murszaste (Bednarek i in. 2004). Gleby te były preferowane przez ludność kultury pucharów lejkowatych do użytkowania rolniczego (Jankowski 2002).

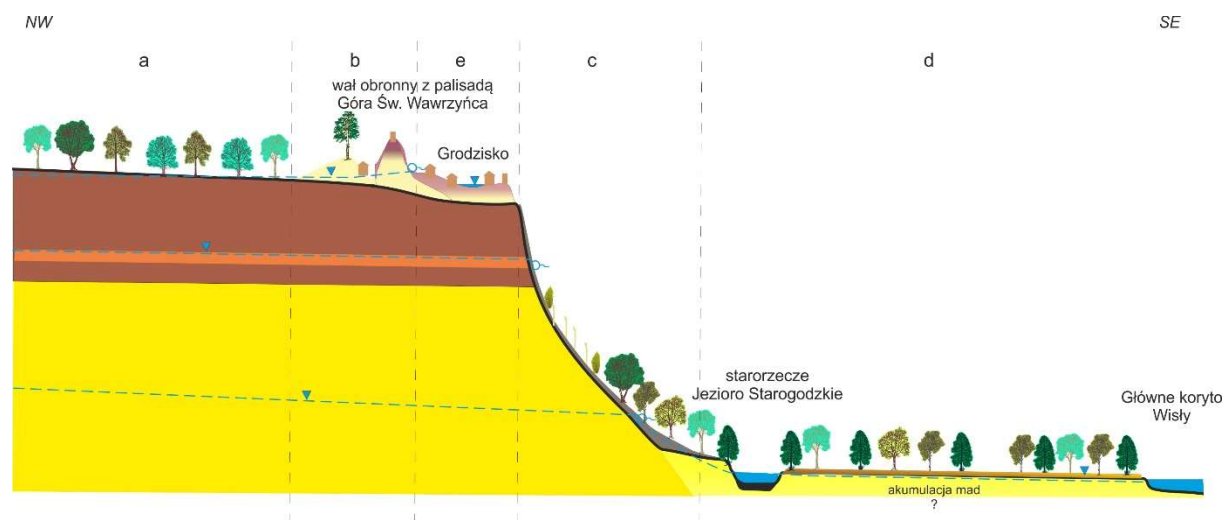
Krajobraz kulturowy

Krajobraz kulturowy rolniczo-osadniczy w epoce brązu i żelaza

U schyłku epoki brązu, pod koniec okresu subborealnego w okolicy Kałdusa zaszły istotne zmiany w krajobrazie (rys. 4). Wiązały się one z rozwojem osadnictwa kultury łużyckiej i pomorskiej (Chudziak 2003; Chudziak i in. 2014). Najistotniejszą zmianą było powstanie wówczas

grodziska na cyplu wysoczyznowym. Dowodem na to są liczne ślady drewnianych konstrukcji grodowych w obrębie Góry Św. Wawrzyńca, w tym bramy wjazdowej datowanej metodą radiowęglową na 2880–2980 lat BP. Ponadto w strukturze wewnętrznej góry znajduje się kilku centymetrowej miąższości poziom osadów z fragmentami spalonego drewna (Szymański, Lankauf 2004) datowanego radiowęglowo na 2630–2790 lat BP (Szymański i in. 2004a). Góra Św. Wawrzyńca, w stosunku do formy z okresu neolitu, została nadbudowana kilkudziesięciocentymetrowym nasypem, ale zachowała kształt wału o przebiegu SE–NW i długości około 120 m (Szymański, Lankauf 2004).

Na terenie grodziska istniał stały dostęp do wody. W strukturze wewnętrznej majdanu grodziska stwierdzono bowiem rozległe, owalne obniżenie wypełnione wilgotnym i murszastym nasypem o miąższości 3–4 m. Ponadto, u podstawy Góry w osadach piaszczystych zidentyfikowano niewielkich rozmiarów zagłębienie wyłożone głazami (Chudziak 2003; Szymański 2004), które mogło być źródłem zasilającym wspomniane obniżenie terenu położone w centralnej części majdanu.



Rys. 4. Krajobraz kulturowy okolic Góry Św. Wawrzyńca w okresie brązu i żelaza

a – krajobraz równiny wysoczyznej morenowej porośniętej gładem subkontynentalnym typowym, na podłożu gliniastym; b – krajobraz bezleśnej równiny piasków eolicznych użytkowanej rolniczo, z wydłą porośniętą lasem sosnowym; c – krajobraz częściowo wylesionego zbocza doliny porośniętej roślinnością stepową, na podłożu gliniasto-piaszczystym; d – krajobraz dna doliny porośniętej olszem i łęgami wiązu-jesionowym, na podłożu madowo-torfowym, częściowo wylesiony; e – krajobraz bezleśnego cypla morenowego z grodziskiem
objaśnienia sygnatur patrz rys. 2

The cultural landscape of the St. Lawrence Mountain area in the Bronze and Iron Ages

a – landscape of the moraine plain overgrown with a sub-continental forest typical of clayey soil; b – landscape of the forestless plain covered by aeolian sands used for agriculture purposes with a dune overgrown with pine forest; c – landscape of the partly deforested slope of the valley overgrown with steppe vegetation on a clayey-sandy ground; d – landscape of the bottom of the valley overgrown with alder and elm-ash alluvial forest on a peat-mud ground, partially deforested; e – landscape of the forestless moraine promontory with the stronghold
for legend see Fig. 2

W otoczeniu Góry w obrębie równiny piasków eolicznych Jędrzejewski (2009) stwierdza kilka nawarstwień kulturowych z okresu brązu i żelaza, na które składają się liczne jamy osadnicze oraz groby. Z działalnością ludności kultury łużycko-pomorskiej wiązać należy także kopalne poziomy gleby typu aerosol właściwy, stwierdzone w strukturze równiny piasków przewianych i wydmy sąsiadującej od południa z Górą Św. Wawrzyńca (Bednarek i in. 2004).

Odtworzenie na podstawie danych palinologicznych szaty roślinnej porastającej na przełomie okresu subborealnego i subatlantyckiego okolicy Kałdusa możliwe jest w wiarygodnym zakresie jedynie w dnie doliny Wisły, natomiast na wysoczyźnie – tylko w ograniczonym stopniu. Wynika to z faktu, że badania palinologiczne osadów z początku okresu subatlantyckiego pochodzą tylko z dna Jeziora Starogrodzkiego Południowego (Noryśkiewicz B. 2004), które w tym czasie zostało odcięte od aktywnych koryt Wisły (Chudziak i in. 2004) oraz z torfowiska w Chełmnie/Rybaki położonego w dnie doliny (Noryśkiewicz A. 2004a).

W krajobrazie równinnym wysoczyzny morenowej prawdopodobnie nie zaszły istotne zmiany, za wyjątkiem cypla morenowego, na którym powstało grodzisko, w skład którego wchodziła także Góra Św. Wawrzyńca (rys. 4). W związku z tym ten fragment krajobrazu można uznać za krajobraz osadniczy. W bezpośrednim sąsiedztwie grodziska, na zwymnionej równinie piasków eolicznych powstała osada podgrodowa i cmentarzysko. Ten obszar został z pewnością odlesiony i użytkowany rolniczo (Chudziak i in. 2004), o czym świadczy spadek w profilach palinologicznych ilości pyłków drzew, głównie sosny i dębu na rzecz pyłków roślin zielnych i uprawnych (Noryśkiewicz A.M. 2004a; Noryśkiewicz B. 2004). Krajobraz okolic góry miał zatem wówczas charakter rolniczo-osadniczy.

W dnie doliny mogło dojść do akumulacji mad, których wiek na najwyższym poziomie terasy zalewowej w Basenie Unisławskim, Niewiarowski (1987) określił na około 4000 lat. Na podstawie analiz palinologicznych można również przypuszczać, że dno doliny porastały olsy lub łęgi olsowe albo jesionowo-wiązowe, a obecność pyłków będących indykatorami gospodarki hodowlanej (Chudziak i in. 2004) prawdopodobnie wskazuje na nieznaczne jej odlesienie. W dnie doliny prawdopodobnie istniał wówczas krajobraz quasikulturowy pasterski i w niewielkim zakresie rolniczy.

Na zboczach doliny i na odlesionych terenach przy krawędzi wysoczyzny pojawiły się światłolubne zarośla leszczyny (Chudziak i in. 2004).

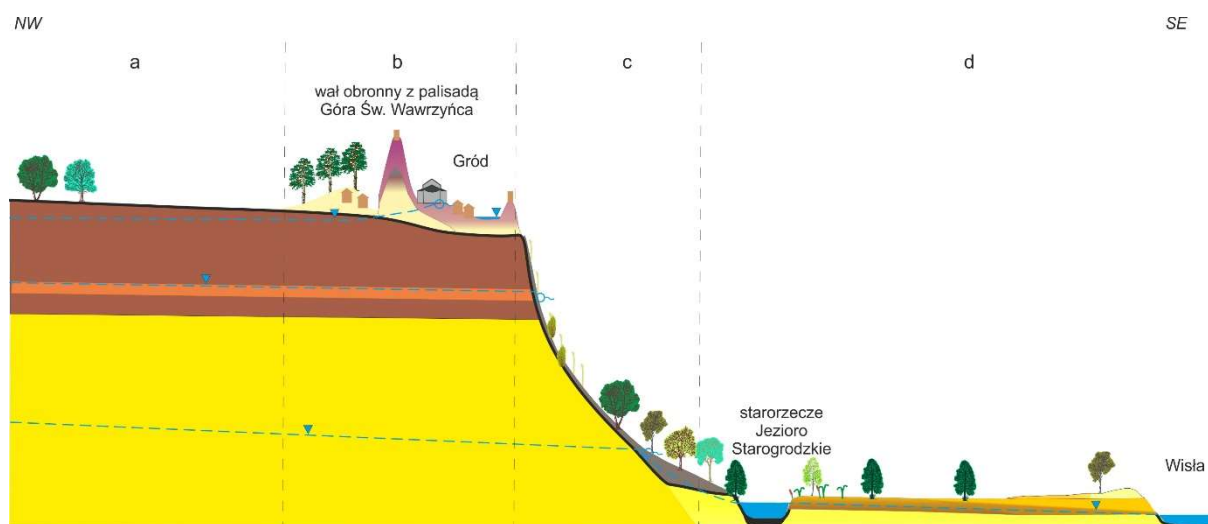
Ponadto możliwe jest, że na odlesione dla celów obronnych zbocza doliny Wisły i dolinek denudacyjnych wokół grodziska wkroczyła roślinność stepowa – murawy kserotermiczne, które na nasłonecznione zbocza doliny Wisły mogły przedostać się z południowych Niemiec, wzdłuż Pradoliny Warty i Noteci (Czubiński 1950).

Tak przekształcony krajobraz okolic Góry Św. Wawrzyńca mógł przetrwać aż do okresu rzymskiego (Chudziak i in. 2004). Sprzyjało temu wkroczenie na ten teren osadnictwa kultury oksywsko-wielbarskiej, której stanowiska zarejestrowano w trakcie badań archeologicznych, aczkolwiek w mniejszej liczbie niż stanowiska kultury łużycko-pomorskiej (Bienias 2004). Stopniowy zanik osadnictwa w okresie wędrówek ludów spowodowany zniszczeniem grodu sprzyjał regeneracji pierwotnej szaty roślinnej w okresie poprzedzającym wczesne średniowiecze (Chudziak i in. 2004).

Krajobraz kulturowy osadniczo-rolniczy wczesnego średniowiecza

Największe zmiany w krajobrazie okolic Góry Św. Wawrzyńca nastąpiły z początkiem wczesnego średniowiecza (rys. 5), dlatego typ ten nazwano osadniczo-rolniczym. Roślinność środkowego okresu atlantyckiego tworzyła mozaikę pól składającą się z gatunków pierwotnych i synantropijnych (Chudziak i in. 2004). Analiza profilu pyłkowego na wysoczyźnie (Noryśkiewicz A.M. 2004b) wykazała, że została ona w znacznym stopniu odlesiona i była użytkowana rolniczo. Świadczy o tym spadek udziału pyłków drzew na korzyść roślin zielnych i zbóż. Z drzew największy udział miała olsza, sosna i dąb. Olsza porastała słabiej dostępne dla gospodarki rolnej tereny podmokłe, a bór sosnowy z dębem i brzozą obszary zwymnione. Krajobraz rolniczy w okresie wczesnośredniowiecznym obejmował swoim zasięgiem zarówno równinę morenową, jak i znaczną część równiny piasków eolicznych.

W dnie doliny Wisły rozwinęły się drzewostany liściaste olsów, zarośla wierzbowych i łęgów olsowych. Natomiast podnóże zbocza doliny porastały lasy łąkowe z grabem, dębem i bukiem. Obecność pyłków roślin wodnych i szuwarowych w profilach palinologicznych pobranych z dna Jeziora Starogrodzkiego Południowego (Noryśkiewicz B. 2004) i z torfowiska Chełmno/Rybaki (Noryśkiewicz A.M. 2004a) świadczy o tym, że brzeg jeziora i podmokłe zagłębienia terenu porastała roślinność wodna. Bez wątpienia tereny te były zalewane podczas powodzi, czego dowodem jest wiek mad stwierdzony w profilu Chełmno/Rybaki i wkładki piasków rozdzielających mułki



Rys. 5. Krajobraz kulturowy okolic Góry Św. Wawrzyńca we wczesnym średniowieczu

a – krajobraz osadniczo-rolniczy bezleśnej, równinnej wysoczyzny morenowej, użytkowanej rolniczo; b – krajobraz bezleśnej równiny piasków eolicznych, wydmy porośniętej lasem sosnowym i cypla morenowego z grodziskiem; c – krajobraz częściowo wylesionego zbocza doliny porośniętego roślinnością stepową, na podłożu gliniasto-piaszczystym; d – krajobraz częściowo odlesionego dna doliny porośniętego roślinnością szuwarową i osiem objaśnienia sygnatur patrz rys. 2

The cultural landscape of the St. Lawrence Mountain area in the Early Middle Ages

a – settlement and agricultural landscape of the forestless moraine plain used for agricultural purposes; b – landscape of the forestless plain covered by aeolian sands, dune overgrown with pine forest and the moraine promontory with a stronghold; c – landscape of a partially deforested slope of the valley overgrown with steppe vegetation on a till-sandy ground; d – landscape of a partially deforested bottom of the valley overgrown with reed-swamps flora and alder alluvial forest for legend see Fig. 2

w dnie Jeziora Starogrodzkiego. Na zalewane podczas powodzi tereny torfowiskowe w dnie doliny Wisły wkroczyła olcha i brzoza (Noryśkiewicz A. 2004a). Ogólnie obszar równiny został odlesiony w mniejszym stopniu niż wysoczyzna (Chudziak i in. 2004).

Na cyplu wysoczyznowym ponownie założony został gród, na którego majdanie u podnóża góry zbudowano kamienną świątynię (Chudziak 2003), a u jej wejścia funkcjonowało baptysterium (Chudziak 2003; Szmańda 2004). Poziom wody gruntowej na wysoczyźnie obniżył się, o czym świadczy między innymi niższe położenie mis chrzcielnych w stosunku do znajdującej się w tym miejscu w czasie funkcjonowania grodziska kultury łużycko-pomorskiej misy źródłiskowej wyłożonej głazami. Na majdanie istniał również zbiornik wodny, podobnie jak podczas zasiedlenia cypla przez ludność okresu brązu i żelaza (Bednarek i in. 2004). Góra Św. Wawrzyńca została nadbudowana nasypem, którego łączna miąższość w partii szczytowej wraz nasypami pochodzącymi z neolitu oraz epoki brązu i żelaza osiągnęła 8 m. Powstały na wydmy wał obronny uzyskał kształt asymetrycznego rogała, który dostrwał do czasów współczesnych (rys. 1). Podob-

nie jak w czasie zasiedlania grodziska przez ludność kultury łużycko-pomorskiej, wylesione zbocze grodu prawdopodobnie porastała roślinność stepowa. Na przedpolu grodu, na równinie piasków eolicznych funkcjonowało podgrodzie, a w bezpośrednim sąsiedztwie zalesionej lasem sosnowym wydmy – cmentarzysko. Na podstawie szczątków zwierzęcych znalezionych na grodzisku można wnioskować, że hodowano tu głównie bydło i świnię, ale także owce i kozy, ponadto konie oraz psy, a z ptactwa domowego – kury (Makowiecki 2004). Krajobraz cypla morenowego i sąsiadującej z nim równiny piasków eolicznych miał zatem charakter osadniczo-rolniczy.

Podsumowanie

Antropopresja postępująca w okolicy Kałdusa od początku okresu atlantyckiego przyczyniła się do stopniowego wypierania z krajobrazu komponentów przyrodniczych na rzecz komponentów antropogenicznych. Jednak nie spowodowała ona znaczącej transformacji środowiska przyrodniczego, a współczesny krajobraz okolic

Góry Św. Wawrzyńca można uznać, według zastosowanej w tym opracowaniu klasyfikacji krajobrazów – za kulturowy harmonijny. W ewolucji krajobrazu badanego obszaru wyróżnić można kilka etapów: (1) etap krajobrazu przyrodniczego pierwotnego, (2) etap krajobrazu przyrodniczego naturalnego i dwa etapy krajobrazu kulturowego w odmianie (3) rolniczo-osadniczego, a następnie (4) osadniczo-rolniczego.

Ingerencja człowieka w środowisko przyrodnicze badanego obszaru najwcześniej zaznaczyła się na obniżonym denudacyjnie cyplu morenowym oraz na przylegającej do krawędzi doliny Wisły zwydmionej równinie piasków eolicznych. Krajobraz tego fragmentu badanego obszaru ulegał także najwcześniej zmianom progresywnym na korzyść komponentów antropogenicznych. Jeszcze do początku wczesnego średniowiecza, lokalnie na obszarze równinnej wysoczyzny morenowej i dna doliny zachował się krajobraz naturalny lub, przyjmując klasyfikację krajobrazów Mygi-Piątek (2012), seminaturalny albo quasi-kulturowy. Człowiek przyczynił się także do wzrostu georóżnorodności okolic Góry Św. Wawrzyńca, modyfikując w sposób bezpośredni lub pośredni następujące komponenty krajobrazu: (1) rzeźbę terenu, między innymi poprzez utworzenie samej góry; (2) budowę geologiczną, poprzez przyczynienie się do intensyfikacji powodzi i depozycji mad w dnie doliny oraz (3) szatę roślinną, wprowadzając gatunki synantropijne i poprzez wylesienie, umożliwiające wędrówkę roślinności kserotermicznej. W konsekwencji działalności człowieka w krajobrazie powstała Góra Św. Wawrzyńca i znajdujący się na niej rezerwat przyrody, które obecnie stanowią atrakcję przyrodniczą i kulturową Ziemi Chełmińskiej.

Podziękowania

Autorzy artykułu dziękują Recenzentom za cenne i bardzo pomocne w przygotowaniu artykułu do druku uwagi.

Literatura

Antrop M. 1998. Landscape change: plan or chaos? *Landscape Urban Plann* 41: 155-161.
Bednarek R., Jankowski M., Kwiatkowska A., Markiewicz M., Świtoniak M. 2004. Rekonstrukcja dawnej pokrywy glebowej oraz jej przekształceń na terenie zespołu osadniczego w Kałdusie W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-*

archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 185-197.

- Bienias D. 2004. Położenie fizjograficzne i chronologia stanowisk archeologicznych w Kałdusie i jego otoczeniu. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-archeologiczne*. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 281-287.
Bogdanowski J. 1976. Kompozycja i planowanie w architekturze krajobrazu. Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk, Wrocław.
Ceynowa-Gieldon M., Kamiński D. 2004. Relikty roślinne związane z pradziejowym i wczesnośredniowiecznym osadnictwem w Kałdusie. W: Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-archeologiczne*. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 129-141.
Chudziak W. 2003. Wczesnośredniowieczna przestrzeń sakralna in Culmine na Pomorzu Nadwiślańskim. Mons Sancti Laurenti 1, Toruń: 9-198.
Chudziak W., Noryśkiewicz A.M., Noryśkiewicz B. 2004. Zasiedlenie okolic Góry św. Wawrzyńca w ostatnich trzech tysiącach lat w świetle historii roślinności. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-archeologiczne*. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 209-229.
Churska Z. 1965. Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis* 6(1).
Churska Z. 1989. Przekształcenia stoków w późnym glacialu i w holocenie przedstawione na wybranych przykładach. *Studia i Materiały Oceanologiczne* 56: 223-236.
Chruścińska A., Lankauf K.R., Luc M., Oczkowski H.L., Przeglętki K.R., Szymańska J.B. 2004. Evolution of St. Laurent Mountain near Chełmno based on luminescence dating. *Geochronometria* 23: 27-34.
Cyzman W., Kamiński D. 2004. Rzeczywista i potencjalna roślinność w Kałdusie i jego otoczeniu. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-archeologiczne*. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 113-127.
Czubiński Z. 1950. Zagadnienia geobotaniczne Pomorza. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 2,4: 439-658.
Degórski M. 2005. Krajobraz jako obiektywna wizualizacja zjawisk i procesów zachodzących w megasystemie środowiska geograficznego. *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG* 4: 13-25.
Jankowski M. 2002. Buried soil in dunes of the Toruń Basin. W: B. Manikowska, K. Konecka-Betley, R. Bednarek (red.) *Paleopedology problems in Poland*. ŁTN, Łódź: 233-252.

- Gacki T., Szukalski J. 1982. Morfostruktura krajobrazu i zróżnicowanie regionalne. W: B. Augustowski (red.) *Dolina Dolnej Wisły*. Zakład Narodowy im. Ossolińskich PAN, Wrocław, Warszawa, Kraków, Gdańsk, Łódź: 219-237.
- Galon R. 1984. Typy krajobrazu naturalnego i regiony fizycznogeograficzne. W: R. Galon (red.) *Województwo toruńskie, przyroda – ludność i osadnictwo – gospodarka*. PWN, Warszawa – Toruń – Poznań: 251-259.
- Jędrzejewski R. 2009. Pochówek szkieletowy ludności kultury łużyckiej w Kałdusie, gm. Chełmno (stanowisko 4). W: J. Gackowski (red.) *Archeologia epok brązu i żelaza*. Studia i materiały 1, Toruń: 123-138.
- Kola A. 1994. Kałdus, gmina Chełmno. W: J. Chudziakowa (red.) *Wczesnośredniowieczne grodziska ziemi chełmińskiej*. Katalog źródeł. Toruń: 85-92.
- Kordowski J. 2004. Osady i rzeźba doliny Wisły w okolicy Chełmna i Świecia. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 43-68.
- Luc M. 2018. Użytkowanie ziemi w badaniach krajobrazu zrównoważonego. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
- Luc M., Szymańda J.B. 2004. Krajobraz chełmińskiego mezoregionu osadniczego. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 31-42.
- Luc M., Szymańda J.B. 2011. Zmiany rzeźby Góry Świętego Wawrzyńca w Kałdusie koło Chełmna oraz krajobrazu jej okolic w holocen. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu Polskiej Akademii Umiejętności* 9: 53-63.
- Luc M., Szymańda J.B. 2015. Renaturalized and Recultivated Landscapes as a Result of Sustainable Landscape Management. W: M. Luc, U. Somorowska, J.B. Szymańda (red.) *Landscape Analysis and Planning. Geographical Perspectives*. Cham, Heidelberg, New York, Dordrecht, London: Springer: 271-292.
- Luc M., Szymańda J.B., Chudziak W. 2006. Próba rekonstrukcji krajobrazu wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kałdusie koło Chełmna. *Dokumentacja Geograficzna* 32: 189-194.
- Makowiecki D. 2004. Zwierzęta z wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kałdusie. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 257-275.
- Myga-Piątek M. 2012. Krajobrazy kulturowe. Aspekty ewolucyjne i typologiczne. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Niewiarowski W. 1987. Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the North of Bydgoszcz Fordon. *Geographical Studies, Special Issue* 4: 234-252.
- Noryśkiewicz A.M. 2004a. Analiza pyłkowa osadów biogenicznych terasy zalewowej Wisły w profilu Chełmno/Rybaki. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 143-150.
- Noryśkiewicz A.M. 2004b. Przemiany w szacie roślinnej okolic Ujścia w okresie ostatnich dwóch tysięcy lat. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 151-163.
- Noryśkiewicz B. 2004. Badania palinologiczne osadów limnicznych Jezior Starogrodzkich. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 165-175.
- Nowaczyk B. 1986. Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne, a schemat cyrkulacji atmosferycznej w późnym wistulianie i holocen. Wyd. Nauk. Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, Seria Geografia 28, Poznań.
- Richling A. 1992. Kompleksowa geografia fizyczna. PWN, Warszawa.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2): 143-170.
- Szymańda J.B. 2004. Charakterystyka sedymentologiczna środowiska depozycyjnego osadów wypełniających obiekt 4/98 w Kałdusie, stanowisko 3. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 245-250.
- Szymańda J.B., Lankauf K.R. 2004. Litologia i struktura wewnętrzna Góry św. Wawrzyńca w świetle badań sedymentologicznych. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 69-82.
- Szymańda J.B., Lankauf K.R., Luc M. 2004a. Próba rekonstrukcji zmian rzeźby i fazy rozwoju Góry Św. Wawrzyńca. W: W. Chudziak (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 177-184.
- Szymańda J.B., Luc M., Lankauf K.R. 2004b. Zarys środowiska geograficznego Mikroregionu Osadniczego w Kałdusie. W: W. Chudziak (red.)

Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-archeologiczne. Mons Sancti Laurenti 2, Toruń: 19-30.

Wysota W. 2002. Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części Dolnego Powiśla. Wyd. Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.

Summary

Saint Lawrence Mountain is located in the village of Kałdus, a few kilometres south of Chełmno. Archaeological research conducted in this area since the early 1960s showed that the settlement dates back to the Neolithic period. In the Bronze Age and Early Iron Age, there was a stronghold of the Lusatian-Pomeranian culture on the undulant plain, which was re-colonised in the early Middle Ages. The settlement group established in the early Middle Ages played a significant role in the economic and cultural development of the region and was an important place of religious worship. The aim of the article is to reconstruct the evolution of the landscape under the influence of human activity from the beginning of the Atlantic period based on the results of palaeogeographic research. The work refers to the typology of the landscape after Bogdanowski (1976) and Degórski (2005) taking into account the relations of natural and anthropogenic components in the landscape and the views of Myga-Piątek (2012) regarding the evolution of the cultural landscape. Reconstructions are depicted on synthetic landscape profiles.

Anthropopressure, which has been progressing around Kałdus since the beginning of the Atlantic period, has contributed to the gradual displacement of natural landscape features in favour of anthropogenic features. However, it did not cause a significant transformation of the natural environment, and the contemporary landscape of the surroundings of St. Lawrence Mountain can be considered cultural and harmonious. Several stages of landscape evolution can be distinguished in the evolution of the landscape of the studied area: (1) primeval, (2) natural and (3) cultural of a pastoral, agricultural and settlement variety. Human interference in the natural environment of the studied area was marked the earliest by the moraine-denuded plain and on the adjoining plain of aeolian sands adhering to the edge of the Vistula River valley. The landscape of this fragment of the studied area was also under the earliest progressive changes in favour of anthropogenic components.

Until the beginning of the early Middle Ages, in the area of the upland plateau and the bottom of the valley, the natural landscape has been preserved. Man also contributed to the increase in geodiversity in the area around the St Lawrence Mountain by directly or indirectly modifying the following landscape components: (1) the relief of the terrain, including the creation of the mountain itself; (2) the geological structure, including deposition of mud in the bottom of the valley, and (3) vegetation, enabling xerothermic vegetation to migrate.

WPŁYW ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO NA ROZMIESZCZENIE OSADNICTWA KULTURY PUCHARÓW LEJKOWATYCH W DORZECZU ŚRODKOWEJ TAŻYNY

**The influence of the natural environment on the distribution
of Funnel Beaker culture settlements in the middle of the Tażyna River basin**

JULIUSZ TWARDY*, JACEK FORYSIAK*

Zarys treści. Przedstawione zostały cechy środowiska przyrodniczego fragmentu dorzecza Tażyny, przede wszystkim budowa geologiczna, cechy geomorfologiczne, a także wody powierzchniowe oraz pokrywa glebowa. Dokonano analizy związku wymienionych elementów środowiska z intensywnością zasiedlenia obszaru w trakcie funkcjonowania społeczności kultury pucharów lejkowatych. Stwierdzono, że dobre rozpoznanie warunków środowiskowych wpłynęło na wybór do zasiedlenia przede wszystkim siedlisk położonych na obszarach piaszczystych, o niewielkim zróżnicowaniu rzeźby terenu, gdzie wykształciły się gleby bielicoziemne i czarne ziemie, położonych w dolinach, w odległości kilkuset metrów od cieków.

Słowa kluczowe: warunki środowiska przyrodniczego, środkowy neolit, dolina Tażyny, Równina Inowrocławska

Abstract. The article presents natural environmental features of part of the Tażyna River basin – mostly geology, geomorphology and topography, but also surface waters and soil cover. The relationship between these components of the environment and the intensity of settlement of the area during the Funnel Beaker culture community was analysed. It is concluded that a good recognition of environmental conditions determined the choice mainly of habitats in sandy areas with a slightly diversified relief, where podzols and black soils had developed in the valleys, and a few hundred metres from streams.

Key words: natural environment conditions, Middle Neolithic, Tażyna River valley, Inowrocław Plain

Wprowadzenie

W badaniach wpływu składowych środowiska przyrodniczego na wybór określonych miejsc do osiedlenia lub gospodarowania podstawowy problem stanowi rekonstrukcja warunków środowiskowych, w jakie wkraczali osadnicy. Elementy środowiska przyrodniczego, takie jak klimat, warunki hydrologiczne, ukształtowanie terenu czy powierzchniowa budowa geologiczna, a w konsekwencji także pokrywa glebowa, miały w pradziejach podstawowe znaczenie dla lokalizacji osadnictwa grup ludzkich na obszarze nizinnym. Inną, równie istotną, sprawą jest ustalenie, jakie siedliska były preferowane i zasiedlane przez grupy ludzkie, nastawione na prowadzenie działalności rolniczej, tak jak przedstawiciele społeczności kultury pucharów lejkowatych, która zajęła znaczną część obszaru Kujaw (Czer-

niak 1994). W takich sytuacjach szczególnego znaczenia nabierają czynniki środowiskowe. Wykształcenie gleb odpowiednich dla stosowanego modelu agrotechniki wiąże się ściśle z litologią terenu, jak też z jego cechami morfologicznymi, ale także warunkami hydrologicznymi i formacjami roślinnymi, jakie wcześniej zajmowały brany pod uprawę teren. Badana część Równiny Inowrocławskiej cechuje się znacznym urozmaicheniem powierzchniowej budowy geologicznej, jak i cech geomorfologicznych, ale też różnie rozmieszczonych cieków oraz zbiorników jeziornotorfowiskowych. Znaczna gęstość punktów osadniczych z udokumentowanymi śladami archeologicznymi kultury pucharów lejkowatych dała możliwość odniesienia ich lokalizacji do warunków środowiskowych i tym samym przeprowadzenia oceny roli tych warunków dla zagospodarowania terenu w środkowym neolicie.

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

Obszar badań

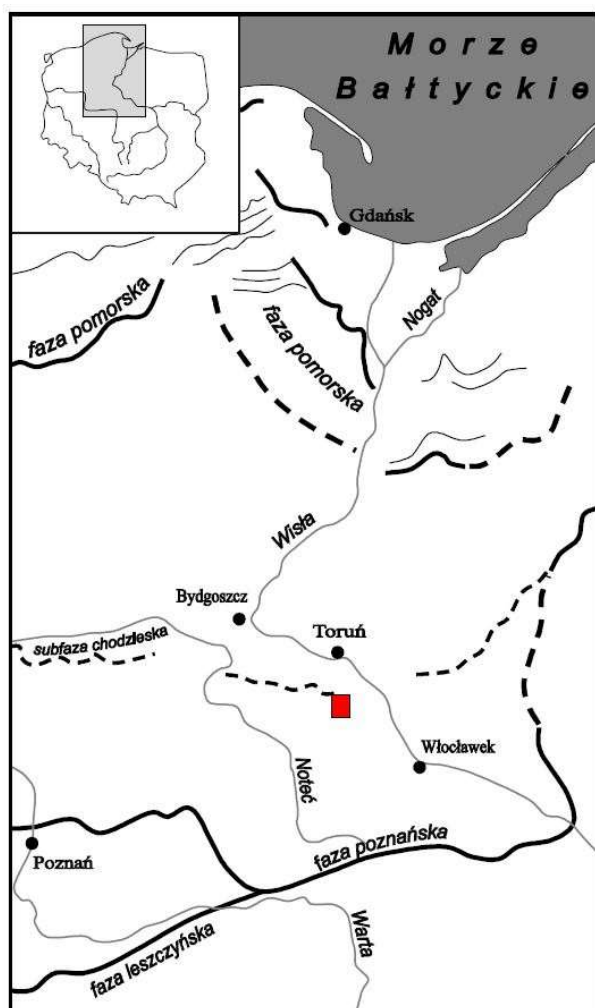
Według fizycznogeograficznego podziału Polski (Kondracki 1978) teren badań jest położony w podprovincji Pojezierza Południowobałtyckie (314/15), w makroregionie Pojezierze Wielkopolskie (315.5), w północno-zachodniej części mezoregionu Równina Inowrocławska (315.55). Geomorfologiczny podział kraju autorstwa Gilewskiej (1986, 1999) jest w zakresie wydzielenia Równiny Inowrocławskiej (A.II. j5) zbieżny z podziałem Kondrackiego. Teren badań jest odwadniany ku północy przez Tążynę, spływającą do Kotliny Toruńskiej, gdzie uchodzi do Wisły. Źródła Tążyńki znajdują się w rejonie wsi Pomiany, na SE od terenu badań. W środkowej części terenu badań, w rejonie Wilkostowa i Przybranówka, Tążyńka przyjmuje lewo- i prawostronne dopływy, tworząc lokalny węzeł hydrograficzny. Największym z nich jest wspominany wcześniej Kanał Parchański, lecz trzeba tu podkreślić, że według niektórych edycji map topograficznych przebieg Tążyńki jest odmienny. Wypływa ona z okolic Inowrocławia, w pobliżu wsi Wierzchosławice, i do rejonu Wilkostowa spływa korytem Kanału Parchańskiego.

Budowa geologiczna i rzeźba terenu badań

Na tle jednostek strukturalnych Polski (Stupnicka 1989), teren badań w całości leży w obrębie wału kujawsko-pomorskiego (środkowopolskiego). Geologiczną jednostką niższego rzędu jest tu tzw. wał kujawski, którego północną część o powierzchni około 49 km² objęto badaniem. Dla północnej części wału kujawskiego charakterystycznych jest kilka struktur solnych (Dadlez, Marek 1969; Sokołowski 1972; Tarka 1992), gdzie podjęto eksploatację permskich (cechsztyń) soli kamiennych i solanek. Jest to wysad (diapir) solny Inowrocławia, położony około 24 km na zachód od centrum terenu badań oraz nieco mniejszy diapir w miejscowości Góra, leżący również w okolicy Inowrocławia, w odległości około 18 km na zachód od centrum badanego terenu. Struktury te przebijają się przez starsze utwory geologiczne aż do serii czwartorzędowych, a ich czapy nakryte są jedynie kilku-, kilkunastometrowej miąższości pokrywą osadów glacialnych. Z kolei w odległości około 14 km na wschód od terenu badań występuje poduszka solna Ciechoćka, której formacje solne zalegają znacznie głębiej.

Bezpośrednie podłoże dla utworów czwartorzędowych na interesującym nas terenie tworzą plioceniczne ropy, ropy mulaste, mułki i piaski drobnoziarniste (Wilczyński 1976). Ich strop układa się na rzędnych około 40–50 m n.p.m. W centralnej części terenu badań utwory trzeciorzędu porcięte są systemem kopalnych, wąskich i krętych dolin, których dna są zbudowane z osadów dolnokredowych (walańszyn), a miejscami górnokredowych (portlandu). Rzędne den tych dolin osiąga wartość około 10 m p.p.m. Ponieważ powierzchnia terenu badań układa się na wysokości około 90 m n.p.m., zatem łączną miąższość utworów czwartorzędu można oszacować na od 40–50 m w strefach nierozciętego podłoża, do około 100 m w strefach kopalnych dolin. Największą część kompleksu utworów czwartorzędowych tworzą dwa ciągłe pokłady glin pochodzących z ostatniego zlodowacenia zlodowacenia wistły. Dolną glinę wiąże się z jego najstarszą glacializacją (leszczyńską), a glinę górną z glacializacją poznańską, dawniej znaną jako poznańsko-dobrzyńska (Niewiarowski i in. 1976; Niewiarowski, Wilczyński 1979). Utwory starszych zlodowaceń, tzn. zlodowaceń środkowo- i południowopolskich, zachowały się przeważnie w obniżeniach podłoża podczwartorzędowego. Wiek rzeźby terenu badań związany jest z recesją lądolodu fazy poznańskiej zlodowacenia wistły (rys. 1), a najbliższy reper wiekowy tworzy subfaza chodzieska (Kozarski 1995; Kozarski, Nowaczyk 1999), datowana na około 17 700–17 500 lat BP. Nowsze badania potwierdzają, że dorzecze środkowej Tążyńki zostało objęte lądolodem podczas dwóch najstarszych faz zlodowacenia wistły (Wysota i in. 2009; Wysota, Molewski 2011). W myśl poglądów wspomnianych autorów zasięg lądolodu fazy leszczyńskiej pokrywał się w przybliżeniu z przebiegiem południowej granicy interesującego nas terenu.

Z punktu widzenia rozwoju osadnictwa pradziejowego na terenie badań istotna jest charakterystyka litologiczna najmłodszej gliny, albowiem buduje ona około połowę powierzchni topograficznej terenu, zajmowanej przez społeczności pradziejowe. Niewiarowski i Wilczyński (1979) podają że: „Miąższość gliny zwałowej fazy poznańsko-dobrzyńskiej jest bardzo zmienna i waha się od 2 m do około 25 m [...] występuje ona powszechnie na powierzchni wysoczyzn morenowych. Jest bardzo zróżnicowana pod względem litologicznym. Zróżnicowanie to miało już pierwotny charakter, gdyż występuje ona tutaj w facji moreny dennej (subglacialnej) oraz z facji moreny ablacyjnej [...] jak też charakter wtórny,



Rys. 1. Położenie terenu badań na tle glacyfaz zlodowacenia wisły (za Kozarski, Nowaczyk 1999)

oznaczono zasięgi glacyfaz: leszczyńskiej (datowanej na około 20 000 lat BP), poznańskiej (ok. 18 800 lat BP), pomorskiej (ok. 16 200 lat BP), gardzieńskiej (ok. 14 500 lat BP) oraz subfazy chodzieskiej (ok. 17 700 lat BP); prostokątem oznaczono schematycznie położenie terenu badań

Location of the study area against the Vistulian glacial phases (after Kozarski, Nowaczyk 1999)

limits of Leszno Phase (dated to around 20,000 BP), Poznań Phase (about 18,800 BP), Pomeranian Phase (around 16,200 BP), and Chodzież Subphase (approx. 17,700 BP years); location of the study area is schematically marked with a rectangle

gdyż podlegała ona przeobrażeniom w strefie perylacjalnej i w zmiennym klimacie okresu późnoglacjalnego oraz w holocenie. Zróżnicowanie to wynika przede wszystkim z bardzo zmiennej zawartości frakcji ilastej i piaszczystej”.

Wysokości bezwzględne w terenie badań zawierają się pomiędzy 102,9 m n.p.m. na obszarach, gdzie wydmy nadbudowują wysoczyzny morenowe, do poniżej 70 m n.p.m. na północy terenu, w dnie doliny Tążyny. Rzeźba terenu badań jest stosunkowo słabo urozmaicona jak na strefę młodoglacjalną (fot. 1) i nieporównanie bardziej monotonna od rzeźby pasa pomorskiego. Składają się na nią formy pochodzenia glacialnego (wysoczyzny morenowe), glacyfluwalnego i fluwialnego (równiny wodnolodowcowe oraz doliny Tążyny i Kanału Parchańskiego) oraz eolicznego (pola eoliczne i wydmy). Płaskie wysoczyzny morenowe i równiny wodnolodowcowe rozcięte są do głębokości 15–20 m systemem dolin wód roztopowych (Molewski 1999, 2014; Sobczak, Sydow w druku), obecnie wykorzystywanych przez środkową Tążynę i Kanał Parchański.

W doliny te włożone są głównie osady piaszczyste o charakterze sandrowym (fot. 2). Doliny te funkcjonowały podczas recesji lądolodu fazy poznańskiej jako doliny marginalne (Niewiarowski, Wilczyński 1979), organizując odpływ wód glacyfluwalnych sprzed czoła lądolodu w kierunku zachodnim, ku rynnie Jeziora Gopło. Tam następowała koncentracja wód uwalnianych z topniejących lądolodów na znacznej części północnych Kujaw (Molewski 1999). Jak wynika z pracy Wiśniewskiego (1974), szlak Kanału Parchańskiego funkcjonował jeszcze w późnym glacialu, stanowiąc drogę ulgi dla wód Wisły, gromadzących się w Kotlinie Toruńskiej, zabarykadowanej od północy przez lądolód. Podczas ustępowania lądolodu fazy pomorskiej, wraz z obniżaniem się bazy erozyjnej w dolinie Wisły, doszło do odwrócenia kierunku odpływu, a wody Tążyny i Kanału Parchańskiego skierowały się na północ i wschód, ku Kotlinie Toruńskiej. Jako przyczynę przemian kierunku odpływu w dolinie Kanału Parchańskiego, jak i w położonym na południu Kanale Bachorzy, Wiśniewski (1974) podaje ruchy neotek-

toniczne, natomiast zdaniem Niewiarowskiego (1983) istotna może być tu też tzw. tektonika salinarna, która została zaktywizowana po wycofaniu się czasy lądolodu na północ. W odniesieniu do terenów położonych nieco bardziej na południe od dorzecza Tążyny, Molewski (2014) wskazuje, że za ruchy wznoszące może odpowiadać struktura (antyklina) solna Izbica–Łęczycza, a amplitudę tych ruchów szacuje na 10–15 m. Moment ten nie jest dokładnie określony, niemniej można stwierdzić, że przedstawiciele kultury późnej ceramiki wstęgowej (KPCW) i kultury pucharów lejkowatych (KPL), wkraczający w środkową część dorzecza Tążyny, niewątpliwie zastali rzeki kierujące się tak jak współcześnie. W dnach dolin wód roztopowych występują, obecnie zajęte przez bagna i torfowiska, dość liczne, stosunkowo rozległe, lecz przeważnie płytkie obniżenia. Ich genezę Wiśniewski (1974) powiązał ze zjawiskiem naledzi, znanym z obszarów o warunkach peryglacjalnych. Powolne wytapianie się pogrzebanych w piaskach pokryw lodowych naledzi oraz soczewek, warstw i klinów lodu gruntowego mogło prowadzić do urozmaicenia powierzchni sandrów zagłębieniami bezodpływowymi i powstania tzw. sandrów „dziurawych” (Wiśniewski, Karczewski 1978; Lindner 1992). Na obszarze dna doliny Kanału Parchańskiego oprócz form uwarunkowanych wytapianiem się lodu naledziowego oraz gruntowego występują jeszcze zagłębienia powstałe w obniżeniach po paleokorytach rzecznych. W tego rodzaju formach funkcjonowały w starszej i środkowej części holocenu zbiorniki wodne, a następnie bagna lub torfowiska. Dowodzą tego pobrane z nich profile osadów jeziorno-torfowiskowych, analizowane w innych pracach (Okupny i in. 2016).

Rzeźbę wysoczyzn oraz stref dolinnych urozmaicają również formy powstałe dzięki akumulacyjnej działalności wiatru. Są to słabo urzeźbione równiny piasków eolicznych i małe oraz średniej wielkości wydmy, najczęściej nieprzekraczające 10 metrów wysokości względnej. Obszarami alimentacyjnymi dla akumulacji eolicznej były przede wszystkim powierzchnie piaszczyste w dolinach Kanału Parchańskiego i Tążyny. Wydmy i pokrywy eoliczne występują po wschodniej i południowej stronie tych dolin, musiały być zatem formowane przez wiatry z sektora zachodniego, północno-zachodniego i północnego. Jest to zgodne z rekonstrukcjami cyrkulacji

atmosferycznej w późnym glacie i początkach holocenu (Nowaczyk 1986, 2002). Można przypuszczać, że stropowa część pokryw eolicznych tworzyła się w neoholocenie, już w warunkach antropopresji, o czym może świadczyć obecność materiału eolicznego z rozproszoną, lecz wyraźną domieszką próchnicy, złożonego na zniszczonych przez uprawę pozostałościach gleby kopalnej (fot. 3). Neoholocenne procesy wydymotwórcze, które częściowo były także synchroniczne z rozwojem KPL, zrekonstruowano na kilku przykładach z pobliskiej Kotliny Toruńskiej (Jankowski 2002). Jak to wykazano wcześniej przy okazji badań na stanowisku Chlewiska (Twardy, Forysiak 2009 niepubl.), nawet niezbyt rozległe i mało miększe pokrywy eoliczne, rozrzucone pośród gliniastych wysoczyzn, okazywały się atrakcyjne dla osadnictwa pradziejowego na tym terenie.

Głównym ciekim odwadniającym opisywany teren jest Tążyna (rys. 2). Źródłosłów nazwy „Tążyna” ma ważną konotację, wywodzącą się prawdopodobnie od tężenia czyli zwiększania gęstości roztworu, co może wskazywać na występowanie solowarstwa w tej dolinie (Rzepecki 2015). Wyptywy wód słonych na terenie badań nie są znane autorom, w podłożu nie odnotowano odpowiednich po temu struktur solnych, nie stwierdzono też wskaźników roślinnych w postaci roślinności halofilnej (Matuszkiewicz i in. 1995). Jeśli właściwym jest, że za źródłowy odcinek Tążyny uznać należy wspomnianą wcześniej strugę, wypływającą z okolic Inowrocławia, to można zakładać, że spływały nią ku wschodowi wody słonawe, wykorzystujące systemem cieków współczesnego Kanału Parchańskiego. Z bliższych okolic Inowrocławia znanych jest wiele stanowisk śródlądowych roślinnych zbiorowisk solniskowych. Aż 11 znajduje się na prawym stoku doliny Kanału Noteckiego pod Inowrocławiem, a 3 kolejne na północnych, północno-wschodnich i wschodnich przedmieściach tego miasta (Matuszkiewicz i in. 1995). Fakty te uprawniają do przypuszczenia, że wypływy wód słonych lub słonawych w kierunku źródeł Tążyny. Trudno jednak ocenić czy wody te mogły nadawać się do pozyskiwania z nich soli, najprawdopodobniej stężenie chlorków sodu było zbyt małe. Nazwa „Tążyna” może być też związana z ujściowym odcinkiem tej doliny w okolicach Ciechocinka, skąd znane są dwa kolejne stanowiska zbiorowisk solniskowych (Matuszkiewicz i in. 1995).



fot. J. Twardy, 2011

Fot. 1. Widok z Przybranówka na południe. Monotonne wysoczyzny morenowe,
rozcięte przez dolinę górnej Tążyny

View from Przybranówek to the south. Monotonous morainic plateau, cut by the valley of the Tążyna River



fot. J. Twardy, 2011

Fot. 2. Zbudowany z piasków poziom sandrowy w dolinie Tążyny na południe od Wilkostowa

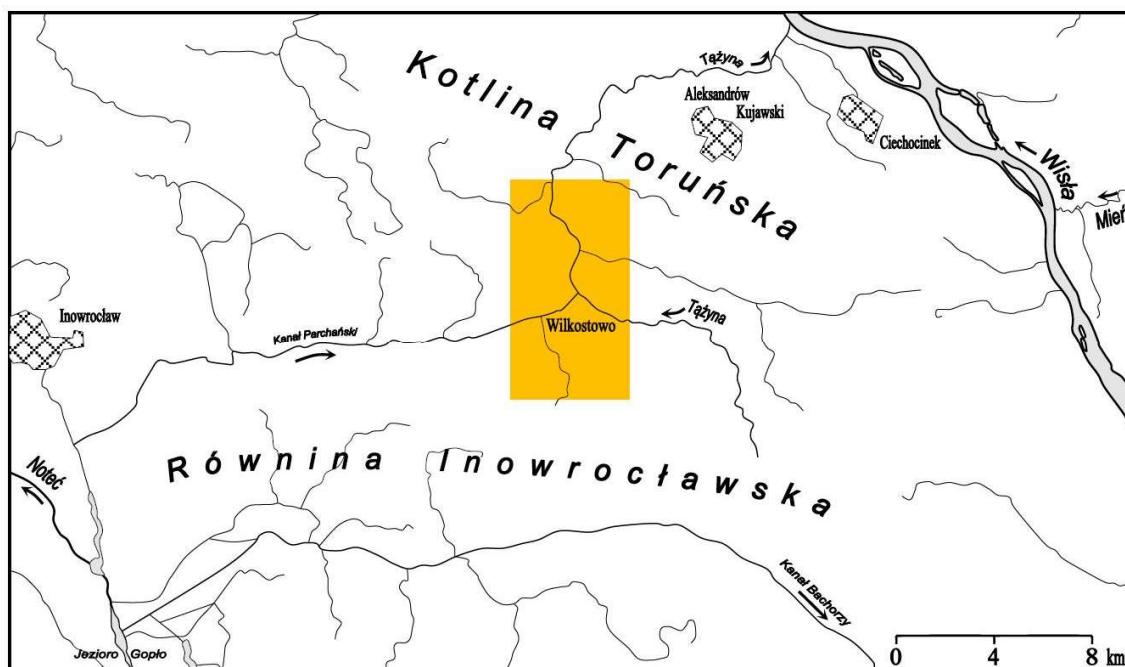
The Tążyna River valley, south of Wilkostowo. Sandur level built of sand



fol. J. Twardy, 2011

Fot. 3. Lisianki. Struktura pokrywy eolicznej. Strzałki wskazują granicę osadów późnovistuliańskich i neoholocenijskich

Lisianki. Structure of the aeolian plain. Arrows indicate the boundaries of Late Vistulian and Neoholocene sediments



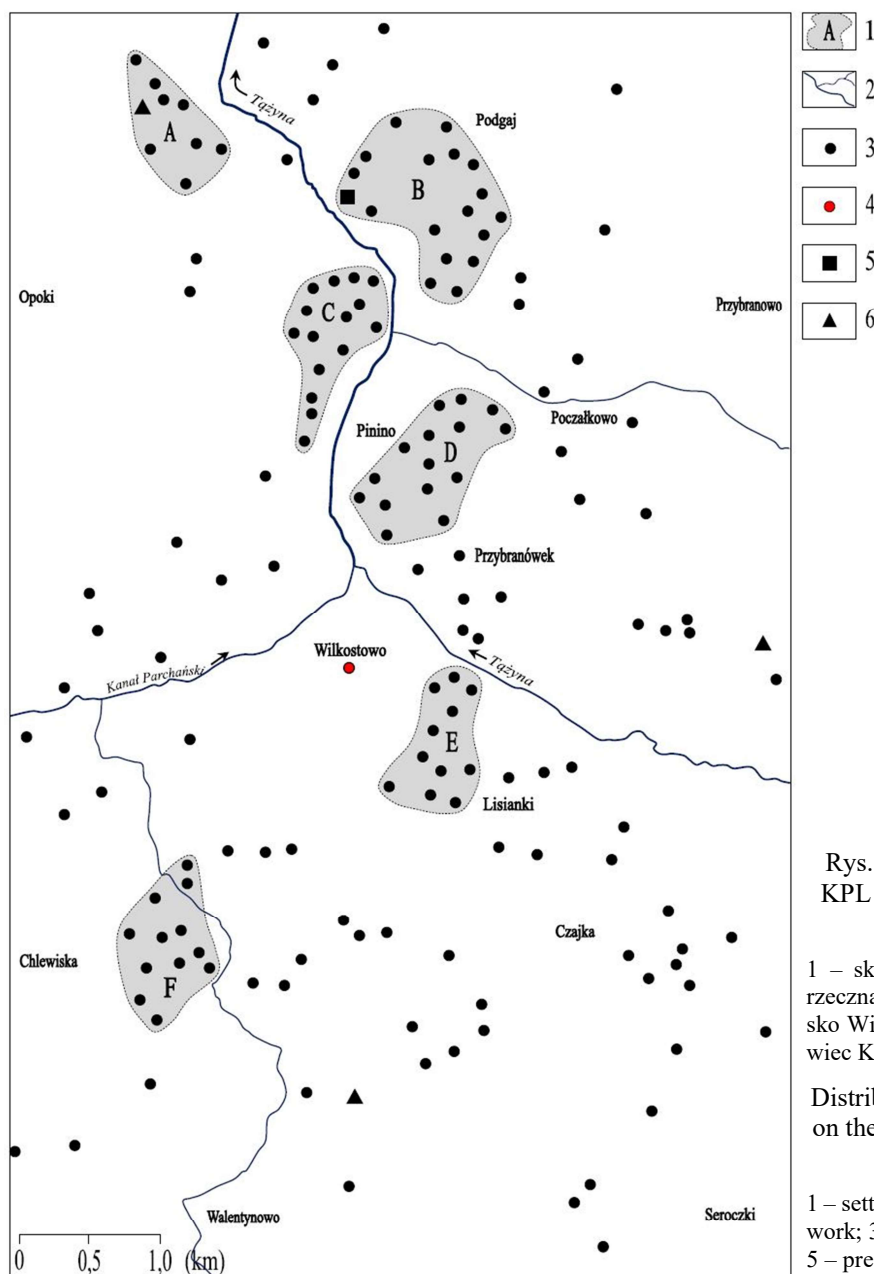
Rys. 2. Położenie terenu badań na tle sieci rzecznej Równiny Inowrocławskiej i obszarów sąsiednich
prostokątem oznaczono teren badań

Location of the study area on the background of the river network of the Inowrocław Plain and neighboring areas
study area is marked with a rectangle

Charakterystyka materiałów archeologicznych i metody ich wykorzystania

Punktem wyjścia do kameralnych badań nad wpływem środowiska przyrodniczego na rozmieszczenie osadnictwa KPL w dorzeczu środkowej Tażyny była mapa Czerniaka (1994), ilustrująca przestrzenny rozkład stanowisk środkowoneolitycznych na obszarze centralnej części Równiny Inowrocławskiej i północnego skrawka Pojezierza Kujawskiego. Z oryginalnej mapy obszaru „C” wspomnianego powyżej autora zaczerpnięto fragment obrazujący badany teren z cen-

tralnie położonym stanowiskiem Wilkostowo (rys. 3, sygnatura 4). Zgodnie z sugestiami S. Rzepeckiego (inf. ustna, także Domańska i in. 2013) dokonano zagregowania dwóch wydzieleni stanowisk KPL – stanowiska KPL I-IIIa połączono z „pozostałymi stanowiskami KPL” (Czerniak 1994), otrzymując w ten sposób bardziej ogólną klasę stanowisk KPL (rys. 3, sygnatura 3). Poza tym szczegółem mapy rozmieszczenia osadnictwa na tle różnych komponentów środowiska przyrodniczego (sieci rzecznej, rzeźby terenu oraz gleb) odzwierciedlają wiernie, głównie na podstawie badań powierzchniowych, układ stanowisk środkowoneolitycznych, stwierdzony przez wspomnianego autora.



Rys. 3. Rozmieszczenie stanowisk KPL i KPCW na tle głównych rzek terenu badań

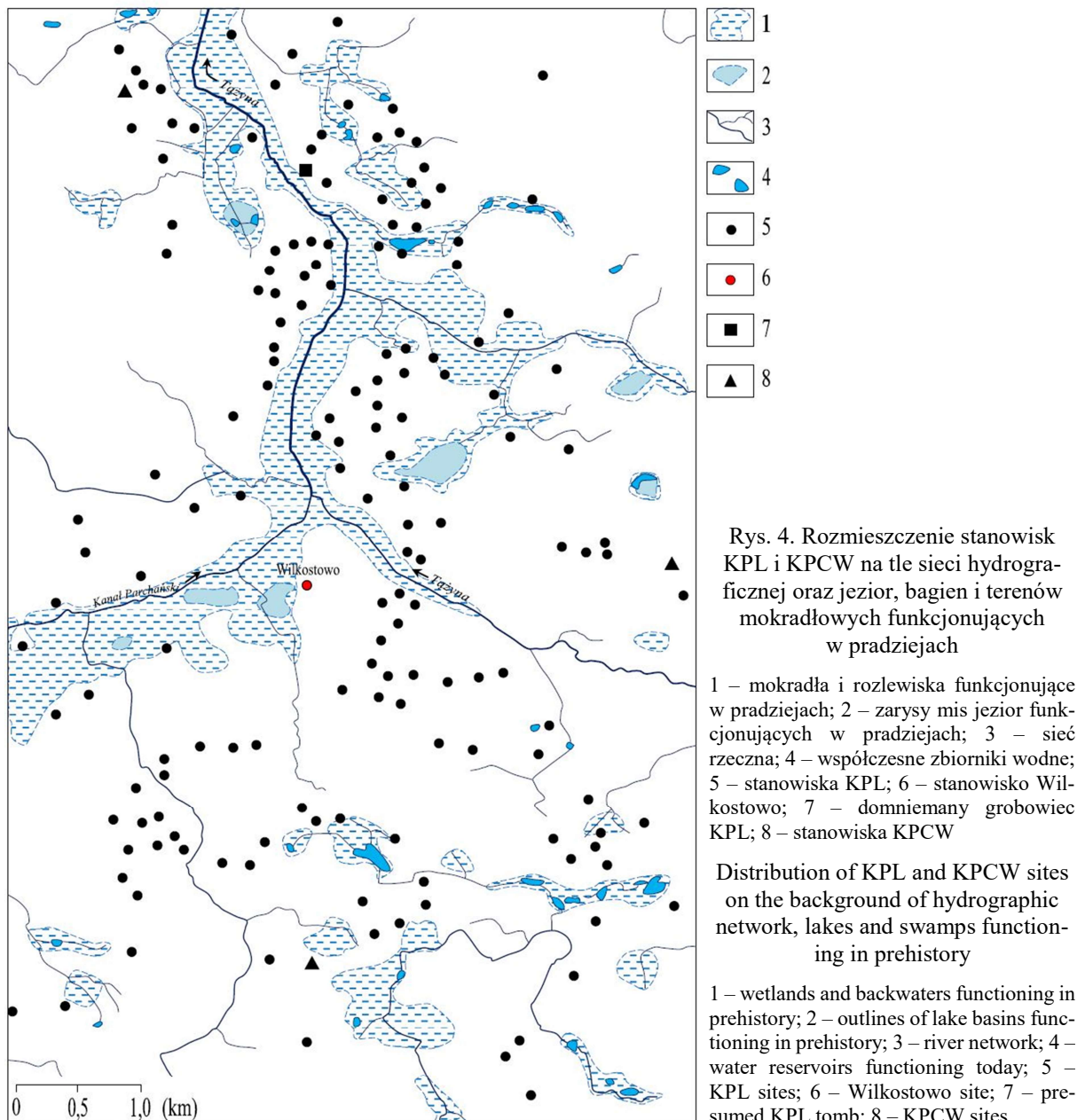
1 – skupiska osadnicze (A-F); 2 – sieć rzeczna; 3 – stanowiska KPL; 4 – stanowisko Wilkostowo; 5 – domniemany grobowiec KPL; 6 – stanowiska KPCW

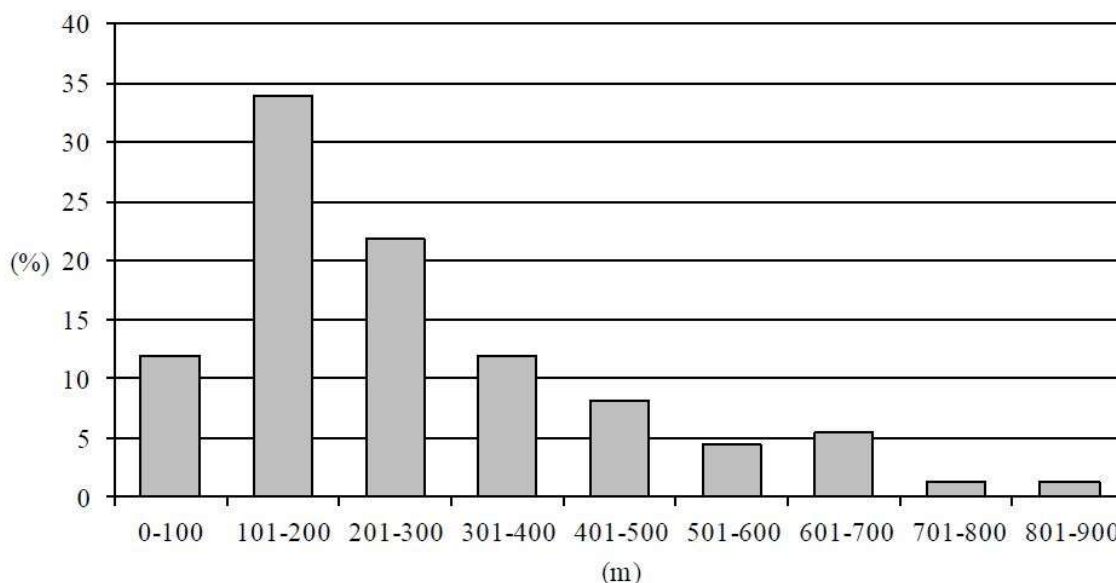
Distribution of KPL and KPCW sites on the background of the main rivers of the study area

1 – settlement clusters (A-F); 2 – river network; 3 – KPL sites; 4 – Wilkostowo site; 5 – presumed KPL tomb; 6 – KPCW sites

Mapa obszaru „C” (Czerniak 1994) zawiera uogólniony zarys sieci hydrograficznej, który to obraz uznano za niewystarczający. Na rysunku 4, jak i na pozostałych mapach, wprowadzono odrys mniej zgeneralizowany, zaczerpnięty ze współczesnych edycji map topograficznych. Starano się pominąć sztuczne elementy sieci rzecznej, które nie występowały w pradziejach. Niemniej trzeba podkreślić, że bez szeroko zakrojonych, bardzo szczegółowych badań terenowych i analiz osadów, nie jest możliwe stwierdzenie, w jakim stopniu uzyskany obraz kartograficzny odpowiada rzeczywistemu układowi sieci rzecznej sprzed kilku tysięcy lat. Autorzy przyjmują, że jest on w generalnych zarysach bliski znanemu przedsta-

wiciom KPL, aczkolwiek przebieg koryt rzecznych mógł zmienić się; podobnym zmianom mogło podlegać funkcjonowanie najdrobniejszych cieków. Obserwacje terenowe, własne badania geologiczne i geomorfologiczne autorów, informacje ustne od mieszkańców okolicznych terenów oraz analizy historycznych map topograficznych upoważniały do naniesienia na rys. 4 także elementów paleohydrografii (sygnatury 1 i 2). Na tak przygotowanym podkładzie przeprowadzono pomiar odległości stanowisk KPL od cieków, wzorując się na pracy Kittela (2005). Opracowane od strony statystycznej wyniki tych pomiarów obrazuje rysunek 5.





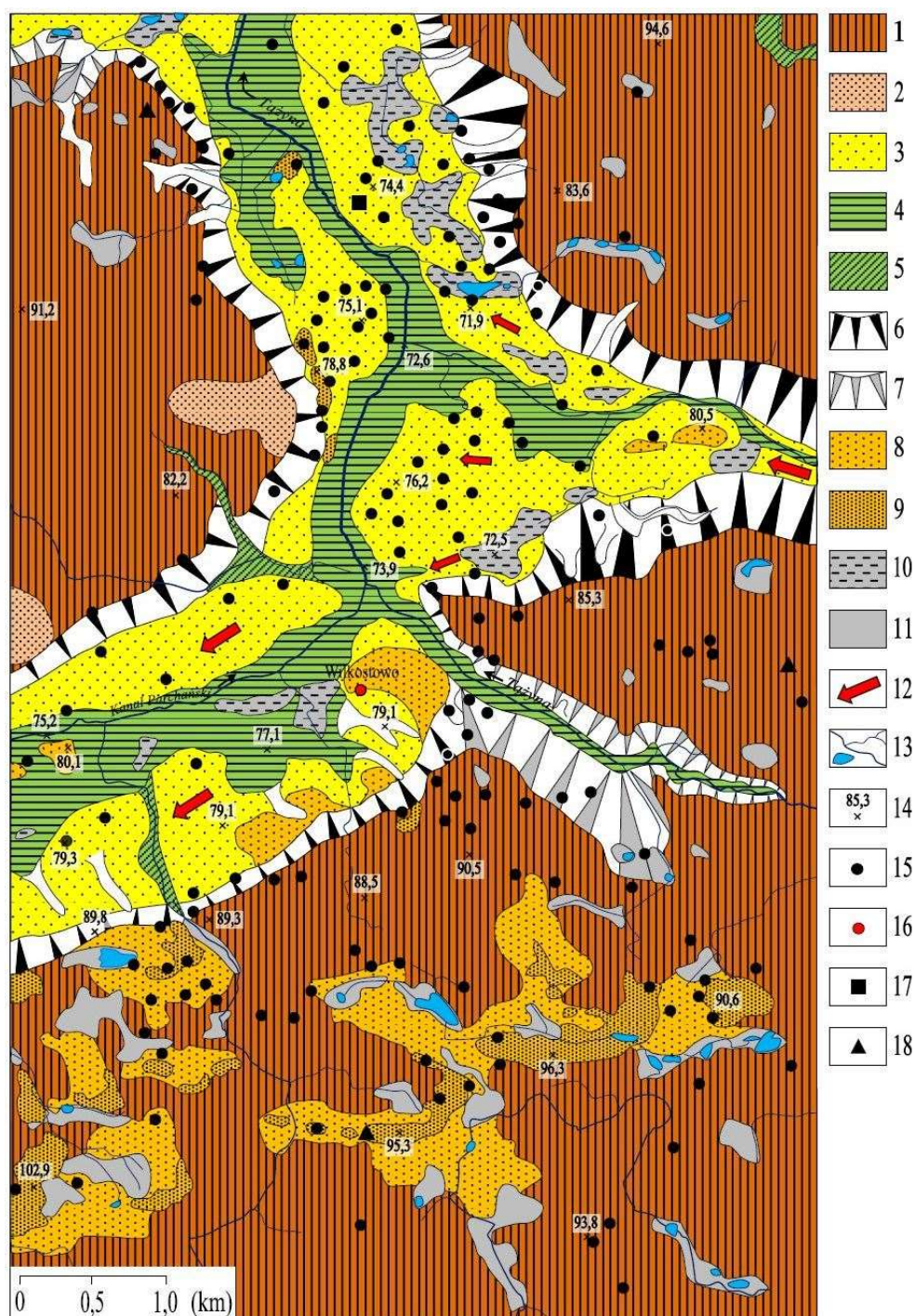
Rys. 5. Zestawienie struktury odległości stanowisk KPL od sieci rzecznej

Distances of KPL sites from the river network

Korzystając z tego samego obrazu kartograficznego rozmieszczenia osadnictwa środkowoneolitycznego, zbadano jego odniesienie do rzeźby terenu (rys. 6). Szkic geomorfologiczny opracowano na podstawie map geologicznych (Niewiarowski i in. 1976), wyników niepublikowanych jeszcze badań geologiczno-geomorfologicznych, udostępnionych autorom w Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego (Sobczak, Sydow w druku), własnych badań terenowych oraz kameralnych analiz map topograficznych i zdjęć lotniczych. Wyróżniono 11 głównych kategorii form rzeźby (rys. 6, sygnatury 1-11), natomiast opracowując od strony statystycznej zagadnienie związków pomiędzy rzeźbą terenu a osadnictwem KPL, zdecydowano się na pewne uogólnienie wyróżnionych kategorii, sprowadzając ich liczbę do 6 wyróżnień (rys. 7, sygnatury A-F). Ustalono strukturę form rzeźby (rys. 7A), a także określono procentowy udział stanowisk KPL na poszczególnych formach (rys. 7B). W celu ilościowego ujęcia kwestii preferencji społeczności KPL wobec rzeźby terenu obliczono współczynniki, nazywane tutaj współczynnikami preferencji P (rys. 7C). Są one ilorazami procentowego udziału osadnictwa na danej formie rzeźby terenu (wartości z części B rysunku 7) i odsetka przypadającego na daną formę rzeźby w całości struktury (wartości z części A rysunku 7). Współczynniki P są liczbami niemianowanymi, przyjmującymi zawsze wartości dodatnie. Istotna jest tu

wartość 1 – wówczas procentowy udział osadnictwa na danej formie rzeźby odpowiada dokładnie udziałowi tej formy w ogólnej strukturze. Wartości współczynnika P, wyższe od jedności, wskazują na preferowanie danej formy rzeźby przez społeczność KPL, albowiem wówczas koncentracja stanowisk na danej formie rzeźby jest wyższa od spodziewanej. Gdy współczynnik P osiąga wartości z przedziału 0–1, zaznacza się tendencja przeciwna – osadnictwo stroniło od zajmowania danych form rzeźby, pomimo ich powszechnego występowania w terenie.

W podobny sposób postępowano przy badaniu zależności pomiędzy rozmieszczeniem osadnictwa środkowoneolitycznego a pokrywą glebową (rys. 8). Obraz gleb zaczerpnięto z mapy obszaru „C” Czerniaka (1994). Autor ten korzystał z wyników wielkoskalowego kartowania gleb, ujętych w idei mapy glebowo-rolniczej, powstałej jeszcze w latach 50. XX wieku. Należy podkreślić, że obecny stan wiedzy o procesach pedogenezy (np. Bednarek, Prusinkiewicz 1997; Prusinkiewicz, Bednarek 1999; Zawadzki 2002; inni) różni się w niektórych aspektach dość znacznie od starszych poglądów. Wraz z postępem wiedzy z zakresu pedologii nastąpiły też zmiany w klasyfikacji gleb Polski (Systematyka gleb Polski 1989). Chcąc lepiej dostosować wyróżnienia Czerniaka (1994) w zakresie gleb do stosowanych współcześnie, dokonano następujących zmian:

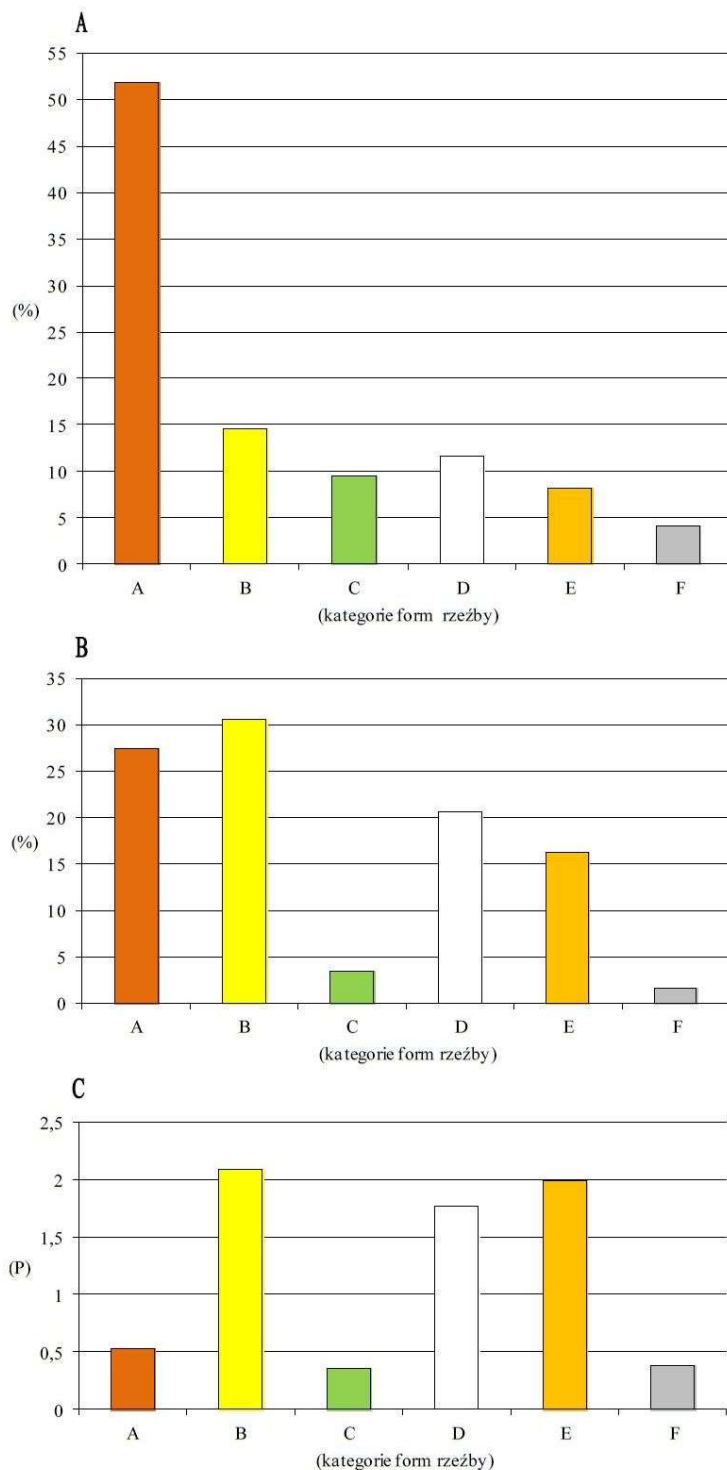


Rys. 6. Rozmieszczenie stanowisk KPL i KPCW na tle szkicu geomorfologicznego

1 – wysoczyzny morenowe płaskie lub faliste; 2 – równiny wodnolodowcowe; 3 – dolinny poziom wodnolodowcowy (sandrowy); 4 – dna dolin rzecznych; 5 – dna dolin pobocznych; 6 – stoki dolin wód roztopowych; 7 – stoki dolin rzecznych; 8 – równiny piasków eolicznych; 9 – wydmy; 10 – misy jezior funkcjonujących w pradziejach, obecnie wilgotne; 11 – zagłębienia bezodpływowe, obecnie przeważnie suche; 12 – kierunki odpływu w dolinach wód roztopowych; 13 – wody powierzchniowe; 14 – koty wysokościowe (w m n.p.m.); 15 – stanowiska KPL; 16 – stanowisko Wilkostowo; 17 – domniemany grobowiec KPL; 18 – stanowiska KPCW

Distribution of KPL and KPCW sites against geomorphological landforms

1 – morainic plateau (flat or undulating); 2 – glaciofluvial plains; 3 – glaciofluvial (sandur) valley level; 4 – river valley floors; 5 – other valley floors; 6 – slopes of meltwater valleys; 7 – slopes of river valleys; 8 – aeolian plains; 9 – dunes; 10 – basins of lakes functioning in prehistory, now as wetlands; 11 – basins without outflow; now dry in general; 12 – outflow directions in meltwater valleys; 13 – surface waters; 14 – height-point; 15 – KPL sites; 16 – Wilkostowo site; 17 – presumed KPL tomb; 18 – KPCW sites



Rys. 7. Udział procentowy form terenu na badanym obszarze (część A), struktura występowania stanowisk KPL na tle form rzeźby (część B) oraz współczynniki preferencji P (część C)

A – wysoczyzny morenowe i równiny wodnolodowcowe (1 i 2 z rys. 6); B – dolinny poziom wodnolodowcowy (3 z rys. 6); C – dna dolinne (4 i 5 z rys. 6); D – stoki (6 i 7 z rys. 6); E – pola eoliczne i wydmy (8 i 9 z rys. 6); F – zagłębienia bezodpływowe suche i wilgotne (10 i 11 z rys. 6)

Structure of geomorphological landforms (part A), occurrence of KPL sites against the background of landforms (part B) and preference coefficients P (part C)

A – morainic plateau and glaciofluvial plains (1 and 2 in Fig. 6); B – glaciofluvial (sandur) valley level (3 in Fig. 6); C – river valley floors (4 and 5 in Fig. 6); D – slopes (6 and 7 in Fig. 6); E – aeolian landforms (8 and 9 in Fig. 6); F – basins without outflow (10 and 11 in Fig. 6)

1) kategorię „gleby bielcowe na glinie” zastąpiono wydzieleniem gleby płowe (rys. 8, sygnatura 2). Według obecnego stanu wiedzy trudno sobie wyobrazić, aby proces bielcowania mógł zachodzić na tak ciężkich i bogatych utworach, jakimi są gliny zwałowe. Nieporozumienie to jest konsekwencją stosowanego w przeszłości, mylnego i mylącego wyróżnienia „gleby pseudobielcowe”, w obrębie którego dochodziło do nieprawidłowego połączenia gleb bielcowych z glebami płowymi;

2) w celu ujednolicenia kryteriów stosowane oryginalnie przez Czerniaka (1994) wydzielenie „piaski”, zastąpiono wydzieleniem gleby bielicoziemne (rys. 8, sygnatura 4). Termin „piaski” ma charakter wydzielenia litologicznego, owe „piaski” są natomiast właściwym podłożem dla rzędu gleb bielicoziemnych (gleb z typów gleb rdzawych, bielcowych i biellic), zgodnym już z aktualnymi propozycjami systematycznymi;

3) oryginalne wydzielenie Czerniaka (1994) „gleby torfowe” zastąpiono określeniem szerszym pojęciowo – nawiązano do działu gleb hydrogenicznych (rys. 8, sygnatura 5), zawierającego rzędy gleb bagiennych i pobagiennych (w tym gleb z typów gleb torfowych i murszowych, lecz także mułowych i murszowatych). Jest prawdopodobne, że ta kategoria obejmuje także gleby z działu gleb napływowych (mady i gleby deluwialne), a być może również niektóre gleby z działu gleb semihydrogenicznych (np. gleby z rzędu gleb zabagnianych).

Przekształcona w omówiony sposób mapa glebowa terenu badań posłużyła do opracowania struktury gleb (rys. 9A), określenia procentowego udziału stanowisk KPL na poszczególnych glebach (rys. 9B) oraz obliczenia współczynników preferencji P (rys. 9C), które to obliczenia przeprowadzono analogicznie do podanych wcześniej.

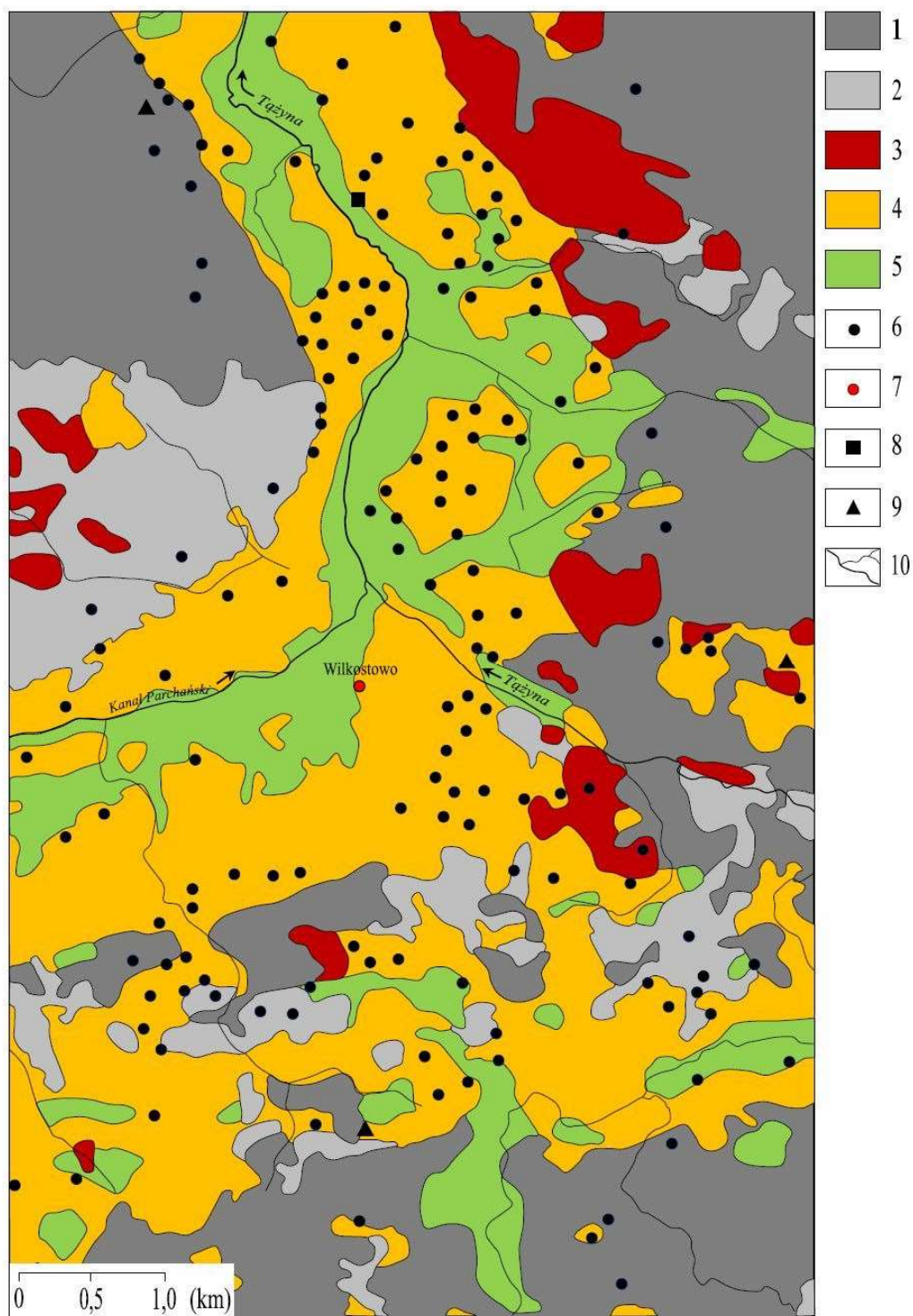
Dostępne autorom wielkoskalowe mapy geologiczne były niekompletne dla całego terenu badań, z kolei tematyczne mapy przeglądowe (Niewiarowski i in. 1976; Wilczyński 1976; Matuszkiewicz i in. 1995) cechujące się zbyt małą skalą, a tym samym zbyt dużym uogólnieniem, nie mogły być zastosowane równoprawnie w analizie. Przeanalizowano ich treść, niemniej odgrywały one rolę jedynie uzupełniającą.

Wpływ wybranych składowych środowiska przyrodniczego na rozmieszczenie osadnictwa KPL

Na zarejestrowany obraz rozmieszczenia osadnictwa danej jednostki kulturowej w terenie

wpływały z jednej strony decyzje ludności tej kultury, podjęte kilka tysięcy lat przed teraźniejszością, a z drugiej możliwości odnalezienia artefaktów, które dałoby się powiązać chronologicznie z określoną kulturą pradziejową. Podczas analiz rozmieszczenia osadnictwa musimy uwzględnić fakt, że niektóre części dorzecza środkowej Tążyny są obecnie zalesione, co stwarza w oczywisty sposób znacznie gorsze warunki dla archeologicznych badań powierzchniowych. Największy, stosunkowo zwarty kompleks leśny na badanym terenie rozciąga się w prawej części doliny Kanału Parchańskiego, pomiędzy miejscowościami Wilkostowo, Lisianki i Chlewiska (rys. 3). Tam liczba znalezisk powiązanych z KPL może być niedoszacowana, a obraz ich rozmieszczenia w jakiejś części zafałszowany.

Na kartograficzny obraz osadnictwa KPL w dorzeczu środkowej Tążyny składa się 160 stanowisk tej jednostki kulturowej (rys. 3, sygnatury 3-5), przeniesionych z mapy Czerniaka (1994). Osadnictwo jest rozmieszczone nierównomiernie, zaznacza się szereg skupień stanowisk (rys. 3, sygnatura 1), które z przyczyn porządkowych oznaczono literami od A do F. Skupiska te liczą od 8 (skupisko A) do 17 (skupisko B) stanowisk i grupują łącznie 48,75% całości stanowisk związanych z KPL, odnotowanych na badanym terenie. Reszta stanowisk ma charakter bardziej rozproszony, ich rozmieszczenie jest nieregularne, niemniej pośród nich można wyodrębnić także jeszcze mniejsze skupiska, grupujące jednak tylko po 3-5 punktów. Skupiska A, B, C i D związane są z doliną Tążyny, przy czym obszar przyległy do samego koryta tej rzeki (strefa dna dolinnego) nie był bezpośrednio zasiedlony. Należy jednak zauważyć, że ze względu na występowanie ciągłej pokrywy roślinnej w dnach dolin rzecznych (łąki i pastwiska) pogarszały się tam warunki do przeprowadzania archeologicznych badań powierzchniowych i odkrywania materiału zabytkowego. Wewnątrz niektórych z wymienionych skupień (np. skupisko B), występują strefy luźniej rozmieszczonych stanowisk lub tych stanowisk tam brak. Te „pustki” pokrywają się z występowaniem wilgotnych zagłębień bezodpływowych, a w przeszłości być może małych jezior, lub co najmniej bagnisk. Nasuwa się tu analogia do układu osadnictwa stwierdzonego na stanowisku Osłonki na Kujawach (Grygiel 2004), gdzie liczne punkty osadnicze otaczały mały zbiornik wodny. Skupisko E zajmuje strefę wododziału pomiędzy górną Tążyną a Kanałem Parchańskim, skąd dostęp do obu stref dolinnych był jednakowo łatwy. Ostanie ze skupisk – F – powiązane jest ze słabo wykształconą doliną bezimiennego ciek, uchodzącego do

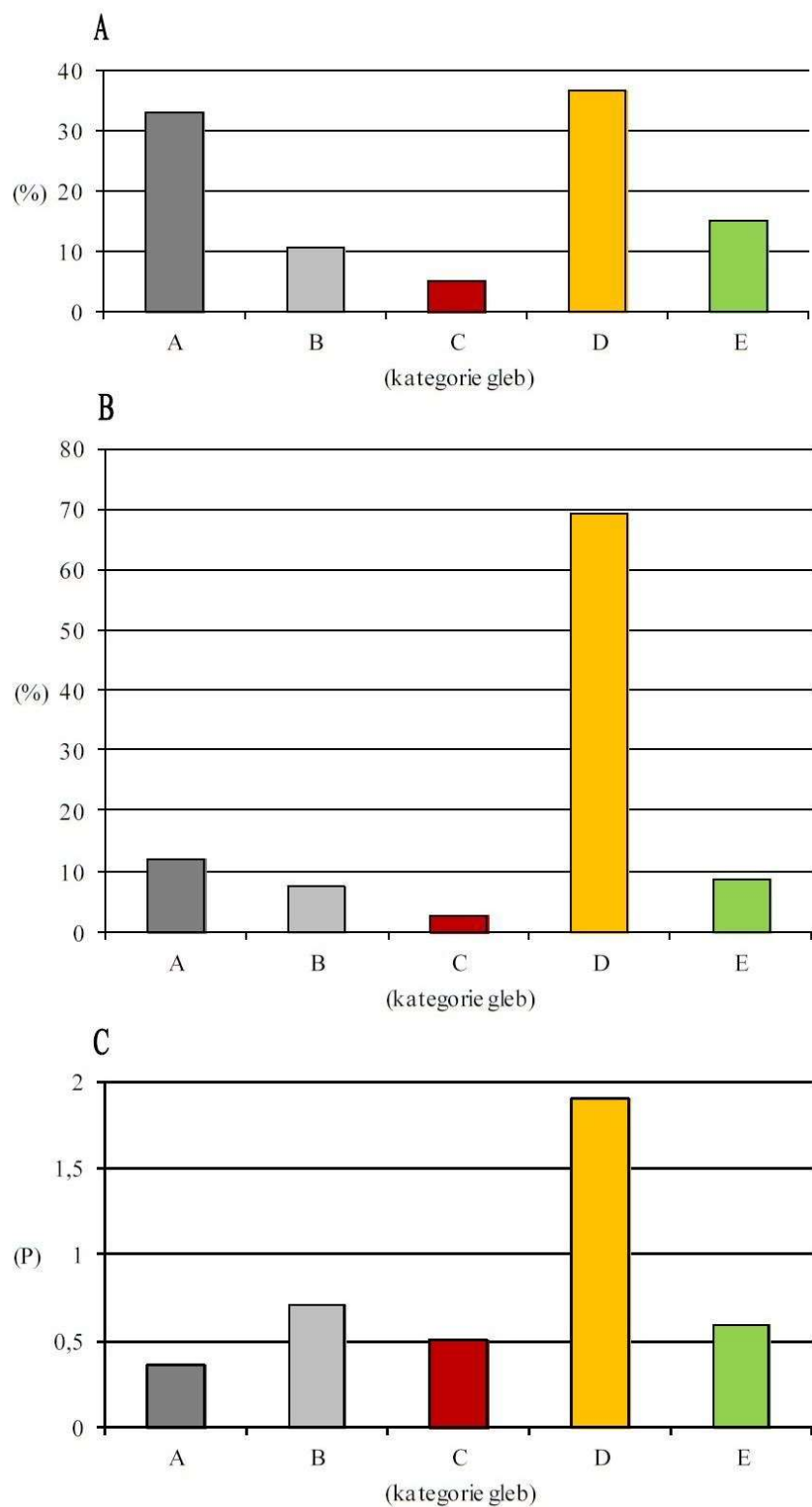


Rys. 8. Rozmieszczenie stanowisk KPL i KPCW na tle gleb

1 – czarne ziemie; 2 – gleby płowe; 3 – gleby brunatne; 4 – gleby bielicoziemne; 5 – gleby hydrogeniczne; 6 – stanowiska KPL; 7 – stanowisko Wilkostowo; 8 – domniemany grobowiec KPL; 9 – stanowiska KPCW; 10 – sieć rzeczna

Distribution of KPL and KPCW sites against the background of soils

1 – black soils; 2 – grey-brown podzolic soils; 3 – brown soils; 4 – podzolic soils; 5 – hydrogenic soils; 6 – KPL sites; 7 – Wilkostowo site; 8 – presumed KPL tomb; 9 – KPCW sites; 10 – river network



Rys. 9. Udział procentowy typów gleb na terenie badań (część A), struktura występowania stanowisk KPL na tle gleb (część B) oraz współczynniki preferencji P (część C)

A – czarne ziemie; B – gleby płowe; C – gleby brunatne; D – gleby bielicoziemne; E – gleby hydrogeniczne

Soil structure of the study area (part A), distribution of the KPL sites against soils (part B) and preference coefficients P (part C)

A – black soils; B – grey-brown podzolic soils; C – brown soils; D – podzolic soils; E – hydrogenic soils

Kanału Parchańskiego. Jeszcze mniejsze, formalnie już nie wyróżnione na mapie (rys. 3) skupiska, nawiązują do kompleksów małych wydmy i pól eolicznych (np. luźne zgrupowanie stanowisk na wschód od przysiółka Czajka). W generalnych zarysach stanowiska KPL koncentrują się w północno-środkowej części terenu badań, tam gdzie sąsiadują ze sobą największe skupienia A, B, C i D. Jeżeli założyć, że osadnictwo KPL napłynęło na badany teren od strony doliny Wisły, największej i najważniejszej arterii wodnej w tej części Niżu Polskiego, wypełniło ono przede wszystkim strefę ujścia doliny Tążyny do Kotliny Toruńskiej. Poczynając od rejonu, gdzie wody Kanału Parchańskiego wpadają do Tążyny, „fala osadnicza” podzieliła się na większą liczbę słabszych już „nurtów”, wniknęła w mniejsze doliny, np. dolinę górnej Tążyny (skupisko E), czy dolinę bezimiennego ciekłu pobocznego (skupisko F). Z tych „przyczółków” następowała być może dalsza, mniej intensywna kolonizacja rozleglejszych wysoczyzn morenowych. Reszta „fali osadniczej” przesunęła się dalej na zachód wzdłuż doliny Kanału Parchańskiego, gdzie powstał kolejny, gęściej zasiedlony mikroregion osadniczy, widoczny na mapie obszaru „C” Czerniaka (1994).

Nawet pobieżna analiza kartograficzna wskazuje na koncentrację osadnictwa w strefach dolinnych, co jest zrozumiałe, biorąc pod uwagę fakt, że osadnictwo pradziejowe nie mogło rozwijać się w oderwaniu od bazy wodnej. Stosunek osadnictwa KPL do sieci hydrograficznej obrazuje rysunek 4, a wyniki pomiarów odległości stanowisk od cieków zawiera rysunek 5. Z pomiarów wynika, że odległość ta wynosiła średnio 268,4 m (minimalnie 18,5 m, a maksymalnie 863 m). Odchylenie standardowe, obliczone dla populacji 160 stanowisk KPL, wyniosło 180,4 m, zatem 2/3 stanowisk występowało w pasie odległym o 88 do 448,8 m od wód płynących, natomiast 1/3 stanowisk w pasie jeszcze węższym – 100–200 m (rys. 5). Gdy uwzględnić wody stojące, które w pradziejach mogły stanowić także rezerwuary wód pitnych i tzw. gospodarczych (rys. 4, sygnatura 2), to podane odległości w szeregu rejonach były zapewne jeszcze mniejsze. Osadnictwo KPL nie lokowało się na bagnistych dnach dolin rzecznych czy zbyt podmokłych dnach zagłębień bezodpływowych. Charakterystyczne jest położenie wielu stanowisk KPL w strefie samego skraju dawnych bagnisk, mokradeł i rozlewisk (por. rys. 4). Wobec niewielkiej szerokości doliny Tążyny i Kanału Parchańskiego, najchętniej lokowano stanowiska w odległości od 100 do 200 m od wód płynących (rys.

5). Przesunięcie średniej odległości (268,4 m) na sąsiednią klasę (200–300 m) wynika z prawostronnej asymetrii otrzymanego rozkładu. Nieliczne, wyjątkowo odległe od sieci wód płynących, stanowiska zgrupowane w klasach 700–800 i 800–900 m, najprawdopodobniej nie stanowiły punktów stałego bytowania ludności. Jak wynika z badań powierzchniowych, tereny odległe o więcej niż 863 m od wód płynących były niezasiedlone. Przykładem mogą być centra rozleglejszych mało urozmaiconych płatów wysoczyznowych, tzn. okolice Opok w NW części terenu badań czy obszar na północ od Przybranowa. Warto dodać, że współczesna sieć osadnicza jest tam również nieco luźniejsza. Trzy stanowiska starsze od KPL jednostki kulturowej (kultury późnej ceramiki wstęgowej – por. rys. 4, sygnatura 8) były wyraźnie bardziej oddalone od sieci rzecznej. Odległości te wynosiły odpowiednio około 307, 415 i 852 m. Być może bazowano wówczas na niewielkich rezerwuarach wód stojących; na taką możliwość zwrócono uwagę podczas analiz przyrodniczych wykonanych dla stanowiska kultury ceramiki wstęgowej rytej (KCWR) w Chlewiskach (Twardy, Forysiak 2009 niepubl.). Niemniej, niewielka ilość stanowisk KPCW na terenie badań nie pozwala na formułowanie wniosków.

Podsumowując, należy stwierdzić, że stosunkowo gęsta sieć niewielkich cieków, niestanowiących znaczącego zagrożenia dla bytowania ludności pradziejowej, utworzyła wystarczająco dobrą podstawę do kolonizacji terenu i jego gospodarczej eksploatacji. Elementy tworzące sieć hydrograficzną w dorzeczu środkowej Tążyny są drobne, lecz przy tym jednocześnie stosunkowo liczne i stabilne, co okazało się wystarczające dla stałego zasiedlenia większości terenu przez społeczność KPL. Atrakcyjność środowiska w aspekcie jego składowej hydrograficznej mogło podnosić kilka małych jezior, uwidoczniionych na rys. 4 (sygnatura 2). Funkcjonujące w pradziejach strefy dolinne były urozmaicone małymi jeziorami o peryglacialnych założeniach, a zapewne także jeziorkami w odciętych paleomeandrach. Ich obecność mogła tworzyć wrażenie większej jeziorności, a sam teren mógł wydawać się bardziej „pojezierny” w swym charakterze niż jest to dzisiaj.

W krajobrazie geomorfologicznym środkowej części dorzecza Tążyny dominują wysoczyzny morenowe (rys. 6, sygnatura 1), zajmujące 51,9% powierzchni terenu badań. Zbudowane są z glin zwałowych fazy poznańskiej zlodowacenia wisły, lokalnie nadbudowanych cienkimi wars-

twami piasków wodnolodowcowych. Wysoczyzny te są położone na rzędnych około 90 m n.p.m. Ich rzeźba jest zazwyczaj monotonna, jedynie miejscami urozmaicona formami wypukłymi (rys. 6, sygnatury 8 i 9), jak i wklęsłymi (rys. 6, sygnatura 11). Małe wydmy nadbudowujące wysoczyzny powodują wzrost rzędnych do 102,9 m n.p.m., co ma na przykład miejsce w części SW terenu badań. Wysoczyzny rozcięte są systemem dolin wód roztopowych (Sobczak, Sydow w druku), wysłanych żwirowymi, piaszczystymi i mułowymi osadami wodnolodowcowymi o charakterze sandrów dolinnych. Zajmują one 14,6% ogółu powierzchni terenu badań. Jeszcze stosunkowo duże znaczenie w rzeźbie terenu mają stoki (rys. 6, sygnatury 6 i 7), natomiast już poniżej 10% udziału przypada na dna dolin rzecznych (rys. 6, sygnatury 4 i 5), pola eoliczne i wydmy oraz zagłębienia bezodpływowe różnej genezy (rys. 6, sygnatury 10 i 11).

W stosunku do krajobrazu geomorfologicznego najchętniej zajmowaną formą były dawne dna dolin wód roztopowych (rys. 7B, kategoria B), następnie wysoczyzny morenowe i równiny wodnolodowcowe o jednocześnie największym rozprzestrzenieniu powierzchniowym (rys. 7B, kategoria A), a w dalszej kolejności stoki (rys. 7B, kategoria D) i formy akumulacyjnej działalności wiatru (rys. 7B, kategoria D). Jest to w ogólnych zarysach zgodne z omówionym rozmieszczeniem skupisk osadniczych, albowiem największe skupiska A, B, C i D znajdują się na dolinym poziomie sandrowym. Skupisko E występuje w znacznej części na stoku, natomiast skupisko F na polach eolicznych i wydmach. Z rysunku 7 C można odczytać, że społeczność KPL w szczególnie sposób preferowała do zasiedlenia piaszczysty poziom sandrowy, włożony w największe na tym terenie doliny. Należy pamiętać, że znaczna część tego poziomu jest obecnie zalesiona, co na pewno wpływa na niedoszacowanie liczby stanowisk KPL na jego powierzchni. Nieco mniej chętnie zasiedlano pola eoliczne i wydmy, a w dalszej kolejności stoki. Spośród wydym i pokryw eolicznych do zasiedlenia wybierano te, w których pobliżu były małe, wysoczyznowe zbiorniki wodne (por. rys. 6, okolice na wschód od przysiółka Czajka). Nie były natomiast preferowane zajmujące największe powierzchnie wysoczyzny morenowe i równiny wodnolodowcowe, zbudowane z cięższych utworów (gliny zwałowe) lub osadów silniej szkieletowych (piaski i żwiry fluwioglacjalne). Jeszcze bardziej niechętnie zasiedlano dna dolinne i zagłębienia bezodpływowe, położone najniżej, a przez to zbyt wilgotne, jak na obszary stałego zamieszkania.

„Preferencje geomorfologiczne” ludności KPL trudno rozpatrywać w oderwaniu od „preferencji litologicznych”. Łatwo zauważyć, że preferowano obszary zbudowane z preselekcjonowanych piasków różnej genezy – wodnolodowcowych, rzecznych, eolicznych czy stokowych. Przykładem, który dobrze obrazuje charakter takich utworów, są osady poziomu sandrowego, nieco nadbudowanego piaskami eolicznymi, analizowane pod względem litologicznym na stanowisku Wilkostowo (Forysiak, Twardy 2014, 2015). Ich najbardziej charakterystyczną cechą jest brak gruboziarnistych domieszek (gruboziarnistych żwirów oraz głazów) i dobre wysortowanie (selekcja). Unikano natomiast piasków i mułów zbyt wilgotnych oraz osadów trudnych do uprawy w ramach tzw. agrotechniki lekkiej, tzn. glin zwałowych, jak i kamienistych piasków wodnolodowcowych. „Preferencję geomorfologiczną”, a zarazem „litologiczną”, ilustruje sytuacja skupiska osadniczego D (Pinino-Początkowo-Przybranówek). Ulokowane było w całości na piaskach, odpowiednio blisko do wód płynących i w pobliżu dawnego jeziora (Rzepecki i in. 2014, 2015). Ta piaszczysta kępa, prawdopodobnie nie zalewana nigdy przez wody Tążyny, otoczona jest terenami wilgotniejszych den dolinnych. Splot własności środowiska przyrodniczego zapewniał tu suche siedlisko pod zamieszkanie, grunt zdalny do uprawy za pomocą agrotechniki lekkiej i narzędzi rolniczych o słabszych konstrukcjach, dogodne zaopatrzenie w wodę, a także bliskość siedlisk hydrogenicznych na dnach dolin, przydatnych do rozwijania hodowli czy prowadzenia rolnictwa tzw. ogrodowego. Bardzo podobne walory zapewniało też stanowisko Wilkostowo (rys. 6, sygnatura 16), położone na piaszczystym poziomie sandrowym, w widłach Kanału Parchańskiego i Tążyny, z pobliskim dawnym zbiornikiem wodnym (Rzepecki i in. 2014, 2015). Powyższe stwierdzenia i ilustrujące je przykłady pokrywają się z wnioskami Czerniaka (1994), sformułowanymi w odniesieniu do litogenicznych składowych środowiska przyrodniczego.

Stanowiska KPCW ulokowane były na wysoczyznach morenowych, w otoczeniu cięższych utworów geologicznych, w generalnie większym oddaleniu od dolin rzecznych.

W strukturze gleb (rys. 8, 9A) zbliżony udział mają gleby typu czarnych ziem (33%) i rzędu gleb bielicoziemnych (36,6%). Łączny udział gleb brunatnoziemnych (brunatnych i płowych) jest już ponad dwukrotnie niższy (15,4%) i podobny do gleb hydrogenicznych (15%). Około 70% osadnictwa KPL ulokowało się na glebach bielicoziemnych,

tzn. bielcowych, bielicach i glebach rdzawych (rys. 9B). Wynika stąd wyraźna preferencja w odniesieniu do gleb wytworzonych z luźniejszych piasków różnej genezy (rys. 9C), co było zapewne konsekwencją dostosowania używanego wówczas systemu uprawy ziemi, a także narzędzi rolniczych, do zastanych w terenie warunków glebowych. Zarysy niektórych skupisk osadniczych bardzo dobrze naśladują zasięgi występowania gleb bielicoziemnych, ukazane na rys. 8. Do tych gleb bardzo dobrze przystają skupiska B, C, D i E. Wewnętrzna, wspomniana już wcześniej, „pusta” część skupiska B koresponduje z zasięgiem gleb hydrogenicznych. Poszczególne stanowiska w skupiskach A i F leżą w przewadze też na glebach bielicoziemnych. Najmniej atrakcyjnymi okazały się czarne ziemie, uchodzące obecnie za gleby o wysokiej przydatności rolniczej. Nie jest niestety jasne, czy w okresie funkcjonowania KPL czarne ziemie były już wykształcone w postaci zbliżonej do znanej choćby z młodszej części neoholocenu (Bednarek, Prusinkiewicz 1997). Nieznany jest wkład przekształceń środowiska przez człowieka (znaczniejsze rozluźnienia roślinności, prądziejowe karczunki lasów, wypalanie lasów) w genezę i ewolucję tych gleb. Rodzi się pytanie, czy czarne ziemie przynajmniej częściowo nie zawdzięczają swego powstania właśnie człowiekowi, albowiem dla ich genezy istotny jest rozkład dużych ilości roślinności zielnej (np. traw), która prawdopodobnie nie mogła obficie występować w nieprzerzedzonych i nieprześwietlonych sztucznie lasach. Biorąc pod uwagę zarysowane tu problemy, czarne ziemie można potraktować raczej jako skutek intensywnej działalności człowieka w pradziejach, a nie przyczynę koncentracji społeczności pradziejowych.

Łatwo zauważyć, że gleby wykształcone na cięższych osadach (gleby brunatne, płowe i czarne ziemie), bogatych wprawdzie w substancje odżywcze dla roślin, lecz jednocześnie trudnych do uprawy z uwagi na znaczną zwięzłość podłoża, uzyskały niską preferencję (rys. 9C). Podobnie jest z glebami hydrogenicznymi, charakterystycznymi dla niskich położonych w rzeźbie terenu. Nie oznacza to jednak automatycznie, że tereny pokryte glebami brunatnoziemnymi, czarnymi ziemiemi i glebami hydrogenicznymi znajdowały się zupełnie poza obszarami eksploatacji gospodarczej osad KPL. Prowadzono tam zapewne inne formy gospodarki niż uprawa roślin, np. hodowlę, pozyskiwanie tzw. dóbr lasu, zbieractwo, myślistwo itp. Zasiedlano jednak w głównej mierze tereny z rozwiniętymi glebami bielicoziemnymi lub poblizka takich katen glebowych. Inną kwestią jest możliwość odkrycia artefaktów wskazujących na przy-

toczone wcześniej przejawy działalności gospodarczej, które spotykamy znacznie rzadziej niż w przypadku siedlisk ludzkich, znacznie bogatszych w materiały zabytkowe.

Związek rozmieszczenia stanowisk KPL z glebami jest dobrze czytelny i w generalnych zarysach przystający do omówionych związków osadnictwa KPL z geomorfologią i litologią terenu.

Podsumowując treść niniejszego rozdziału, należy stwierdzić, że ekumeny KPL na terenie badań utworzyły się przede wszystkim w dolinach rzecznych. Blisko połowa stanowisk (45,7%) położona jest w pasie odległym od wód płynących o mniej niż 200 m. Ekumeny cechowały się piaszczystym podłożem, zbudowanym z utworów sandrowych i rzecznych. Były one pierwotnie pokryte kontynentalnymi borami mieszanymi i grądami środkowoeuropejskimi odmiany kujawskiej, serii żyznej i ubogiej (Matuszkiewicz i in. 1995). Dla ekumen charakterystyczne były gleby bielicoziemne, należące do łatwych w uprawie.

Anekumenami KPL były tereny monotonicznych wysoczyzn morenowych, nie urozmaicone innymi formami rzeźby terenu. Odległości od sieci rzecznej kształtowały się dla nich zasadniczo powyżej 700 m. Anekumeny charakteryzowały się ciężkim, gliniastym podłożem; formacją leśną dla nich właściwą były grądy środkowoeuropejskie, a glebami – gleby brunatnoziemne (płowe i brunatne). Do anekumen należały także wąskie i mniejsze przestrzennie strefy silnie wilgotnych den dolinnych i centra rozleglejszych zagłębień bezodpływowych, gdzie trwałe osadnictwo było utrudnione lub niemożliwe z uwagi na zbyt silne uwilgotnienie gruntu. Taka sytuacja występuje w terenie badań także obecnie.

Obszarami chętnie penetrowanymi (subekumenami), z silniej rozproszonym osadnictwem stałym lub jedynie okresowym, były geokompleksy pól eolicznych i wydym, rozrzucone na wysoczyznach morenowych i równinach wodnolodowcowych. Pozostałe własności środowiska na obszarach subekumen były podobne jak w ekumenach. Różnił je trudniejszy dostęp do wód płynących i zapewne częstsze bazowanie na małych rezerwuarach wód jeziornych jako jego konsekwencja.

Podsumowanie

Splot własności środowiska przyrodniczego terenu badań utworzył – jak można sądzić – wystarczające podstawy dla długotrwałego funkcjonowania społeczności KPL. Przedstawiciele tej

jednostki kulturowej w umiejętny sposób rozpoznali układ małych strug, rzek i zbiorników wodnych, identyfikując źródła zaopatrzenia w wodę. Utworzyło to zasadniczy „szkielet” dla pradziejowej sieci osadniczej. Jak można przypuszczać, głównie na podstawie wskaźników roślinnych, a także obserwując cechy odsłoniętego gruntu, wyszukano w terenie obszary piaszczyste, które stały się podstawowymi siedliskami ludności i obszarami gospodarczej eksploatacji środowiska. Autorzy wyrażają przekonanie, że układ pradziejowej sieci osadniczej na terenie badań można w wystarczający sposób wyjaśnić za pomocą rozmieszczenia hydro- i litogenicznych komponentów środowiska.

Z materiałów zebranych w niniejszej pracy nie wynika, aby podstawą dla lokalnego osadnictwa mogło być solowarstwo, bazujące na ujmowaniu wód słonych **bezpośrednio** w terenie badań. Nie można jednak zapominać, że pobliskie wypływy wód słonych pod Ciechocinkiem i Inowrocławiem znajdowały się w zasięgu całodziennego lub nawet krótszego marszu. Warzenie soli mogło mieć zatem pewne znaczenie dla lokalnych społeczności pradziejowych, lecz bardziej bezpośrednich dowodów na poparcie tej tezy musi dostarczyć archeologia.

Literatura

- Bednarek R., Prusinkiewicz Z. 1997. Geografia gleb. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Czerniak L. 1994. Wczesny i środkowy okres neolitu na Kujawach 5400–3650 p.n.e. PAN, IAiE.
- Dadlez R., Marek S. 1969. Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny* 13,3: 543-565.
- Domańska L., Forysiak J., Twardy J., Rzepecki S. 2013. The TRB culture settlement in the middle Tążyna Valley: a case study. W: S. Kadrow, P. Włodarczyk (red.) *Environment and subsistence – forty years after Janusz Kruk's „Settlement studies...”* (= Studien zur Archäologie in Ostmitteleuropa/Studia nad Pradziejami Europy Środkowej 11). Rzeszów, Bonn: Mitel & Verlag Dr. Rudolf Habelt GmbH: 1-12.
- Forysiak J., Twardy J. 2014. Powierzchniowa budowa geologiczna oraz rozwój rzeźby otoczenia stanowiska. W: S. Rzepecki (red.) *Wilkostowo 23/24. Neolityczny kompleks osadniczy*. Tom I. IA UŁ, Fundacja UŁ, Łódź: 21-34.
- Forysiak J., Twardy J. 2015. Surface geology and geomorphology of the site area and its surroundings. W: S. Rzepecki (red.) *Wilkostowo 23/24. A Neolithic settlement in Kuyavia, Poland, ca. 3500 BC*. Studien zu Archäologie in Ostmitteleuropa vol. 15. Instytut Archeologii i Etnologii PAN, Kraków: 23-34.
- Gilewska S. 1986. Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Przegląd Geograficzny* 58,1-2: 15-40.
- Gilewska S. 1999. Rzeźba. Główne jednostki geomorfologiczne. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 243-288.
- Grygiel R. 2004. Neolit i początki epoki brązu w rejonie Brześcia Kujawskiego i Osłonek, t. I – Wczesny neolit, kultura ceramiki wstęgowej rytej. Fundacja Badań Archeologicznych im. prof. K. Jażdżewskiego, MAiE w Łodzi, Łódź.
- Jankowski M. 2002. Buried soils in the dunes of the Toruń Basin. W: B. Manikowska, K. Konecka-Betley, R. Bednarek (red.) *Paleopedology problems in Poland*. ŁTN, Łódź: 233-252.
- Kittel P. 2005. Uwarunkowania środowiskowej lokalizacji osadnictwa pradziejowego na Pojezierzu Kaszubskim i w północnej części Borów Tucholskich. Monografie Instytutu Archeologii UŁ, 4, Łódź.
- Kondracki J. 1978. Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- Kozarski S. 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacji geosystemu (~20 ka – 10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna* 1:7-82.
- Kozarski S., Nowaczyk B. 1999. Paleogeografia Polski w wistulianie. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 79-103.
- Lindner L. (red.) 1992. Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa.
- Matuszkiewicz W., Faliński J.B., Kostrowicki A.S., Matuszkiewicz J.M., Olaczek R., Wojterski T. 1995. Potencjalna roślinność naturalna Polski. Mapa przeglądowa w skali 1:300 000, ark. 5, Pojezierze Wielkopolskie i Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Molewski P. 1999. Rynna Gopła, problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia wistuliańskiego. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, sec. C, X, 6.
- Molewski P. 2014. Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiau głównego zlodowacenia wisły. *Landform Analysis* 25: 105-114.
- Niewiarowski W. 1983. Postglacjalne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych. *Przegląd Geograficzny* 55,1: 13-29.
- Niewiarowski W., Wilczyński A. 1979. Objasnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Toruń. Wyd. Geol., Warszawa.
- Niewiarowski W., Pasierbski A., Tomczak A. 1976. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000,

- arkusz Toruń, A – mapa utworów powierzchniowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- Nowaczyk B. 1986. Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie. Wyd. UAM, ser. Geografia 28.
- Nowaczyk B. 2002. Litologiczny i morfologiczny zapis działalności wiatru w Polsce w ostatnich 30 tysiącach lat. *Czasopismo Geograficzne* 73,4: 275-311.
- Nowakowski Cz., Węgrzyn A. 2002. Objasnienia do mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Przysiek (0401). PIG, Warszawa.
- Okupny D., Rzepecki S., Borówka R.K., Forysiak J., Twardy J., Fortuniak A., Tomkowiak J. 2016. Factors influencing temporal changes in chemical composition of biogenic deposits in the middle Tążyna River Valley (Kuyavia Lakeland, central Poland). *Geologos* 22,2: 121-136.
- Prusinkiewicz Z., Bednarek R. 1999. Gleby. W: L. Starkeł (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 373-396.
- Rzepecki S. 2015. Refleksje nad perspektywami zachowania stanowisk neolitycznych w dorzeczu Tążyny. *Acta Universitatis Lodzensis, Folia Archaeologica* 30: 7-19.
- Rzepecki S., Forysiak J., Twardy J., Obremska M., Okupny D. 2014. Osadnictwo kultury pucharów lejkowatych a środowisko w środkowej dolinie Tążyny. Próba oceny stopnia antropopresji. VIII Sympozjum SAS „Naturalne i archeologiczno-historyczne uwarunkowania osadnictwa średniowiecznego”, 22-25. 09.2013. Łódź-Łęczyca: 102-103.
- Rzepecki S., Obremska M., Twardy J., Forysiak J., Okupny D. 2015. Stanowisko Przybranówek. Zapis neolitycznej antropopresji w świetle badań środowiskowych, materiałów archeologicznych i palinologicznych badań rdzenia z bagna „Katarzyna”. VII Konferencji Paleobotaniki Czwartorzędu „Dynamika zmian roślinności Niżu Polskiego w dobie późnoglacialnych zmian klimatu i narastania antropopresji w holocenie”. Łódź, 10-12.06.2015: 75-79.
- Sobczak A., Sydow S. w druku. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, arkusz Przysiek (401). PIG, Warszawa.
- Sokołowski J. 1972. Rola tektoniki salinarnej cechsztynu w modelowaniu pokrywy mezo-kenozoicznej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 252: 99-118.
- Stupnicka E. 1989. Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Systematyka gleb Polski. 1989. *Roczniki Gleboznawcze* 40,3-4.
- Tarka R. 1992. Tektonika wybranych złóż soli w Polsce na podstawie badań mezostrukturalnych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 137.
- Twardy J., Forysiak J. 2009 (niepublikowane). Przyrodnicze uwarunkowania funkcjonowania osadnictwa na pradziejowym stanowisku archeologicznym Chlewiska. Maszynopis, Instytut Archeologii UŁ, Łódź.
- Wilczyński A. 1976. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, arkusz Toruń, B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- Wiśniewski E. 1974. Dolina Bachorzy – problem jej genezy i znaczenia w okresie wczesnośredniowiecznym. *Przegląd Geograficzny* 46,2: 263-279.
- Wiśniewski E., Karczewski A. 1978. O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie. *Przegląd Geograficzny* 50,2: 269-292.
- Wysota W., Molewski P. 2011. Chronologia i zasięgi nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiau głównego ostatniego zlodowacenia. *Przegląd Geologiczny* 59,3: 214-225.
- Wysota W., Molewski P., Sokołowski R.J. 2009. Record of the Vistula Ice Lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland. *Quaternary International* 207: 26-41.
- Zawadzki S. (red.) 2002. Podstawy gleboznawstwa. PWRiL, Warszawa.

Summary

The small Tążyna River is a lowland river in the middle of the Polish Lakeland, and is a left tributary of the Vistula River. The study area occupies the central part of its basin and is entirely contained within the Inowrocław Plain, including in the northern part of Cuyavia Region.

The middle basin of the Tążyna River was covered by many Quaternary glaciations, and the last ice sheet that covered this area belonged to the Poznań phase of the Vistulan glaciation (approximately 18,800 years BP). In the geomorphology of the middle basin of the Tążyna River, postglacial landforms are characteristic, namely, moraine plateaus and, to a lesser extent, glaciofluvial plains. In the geological structure, heavy deposits are dominant, these being mainly glacial till, so these areas were not preferred by the Middle Neolithic community. The moraine plateaus and glaciofluvial plains are cut to a depth of 15–20 m by modern river valleys, such as the Tążyna River valley, its right, unnamed, tributary valley, and also by the Parchański Canal valley. These valleys are of glacial origin; at the end of the last glaciation, there were water drainage routes from the melting ice sheet that at the same time drained the southern part of the Inowrocław Plain, which was free of ice. These valleys are filled with glaciofluvial sandy sediments (sandur type), also

containing both gravels and silts. These deposits occupy 14.6% of the land area and were most frequently chosen for settlement by Middle-Neolithic communities. They developed easy-to-cultivate podzolic soils, that were nonetheless characterised by poor agricultural productivity. Due to the high sensitivity of sand deposits to wind activity, aeolian covers and dunes were created during the Late Vistulian and Holocene. These diversify the monotonous landscape of the central basin of the Tażyna River and cause a local increase in height to 102.9 m a.s.l. Dunes and aeolian covers cover a total of about 8% of the study area and were also favoured for settlement in Neolithic times. The river valley floors and relatively rare basins without outflow were less attractive for Neolithic settlement. A moderate preference was given to the slopes of various landforms, which occupy about 12% of the study area.

Neolithic settlements were most often located (in 34% of cases) at a distance of 101–200 m from the hydrographic network, which here only consists of small rivers and their small tributaries and a few lakes in postglacial kettle holes. Areas more distant from the hydrographic network were ever-less frequently settled (only 1.5% of cases for distance classes 701–800 m and 801–900 m). Too close a vicinity to flowing or standing waters (at a distance of 0–100 m) was also not preferred (about 12% of cases), most likely due to the excessive humidity of habitats.

It should be stated that in the middle basin of the Tażyna River the natural environment and the local diversity of habitats in the Neolithic were very precisely identified. It was suited to the settlement and exploitation of sandy areas with light podzolic soils, not too far from the water base, and with a fairly uniform terrain.

WYKORZYSTANIE METODY LITOLOGICZNEJ DO WERYFIKACJI REZULTATÓW NIEINWAZYJNYCH BADAŃ KURHANÓW Z EPOKI BRĄZU NA POGRANICZU ŚLĄSKO-WIELKOPOLSKIM (LAS KROTOSZYN, WIELKOPOLSKA)

Use of the lithological method in verifying results of non-invasive surveys
of the Bronze Age barrow mounds on the of Silesia and Wielkopolska borderland
(Krotoszyn Forest, Wielkopolska)

IWONA HILDEBRANDT-RADKE*, MATEUSZ STRÓŻYK**, JANUSZ CZEBRESZUK***,
MATEUSZ JAEGER****, ŁUKASZ POSPIESZNY*****, MATEUSZ CWAŁIŃSKI***,
JAKUB NIEBIESZCZAŃSKI***, JOANNA ROTNICKA*****

Zarys treści. Upowszechnienie się w archeologii metod nieinwazyjnych umożliwiło w znacznie większej skali badania obszarów leśnych. W badaniach cmentarzysk kurhanowych położonych na Wale Krotoszyńskim (Las Krotoszyn), w celu rozpoznania morfometrycznego cmentarzyska kurhanowego i identyfikacji kopców, które weryfikowano dodatkowo w terenie, zastosowano metody lotniczego skaningu laserowego do wykonania numerycznego modelu terenu. Wykonanie prospekcji magnetometrycznej, na podstawie oceny zróżnicowania anomalii magnetycznych, dało możliwość uchwycenia złożonej struktury wewnętrznej badanych kurhanów. Wyniki magnetometrii weryfikowane były poprzez odwierty geologiczne w miejscach występowania anomalii magnetycznych w obrębie kurhanu, a pobrany z nich materiał poddano badaniom litologicznym oraz analizie podatności magnetycznej.

Słowa kluczowe: kurhany, lotniczy skaningu laserowy (ALS), prospekcja magnetometryczna, metoda litologiczna, epoka brązu, Las Krotoszyn

Abstract. The spread of non-invasive methods in archaeology made it possible to study forest areas. In the study of barrow cemeteries located on the Krotoszyn Ridge (Krotoszyn Forest), aerial laser scanning methods were used to implement a numerical terrain model for morphometric recognition and identification of burial mounds, which were additionally verified in the field. Magnetometric prospection made it possible to study the complex internal structure of the studied mounds on the basis of the diversity of magnetic anomalies. The verification of the geomagnetic surveys was based on geological drillings in the places with the largest magnetic anomalies within the burial mounds; the material collected from them was subjected to lithological tests and analysis of magnetic susceptibility.

Key words: barrow mounds, Airborne Laser Scanning (ALS), magnetometry prospection, lithological methods, Bronze Age, Krotoszyn Forest

Wstęp

W ciągu ostatnich kilku lat upowszechniły się w Polsce metody lotniczego skaningu lotni-

czego (ALS – *Airborne Laser Scanning*) oparte na technologii LIDAR (*Light Detection and Ranging*). Umożliwiły one, między innymi, wykrywanie obiektów archeologicznych o charakterystycznej formie terenowej, np. grodzisk,

* Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geoinformacji i Geoekologii, ul. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań; e-mail: hilde@amu.edu.pl

** Muzeum Archeologiczne, ul. Wodna 27, Pałac Górków, 61-781 Poznań; e-mail: mat_stroz@wp.pl

*** Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Wydział Nauk Historycznych, Instytut Archeologii, ul. Umultowska 89D, 61-614 Poznań; e-mail: jancze@amu.edu.pl, mateuszcwalinski@gmail.com, jakubniebieszczanski@gmail.com

**** Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Instytut Kultury Europejskiej, ul. Kostrzewskiego 5-7, 62-200 Gniezno; e-mail: jaeger@amu.edu.pl

***** Instytut Archeologii i Etnologii PAN, Oddział Poznań, ul. Rubież 46, 61-612 Poznań; e-mail: l.pospieszny@wp.pl

***** Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: joanrot@amu.edu.pl

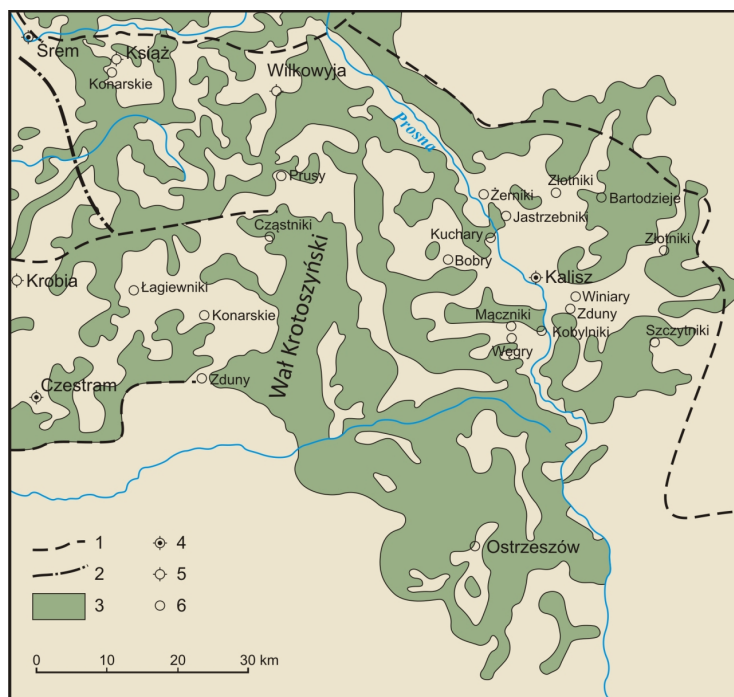
cmentarzysk kurhanowych, grobowców megalitycznych, sieci historycznych dróg i pól, umocnień, systemów uprawy, miejsc kopalnictwa (Banaszek 2014). Ich zastosowanie otworzyło perspektywę prowadzenia badań na obszarach leśnych, do tej pory unikanych przez archeologów ze względu na ograniczenia możliwości rejestracji stanowisk archeologicznych oraz ich dalszych badań wykopaliskowych. W prowadzonych badaniach odkrywano stanowiska archeologiczne, ze względu na podobieństwo morfometryczne do wielu form naturalnych, powinny być poddawane procesowi weryfikacji za pomocą innych metod (Rzepecki i in. 2015). W dobie rozwoju technologicznego lasy okazały się terenami o znacznym potencjale badawczym, ukrywającym wiele nieznanymi stanowisk archeologicznych. Drugim czynnikiem sprzyjającym zachowaniu się w dobrym stanie konserwatorskim stanowisk archeologicznych na obszarach zalesionych są długoletnie nasadzenia leśne, które ograniczyły niszczenie stanowisk. Działo się tak na obszarach rolniczych, gdzie długotrwała orka przyczyniała się do niwelacji wielu stanowisk o wypukłej formie terenu, których lokalizacja współcześnie jest słabo czytelna w terenie (Czebreszuk i in. 2013, 2017; Jaeger i in. 2015). Wielkopolska, w obrębie której zlokalizowane jest badane cmentarzysko kurhanowe należy w Polsce do obszarów o długotrwałej działalności rolniczej. Skutkowało ona stosunkowo wczesnym trwałym odlesieniem rozległych obszarów, przekształconych na grunty orne, bądź użytki zielone. Dowodzą tego mapy zmian leśności od XIV do XIX wieku opracowane dla Wielkopolski przez Hładyłowicza (1932) (rys. 1). Zdaniem Hłaczarówny (1967) najdłużej zalesione były obszary gleb słabych, szczególnie piaszczystych gleb bielcowych. Znaczne zalesienie tych stref potwierdzają liczne nazwy toponomastyczne i rozmieszczenie osadnictwa, które nawet w późnym średniowieczu i w czasach nowożytnych omijało tereny zalesione (Hładyłowicz 1932). Pokrywa leśna obejmowała gleby bielcowe rozwinięte na podłożu piaszczystym oraz rozległe powierzchnie wysoczyznowe, na których przeważały gleby brunatne powstałe na glinach zwałowych oraz piaskach naglinowych i naiłowych. Gleby te porastały kompleksy lasów liściastych i mieszanych, w których ważnym składnikiem był dąb (Hildebrandt-Radke, Przybycin 2011). Do obszarów morenowych należy zaliczyć Wał Krotoszyński, który jest wałem moreny czołowej i stanowi najwyższy element morfometryczny badanego terenu. Ten właśnie obszar znany z trwałego zalesienia, stanowi siedlisko drzewo-

stanów grądowych (Dąbrowa Krotoszyńska) w wieku przekraczającym niekiedy 150 lat. Dominują tu dęby, z domieszką grabów i buków o wysokiej jakości drewna (Heise i in. 2012).

Opisywana strefa pogranicza Wielkopolski i Śląska w środkowej epoce brązu (1550–1300 p.n.e.) stała się obszarem intensywnie eksplorowanym przez lokalny odłam kultury mogiłowej znany głównie poprzez informacje uzyskane z pochówków podkurhanowych (Cwaliński, Niebieszczański 2012, 2013; Jaeger i in. 2015) (rys. 2). Przeprowadzone do tej pory badania obejmują wykonane plany rozmieszczenia kurhanów na cmentarzyskach za pomocą metody krokowej oraz eksploatację wykopaliskową pojedynczych kurhanów. Badania wykopaliskowe prowadzono w II połowie XIX wieku, na początku XX stulecia oraz w okresie międzywojennym, kiedy to Józef Kostrzewski badał kurhany w okolicach Krotoszyna i Ostrowa Wielkopolskiego (Kostrzewski 1924).

Nowy etap w badaniach cmentarzysk kurhanowych Wału Krotoszyńskiego zaczął się na początku XXI wieku. Badania rozpoczęte w 2008 roku miały na celu nieinwazyjne rozpoznanie i dokumentację cmentarzyska kurhanowego kultury mogiłowej w Smoszewie. Następnie prace terenowe poszerzono o badania wykopaliskowe kurhanu 15 (st. Smoszew 1), realizowane w oparciu o wyniki prospekcji nieinwazyjnej (Kneisel i in. 2010; Szumotalska 2012, Kasprolewicz 2013). Natomiast wiosną 2012 roku przeprowadzono nalot z wykorzystaniem skaningu laserowego nad całą powierzchnią lasu na Wale Krotoszyńskim, obejmując łącznie obszar 65 km² (Czebreszuk i in. 2013, 2017; Jaeger i in. 2015).

W 2013 roku rozpoczęto kolejny projekt, który swym zasięgiem objął obszar całego Lasu Krotoszyn (Stróżyk 2016). Rezultaty tego projektu omówione zostały w poniższym artykule. Celem podjętych badań była próba odkrycia prawidłowości w lokalizacji kurhanów względem cech środowiskowych, na przykład hydromorfometrycznych, typów form terenu i ich charakterystyki litologicznej. Innym zakładanym celem podjętych badań, była weryfikacja uzyskanych do tej pory wyników badań nieinwazyjnych wykonanych dla kurhanów, w tym prospekcji magnetometrycznej, poprzez odwierty geologiczne w miejscach występowania anomalii magnetycznych. Charakterystyka litologiczna miała odpowiedzieć na pytania, czy kurhany budowano z osadów najbliższego otoczenia, czy w ich budowie wewnętrznej uwidoczniło się zróżnicowanie litologiczne wskazujące na obecność osadów nienawiązujących do osadów podłoża formy, a także czy w litologii i geochemii

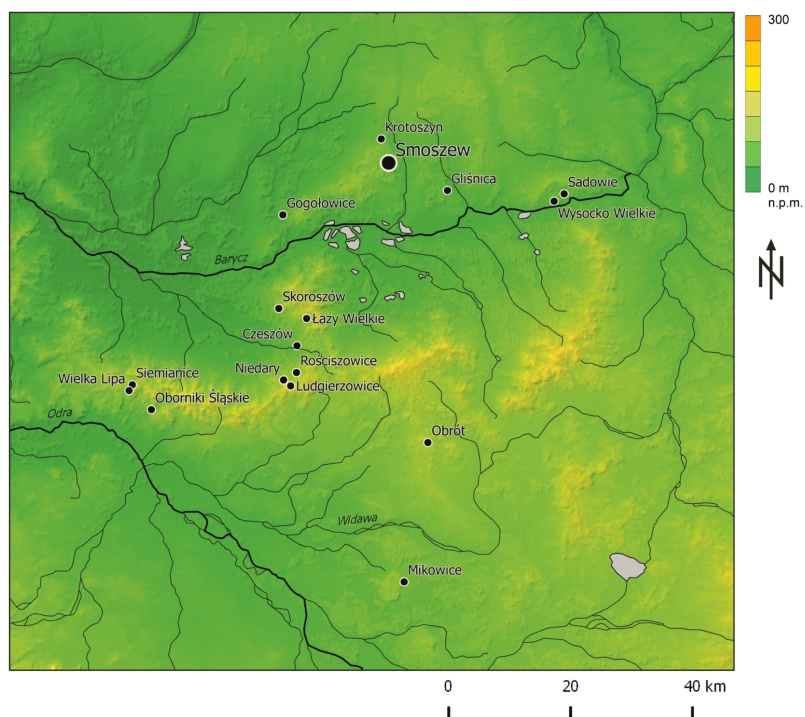


Rys. 1. Zasięg powierzchni leśnych i bagiennych u schyłku XIV wieku według Hładyłowicza (1932)

1 – zasięg terytoriów plemiennych w XII i XIII w., 2 – granice kasztelanii dla wieku XII i XIII, 3 – zasięg lasów i bagien u schyłku XIV w., 4 – stolice ziem, 5 – grody kasztelanii w XIII i XIV wieku, 6 – późniejsze ośrodki (XVI w.)

Range of forest and swamps at the end of the fourteenth century according to Hładyłowicz (1932)

1 – the extent of tribal territories in the 12th and 13th centuries, 2 – borders of castellany for the 12th and 13th centuries, 3 – extent of forests and marshes at the end of the 14th century, 4 – capitals of land, 5 – castellany fortified settlements in the 13th and 14th centuries, 6 – later centres (16th century)



Rys. 2. Rozmieszczenie cmentarzysk ze starszego okresu epoki brązu w dorzeczu Baryczy i Widawy (na podstawie Butent 1992; Jaeger, Pospieszny 2011; Cwaliński, Niebieszczański 2013; Jaeger i in. 2015)

Distribution of cemeteries from the older Bronze Age in the Barycz and Widawa basins (based on Butent 1992; Jaeger, Pospieszny 2011; Cwaliński, Niebieszczański 2012; 2013; Jaeger *et al.* 2015)

zarejestrował się zapis dawnej obrzędowości sepulkralnej. Celem metodycznym pracy było skonfrontowanie wyników badań magnetometrycznych z litologią osadów. Starano się w ten sposób odpowiedzieć na pytanie, czy określone anomalie magnetyczne i ich interpretacja jako elementów konstrukcyjnych kurhanów ma odzwierciedlenie w wynikach analiz litologicznych pochodzących z odwiertów geologicznych oraz analiz litologicznych pobranych osadów.

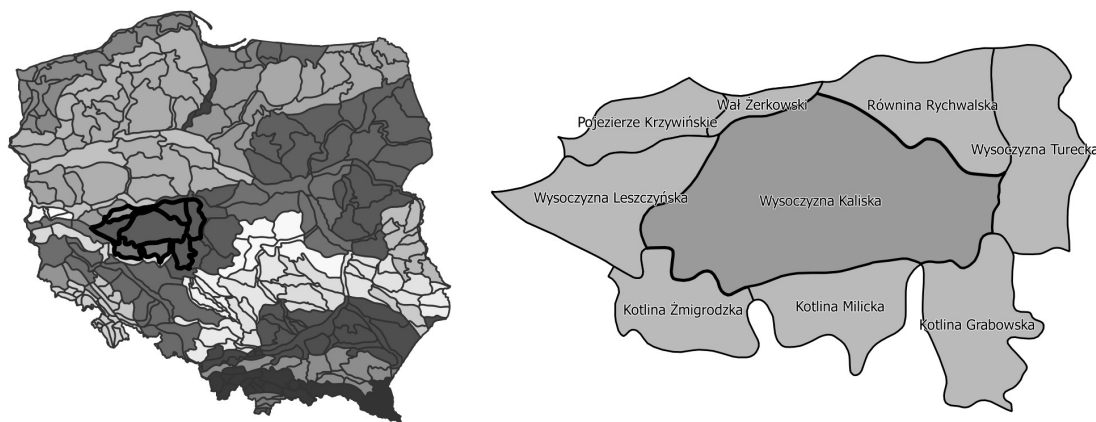
Obszar badań

W regionalizacji fizycznogeograficznej obszar badań położony jest w makroregionie Nizin Południowowielkopolskich, w mezoregionie Wysoczyzny Kaliskiej (Kondracki 2000). Wysoczyzna Kaliska stanowi przedłużenie Wysoczyzny Leszczyńskiej (318.11) w kierunku wschodnim (rys. 3). Oba mezoregiony rozgranicza kotlinowate Obniżenie Gostyńsko-Rawickie. W wyniku intensywnej denudacji peryglacialnej pokrywa morenowa na Wysoczyźnie Kaliskiej zniszczona została do tego stopnia, że miejscami (np. pod Krotoszynem) można zaobserwować odsłaniające się spod niej zaburzone glacitektonicznie iły plioceńskie. Występują tutaj także ostańce moren czołowych zlodowacenia warciańskiego w postaci glacitektonicznych wzgórz (Kondracki 2000). W podziale geomorfologicznym Niziny Wielkopolskiej Krygowskiego (1961) obszar badań zaliczany jest do regionu Wysoczyzna Kaliska z subregionem V5 – Wału Krotoszyńskiego i V1 – Równiny Koźmińskiej.

Współczesne zróżnicowanie morfometryczne omawianego obszaru jest rezultatem kilku plejsto-

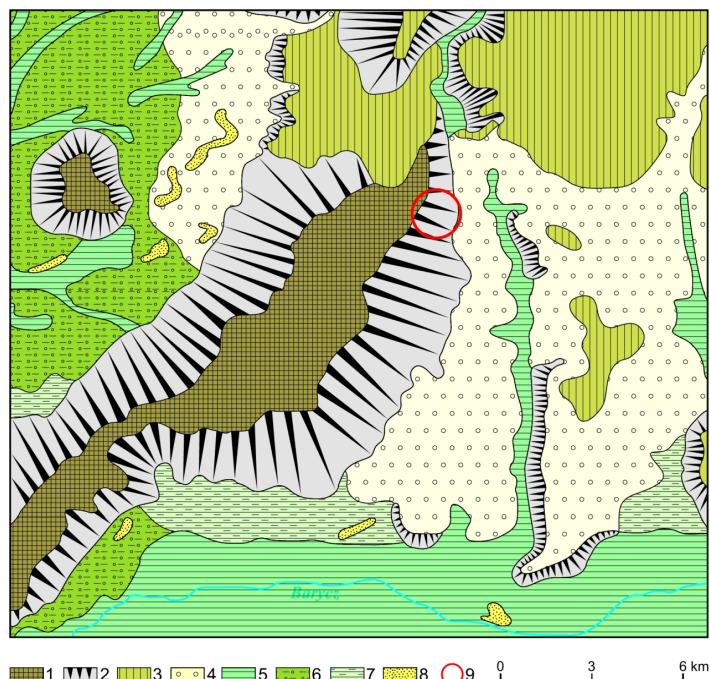
ceńskich faz rozwojowych. Największy wpływ na ukształtowanie terenu Niziny Południowowielkopolskiej miał okres zlodowacenia środkowopolskiego. W okresie tym, pod wpływem działalności lądolodu i jego wód, ukształtowały się moreny czołowa i denna oraz pola sandrowe. Z kolei podczas interglacjału emskiego niszczące procesy mechaniczne usuwały utworzony w cyklu glacialnym materiał. Największy wpływ na obecny wygląd terenu miały peryglacialne procesy denudacyjne w czasie zlodowacenia wisły. Cykl ten przejawiał się intensywnym niszczeniem oraz wyrównywaniem wszelkich form powierzchni ziemi i zakończył się około 12 tysięcy lat temu. Plejstocieńskie procesy rzeźbotwórcze zaznaczają się w obecnym ukształtowaniu terenu obecnością rozległej wysoczyzny dennomorenowej oraz ciągu pagórków morenowych, w postaci Wału Krotoszyńskiego (rys. 4). Ostatnim cyklem rozwojowym, który kształtuje współczesną rzeźbę terenu jest trwający do dziś holoceniński cykl erozyjny. Holocenińskie procesy erozyjno-akumulacyjne doprowadziły do utworzenia dolin rzecznych Orli, Czarnej Wody oraz Żydowskiego Potoku (Macias 1995; Wrzeński, Kaniecki 2000).

Najważniejszy dla przedstawionego problemu Wał Krotoszyński to glacitektoniczne wzgórze, będące recesyjnym pasmem czołomorenowym związanym ze strefą marginalną stadiału warty zlodowacenia odry (środkowopolskiego). Współcześnie mają postać złagodzonych pagórków dochodzących do 180 m n.p.m. powstałych w wyniku silnego przekształcenia w okresie interglacjału emskiego oraz cyklu peryglacialnego w czasie zlodowacenia wisły (rys. 5) (Macias 1995).



Rys. 3. Lokalizacja Wysoczyzny Kaliskiej wraz z otaczającymi ją mezoregionami na tle mapy makroregionów Polski (wg Kondracki 2000)

Location of the Kalisz Plateau with its surrounding mesoregions against the macroregions of Poland (acc. to Kondracki 2000)

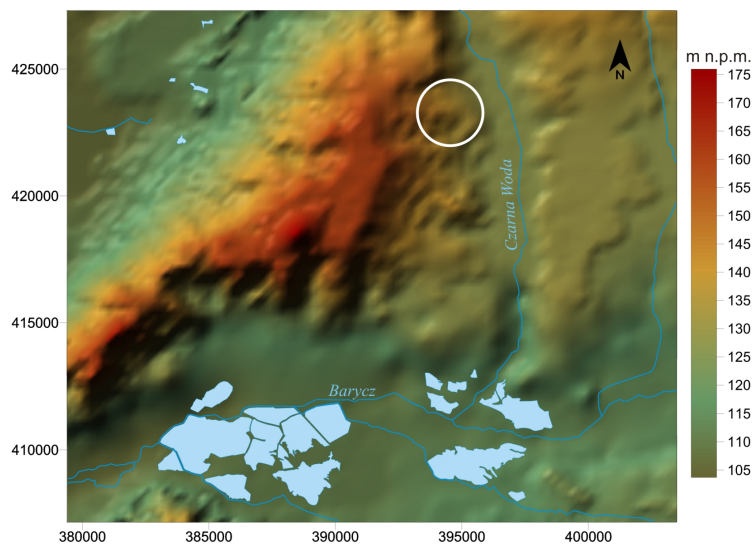


Rys. 4. Lokalizacja obszaru badań na tle ukształtowania terenu opracowana na podstawie cyfrowej mapy geomorfologicznej Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej pod red. Krygowskiego (1958, 1961, 2007)

1 – strefa pagórków moreny czołowej o drobnym rytmie, 2 – stoki i zbocza, 3 – wysoczyzna morenowa płaska ze zlodowacenia środkowopolskiego, 4 – równiny sandrowe, 5 – terasa zalewowa, 6 – terasa środkowa wydmy, 7 – terasa wysoka wyższa, 8 – wydmy, 9 – obszar badań

Location of the research area against the landform based on the digital geomorphological map of the Wielkopolsko-Kujawska Lowland, edited by Krygowski (1958, 1961, 2007)

1 – zone of terminal moraines with a fine rhythm, 2 – slopes, 3 – flat moraine plateau from the Central Polish glaciation, 4 – outwash plains, 5 – floodplain, 6 – middle dune terrace, 7 – upper high terrace, 8 – sand dunes, 9 – study area



Rys. 5. Lokalizacja badanych cmentarzysk kurhanowych w północno-wschodniej części Wału Krotoszyńskiego na cyfrowym modelu wysokościowym (PUWG 1992) (oprac. I. Hildebrandt-Radke)

okręgiem zaznaczono obszar badań

Location of the studied barrow cemeteries against the digital elevation model (PUWG 1992) (elaboration by I. Hildebrandt-Radke)

circle indicates study area

W południowej części omawianego obszaru występuje terasa środkowa związana z funkcjonowaniem Pradoliny Barucko-Głogowskiej, będącej strefą odpływu wód roztopowych lądolodu. Na wspomnianej piaszczystej terasie występuje ciąg wydm śródlądowych. Wykorzystują ją rzeki: Orla, Żydowski Potok oraz rów Jawnik. W dolinach rzek zachowały się także terasy zalewowe (Macias 1995).

W południowo-wschodniej części badanego obszaru usytuowana jest rozległa równina sandrowa rozcięta przez dolinę Czarnej Wody, w której powstała terasa środkowa. Budują ją piaski oraz żwiry pochodzące z depozycji wodnolodowcowej. Forma ta osiąga wysokość 130–135 m n.p.m. Dolinę Czarnej Wody charakteryzuje asymetryczność zboczy. Odmienność ta wynika z jej budowy geologicznej. Zbocze zachodnie będące częścią glaci-tektonicznie spiętrzonej moreny czołowej jest wyższe i bardziej strome. Składa się z piasków i żwirów zalegających na glinie zwałowej. Natomiast łagodniejsze zbocze wschodnie cechuje się mniejszą wysokością niż zbocze zachodnie i jest fragmentem równiny sandrowej, zbudowanej z utworów glacyfluwialnych, czyli żwirów i piasków (Wrzesiński, Kaniecki 2000).

Badane cmentarzyska kurhanowe

Większość kurhanów zarejestrowanych na obszarze Lasu Krotoszyn leży na bardziej stromym, zachodnim zboczu doliny Czarnej Wody. Największa grupa mogił (około 60%) znajduje się na długich stokach wzniesienia morenowego. Natomiast w części szczytowej, pagórka moreny czołowej oraz w rejonie występowania kemów bądź ozów oraz piasków wydmowych zlokalizowano 21% nasypów (Czebreszuk i in. 2013; Pospieszny 2013). Pozostałe obiekty funeralne występują w pasie równiny sandrowej oraz sporadycznie na obszarze równiny zalewowej w części przystokowej.

Metody badań

Kwerenda archiwalna

Na podstawie kwerendy archiwalnej oraz weryfikacji terenowej wykonanej przy okazji badań ratowniczych kurhanu 15 w Smoszewie zewidencjonowano 30 obiektów kurhanowych.

W toku dalszych badań nad archiwaliami odnaleziono niepublikowaną dotąd dokumentację badań wykopaliskowych z lat powojennych (Stró-

żyk 2016). Zdobyte w procesie kwerendy informacje okazały się cenne z punktu widzenia analityki porównawczej obiektów funeralnych położonych w rejonie Krotoszyń.

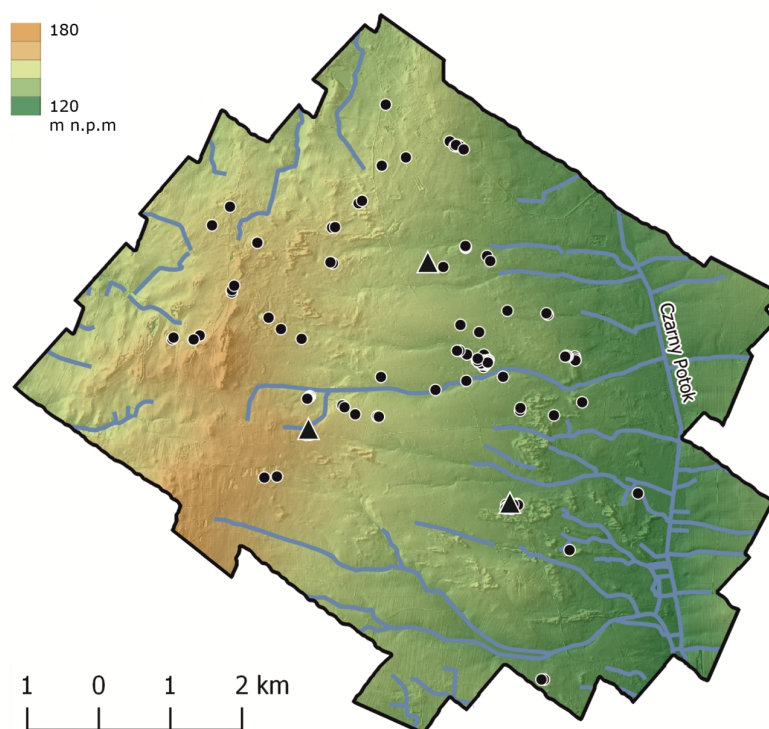
Lotniczy skaniny laserowy (ALS) i Numeryczny Model Terenu

W ramach badań nieinwazyjnych przeprowadzono na cmentarzysku lotniczy skaniny laserowy (ALS), a następnie wykonano na jego podstawie Numeryczny Model Terenu (NMT), określono parametry wysokościowe kurhanów, stan zachowania obiektów oraz potencjalne zagrożenia, dodatkowo dla części stanowiska przeprowadzono prospekcję magnetometryczną. W procesie skaniny zastosowano standardowe parametry pomiarów przyjęte dla terenów zalesionych (gęstość pomiaru skanowania 4 punkty na metr kwadratowy, typ rejestracji echa *Full Waveform* (Doneus, Briesse 2006; Doneus i in. 2008).

Wykorzystując przestrzenne analizy geomorfometryczne, wytypowano formy terenowe o kształcie odpowiadającym kurhanom ze znanych cmentarzysk środkowej epoki brązu odkrytych dotąd w obrębie Lasu Krotoszyń (Czebreszuk i in. 2013). W wyniku badań nieinwazyjnych zarejestrowano 176 obiektów, z czego 118 po weryfikacji terenowej zaklasyfikowano jako kurhany (rys. 6). Weryfikacja polegała na eliminacji ze zbioru obiektów hałd śmieci, przyrządów ziemi oraz kamieni znajdujących na krawędzi pól i przy drogach. Natomiast przy kwalifikacji obiektów jako kurhany przyjęto kryteria: obecności dużych kamieni na powierzchni kurhanu, szczególnie w wieńcu, podobieństwa morfometrycznego form, występowania w grupach, w których przeprowadzono dla pojedynczych kurhanów badania magnetometryczne lub wykopaliskowe, czy też rozpoznano wewnętrzny wieniec kamienny.

Prospekcja magnetometryczna

W celu zbadania struktury wewnętrznej kurhanów przeprowadzono prospekcję magnetometryczną dla 25 wytypowanych kurhanów oraz porównano jej rezultaty z wynikami wcześniejszych badań wykopaliskowych. Prospekcję przeprowadzono dla powierzchni pomiarowych tzw. gridów o wymiarach 10x10 bądź 20x20 m, w zależności od dostępności terenu. Obserwacje zmian gradientu składowej pionowej natężenia pola magnetycznego prowadzono z zastosowaniem magnetometru Bartington Fluxgate Grad 601–1, z dokładnością 0,1 nT (nano Tesli), co 0,25 m, wzdłuż profili



Rys. 6. Numeryczny Model terenu (NMT) północno-wschodniej części Wału Krotoszyńskiego wykonany na podstawie wyników lotniczego skaningu laserowego (oprac. M. Stróżyk)

na rysunku zaznaczono główne elementy sieci hydrograficznej oraz rozmieszczenie obiektów kurhanowych (trójkątem oznaczono kurhany poddane szczegółowym analizom litologicznym i geologicznym)

Digital Elevation Model (DEM) of the north-east Krotoszyn Ridge based on aerial laser scanning the main elements of the hydrographic network and the distribution of barrow objects are shown in the Figure

pomiarowych oddalonych od siebie o 0,5 m. W celu podniesienia jakości pomiarów prowadzono je w tzw. trybie równoległym (pomiar odbywał się wyłącznie w jednym kierunku). Skuteczność metody magnetometrycznej do wykrywania konstrukcji wewnętrznych kurhanów dowiedziona została w badaniach poprzedzających na stanowisku Smoszew 1 (Czebreszuk i in. 2013). Opracowanie wyników prospekcji magnetometrycznej wykonano za pomocą oprogramowania Geoplot 3.0. W celu lepszej reprezentacji anomalii, mogących mieć związek ze strukturą wewnętrzną kurhanów (Schmidt 2007; Pospieszny 2011; Makarowicz i in. 2018), wyniki prospekcji magnetometrycznej zostały przedstawione za pomocą przycięcia wartości do poziomów adekwatnych dla danego przypadku. Zabieg ten pomógł również uniknąć błędnych interpretacji wizualizacji wyników. Przy pomocy zwięzienia zakresu widocznych wartości maksymalnych i minimalnych obraz wyników został pozbawiony skrajnie wysokich i niskich wartości, które związane były z współczesnymi odpadkami metalowymi.

Badania geologiczne i analiza litologiczna

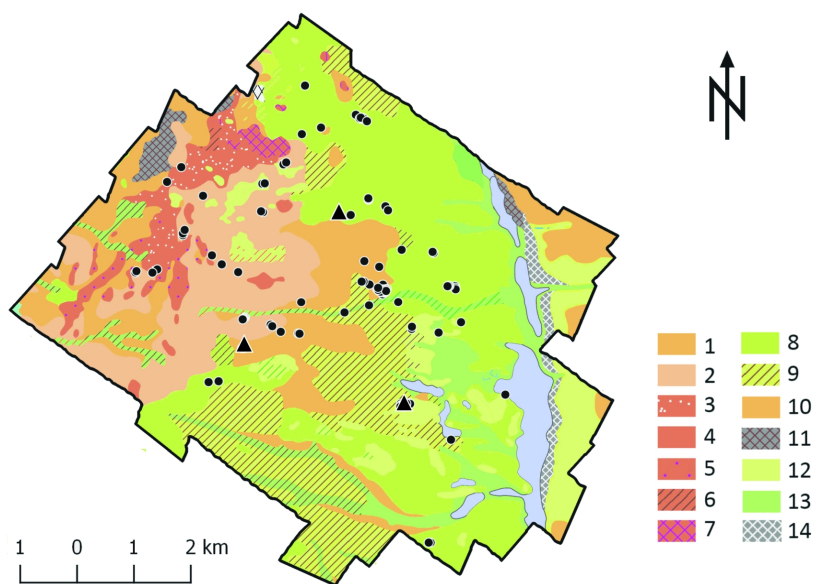
Celem wierceń geologicznych było rozpoznanie stratygraficzne nasypów kurhanów przy jak najmniejszej inwazyjności prowadzonych badań. Odwierty wykonano świdrem okienkowym o średnicy 10 cm i długości próbника 25 cm. Miejsce wykonania odwiertu było uzależnione od wyników badań magnetometrycznych, wskazujących maksymalny zasięg form antropogenicznych. Lokalizacja jednego z zazwyczaj trzech odwiertów znajdowała się w miejscu o podwyższonej magnetyczności lub występowania anomalii dwu lub jednopolowych. Linie odwiertów rozplanowano wzdłuż jednego cięcia profilowego. Natomiast gęstość odwiertów uzależniona była w odniesieniu do rozkładu anomalii, które weryfikowano na podstawie badań magnetometrycznych. Głębokość wierceń w założeniu ustalono do poziomu calca. Jako poziom calca przyjęto rzędną odpowiadającą wysokości bezwzględnej obszaru w otoczeniu kurhanu. Niemniej w niektórych wypadkach prace musiały być zakończone na

wyższych poziomach z powodu występowania nagromadzeń kamieni. Ponadto w celu kontekstualnego ujęcia budowy wewnętrznej kurhanów dodatkowo każdorazowo wykonywano odwiert w strefie najbliższego sąsiedztwa kurhanu, w strefie znajdującej się potencjalnie poza zasięgiem przekształceń terenu związanych z budową kurhanu.

W sumie zbadano 25 kurhanów, czyli około 22% zweryfikowanych na podstawie prospekcji magnetycznej. Wykonano około 80 odwiertów o głębokości od 0,5 do 3 metrów. Pobór próbek uzależniony był od zmienności litologicznej. Przy jej braku pobierano 1 próbkę z 25 cm. W sytuacji

większej zmienności litologicznej zagęszczano opróbkowanie.

Drugim kryterium służącym optymalnemu wytypowaniu kurhanów do wierceń było zróżnicowanie litologiczne utworów powierzchniowych. Oceniono je na podstawie Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkuszy: Milicz (Cincio 1994), Krotoszyn (Błaszczyk 1993), Odolanów (Chachaj 1994) (rys. 7). Do badań typowano kurhany występujące na zróżnicowanym litologicznie podłożu w celu stwierdzenia, czy uziarnienie nasypów kurhanu jest podobne do osadów podłoża, czy wynika z selekcji materiału w czasie ich budowy.



Rys. 7. Lokalizacja kurhanów na mapie geologicznej utworów powierzchniowych w północno-wschodniej części Wału Krotoszyńskiego (za Błaszczykiem 1993; Cincio 1994; Chachaj 1994)

1 – glina zwałowa, 2 – piaski i żwiry lodowcowe, 3 – piaski i mułki teras kemowych, 4 – piaski i żwiry martwego lodu, 5 – piaski i żwiry ozów, 6 – piaski i mułki teras kemowych na glinach zwałowych, 7 – piaski, żwiry i głazy moren czołowych, 8 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 9 – piaski i mułki na glinach zwałowych, 10 – gliny deluwialne, 11 – piaski i mułki deluwialne, 12 – gliny zwietrzelinowe eluwialne, 13 – namuły i piaski den dolinnych, 14 – torfy na piaskach i namułach den dolinnych

Location of mounds on the geological map of surface sediments in the north-east part of the Krotoszyn Ridge (after Błaszczyk 1993; Cincio 1994; Chachaj 1994)

1 – glacial till, 2 – glacial sands and gravels, 3 – sands and silts of kame terraces, 4 – dead ice sands and gravels, 5 – sands and gravels of eskers, 6 – sands and silts of kame terraces on glacial tills, 7 – sands, gravels and boulders of terminal moraines, 8 – fluvioglacial sands and gravels, 9 – sands and silts on glacial tills, 10 – deluvial tills, 11 – deluvial sands and silts, 12 – eluvial waste tills, 13 – silts and sands of valley basins, 14 – peats on sands and silts of valley basins

Uziarnienie osadów określono na podstawie metody sitowej dla frakcji powyżej 2000 mikrometrów (2,0 mm) oraz laserowej po uprzednim wysuszeniu ich w temperaturze 105°C. Analizy laserowe przeprowadzono z wykorzystaniem urządzenia Mastersizer 2000 z przystawką wodną. Zakres średnicy ziaren mierzonych przez analizator mieści się w przedziale od 0,02 μm do 2000 μm (0,00002–2 mm) (Bartmiński i in. 2011).

Analiza statystyczna i graficzna danych, pozwalająca na określenie najważniejszych cech uziarnienia została wykonana metodą kombinowaną, uwzględniającą wyniki analiz sitowych i laserowych, w programie Gradistat 5.11 (Blott, Pye 2001 w modyfikacji Juśkiewicza). Gradistat udostępnia m.in. wyniki podstawowych parametrów uziarnienia: średnią średnicę ziarna, odchylenie standardowe, skośność oraz kurtozę obliczone metodą Folka i Warda (1957) oraz umożliwia

graficzną prezentację rozkładu uziarnienia osadów.

Analiza podatności magnetycznej

Celem analizy podatności magnetycznej była weryfikacja, czy i w jaki sposób pionowa zmienność litologiczna w profilach osadów znajduje odzwierciedlenie w wynikach ich podatności magnetycznej, a następnie porównanie wyników z obrazem geomagnetycznym badanych kurhanów, aby sprawdzić czy podwyższona wartość wskaźników geomagnetycznych, może wynikać z podatności magnetycznej osadów, czy też z innych przyczyn, np. z obecności wieńca kamiennego lub nagromadzeń związków żelaza w badanych kurhanach.

Do badań wybrano próbki osadu z wytypowanych kurhanów, dla których wykonane zostały analizy granulometryczne. Podatność magnetyczną mierzono za pomocą magnetometru Bartington, typ MS2B, przy zastosowaniu zmiennego pola magnetycznego o niskiej częstotliwości (0.46 kHz) (Dearing 1999). Dla każdej próbki wykonano, a następnie uśredniono, trzy pomiary objętościowej podatności magnetycznej χ ($\times 10^{-5}$ SI).

Datowanie radiowęglowe

Z materiału organicznego (węgle drzewne) pochodzącego z odwiertów geologicznych, na kurhanie 120, uzyskano datę radiowęglową 170 ± 30 lat BP (Poz-92749). Pomiar, przy użyciu akceleratora AMS, wykonano w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym. Do kalibracji dat wykorzystano program Oxcal v. 4.3.2. (Bronk Ramsey 2017). Odwiert (K120/II) zlokalizowany był w centralnej części nasypu, natomiast próbka pochodzi z głębokości około 20 cm poniżej powierzchni.

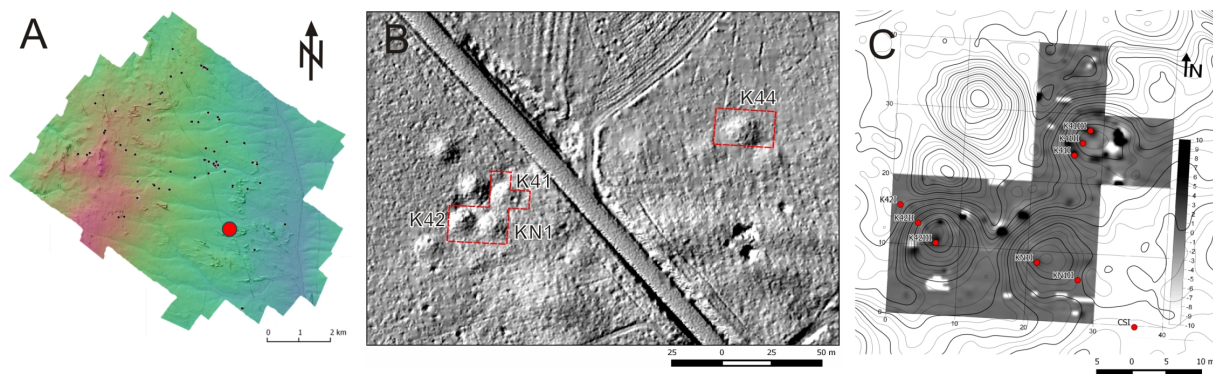
Wyniki i dyskusja

W artykule przedstawiono wyniki badań obejmujące zgrupowania kurhanów zlokalizowane na południe, północ oraz zachód od centralnego cmentarzyska w Smoszewie, posiadającego najdłuższą historię badań. Z trzech cmentarzysk kurhanowych wybrano do omówienia przykłady kurhanów odróżniających się litologią podłoża, na którym je zbudowano. W przypadku cmentarzyska południowego są to kurhany 41 i 42 zbudowane głównie z osadów piaszczystych, z części

zachodniej wytypowano kurhan 120 zbudowany na podłożu gliniastym i 116 wzniesiony na piaskach glacialnych, a z części północnej dwa odosobnione kurhany 82 i 83 o nasypach gliniastych (rys. 7).

Pierwszy z badanych kurhanów o numerze 42 położony jest na obszarze równiny sandrowej sąsiadującej z połogimi, wschodnimi stokami Wału Krotoszyńskiego. Wraz z kurhanami 41 i KN1 tworzą jedną grupę kurhanową. Po drugiej stronie kanału – Czarnego Potoku znajduje się kurhan 44 (rys. 8). Dokonując charakterystyki morfometrycznej badanych kurhanów, stwierdzono, że kurhany 41 i 42 mają nasypy kształtu stożkowatego o podstawie okrągłej. W przypadku kopca 41 jego średnica wynosi około 16,5 m, a wysokość około 0,9 m. Kopiec jest bardzo dobrze widoczny w terenie, porośnięty tylko drobną roślinnością. Do śladów zniszczeń można zaliczyć drobne wykroty drzewne. Na powierzchni nasypu odkryto pojedyncze kamienie zlokalizowane na obrysie kurhanu. Średnica nasypu kurhanu 42 mierzy około 16 m, natomiast wysokość wynosi 1,1 m. Nasypu nie przykrywa gęsta roślinność, przez co jest dobrze widoczny w terenie. Podczas badań zarejestrowano występowanie płytkich wykrotów po drzewach.

W kurhanie 42 najwyższe wartości anomalii magnetycznych odnotowano w centralnej części kurhanu (rys. 8). Linię profilową, na której wykonano odwierty wyznaczono z uwzględnieniem wspomnianego punktu. Z wyników prospekcji magnetycznej tej części stanowiska wynika, że rozkład anomalii magnetycznych ma charakter punktowy i nie wykazuje wyraźnych prawidłowości w rozmieszczeniu przestrzennym. Zagęszczone występowanie anomalii magnetycznych odnotowano w strefach centralnych, ale również w strefach brzegowych nasypów kurhanów. Analizując rozmieszczenie anomalii magnetycznych w obrębie kurhanu 41, zauważyć można ich koncentrację w jego strefie zewnętrznej, co może sugerować występowanie w nasypie wieńca kamiennego (rys. 8). Warto zaznaczyć, że dwubiegunowe anomalie mogą być związane z występowaniem gładów narzutowych, które charakteryzują się wysoką zawartością minerałów ferromagnetycznych. W związku z tym obraz magnetometryczny może odzwierciedlać jedynie częściowo wieniec kamienny, nie wskazując przy tym położenia gładów pozbawionych właściwości magnetycznych (Garrison 2016).



Rys. 8. Lokalizacja południowej grupy kurhanów w Lesie Krotoszyn obejmującej kurhany 41 i 42 na tle numerycznego modelu terenu (A) oraz mapie cieniowanej rzeźby terenu (B) oraz wyniki prospekcji magnetycznej (C) w otoczeniu kurhanu 41, 42, KN1

punkty na rys. C oznaczają lokalizację odwiertów geologicznych

Location of a southern complex of tumulus in Krotoszyn Forest including barrow mounds 41 and 42 against the digital elevation model (A) and shadow relief map (B) and results of magnetometric prospection (C) in the surroundings of barrow mounds 41, 42, KN1

circles in the part C indicate the location of geological boreholes

Jak wynika z badań magnetometrycznych przeprowadzonych w Lesie Krotoszyn oraz literatury, możliwych jest kilka czynników decydujących o wyróżnianiu się pewnych stref od słabo magnetycznego podłoża. Jednym z nich jest obecność głazów użytych do budowy kurhanów. Stwierdzono, że niektóre z nich budują minerały o wysokiej podatności magnetycznej (Czebreszuk i in. 2013; Garrison 2016). Innym źródłem sygnału magnetycznego są miejsca, które poddane były działaniu wysokiej temperatury lub charakteryzują się nagromadzeniem obumarłej materii organicznej (Gaffney 2008; Aspinall i in. 2008; Fassbinder 2015). W przypadku cmentarzyska w Smoszewie badania wykopaliskowe kurhanu 15 umożliwiły korelację badań magnetometrycznych z rezultatami badań wykopaliskowych i pozwoliły na powiązanie wysokich wskaźników magnetyczności z występowaniem wieńców kamiennych i jądra kamiennego kurhanu, jam grobowych, dołków posłupowych, ceramiki, węgielków drzewnych (Kneisel i in. 2010; Czebreszuk i in. 2013).

Ze względu na zalesienie obszaru i ograniczenia w zastosowaniu metod inwazyjnych, w związku z polityką konserwatorską, weryfikacja wyników prospekcji magnetometrycznej odbywała się poprzez wiercenia geologiczne. W nasypie kurhanu 41 wykonano trzy odwierty osiągające głębokość odpowiednio 85 cm, 130 cm i 25 cm (rys. 9). W przypadku odwiertu 41/I i 41/2 wiercenia przerwano z powodu obecności materiału kamiennego. Ponad poziomem kamieni najczęściej odnotowywano obecność wytrąceń żelazistych. Wszyst-

kie próbki pobrane z opisywanego kurhanu reprezentują osady piaszczyste, słabo wysortowane, o rozkładzie dodatnio skośnym, leptokurtycznym. Jedynie w próbce II/6 oraz profilu III materiał stanowił piasek drobnoziarnisty. Z wyników analizy uziarnienia nasypu kurhanu wynika, że materiał pobierano z najbliższego otoczenia i stanowiły go piaski fluwioglacjalne, które wykazywały pewne wewnętrzne zróżnicowanie frakcyjne, wyrażające się m.in. relacją pomiędzy grupami piasków i mułków, o udziale frakcji mułkowej od 4,4% do 12,6% w poszczególnych próbkach, przy braku frakcji ilastej. Na podstawie opisywanych wyników badań można wnioskować, że w kurhanie 41 niewielkie zróżnicowanie uziarnienia nie mogło mieć wpływu na rozkład anomalii magnetycznych. Obserwacje makroskopowe wskazują, że podwyższone wartości wskaźnika magnetyczności mogą wynikać z występowania poziomych kamieni, a przede wszystkim nagromadzeń związków żelaza o właściwościach ferromagnetycznych. Poziome kamieniste mogły stanowić pewną barierę litologiczną i przyczyniać się do wytrącania związków żelaza.

Odwierty wykonane w kurhanie 42 miały głębokość odpowiednio 68 cm, 87 cm i 70 cm (rys. 10). W ostatnim, trzecim odwiercie napotkano kamienie. W porównaniu z kurhanem 41 odnotowano we wszystkich odwiertach piaski drobnoziarniste oraz mułki piaszczyste (I/2). W niektórych próbkach frakcja ilasta osiągała 5%. Odwiert 42/I zlokalizowany poza kurhanem świadczy o występującym tam bardziej pylastym pod-

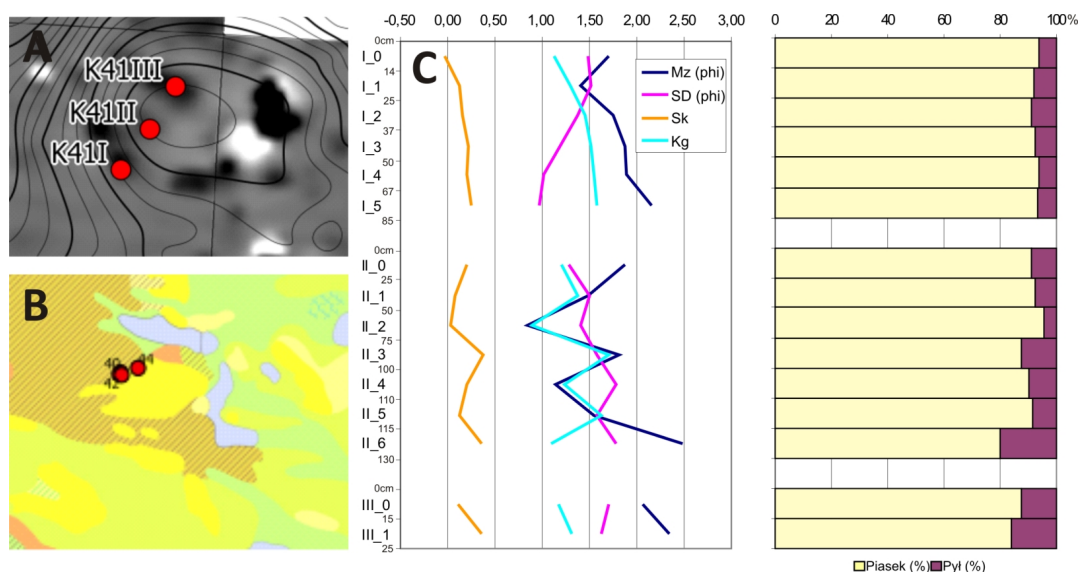
łożu, natomiast nasyp (odwierty 42/II i 42/III) zbudowany jest z materiału bardziej piaszczystego. W klasyfikacji gleboznawczej (PTG 2008) osady w odwiercie I zaklasyfikować można jako glinę piaszczystą, natomiast nasyp zbudowany jest z piasków gliniastych. Może to świadczyć o pewnej selekcji materiału do budowy nasypu w przypadku podłoża gliniastego i wykorzystywaniu w tym celu bardziej piaszczystego budulca, który w postaci płatów piaszczystych występuje w bezpośrednim sąsiedztwie kurhanu.

W zachodniej części cmentarzyska do badań litologicznych wybrano dwa kurhany 116 i 120 (rys. 7). Kurhan 116 ma kształt bardzo silnie spłaszczonego stożka o okrągłym zarysie. Średnica kopca wynosi około 11 m, a wysokość około 0,3 m. Na powierzchni nasypu występują liczne wykroty drzewne. Kurhan 120 charakteryzuje spłaszczony, stożkowaty kształt nasypu, o okrągłym planie płaskim. Średnica kopca ma około 10 m, a wysokość około 0,6 m. W centrum zarejestrowano niewielki wykrot drzewny.

Na zobrażowaniach wyników magnetometrycznych zaobserwowano podwyższone wartości gradientu magnetycznego w południowo-wscho-

dniej części kurhanu 116 oraz na znacznej powierzchni kurhanu 120, szczególnie w strefie zewnętrznej kopca (rys. 11). W obrębie kurhanu 116 wykonano dwa odwierty w strefach o największym zróżnicowaniu anomalii magnetycznych do głębokości 120 cm, natomiast w kurhanie 120 na linii profilowej wykonano 4 odwierty, jeden z nich (120/I) obejmował obszar poza kurhanem (rys. 11).

Wyniki badań litologicznych kurhanu 116 wskazują, że obydwa profile zbudowane są z osadów piaszczystych. Tekstura odpowiada piaskom drobnoziarnistym lub piaskom pylastym. Osady są źle lub umiarkowanie wysortowane, o rozkładach symetrycznych lub dodatnio skośnych, mezo- lub leptokurtycznych. Rezultaty uziarnienia osadów pobranych z nasypu kurhanu wskazują na cechy pierwotnego środowiska depozycyjnego – piasków glacialnych akumulowanych w środowisku wodnym (rys. 12). W drugim profilu można zaobserwować nieco większe domieszki frakcji pylastej, dochodzące nawet do 10%. W badanym kurhanie osady pod nasypem kurhanu nie różnią się od osadów rozpoznanych w nasypie.

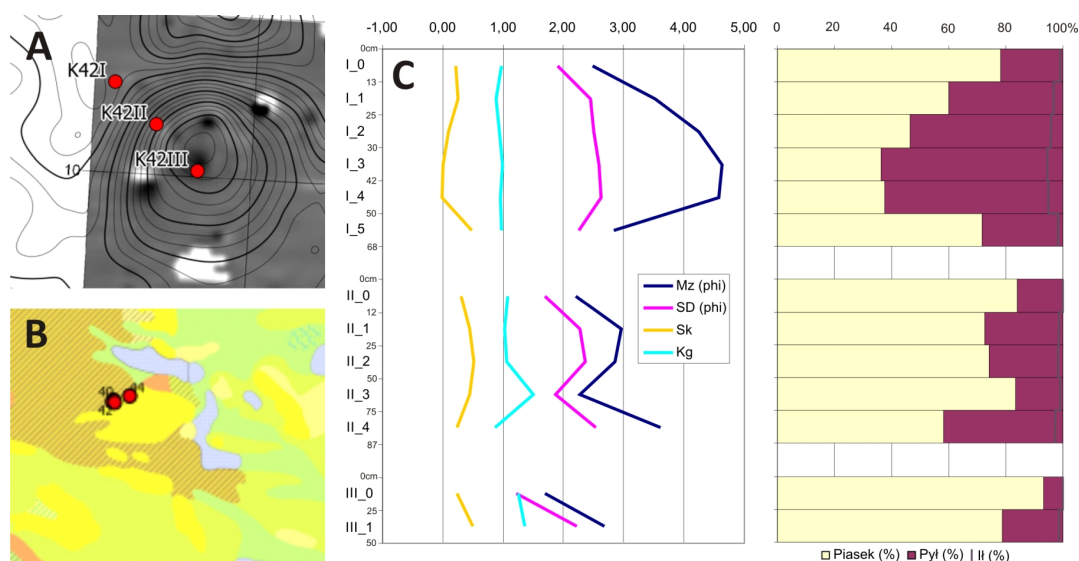


Rys. 9. Kurhan nr 41

A – lokalizacja odwiertów geologicznych na tle wyników prospekcji magnetometrycznej, B – lokalizacja kurhanu na tle mapy utworów powierzchniowych (legenda wg rys. 7), C – podstawowe parametry uziarnienia w próbkach osadów pochodzących z wierceń oraz struktura uziarnienia w podziale na podstawowe grupy granulometryczne

Barrow mound No. 41

A – location of geological drillings against magnetometric prospection, B – location of the mound on the map of surface deposits (legend according to Fig. 7), C – basic grain parameters in the samples of sediments from drilling and grain structure by basic granulometrical groups

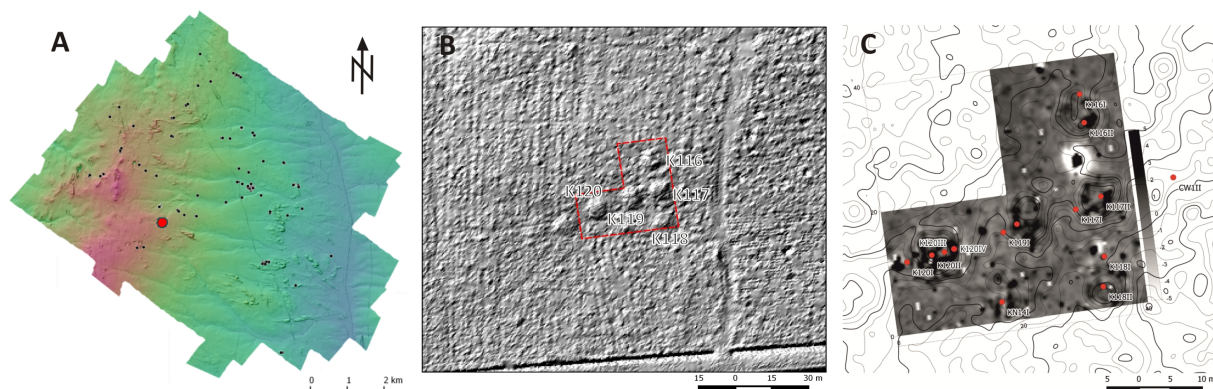


Rys. 10. Kurhan nr 42

A – lokalizacja odwiertów geologicznych na tle wyników prospekcji magnetometrycznej, B – lokalizacja kurhanu na tle mapy utworów powierzchniowych (legenda wg rys. 7), C – podstawowe parametry uziarnienia w próbkach osadów pochodzących z wierzeń oraz struktura uziarnienia w podziale na podstawowe grupy granulometryczne

Barrow mound No. 42

A – location of geological drillings against magnetometric prospection, B – location of the mound on the map of surface deposits (legend according to Fig. 7), C – basic grain parameters in the samples of sediments from drilling and grain structure by basic granulometrical groups

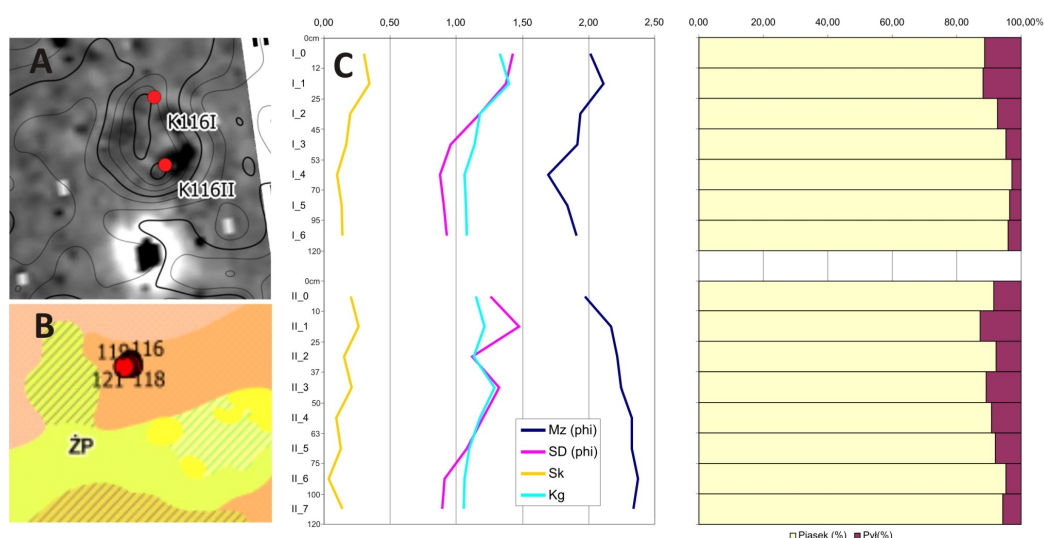


Rys. 11. Lokalizacja kurhanów na cmentarzysku zachodnim w Lesie Krotoszyn obejmującej kurhany 116 i 120 na tle numerycznego modelu terenu (A) oraz mapie cieniowanej rzeźby terenu reliefu (B) oraz wyniki prospekcji magnetometrycznej w otoczeniu kurhanów 116, 117, 118, 119, 120 (C)

punkty na rys. C oznaczają lokalizację odwiertów geologicznych

Location of a western complex of tumulus in Krotoszyn Forest including barrow mounds 116 and 120 against the digital elevation model (A) and shadow relief map (B), and results of magnetometric prospection in the surroundings of barrow mounds 116, 117, 118, 119, 120 (C)

circles in the part C indicate the location of geological boreholes



Rys. 12. Kurhan nr 116

A – lokalizacja odwiertów geologicznych na tle wyników prospekcji magnetometrycznej, B – lokalizacja kurhanu na tle mapy utworów powierzchniowych (legenda wg rys. 7), C – podstawowe parametry uziarnienia w próbkach osadów pochodzących z wierzeń oraz struktura uziarnienia w podziale na podstawowe grupy granulometryczne

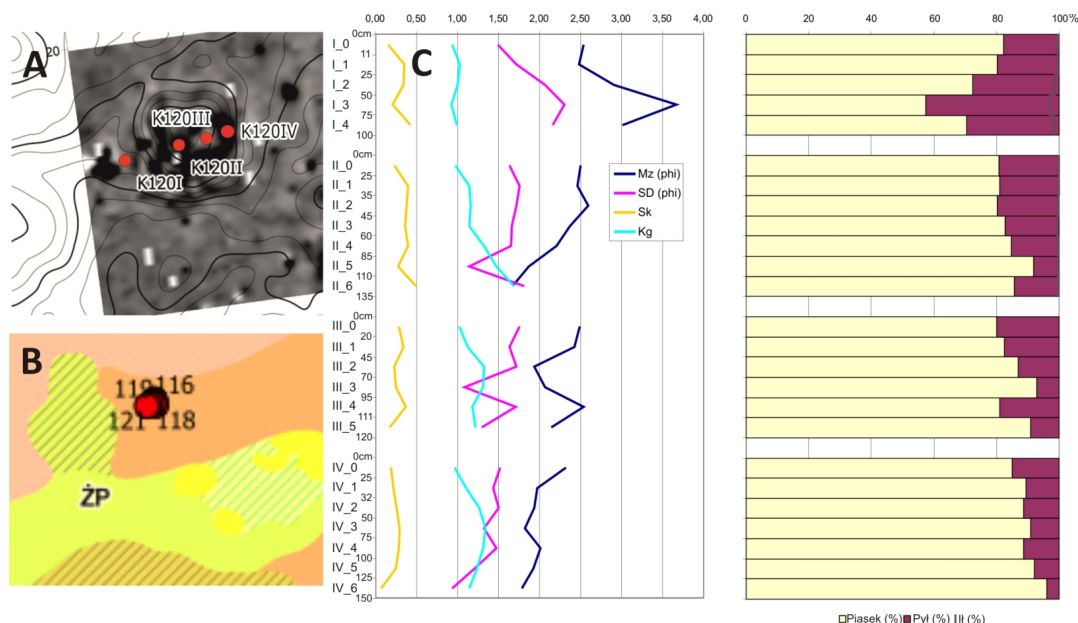
Barrow mound No. 116

A – location of geological drillings against magnetometric prospection, B – location of the mound on the map of surface deposits (legend according to Fig. 7), C – basic grain parameters in the samples of sediments from drilling and grain structure by basic granulometrical groups

W kurhanie 120 odwierty osiągnęły głębokość 100, 135, 120 i 150 cm (rys. 13). Do głębokości 0–35 cm zaobserwowano w odwiertach bardzo ciemną warstwę próchniczą z dużą ilością węgla drzewnych. Pod nimi wystąpiły piaski żółte lub jasnobrązowe, w poziomie wmywania zawierające wytrącenia żelaziste. Opisowaną stratygrafię potwierdzają wyniki analiz litologicznych charakteryzujące próbki z wierzeń geologicznych jako piaski, piaski mułkowe słabo wysortowane, bardzo dodatnio skośne, leptokurtyczne. W profilu wystąpiły przewarstwienia mułków piaszczystych, gdzie zawartość frakcji pylastej przekroczyła 40%, przy ogólnie większym udziale frakcji pylastych spośród do tej pory omawianych rdzeni (na poziomie około 20%). Doszukując się przyczyn tak znacznych anomalii magnetycznych w obrębie kurhanu 120, ale również pobliskich kurhanów, np. 119 i 117, należy wziąć pod uwagę dwie przyczyny. Pierwsza to poziom pożarowy zapisany w stropie profilu, w warstwie próchniczej obecnością węgla drzewnych (Le Borgne 1955, 1960). Ich datowanie (rys. 14) wskazało, że pożar tej części należy umiejscowić w XVIII wieku (1750–1800 AD). Jak już zaznaczono wcześniej warstwy spaleniskowe wpływają na podniesienie gradientu magnetycznego (Gaffney 2008; Aspinall i in. 2008). Potwierdzają to wyniki podatności magnetycznej, które pokazują, że w kurhanach z opisywanej grupy kurhanowej odnotowano bezwzględnie największe wartości podat-

ności magnetycznej (65–75 $\chi \cdot 10^{-5} \text{SI}$), porównując je z wynikami innych kurhanów (5–15 $\chi \cdot 10^{-5} \text{SI}$) oraz to, że wartości te skupiają się przede wszystkim w próbkach przypowierzchniowych zawierających materię organiczną oraz węgle drzewne (rys. 15). Jednak i w próbkach poniżej warstwy próchniczej w kurhanach 120 i 119, w mniejszym stopniu 117, odnotowano wyższe wartości podatności magnetycznej, na tle innych kurhanów. Ich źródłem może być migracja składników organicznych w profilu glebowym oraz wytrącenia związków żelaza w poziomie glebowym.

Ostatnie wytypowane do badań weryfikacyjnych kurhany 82 i 83 położone są około 1,5 km na północ od głównego cmentarzyska w Smoszewie. Zlokalizowano je w strefie wododziałowej dopływów Czarnej Wody, które rozcinają wschodnie stoki Wału Krotoszyńskiego (rys. 16). Kurhan 82 posiada nasyp w kształcie regularnego stożka o okrągłym obrysie. Średnica nasypu wynosi około 20 m, a wysokość w przybliżeniu 1,5 m. Nie zauważono na nim jednoznacznych śladów zniszczeń. Kurhan 83 ma stożkowaty kształt nasypu, o owalnej podstawie. Długość kopca wynosi około 21 m, natomiast szerokość blisko 18 m. Wysokość kurhanu sięga 1,1 m. W obrębie nasypu nie zarejestrowano wyraźnych śladów zniszczeń, niemniej w części południowo-zachodniej występowało kilka kamieni wewnątrz bardzo płytkiego i niewielkiego obniżenia.

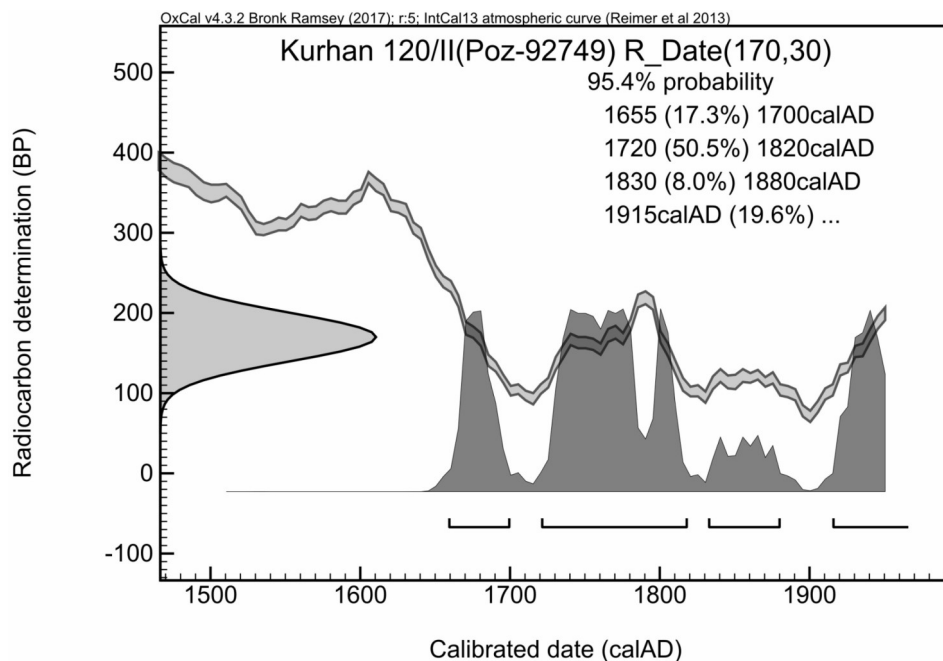


Rys. 13. Kurhan nr 120

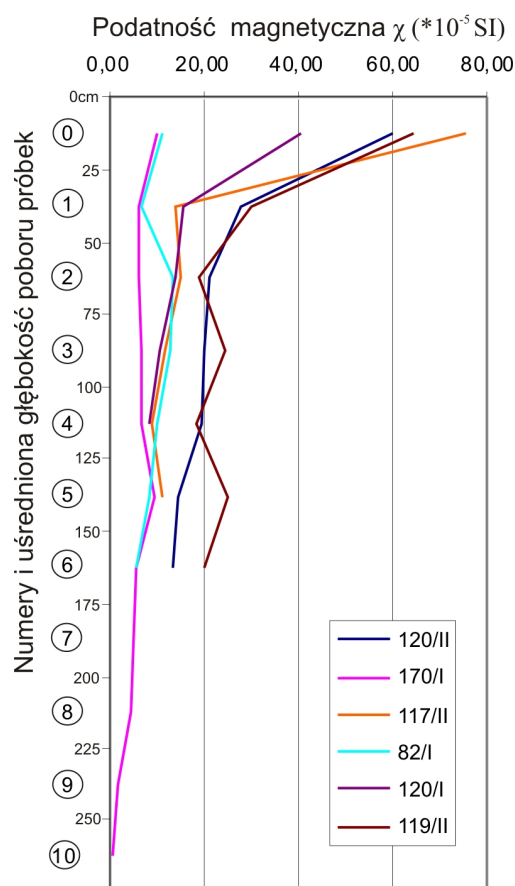
A – lokalizacja odwiertów geologicznych na tle wyników prospekcji magnetometrycznej, B – lokalizacja kurhanu na tle mapy utworów powierzchniowych (legenda wg rys. 7), C – podstawowe parametry uziarnienia w próbkach osadów pochodzących z wierzeń oraz struktura uziarnienia w podziale na podstawowe grupy granulometryczne

Barrow mound No.120

A – location of geological drillings against magnetometric prospection, B – location of the mound on the map of surface deposits (legend according to Fig. 7), C – basic grain parameters in the samples of sediments from drilling and grain structure by basic granulometrical groups

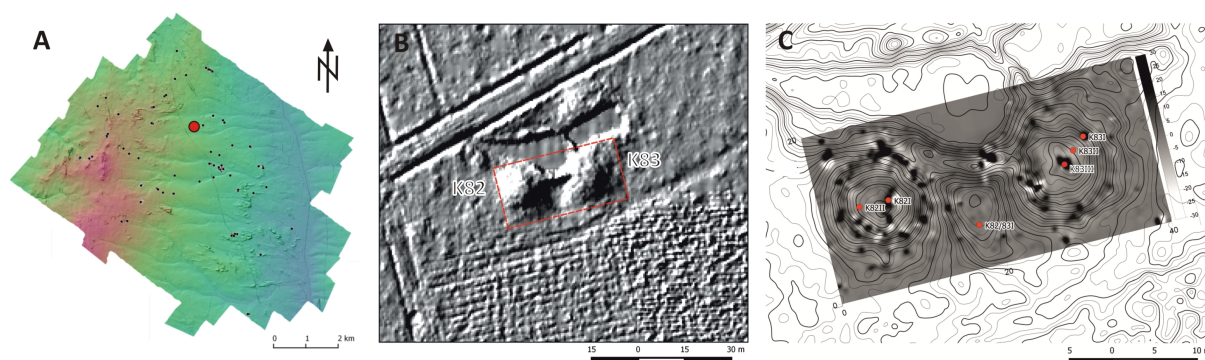


Rys. 14. Kalibracja daty radiowęglowej z warstwy pożarowej z kurhanu 120
Calibration of the radiocarbon date from the burial layer of barrow mound 120



Rys. 15. Wyniki podatności magnetycznej na cmentarzyskach kurhanowych dla wybranych profili ze strefy objętej pożarem – 120/I, 120/II, 119/II, 117/II i poza strefą pożarową – 170/I, 82/I

Magnetometric susceptibility analysis of samples from the barrows for selected profiles with abundance of burnt material (no. 120/I, 120/II, 119/II and 117/II) and those without the traces of fire activity (170/I, 82/I)



Rys. 16. Lokalizacja kurhanów na cmentarzysku północnym w Lesie Krotoszyn obejmującej kurhany 82 i 83 na tle numerycznego modelu terenu (A) oraz mapie cieniowanego reliefu (B) oraz wyniki prospekcji magnetometrycznej w otoczeniu kurhanów 82 i 83 (C)

punkty na rys. C oznaczają lokalizację odwiertów geologicznych

Location of a north complex of tumulus in Krotoszyn Forest including barrow mounds 116 and 120 against the digital elevation model (A) and shadow relief map (B) and results of magnetometric prospection in the surroundings of barrow mounds 82 and 83

circles in the part C indicate the location of geological boreholes

W badanych kurhanach zaobserwowano punktowe wzrosty gradientu magnetycznego. Układają się one koncentrycznie w strefach zewnętrznych kurhanów, szczególnie w obrębie kurhanu 82 oraz zachodnim i południowym fragmencie kurhanu 83. Dodatkowo w kurhanie 83, w jego strefie centralnej, znajduje się jednopółowa anomalia o podwyższonym gradiencie o 30 nT. Punktowy charakter anomalii i ich rozmieszczenie przestrzenne pozwala powiązać wzrost magnetyczności z obecnością elementów konstrukcyjnych kurhanu, np. wieńcem kamiennym (kurhany 82 i 83) oraz jądrem kamiennym (kurhan 83) (rys. 16). Na obrazie magnetometrycznym w przypadku kurhanu 82 występowanie anomalii dwu i jednobiegunowych tworzy całościowe odwzorowanie wieńca kamiennego, podobnego do zarejestrowanego w kurhanie 15 oraz na wcześniej badanych, w ramach głównego cmentarzyska w Smoszewie (Kostrzewski 1924; Kneisel i in. 2010; Stróżyk 2015). Rozpatrując podobne anomalie występujące na obrzeżu kurhanu 83, należy zwrócić uwagę na wyraźną dyskontynuację wieńca w części zachodniej obwodu. Luka w obrazie magnetometrycznym może być spowodowana faktycznym brakiem wieńca w tej części w wyniku, np. procesów podepozycyjnych (np. rabunków) lub też brakiem skał o właściwościach ferromagnetycznych.

Taką interpretację potwierdziły odwierty wykonane w obrębie badanych kurhanów. We wszystkich odwiertach na głębokościach od 50 do 80 cm stwierdzono obecność kamieni, które uniemożliwiły ich kontynuowanie. Z kolei wyniki uziarnienia badanych osadów wskazują na znaczne udziały frakcji pylastych dochodzących do 40%, co pozwala zaliczyć substrat badanych kopców do piasku gliniastego według klasyfikacji gleboznawczej lub do gliny piaszczystej, gdy udział pyłów przekracza 50% (rys. 17, 18).

Można zatem przypuszczać, że materiał glazowy wykorzystany w budowie kurhanów mógł być składnikiem gliny zwałowej, która znajdowała się w podłożu i bliskim otoczeniu badanych kurhanów.

Wnioski

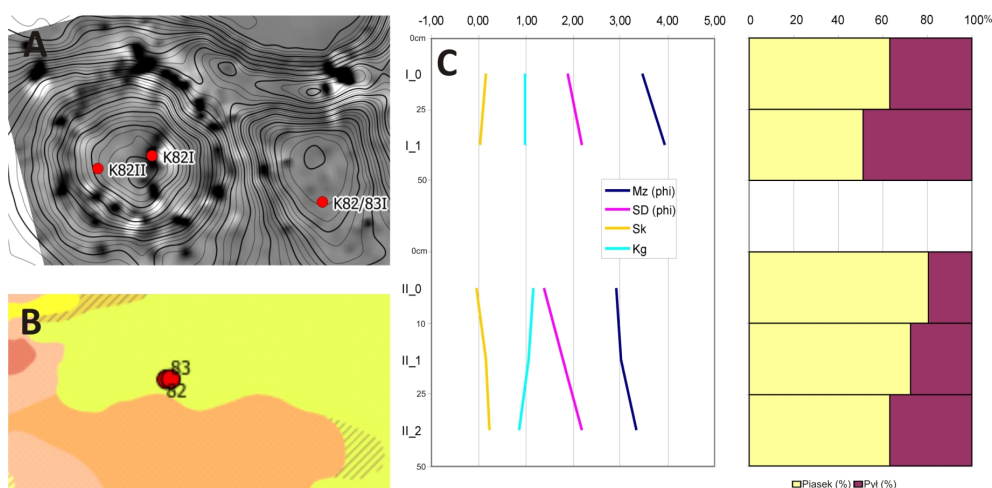
Kurhany kultury mogiłowej z epoki brązu położone na Wale Krotoszyńskim zawdzięczają dobry stan zachowania nieprzerwanemu zalesieniu tego obszaru co najmniej od średniowiecza do czasów współczesnych. W Dąbrowie Krotoszyńskiej najstarsze dęby mają 150 lat, w niektórych przypadkach nawet 225 lat.

Najlepszym sposobem detekcji kurhanów na obszarze zalesionym okazał się lotniczy skaning laserowy, który pozwolił na zarejestrowanie 176 obiektów, z czego 118 po weryfikacji terenowej zaklasyfikowano jako kurhany.

Do budowy kurhanów wykorzystywano materiał piaszczysty od jednorodnych litologicznie piasków po piasek pylasty i glinę piaszczystą. Z badań litologicznych wynika, że udział materiału piaszczystego w nasypach kurhanów, był wyższy niż w osadach podłoża, co oznacza, że dokonano pewnej selekcji materiału, wybierając materiał o większym udziale frakcji piaszczystej. Było to możliwe, gdyż obszar badań charakteryzuje się mozaikowym rozmieszczeniem osadów polodowcowych, a w wielu sytuacjach kurhany lokowane są na pograniczu stref o odrębnej litologii. Zasadę tę szczególnie potwierdzają wyniki badań kurhanu 42, gdzie podłoże buduje glina piaszczysta, a nasyp tworzą piaski gliniaste. Nie można wykluczyć również udziału czynnika naturalnego w postaci wywiewania frakcji pylastej z odkrytych powierzchni na etapie budowy kurhanów.

Przeprowadzone wiercenia geologiczne, ich opis makroskopowy oraz wykonane na ich podstawie analizy litologiczne, wskazały, że źródłem podwyższonej magnetyczności w badanych kurhanach jest stwierdzony w odwiertach, a występujący w strefach spągowych nasypu, materiał kamienny, który można interpretować jako wieńce kamieniste, a w centralnych częściach kurhanu, jako jądra kamienne. W opisach makroskopowych próbek zauważono, że w osadach występujących nad warstwą bruku kamiennego występują nagromadzenia żelaziste, uformowane w wyniku procesów wmywania zachodzących w profilu glebowym. Prawdopodobnie obecność związków żelaza, a nie tylko sam materiał kamienny odpowiadają za zarejestrowany sygnał magnetyczny. Drugą strefą zwiększonej ilości wytrąceń żelazistych są granice litologiczne piasek/glina piaszczysta i piasek/pył piaszczysty. Również w tym przypadku znaczne ilości związków żelaza mogły zapisać się anomalią w prospekcji magnetometrycznej. Nie można również wykluczyć, szczególnie wśród skał metamorficznych – przykładów gładów o właściwościach ferromagnetycznych.

Prospekcja magnetometryczna wykazała zróżnicowanie wewnętrzne kurhanów. Koncentracja anomalii magnetycznych była najczęściej związana ze strefą centralną kurhanu lub strefą krawędziową ich nasypów. W przypadku kurhanu 120 znaczna część powierzchni nasypu wykazywała podwyższone wskaźniki magnetyczności.

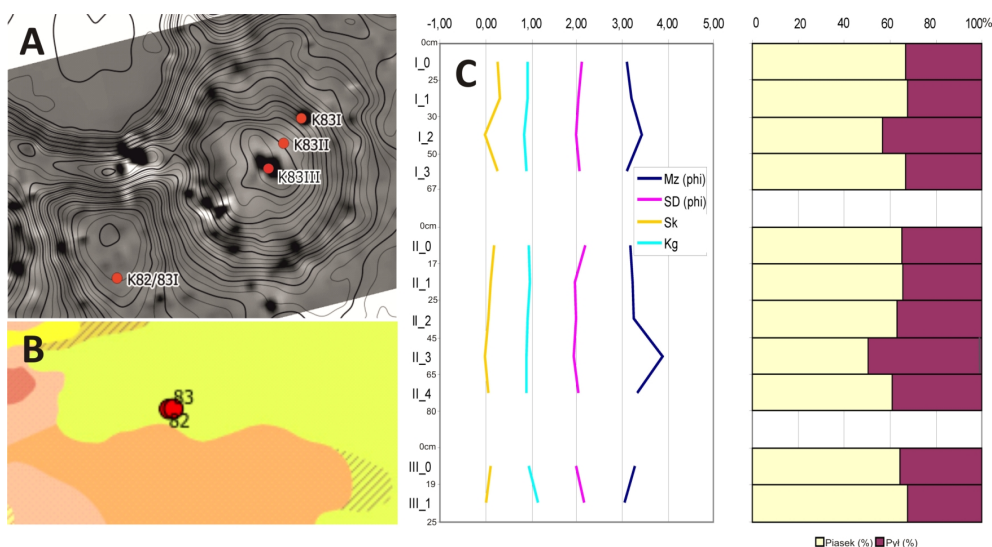


Rys. 17. Kurhan nr 82

A – lokalizacja odwiertów geologicznych na tle wyników prospekcji magnetometrycznej, B – lokalizacja kurhanu na tle mapy utworów powierzchniowych (legenda wg rys. 7), C – podstawowe parametry uziarnienia w próbkach osadów pochodzących z wierzeń oraz struktura uziarnienia w podziale na podstawowe grupy granulometryczne

Barrow mound No. 82

A – location of geological drillings against magnetometric prospection, B – location of the mound on the map of surface deposits (legend according to Fig. 7), C – basic grain parameters in the samples of sediments from drilling and grain structure by basic granulometrical groups



Rys. 18. Kurhan nr 83

A – lokalizacja odwiertów geologicznych na tle wyników prospekcji magnetometrycznej, B – lokalizacja kurhanu na tle mapy utworów powierzchniowych (legenda wg rys. 7), C – podstawowe parametry uziarnienia w próbkach osadów pochodzących z wierzeń oraz struktura uziarnienia w podziale na podstawowe grupy granulometryczne

Barrow mound No. 83

A – location of geological drillings against magnetometric prospection, B – location of the mound on the map of surface deposits (legend according to Fig. 7), C – basic grain parameters in the samples of sediments from drilling and grain structure by basic granulometrical groups

Poprzez badania udało się zidentyfikować jeszcze jedno źródło podwyższonych wskaźników gradientu magnetycznego. Jest to osiemnastowieczna warstwa pożarowa obejmująca m.in. badane kurhany 120 i 116, w których zaobserwowano najbardziej rozległe przestrzennie obszary anomalii magnetycznych, wynikające z oddziaływania wysokiej temperatury na osady. Wyniki te potwierdziły badania pionowej zmienności podatności magnetycznej wskazujące na wyróżnianie się grupy kurhanów ze strefy pożarowej największymi wartościami podatności magnetycznej w powierzchniowej warstwie osadów.

Uzyskane w opracowaniu wyniki badań stanowią kolejny krok w podnoszeniu roli diagnostycznej metod nieinwazyjnych w badaniach archeologicznych. Dowodzą, że umiejętne ich stosowanie pozwala zachować badane stanowiska archeologiczne dla następnych pokoleń, nie niszcząc ich struktury wewnętrznej, a uzyskując informacje o budowie nasypu kurhanu i głównych elementach konstrukcyjnych. W dalszych badaniach litologiczno-geochemicznych kurhanów wskazane byłoby oznaczenie zawartości żelaza w profilu pionowym, gdyż jak dowodzą przeprowadzone badania jego obecność w osadach wpływa na obraz rozkładu anomalii magnetycznych w obrębie cmentarzyska kurhanowego.

Podziękowania

Artykuł powstał w wyniku realizacji projektu badawczego o nr 2013/09/N/HS3/02917 finansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki. Autorzy artykułu składają podziękowania recenzentom za wnikliwą recenzję i cenne uwagi oraz komentarze do wcześniejszej wersji artykułu.

Literatura

- Aspinall A., Gaffney C., Schmidt A. 2008. Magnetometry for archaeologists. Walnut Creek (CA), Alta Mira.
- Banaszek Ł. 2014. Lotniczy Skanowanie Laserowe. Czy w pełni wykorzystywany jest potencjał prospekcyjny metody? *Folia Praehistorica Posnaniensia* 19: 207-251.
- Bartmiński P., Krusińska A., Bieganski A., Ryżak M. 2011. Przygotowanie próbek glebowych do pomiaru składu granulometrycznego gleb metodą dyfrakcji laserowej. *Roczniki Gleboznawcze* 62(2): 9-15.
- Blott S.J., Pye K. 2001. Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1237-1248. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.261>
- Błaszczak J. 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w 1:50 000, arkusz Krotoszyn. PIG, Warszawa.
- Bronk Ramsey C. 2017. Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon* 59(2): 1809-1833.
- Butent R. 1992. Zagadnienie kurhanów w Niedarach i Ludgierzowicach, gm. Trzebnica, woj. Wrocław. *Studia Archeologiczne* 22: 35-83.
- Chachaj J. 1994. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Odolanów. PIG, Warszawa.
- Cincio Z. 1994. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Milicz. PIG, Warszawa.
- Cwaliński M., Niebieszczanski J. 2012. The Tumulus Culture Burial Mounds In Southwestern Poland. Construction of the Barrows and their Place in the Landscape. W: Kneisel J. (red.) *Collapse or Continuity? Environment and Development of Bronze Age Human Landscapes*. Universitätsforschungen zur Prähistorischen Archäologie 205, Bonn: 235-256.
- Cwaliński M., Niebieszczanski J. 2013. Kurhanowy obrządek pogrzebowy kultury mogiłowej na terenach południowo-zachodniej Polski. Konstrukcja kurhanów i ich położenie w krajobrazie. *Fontes Archaeologici Posnanienses* 49: 107-144.
- Czebreszuk J., Jaeger M., Niebieszczanski J., Pospieszny Ł., Cwaliński M., Stróżyk M. 2017. Model non-invasive research in forested areas - The Krotoszyn Forest. From the studies on the transformation of cultural landscape in prehistory of Greater Poland. W: W. Irlinger, G. Suhr (red.) *Archaeological Sites in Forests, Strategies and Protection*. Schriftenreihe (Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege), Volk Verlag, München: 66-75.
- Czebreszuk J., Jaeger M., Pospieszny Ł., Cwaliński M., Niebieszczanski J. 2013. Modelowe badania nieinwazyjne obszarów leśnych – Las Krotoszyn. Z badań nad przemianami krajobrazu kulturowego w pradziejach Wielkopolski. *Fontes Archaeologici Posnanienses* 49: 157-175.
- Dearing J.A. 1999. Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System. Second edition. John Wiley and Sons publication.
- Doneus M., Briesche C. 2006. Digital terrain modelling for archaeological interpretation within forested areas using full-waveform laserscanning. Proceedings of the 7th International conference on Virtual Reality, Archaeology and Intelligent Cultural Heritage (VAST'06). Eurographics Association, Aire-la-Ville, Switzerland: 155-162.
- Doneus M., Briesche C., Fera M., Janner M. 2008. Archaeological prospection of forested areas using full-waveform Airborne Laser Scanning. *Journal of Archaeological Science* 35(4): 882-893.

- Fassbinder J.W.E. 2015. Seeing beneath the farmland, steppe and desert soil: magnetic prospecting and soil magnetism. *Journal of Archaeological Science* 56: 85-95.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Gaffney C. 2008. Detecting trends In the prediction of the buried past: a review of geophysical techniques in archaeology. *Archaeometry* 50: 313-336.
- Garrison E. 2016. Techniques in Archaeological Geology. Springer Ltd.
- Heise W., Izydorek I., Kujawa-Pawlaczyk J., Pawlaczek P., Reczyńska K., Wasiak P., Kazimierski J., Gawroński A. 2012. Monitoring gatunków i siedlisk przyrodniczych ze szczególnym uwzględnieniem specjalnych obszarów ochrony siedlisk Natura 2000. 9190 Kwaśne dąbrowy. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Hilczarówna Z. 1967. Dorzecze górnej i środkowej Obry od VI do początków XI wieku. Wyd. PAN, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków.
- Hildebrandt-Radke I., Przybycin J. 2011. Zmiany sieci hydrograficznej i zalesienia a melioracje regionu środkowej Obry (centralna Wielkopolska) w świetle danych historycznych i materiału kartograficznego. *Przegląd Geograficzny* 83(3): 323-342.
- Hładyłowicz K.J. 1932. Zmiany krajobrazu i rozwój osadnictwa w Wielkopolsce od XIV do XIX wieku. Badania z Dziejów Społecznych i Gospodarczych 12, Lwów.
- Jaeger M., Pospieszny Ł. 2011. Tumulus Culture Barrows in the Polish Lowlands: the Case of the Cemetery in Smoszew. Ancestral landscapes burial mounds Copp. Bronze Ages (central East. Eur. - Balk. - Adriatique - Aegean, 4th-2nd Millenn. B.C.) Proceedings of the International Conference held in Udine, may 15th-18th 2008: 97-106.
- Jaeger M., Niebieszczański J., Czebreszuk J., Cwaliński M., Pospieszny Ł., Stróżyk M. 2015. Badania nad krajobrazem kulturowym z epoki brązu na pograniczu śląsko-wielkopolskim. Krajobrazy i ogrody. Ujęcie interdyscyplinarne. PTPN, Poznań: 169-181.
- Kasprolewicz P. 2013. Zróżnicowanie przestrzenne cech litologicznych, geochemicznych i geomagnetycznych kurhanu kultury mogiłowej w Smoszewie (południowa Wielkopolska). Maszynopis pracy magisterskiej. Instytut Geoinformacji i Geoekologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza.
- Kneisel J., Jaeger M., Pospieszny Ł., Holst M. 2010. Ausgrabungen in Smoszew, gm. Krotoszyn, Großpolen Fpl. 1 Sommer 2009 – Ein mittelbronzezeitlicher Grabhügel. *Starigard* 9: 39-43.
- Kondracki J., 2000. Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kostrzewski J. 1924. Kurhany z II-go okresu epoki bronzowej w okolicy Krotoszyna i Ostrowa. *Przegląd Archeologiczny* 2: 259-274.
- Krygowski B. 1958. Krajobraz Wielkopolski i jego dzieje. PWN, Warszawa.
- Krygowski B. 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I – Geomorfologia. PTPN, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Poznań.
- Krygowski B. (red.) 2007. Numeryczna mapa geomorfologiczna 1:300 000, Instytut Paleogeografii i Geoekologii. Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań.
- Le Borgne E. 1955. Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. *Annales de Géophysique* 11: 399-419.
- Le Borgne E. 1960. Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et sur celles du schiste et du granite. *Annales de Géophysique* 16: 159-195.
- Macias A. 1995. Ukształtowanie powierzchni. W: D. Kosiński, R. Marciniak, J. Parysek (red.) *Krotoszyn, t. I, przyroda, człowiek, gospodarka*. Towarzystwo Miłośników i Badaczy Ziemi Krotoszyńskiej, Krotoszyn: 19-26.
- Makarowicz M., Goslar T., Niebieszczański J., Cwaliński M., Kochkin I., Romaniszyn J., Lysenko S., Ważny T. 2018. Middle Bronze Age societies and barrow line chronology. A case study from the Bukivna 'necropolis', Upper Dniester Basin, Ukraine. *Journal of Archaeological Science* 95: 40-51.
- Pospieszny Ł. 2011. Teoria i praktyka zastosowania magnetometrii w archeologii. W: J. Jasiewicz, M. Lutyńska, M. Rzeszewski, M. Szmyt, M. Makohonienko (red.) *Metody geoinformacyjne w badaniach archeologicznych*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 72-73.
- Pospieszny Ł. 2013. Neolit i epoka brązu w Europie Środkowej w świetle poznańskich badań na cmentarzyskach. *Folia Praehistorica Posnaniensia* 18: 235-245.
- Reimer P., Bard E., Bayliss A., Beck J., Blackwell P., Ramsey C., Buck C., Cheng H., Edwards L., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté Ch., Heaton T., Hoffmann D., Hogg A., Hughen K., Kaiser F., Kromer B., Manning S., Niu M., Reimer R., Richards D., Scott M., Southon J., Staff R., Turney Ch., Van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55(4): 1869-1887. doi:10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Rzepecki S., Twardy J., Forsyś J. 2015. LiDAR barrows and aeolian hillocks. Between theory and practice. *Sprawozdania Archeologiczne* 67: 101-112.
- Schmidt A. 2007. Archeology, Magnetic Methods. W: D. Gubbins, E. Herrero-Bervera (red.) *Encyclo-*

- pedia of geomagnetism and paleomagnetism*. Springer, Dordrecht: 23-30.
- Stróżyk M. 2015. Na nowo odkryty... Badania wykopalskowe kurhanu 18 z cmentarzyska w Smoszewie, gm. Krotoszyn. *Fontes Archaeologici Posnanienses* 51: 283-293.
- Stróżyk M. 2016. Tumulus Culture Burial Mounds in the Landscape-Krotoszyn Forest Area: the Beginnings of a New Project. Landscape Archaeology Conference 2014 Proceedings. Multi-, inter- Transdisciplinary Research in Landscape Archaeology: 1-12. doi:10.5463/lac.2014.23.
- Szumotalska A. 2012. Wpływ pradziejowej działalności człowieka na przekształcenia pokrywy glebowej na stanowisku archeologicznym w Smoszewie (woj. wielkopolskie). Maszynopis pracy magisterskiej, Instytut Geografii, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu.
- Wrzesiński D., Kaniecki A. 2000. Komentarz do mapy hydrologicznej w skali 1:50 000, arkusz M-33-11-D Krotoszyn, Wydawnictwo GEPOL, Poznań.

Summary

The burial mounds located on the Krotoszyn Ridge owe their good condition to the continuous afforestation of this area until modern times. Many of the oldest oaks in Dąbrowa Krotoszyńska are 150 years old, and some are even 225 years old.

The best way to locate barrows in the wooded area proved to be airborne laser scanning, which allowed 176 objects to be recorded, of which 118 were classified after field verification as burial mounds.

The barrow mounds of the tumulus culture of the Bronze Age were constructed of sandy material: from lithologically homogeneous sands to silty sand and sandy clay. The lithological studies show that the proportion of sandy material in the mounds is higher than in the sediments of the ground, which means that some material selected for the construction contained a greater proportion of sandy fraction. This principle is particularly confirmed by results for burial

mound 42, where the substratum is built of sandy till, while the mound is made of clayey sands.

Magnetometric prospection showed the internal differentiation of mounds. The concentration of magnetic anomalies was most often associated with the central or edge zone of the mounds. In the case of barrow 120, a significant part of the surface of the mound exhibited elevated magnetic indices.

The geological drillings, their macroscopic description and lithological analyses indicated that the source of increased magnetism in the tested mounds is found in the boreholes. The stony material found in the top layers of the mound substratum can be identified as stony wreaths, and that in the central parts of the barrows as the stone nuclei. In the macroscopic descriptions of samples, it was noted that in the sediments above the stone pavement there are ferrous accumulations formed as a result of illuvial processes in the soil profile. Probably the presence of iron compounds, and just the stone material itself, is responsible for the registered magnetic signal. The second zone of increased amount of ferric precipitations is the lithological border between sand and sandy clay, and sand and sandy silt. In this case, too, significant amounts of iron compounds may be registered as anomalies in the magnetometric prospection. One cannot exclude examples of boulders with ferromagnetic properties, especially among igneous and metamorphic rocks.

Through the research, one more source of elevated indicators of magnetic gradient was identified. It is an eighteenth-century fire layer that was found in mounds 120 and 116. In these mounds, the most spatially vast areas of magnetic anomalies were observed, which resulted from the influence of high temperature on sediments. These results were confirmed by studies on the vertical variability of magnetic susceptibility, which indicated that the group of mounds from the fire zone stood out for the highest values of magnetic susceptibility in the surface layer of sediments.

ŚRODOWISKOWE CZYNNIKI LOKALIZACJI WYBRANYCH GRODZISK W ŚRODKOWEJ CZĘŚCI POLSKI ZACHODNIEJ

Environmental location factors of selected strongholds in central Western Poland

JULIUSZ TWARDY*, JACEK FORYSIAK*, SYLWIA RODAK**, SŁAWOMIR MOŹDZIOCH***

Zarys treści. W pracy przedstawiono analizy czynników środowiskowych, które wpłynęły na lokalizację czterech wybranych grodzisk wczesnośredniowiecznych, położonych w centralnej części Polski Zachodniej. Badano następujące obiekty: grodzisko w Bobrownikach, usytuowane na granicy Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej i Wzniesień Zielonogórskich, następnie obiekt w Bytomiu Odrzańskim leżący w dolinie Odry na terenie Pradoliny Głogowskiej oraz grodziska w Solnikach i Popęszycach znajdujące się na Wzgórzach Dalkowskich. W terenie przeprowadzono badania geomorfologiczne i z zakresu geologii czwartorzędowej, inne czynniki środowiskowe, takie jak hydrologia, gleby, potencjalna roślinność naturalna analizowano na podstawie źródeł literaturowych i kartograficznych. Za dominujący czynnik uznano rzeźbę terenu, bardzo istotną dla zapewnienia położenia obronnego grodu w Bobrownikach, Solnikach i Popęszycach. W dwóch przypadkach (Solniki i Bobrowniki) wyszukanie odpowiednich form terenu, takich jak ostrogi denudacyjne i wysokie krawędzie erozyjne, umożliwiło organizację grodziska niemalże bez wznoszenia wałów obronnych. Oprócz rzeźby terenu ważne były także elementy hydrologiczne (przebieg koryt rzecznych i rozmieszczenie podmokłości oraz bagnisk na dnie dużej doliny rzecznej), zapewniające obronne położenie obiektowi w Bytomiu Odrzańskim. Pozostałe czynniki naturalne miały niejednoznaczny i generalnie mniejszy wpływ na lokowanie grodów we wczesnym średniowieczu w centralnej części Polski Zachodniej.

Słowa kluczowe: nawarstwienia antropogeniczne, antropopresja, paleogeografia, Polska Zachodnia

Abstract. The paper presents environmental factors that influenced the location of four selected early medieval strongholds in central Western Poland. The following objects were examined: a stronghold at Bobrowniki, on the border between the Warta-Odra Pradolina and Zielona Góra Hillocks, a stronghold at Bytom Odrzański in the Odra River valley within the Głogów Pradolina, and strongholds at Solniki and Popęszyce in the Dalków Hills. Geomorphic and Quaternary research was carried out during fieldworks, while other environmental factors were analysed from literature and cartographic sources. The relief was considered the dominant factor; it was very important to provide a defensive location for the strongholds at Bobrowniki, Solniki and Popęszyce. In two cases (Solniki and Bobrowniki), finding suitable geomorphological forms, such as intervalley rims and high erosional edges, enabled the stronghold to be settled almost without building ramparts. Besides relief, hydrology was also important (the course of river channels and the distribution of wetlands and marshes at the bottom of a large river valley), which ensured the defensive location at Bytom Odrzański. Other natural factors had an ambiguous and generally smaller impact on the settlement of strongholds in the early Middle Ages in central Western Poland.

Key words: anthropogenic sediments, human impact, palaeogeography, Western Poland

Wprowadzenie

Grody wczesnośredniowieczne, a właściwie ich relikty określane mianem grodzisk, od wielu lat są przedmiotem badań interdyscyplinarnych. Coraz częściej na tego typu stanowiskach archeologicznych prowadzone są różne prace badawcze wykorzystujące inne dziedziny nauki, w tym geomorfologię. Ich celem jest rekonstrukcja pierwotnego środowiska naturalnego (m.in.:

Grygiel, Jurek 2014; Kittel i in. 2015; Andrzejewski, Sikora 2017). Dzięki pracom geomorfologicznym i geologicznym możliwe staje się udokumentowanie tych uwarunkowań środowiskowych grodzisk, które wynikają z budowy geologicznej i rzeźby terenu; ważnym efektem jest także charakterystyka morfologiczna, litologiczna i paleogeograficzna terenów wokół opisywanych obiektów. W trakcie rozpoznania litologii bezpośredniego otoczenia oraz wałów gro-

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, 91-139 Łódź, ul. Narutowicza 88; e-mail: juliusz.twardy@geo.uni.lodz.pl; jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

** Uniwersytet Wrocławski, Instytut Archeologii, 50-139 Wrocław, ul. Szewska 48; e-mail: sylrod@poczta.onet.pl

*** Instytut Archeologii i Etnologii Polskiej Akademii Nauk Oddział we Wrocławiu, Ośrodek Badań nad Kulturą Późnego Antyku i Wczesnego Średniowiecza, 50-118 Wrocław, ul. Wiezienna 6; e-mail: slawomir.mozdzioch@gmail.com

dzisk przy użyciu ręcznych świdrów geologicznych, możliwe jest także uzyskanie materiału z drewnianych konstrukcji i weryfikacja ich datowania metodą radiowęglową, bez znacznej ingerencji w stanowisko archeologiczne. W sytuacji, kiedy w sąsiedztwie tego rodzaju stanowisk zdeponowane są osady biogeniczne w postaci torfów lub gytii, podejmuje się coraz częściej szersze, paleoekologiczne prace badawcze, które dają możliwość pełnej rekonstrukcji warunków środowiska przyrodniczego, w jakich założono taki obiekt, jak i pozwalają odtworzyć i prześledzić zmiany zachodzące w czasie jego funkcjonowania.

W ramach ogólnopolskiego projektu Narodowego Programu Rozwoju Humanistyki *Atlas grodzisk wczesnośredniowiecznych z obszaru Polski*, realizowanego w latach 2013–2018 przez Ośrodek Badań nad Kulturą Późnego Antyku i Wczesnego Średniowiecza Instytutu Archeologii i Etnologii Polskiej Akademii Nauk we Wrocławiu, we współpracy z Instytutem Archeologii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu oraz Instytutem Archeologii Uniwersytetu Jagiellońskiego wykonano wstępne rozpoznanie kilku grodzisk zlokalizowanych w północno-zachodniej części Dolnego Śląska oraz południowo-wschodniej części ziemi lubuskiej. Podstawowym założeniem projektu jest przede wszystkim inwentaryzacja grodów, poprzez wykorzystanie nowoczesnych technik teledetekcyjnych, danych archiwalnych oraz przeprowadzenie badań archeologicznych i geomorfologicznych. Szczególną uwagę poświęcono obiektom zlokalizowanym na Wzgórzach Dalkowskich (Popęszyce oraz Solniki), w Pradolinie Głogowskiej (Bytom Odrzański) oraz w Kotlinie Kargowskiej (Bobrowniki) na terenie obecnego powiatu Nowa Sól w województwie lubuskim (rys. 1B, 2). W artykule prezentowane są wyniki badań geomorfologicznych oraz litologicznych (Jaroszewski 1985), które pozwoliły na ustalenie uwarunkowań dla lokalizacji wymienionych stanowisk, jak też dyskusję nad znaczeniem tych warunków dla właściwego ich funkcjonowania.

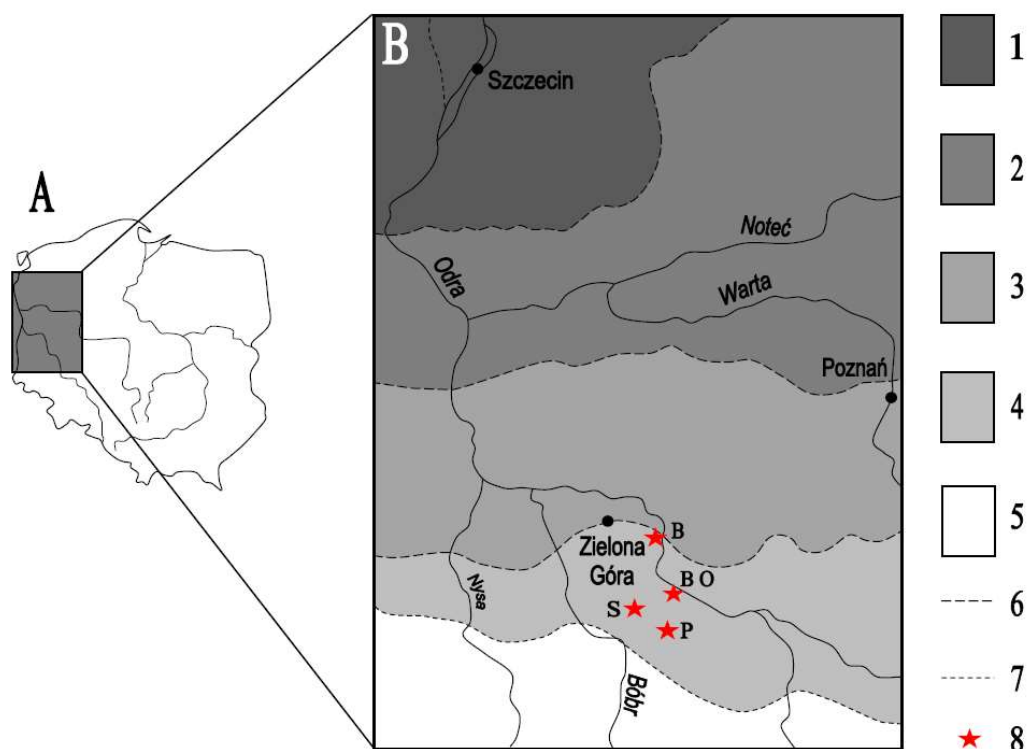
Po X wieku w miarę kształtowania się organizacji państwowej, której ważnym elementem w początkach istnienia była sieć grodów, coraz większą rolę wśród dwóch konkurujących ze sobą czynników wpływających na lokalizację punktów osadniczych: człowieka i środowiska, odgrywał czynnik ludzki. Ten z kolei pozostawał pod wpływem motywacji politycznych, ideologicznych, a dopiero w dalszym rzędzie gospodarczych. Należy pamiętać, także przy badaniach „środowiskowych”, że w założeniu zwią-

zane ze środowiskiem przyrodniczym motywacje gospodarcze lokalizacji grodów (miejsc centralnych) po okresie powstania państwa, wiązały się bardziej ze sferą wymiany (lokalizacją miejsc poboru danin, lokalizacją komór celnych, miejsc handlu), aniżeli produkcji (gdzie ważne byłyby złoża surowców, gleb sprzyjających uprawie lub terenów odpowiednich dla hodowli).

Położenie terenu badań i jego cechy morfologiczne

Wybrane do opracowania cztery wczesnośredniowieczne grodziska leżą w środkowej części Polski Zachodniej (rys. 1A). Zgodnie z fizycznogeograficznym podziałem Polski autorstwa Kondrackiego (1994) badane obiekty znajdują się w prowincji Niż Środkowoeuropejski i dwóch podprowincjach. Na terenie podprowincji Pojezierza Południowobałtyckie położone jest wysunięte najbardziej na północ grodzisko w Bobrownikach (rys. 1B), natomiast na terenie podprowincji Niziny Środkowopolskie znajdują się pozostałe obiekty, to znaczy grodziska w Bytomiu Odrzańskim, Solnikach i Popęszycach. W skali makroregionów fizycznogeograficznych grodzisko w Bobrownikach leży na granicy Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej (mezoregion Kotlina Kargowska) i Wzniesień Zielonogórskich (mezoregion Wał Zielonogórski). Obiekt w Bytomiu Odrzańskim (rys. 1B) usytuowany jest w środkowej części makroregionu Obniżenie Milicko-Głogowskie, w mezoregionie Pradolina Głogowska. Położone najdalej na południu grodziska w Solnikach i Popęszycach (rys. 1B) znajdują się na terenie makroregionu Wał Trzebnicki i mezoregionu Wzgórz Dalkowskie. Ze względu na ich bliskie sąsiedztwo, wyżej wymienione grodziska różni położenie dopiero na szczeblu mikroregionalnym. Grodzisko w Solnikach leży na Wzgórzach Kożuchowskich, natomiast okolice grodziska w Popęszycach należy zaliczyć do Grzbietu Dalkowskiego.

Rzeźbę Polski wyróżnia jej pasowość, wyraźnie zaznaczająca się w układzie równoleżnikowym (Dylikowa 1973). W niżowej części Polski naprzemiennie występują ciągi wzgórz i wzniesień morenowych oraz rozdzielające je makroformy wklęsłe – pradoliny. W Polsce Środkowej i Wschodniej odległość pomiędzy kolejnymi pradolinami lub łańcuchami wzgórz morenowych pochodzącymi z coraz młodszych zlodowaceń niejednokrotnie dochodzi do 100–150 km.



Rys. 1. Położenie badanych grodzisk

A – rycina lokalizacyjna, B – położenie badanych grodzisk na tle zasięgu zlodowacenia warty i zasięgów glacyfaz zlodowacenia wisły (za Kozarski, Nowaczyk 1999)

1 – zasięg fazy pomorskiej (około 16 200 lat BP), 2 – zasięg fazy poznańskiej (około 18 800 lat BP), 3 – zasięg fazy leszczyńskiej (około 20 000 lat BP), 4 – zasięg zlodowacenia warty (starsze od 100 000 lat BP), 5 – tereny w maksymalnym zasięgu kompleksu zlodowaceń środkowopolskich, 6 – linie postojowe czoła lądolodu w czasie zlodowacenia wisły, 7 – linie postojowe czoła lądolodu w czasie zlodowacenia warty, 8 – badane grodziska: B – grodzisko w Bobrownikach, B O – grodzisko w Bytomiu Odrzańskim, S – grodzisko w Solnikach, P – grodzisko w Popęzycach

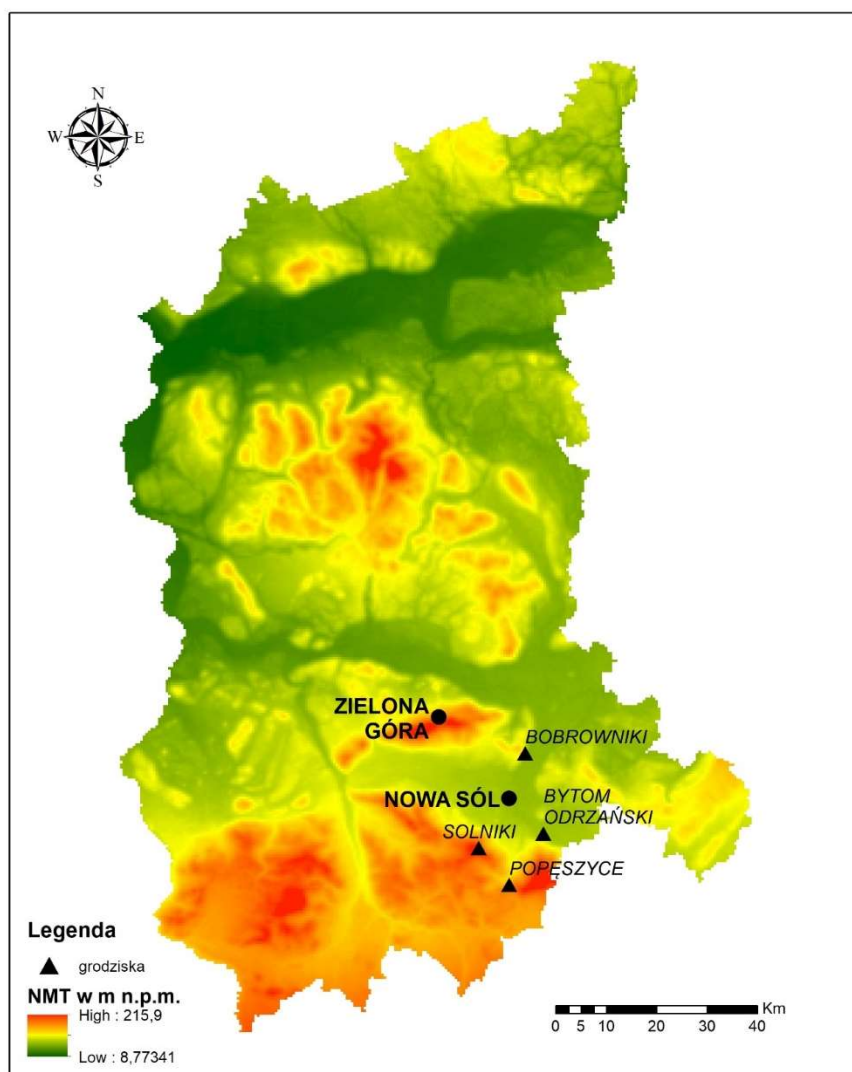
Location of the studied strongholds

A – location sketch, B – location of the studied strongholds against an extent of Warta glaciation and limits of Vistulian glacial phases (after Kozarski, Nowaczyk 1999)

1 – Pomeranian Phase (about 16,000 BP), 2 – Poznań Phase (about 18,800 BP), 3 – Leszno Phase (about 20,000 BP), 4 – Warta glaciation (older than 100,000 BP), 5 – areas belonging to the maximum extent of the Middle Polish complex, 6 – positions of the ice sheet front during the Vistulian glaciation, 7 – positions of the ice sheet front during the Warta glaciation, 8 – studied strongholds: B – Bobrowniki, B O – Bytom Odrzański, S – Solniki, P – Popęzycze

Cechą charakterystyczną ukształtowania środkowej części Polski Zachodniej jest znaczne zbliżenie do siebie pradolin i stref czołowomorenowych (rys. 2). Tutaj, w pasie o szerokości zaledwie 75 km, mieszczą się trzy pradoliny i dwa pasy wzgórz morenowych. Wśród pradolin wymienić można położoną na północy pradolinę warszawsko-berlińską (z Kotliną Kargowską), następnie pradolinę barucko-głogowską (z Pradolina Głogowską) oraz położoną na południu pradolinę wrocławsko-magdeburską. Wymienione pradoliny rozdzielają dwie główne strefy czołowomorenowe – położone na północy, wykształcone w fazie leszczyńskiej zlodowacenia wisły Wzniesienia Zielonogórskie oraz występu-

jący na południu Wał Trzebnicki, ukształtowany podczas zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenie warty). Elementem łączącym wymienione pradoliny jest rzeka Odra, która na ich terenie przyjmuje przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Odra, przekraczając strefy czołowomorenowe, przyjmuje przebieg południkowy, z czym wiąże się wykształcenie odcinków przełomowych, w których dolina zwęża się i pogłębia. Przełom Odry, przez strefę maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia ukształtowaną w fazie leszczyńskiej, określa się jako przełom nowosolski, natomiast przełom przez strefę moren czołowych wykształconą podczas zlodowacenia warty nazywa się przełomem ścinawskim.



Rys. 2. Rozmieszczenie badanych grodzisk na tle rzeźby terenu województwa lubuskiego. Opracowała S. Rodak
Distribution of the studied strongholds against geomorphology of the Lubuskie voivodship made by S. Rodak

Przytoczone cechy ukształtowania terenu pozwalają traktować rzeźbę części Polski w której znajdują się badane grodziska jako urozmaiconą, co wskazuje, że mogła ona mieć znaczenie jako czynnik lokalizacyjny. Jak wynika z rysunku 2, badane grodziska znajdowały się zarówno w pobliżu lokalnych kulminacji stref czołowo-morenowych (stanowiska Solniki i Popęszyce), jak i w pradolinach (stanowisko Bytom Odrzański), a także w strefach granicznych dużych makroform wklęsłych i wypukłych (stanowisko Bobrowniki).

Przegląd badań archeologicznych

Spośród licznych stanowisk środkowej części Polski Zachodniej, interpretowanych jako

grodziska, do bliższej charakterystyki wybrano cztery obiekty, których lokalizację i środowiskowe uwarunkowania przedstawiono poniżej. Wśród tych założeń obronnych można wyróżnić grody plemienne, funkcjonujące do końca X w. (Popęszyce, Solniki) oraz grody młodsze, związane z państwem wczesnopiastowskim (Bytom Odrzański, Solniki). Chronologia i funkcja grodziska w Bobrownikach jest nieokreślona. Na stanowisku nie przeprowadzono do tej pory szerszych prac archeologicznych. Przypuszcza się, że była to osada obronna kultury łużyckiej, wykorzystana ponownie we wczesnym średniowieczu (Urbańska, Kurnatowski 1967; Łodowski 1980; Lewczuk 1993; Moździoch 1998). Większość grodzisk ujętych w projekcie badawczym była znana przed II wojną światową (Bobrowniki: Hellmich 1930; Uhtenwoldt 1938; Popęszyce:

Schuster 1869; Hellmich 1930; Solniki: Behla 1888; Schuster 1869; Hellmich 1929, 1930; Kurtz 1936). Pierwsze badania archeologiczne przeprowadzono w Popęszycach w 1875 r., a następnie kontynuowano w 1926 r. (Jahn 1937). Obiekt jest położony na niewielkim wyniesieniu Wzgórz Dalkowskich noszącym obecnie nazwę Góry Zdobywczej dawniej Burg (Berg). Podczas prac archeologicznych wyróżniono dwie fazy funkcjonowania obiektu. Początkowo miałyby to być osada otwarta, strawiona przez pożar. Dopiero później zbudowano umocnienia obronne w postaci wału o konstrukcji rusztowej na nasypie ziemnym, wzmocnionym kamieniami (Jahn 1937). Założenie obronne w Popęszycach nawiązuje formą do grodów typu Tornow-Klenica, położonych głównie na pograniczu Wielkopolski, Śląska i Łużyc, datowanych do niedawna na VI–VII w. Obecnie uważa się, że obiekty te powstały w IX–X wieku (Hilczerówna 1970; Lodowski 1980; Henning, Heußner 1992; Lewczuk 1993; Dulnicz 1994; Czapla 2014).

Kolejnym rozpoznany obiekt jest grodzisko w Solnikach, zlokalizowane na niewielkim wyniesieniu na północnych zboczach Wzgórz Dalkowskich. Obiekt był badany wykopaliskowo w latach 60. ubiegłego wieku (do dziś na stanowisku widoczne są ślady po niezasypanych wykopach archeologicznych). Niestety wyniki ówczesnych prac nie zostały nigdy szerzej opublikowane, a liczne materiały opracowane. Przypuszcza się, że pierwotnie w tym miejscu funkcjonowała osada obronna kultury łużyckiej, następnie zbudowano gród wczesnośredniowieczny, funkcjonujący od VIII po XIII wiek (Kołodziejewski 1969a, b, 1972; Hilczerówna, Urbańska-Łosińska 1970; Kaczkowski 1971, 1972; Lodowski 1980; Moździoch 1990, 1998; Lewczuk 1993, 1999; Rodak 2017).

Najlepiej przebadanym archeologicznie grodziskiem jest obiekt w Bytomiu Odrzańskim, wzmiankowany w źródłach jako gród kasztelański (Moździoch 2002; Rodak 2017). Założenie obronne zlokalizowane na terenach zalewowych w dolinie Odry zostało całkowicie zniszczone przez orkę oraz średniowieczne zmiany koryta rzeki. Obiekt został odkryty w latach 60. XX w. Podczas wielosezonowych prac archeologicznych stwierdzono, że pierwotnie gród piastowski został założony na planie wydłużonego owalu w poł. XI w. i funkcjonował do poł. XIII w. Zabudowa wewnętrzna grodu oraz planigrafia odkrywanych zabytków archeologicznych pozwoliła badaczowi wydzielić dwie części grodu, gród właściwy związany z administracją kasztelańską

oraz podgrodzie (Moździoch 2002 – tam dalsza literatura).

Metody badań litologicznych

W terenie, na obszarze badanych grodzisk, jak i w ich najbliższym otoczeniu, wykonano wiercenia świdrem ręcznym. Profile wierceń opróbowano pod kątem analizy uziarnienia osadów i określenia ich wieku bezwzględnego metodą ^{14}C . Należy podkreślić, że warunek prowadzenia badań bez naruszania osadów na stanowisku archeologicznym, czyli bez możliwości szczegółowego przeanalizowania złożenia materiału w profilu pionowym – w ścianie odsłonięcia geologicznego lub ścianie profilowej wkopu archeologicznego, znacznie utrudniał pobranie próbek do analiz radiowęglowych. Z uwagi na materiał organiczny na wtórnym złożu, obiekt w Bytomiu Odrzańskim nie dostarczył materiałów do analizy radiowęglowej. Analizy uziarnienia przeprowadzono w laboratorium Instytutu Nauk o Ziemi Wydziału Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, a analizy ^{14}C w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale (MKL).

Uziarnienie pobranych próbek zbadano za pomocą zestawu sit firmy Fritsch oraz z wykorzystaniem analizy areometrycznej metodą Bauyocose w modyfikacji Cassagrande’a i Prószyńskiego (Turski 1986). Za pomocą programu „Gradistat” przeprowadzono obliczenia statystycznych parametrów uziarnienia badanych utworów (Folk, Ward 1957). Relacje wybranych parametrów uziarnienia, to znaczy średniej średnicy ziaren (M_z) i odchylenia standardowego (δ_i), stanowiącego miarę wysortowania osadu, zestawiono w sposób podany przez Mycielską-Dowgiałło (1995) oraz Racinowskiego i in. (2001).

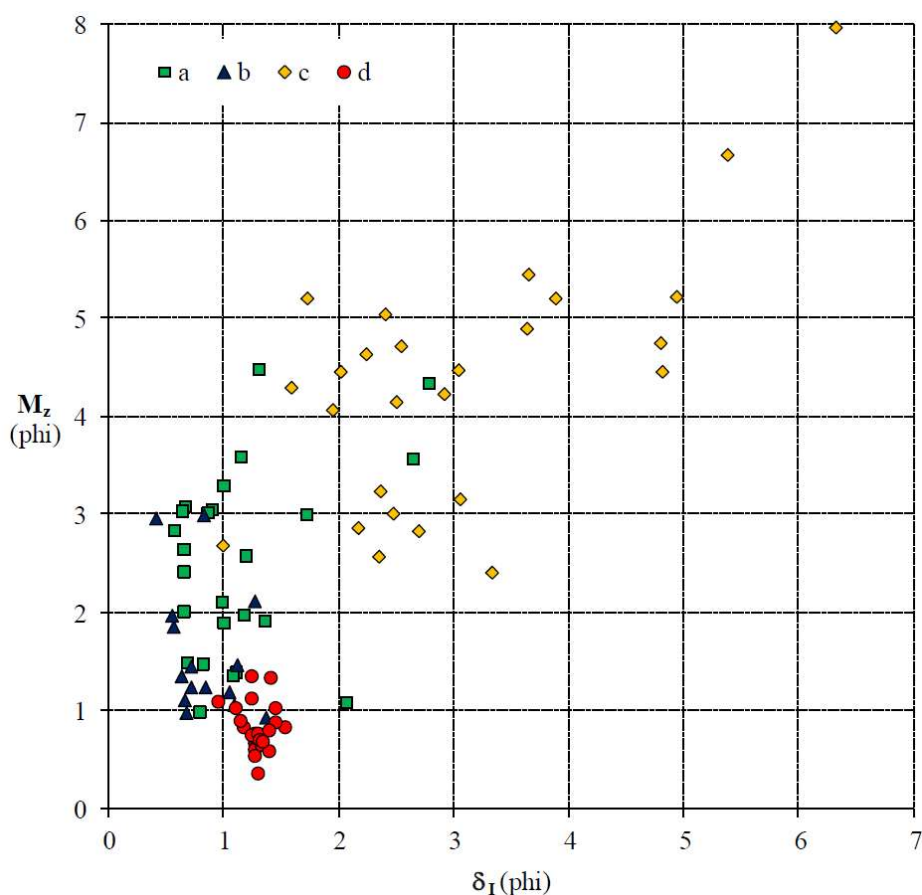
Zawartość materii organicznej w wybranych próbkach zbadano metodą strat prażenia w temperaturze 550°C (Myślińska 2001). Koncentrację węglanu wapnia ustalono metodą objętościową przy pomocy aparatu Scheiblera (Turski 1986).

Charakterystyka środowiska przyrodniczego badanych stanowisk

Podłoże geologiczne dla badanych grodzisk tworzyły utwory zróżnicowane pod względem genezy i wieku (rys. 3), wśród których przeważały utwory z plejstocenu, wiekowo powiązane z młodszą jego częścią (stanowiska w Bobrownikach, Solnikach i Popęszycach). Miąższość

utworów czwartorzędu w środkowej części Polski Zachodniej waha się od 25 do 100 m (Mojski 2005), a wśród utworów czwartorzędu opisywanego terenu można wyróżnić od 2 do 3 poziomów glacialnych (Mojski 1999). Jedynie wiek podłoża geologicznego grodziska w Bytomiu Odrzańskim jest młodszy – przypada na holocen, co wynika z położenia badanego obiektu na dnie dużej doliny rzecznej. Generalnie przeważają utwory pośredniej akumulacji lodowcowej, to znaczy piaski i żwiry wodnolodowcowe (stanowiska w Bobrownikach i Popęszycach). Utwory z Bobrownik (rys. 3, sygnatura 2 a) cechują się dość zróżnicowanym uziarnieniem, zarówno pod względem średnich średnic ziaren (M_z), jak i stopnia wysortowania osadu (δ_I), na co składają się różnice w wykształceniu osadów podłoża grodziska w jego zachodniej i wschodniej części.

Utwory z Popęszyc (rys. 3, sygnatura d) są z kolei bardzo jednolite i najbardziej gruboziarniste. Utwory bezpośredniej akumulacji lodowcowej – gliny zwałowe – występowały w nieco głębszym podłożu grodziska w Solnikach (rys. 3, sygnatura c), gdzie były one przykryte cienką warstwą utworów lessopodobnych (Issmer 1999; Jary i in. 2002). Powoduje to bardzo silne zróżnicowanie średnich średnic ziaren, obejmujące aż 6 jednostek phi, a także stopnia wysortowania osadu. Dominują tu utwory niewysortowane, co ma powszechnie miejsce w przypadku glin zwałowych. Podłoże obiektu w Bytomiu Odrzańskim (rys. 3, sygnatura b) zbudowane jest przeważnie z piasków aluwialnych cechujących się stosunkowo dobrym wysortowaniem, ukształtowanym w transporcie rzeczny.



Rys. 3. Relacje średnich średnic ziaren (M_z) i wysortowania osadów (δ_I) dla utworów podłoża badanych grodzisk w środkowej części Polski Zachodniej

a – stanowisko Bobrowniki, b – stanowisko Bytom Odrzański, c – stanowisko Solniki, d – stanowisko Popęszyc; w przypadku stanowisk w Bobrownikach i Popęszycach uwzględniono także próbki z osadów z których zbudowano wały grodzisk

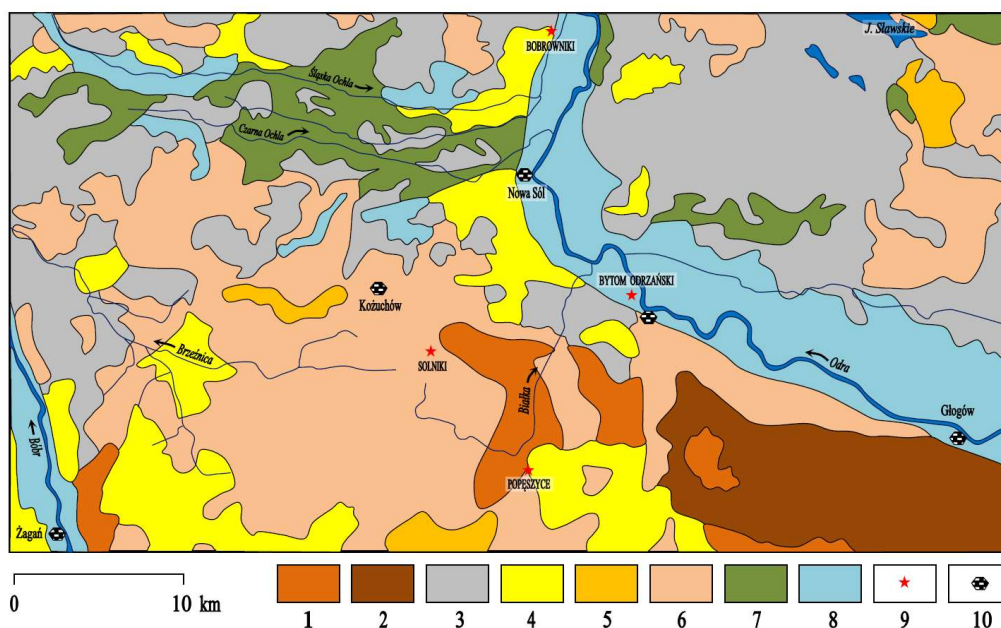
Relationship between mean grain size (M_z) and sorting degree (δ_I) of deposits of the substratum of the studied strongholds in central Western Poland

a – Bobrowniki site, b – Bytom Odrzański site, c – Solniki site, d – Popęszyc site; in the case of sites at Bobrowniki and Popęszyc samples taken from deposits of strongholds' ramparts were also considered

Od strony hydrologicznej wszystkie badane grodziska znajdują się w dorzeczu Odry, w regionie wodnym Środkowej Odry (Absalon 2017). Jego lewa część cechuje się stosunkowo znaczną gęstością sieci rzecznej, sięgającą 4–5 km/km² (Fac-Beneda 2017). Tereny sąsiadujące z grodziskiem w Bobrownikach są odwadniane do lewego dopływu Odry – rzeki Śląskiej Ochli, która uchodzi do recypienta w Kotlinie Kargowskiej. Rejon grodziska w Solnikach odwadnia mała rzeka Solanka, wpadająca do Odry w Nowej Soli. Okolice grodziska w Popęszycach znajdują odwodnienie poprzez rzekę Białkę (Białą Wodę), również lewostronnie uchodzącą do Odry pomiędzy Nową Solą a Bytomiem Odrzańskim. Najbliższe sąsiedztwo położonego na dnie doliny Odry obiektu w Bytomiu Odrzańskim jest odwadnianie bezpośrednio do wymienionej rzeki przez system beziemiennych i drobnych cieków błędzących po dnie dolinnym oraz kanałów i rowów melioracyjnych.

Pokrywa glebowa na opisywanym terenie jest zróżnicowana (rys. 4). Przeważają gleby strefowe z działu gleb autogenicznych (Kuznicki i in.

1989), z rzędu gleb brunatnoziemnych (rys. 4, sygnatury 1, 2 i 6) oraz z rzędu gleb bielicoziemnych (rys. 4, sygnatury 3, 4 i 5). Zauważona prawidłowość jest odbiciem ogólnej struktury gleb Polski, w której zaznacza się przewaga gleb z wyżej wymienionych rzędów (Bednarek, Prusinkiewicz 1997). Z uwagi na występowanie na terenie zilustrowanym na rysunku 4 dużej doliny rzecznej i fragmentu pradoliny barucko-głogowskiej, zaznacza się tam stosunkowo duży udział gleb śródstrefowych z działu gleb hydrogenicznych (rys. 4, sygnatura 7) oraz z działu gleb napływowych (rys. 4, sygnatura 8). Charakterystyczne jest, że badane grodziska ułożono w miejscach stosunkowo dużego urozmaicenia gleb – stanowiska w Bobrownikach i Popęszycach są położone w strefach kontaktu co najmniej 3 różnych typów gleb. Nieco mniejszym urozmaiceniem pedosfery cechują się okolice grodziska w Solnikach. Obiekt w Bytomiu Odrzańskim o położeniu dolinnym otaczają zewsząd gleby tylko jednego typu – właściwe dla den dolinnych mady rzeczne.



Rys. 4. Gleby w otoczeniu badanych grodzisk (za Musierowicz i in. 1961, nieco zmienione)

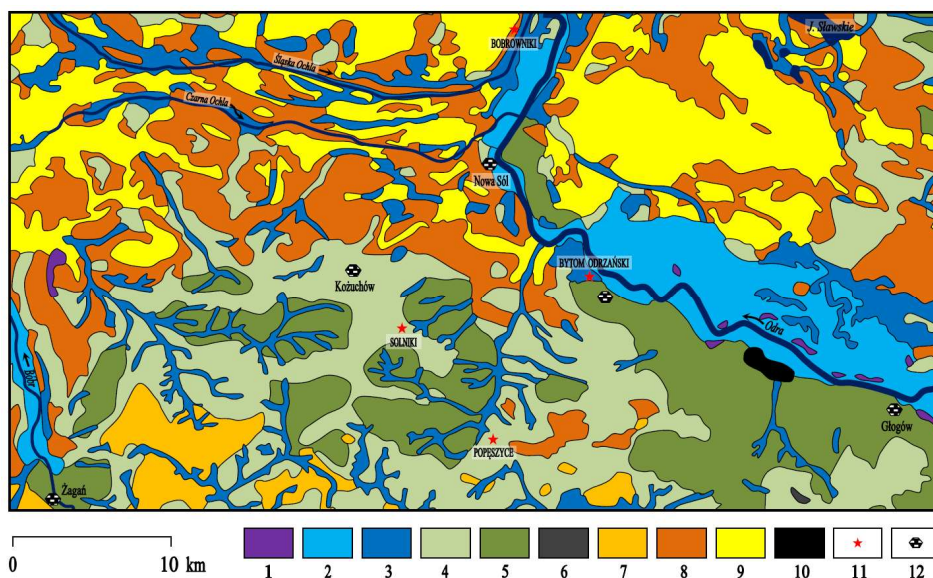
1 – gleby brunatne lekkie i średnie, 2 – gleby brunatne wytworzone z utworów pyłowych wodnego pochodzenia, 3 – gleby bielcowe luźne, wytworzone z piasków, 4 – gleby bielcowe słabo gliniaste, wytworzone z piasków, 5 – gleby bielcowe gliniaste, wytworzone z piasków, 6 – gleby płowe wytworzone z glin zwałowych, 7 – gleby murszowe, 8 – mady lekkie, średnie i ciężkie, 9 – badane grodziska, 10 – ważniejsze miasta

Soils around the studied strongholds (after Musierowicz *et al.* 1961, slightly changed)

1 – light and medium brown soils, 2 – brown soils developed from loam, 3 – loose podzolic soils developed from sands, 4 – podzolic loamy soils developed from sands, 5 – podzolic loamy soils developed from sands, 6 – grey-brown podzolic soils developed from glacial tills, 7 – muck soils, 8 – light, medium and heavy alluvial soils, 9 – studied strongholds, 10 – major towns

Pochodną rzeźby terenu, podłoża geologicznego, warunków hydrologicznych, edaficznych i mikroklimatycznych jest mozaika siedlisk, które w momencie ustania działalności człowieka, zostałyby opanowane przez zróżnicowaną przestrzennie potencjalną roślinność naturalną (rys. 5). Z pewnymi zastrzeżeniami (Makohonienko 2014) można przyjąć, że mapa potencjalnej roślinności naturalnej wyraża rozmieszczenie zbiorowisk roślinnych (leśnych), które występowały w otoczeniu czterech wzniesionych we wczesnym średniowieczu obiektów grodzowych. W sąsiedztwie dwóch grodzisk o położeniu wysoczyznowym (stanowiska Solniki i Popęszyce) zaznaczały się zbiorowiska grądowe (rys. 5, sygnatury 4 i 5), dość bogate pod względem składu gatunkowego, obfitujące przede wszystkim w gatunki liściaste o większych wymaganiach klimatycznych. Prze-

waga grądów w obrazie potencjalnej roślinności naturalnej jest charakterystyczna dla Polski Zachodniej, cechującej się nieco wilgotniejszą i cieplejszą odmianą klimatu umiarkowanego przejściowego (Matuszkiewicz 1999a). W pobliżu grodziska w Bobrownikach panowały bory kontynentalne z przewagą sosny (rys. 5, sygnatury 8 i 9), co było konsekwencją budowy geologicznej podłoża składającego się z miększej serii utworów wodnolodowcowych. Zupełnie inne formacje leśne rozprzestrzeniały się w otoczeniu obiektu w Bytomiu Odrzańskim. Były to lasy łąkowe (rys. 5, sygnatury 2 i 3) o strukturze gatunkowej zdominowanej przez drzewa liściaste – olszę, jesion i wiąz. Było to spowodowane odmiennością położenia; w odróżnieniu od trzech wyżej omówionych grodzisk, obiekt w Bytomiu Odrzańskim zajmował położenie dolinne.

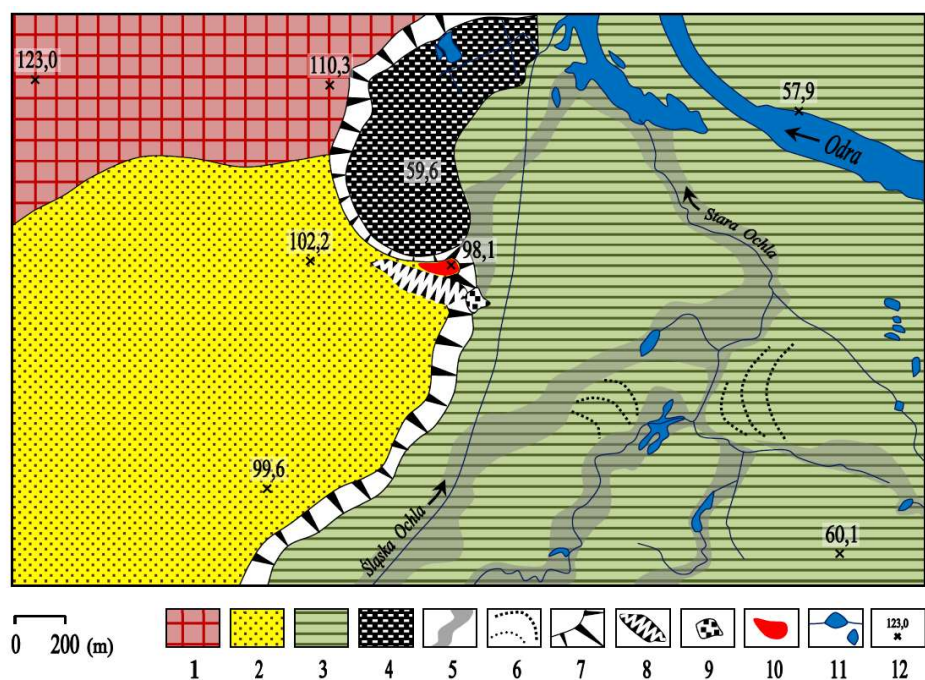


Rys. 5. Potencjalna roślinność naturalna w otoczeniu badanych grodzisk (za Matuszkiewicz i in. 1995, nieco zmienione)

1 – ols środkowoeuropejski (*Carici elongate-Alnetum*), 2 – niżowe nadrzeczne łągi jesionowo-wiązowe w strefie zalewów epizodycznych (*Ficario-Ulmetum typicum*), 3 – niżowe łągi olszowe i jesionowo-olszowe siedlisk wodnogruntowych (*Circaeo-Alnetum*), 4 – grądy środkowoeuropejskie, odmiana śląsko-wielkopolska, forma niżowa, seria uboga (*Galio silvatici-Carpinetum*), 5 – j.w., seria żyzna, 6 – „kwaśna” buczyna niżowa (*Luzulo pilosae-Fagetum*), 7 – niżowa dąbrowa acidofilna typu środkowoeuropejskiego (*Calamagrosito-Quercetum petraeae*), 8 – kontynentalne bory mieszane (*Pino-Quercetum*), 9 – suboceaniczne śródlądowe bory sosnowe w kompleksie boru świeżego (*Leucobryo-Pinetum*), boru suchego (*Cladonio-Pinetum*) i boru wilgotnego (*Molinio-Pinetum*), 10 – roślinność środowisk zdewastowanych; obszary pozbawione roślinności, 11 – badane grodziska, 12 – ważniejsze miasta

Potential natural vegetation around the studied strongholds (after Matuszkiewicz *et al.* 1995, slightly changed)

1 – Middle-European alden fen forest (*Carici elongate-Alnetum*), 2 – lowland ash-elm floodplain forest (*Ficario-Ulmetum typicum*), 3 – lowland alder and ash-alder forest on the groundwater soils (*Circaeo-Alnetum*), 4 – Middle-European submontane oak-hornbeam forest, Silesia/Great-Poland-vicariant, mesotrophic („poor”) communities (*Galio silvatici-Carpinetum*), 5 – as above, eutrophic („rich”) communities, 6 – lowland acidophilous beech forest with graminoids and/or dwarf-shrub in undergrowth (*Luzulo pilosae-Fagetum*), 7 – Middle-European lowland acidophilous oak forest (*Calamagrosito-Quercetum petraeae*), 8 – continental mesotrophic oak-pine mixed forest (*Pino-Quercetum*), 9 – suboceanic Middle-European pine forest complex: *Leucobryo-Pinetum* (middle), *Cladonio-Pinetum* (dry) and *Molinio-Pinetum* (moist), 10 – devastated environment vegetation; also areas of missing vegetation, 11 – studied strongholds, 12 – major towns

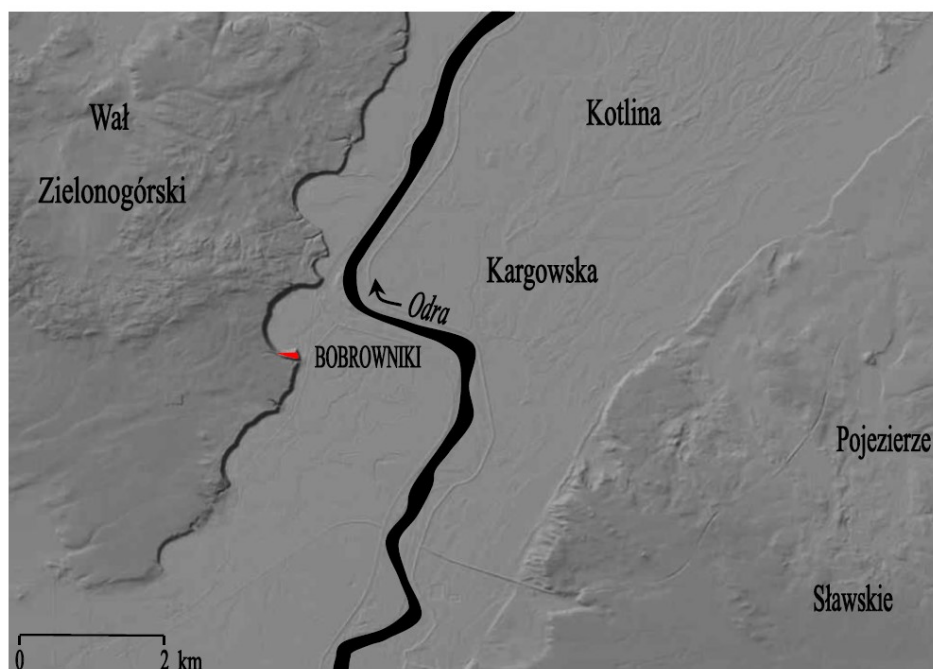


Rys. 6. Szkic geomorfologiczny otoczenia grodziska w Bobrownikach

1 – moreny czołowe, przeważnie spiętrzone, 2 – poziom sandrowy, 3 – rzeczna terasa akumulacyjna niska (II), 4 – równina torfowa, 5 – zarysy paleokoryt, 6 – ślady migracji paleokoryt, 7 – ważniejsze stoki, 8 – parów, 9 – stożek akumulacyjny parowu (proluwialny), 10 – grodzisko Bobrowniki, 11 – koryta rzeczne i zbiorniki wodne, 12 – koty wysokościowe (w m n.p.m.)

Geomorphical sketch of the surrounding of a stronghold at Bobrowniki

1 – push-moraines, 2 – outwash level, 3 – accumulation low river terrace (II), 4 – peat plain, 5 – outlines of palaeochannels, 6 – traces of palaeochannels' migration, 7 – major slopes, 8 – gully, 9 – gully accumulation fan (proluvial), 10 – stronghold at Bobrowniki, 11 – river channels and water reservoirs, 12 – height points (in m a.s.l.)



Rys. 7. Szczegóły rzeźby lewej krawędzi doliny Odry w okolicach Bobrownik

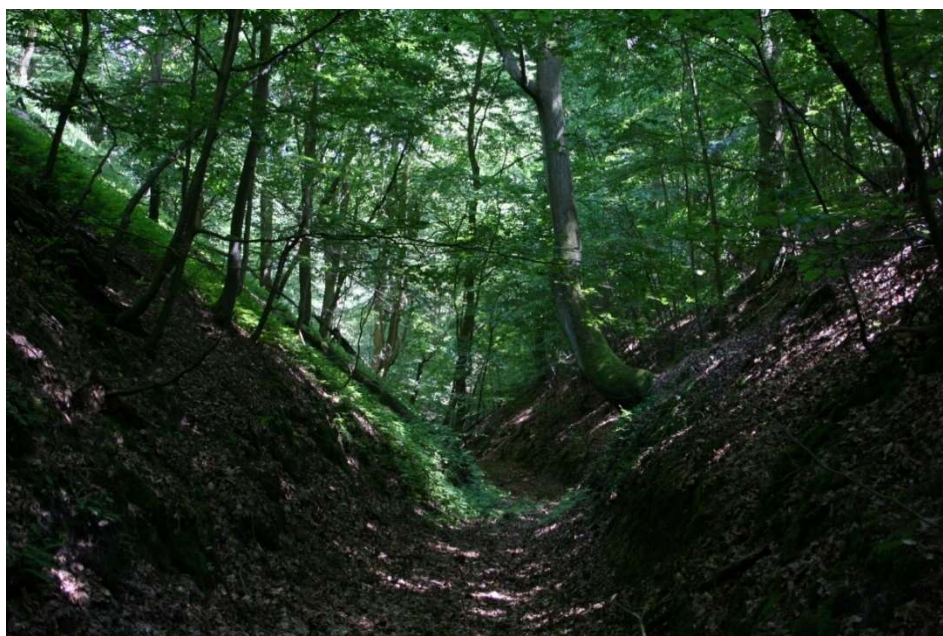
na podstawie: geoportal.gov.pl/imap, dostęp: 23.10.2017 r.

Relief details of the left edge of the Odra River valley in the vicinity of Bobrowniki

based on geoportal.gov.pl/imap, access: October 23, 2017

Od strony południowej grodziska towarzyszy stromościenny parów (rys. 6, sygnatura 8, por. także fot. 1). Nachylenia i wysokość jego orograficznie lewego zbocza, przylegającego bezpośrednio do grodziska, są równie duże jak wyżej omówionej erozyjnej krawędzi doliny Odry. Warto podkreślić, że parów ten był jedyną na przestrzeni kilku kilometrów formą morfologiczną, wzdłuż której można było wygodnie przedostać się z wysoczyzn na dno doliny Odry. Uwzględniając naturalne elementy rzeźby terenu, to znaczy: 1) zbocze doliny Odry na wschodzie, 2) stok podcięcia paleomeandra na północy oraz 3) zbocze parowu na południu, wskutek

działania erozji rzecznej i wąwozowej doszło do wyodrębnienia charakterystycznego, prawie płaskiego ostańca poziomego sandrowego o powierzchni około 1 ha. We wczesnym średniowieczu wykorzystano go zapewne stosunkowo niewielkim wysiłkiem do zorganizowania grodu o pierwszorzędnych cechach obronności. Jedynym sektorem, w którym gród nie miał naturalnej bariery morfologicznej, był sektor zachodni. Brak zabezpieczenia tej strefy zniwelowano przez usypanie stosunkowo krótkiego, kilkumetrowej wysokości, wału ziemnego w miejscu, gdzie ostaniec ma najwęższą „szyję” łączącą go z wysoczyzną.



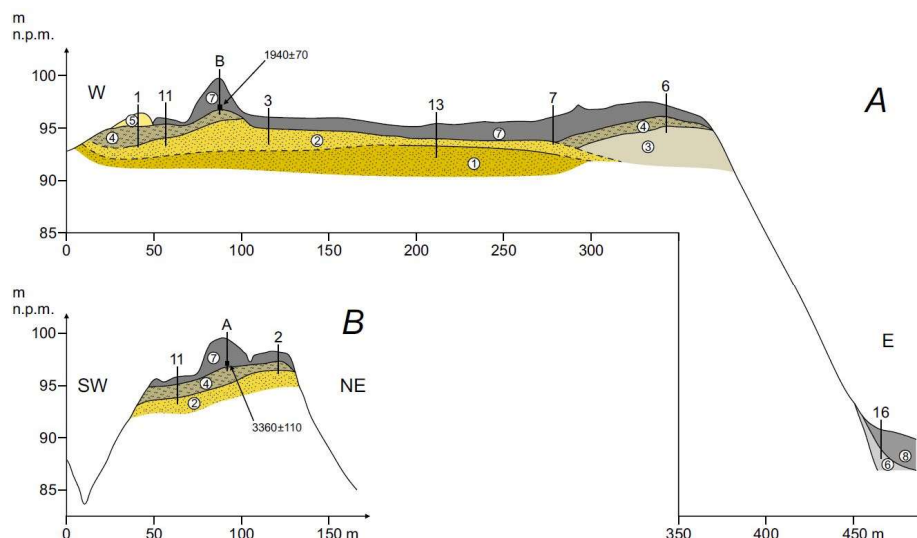
fot. J. Twardy, 2017

Fot. 1. Parów przylegający do grodziska w Bobrownikach od południa. Charakterystyczny jest jego V-kształtny erozyjny profil, strome stoki o prostym kształcie i bardzo wąskie dno

Gully adjacent to a stronghold at Bobrowniki from the south. Its V-shaped erosional profile, steep slopes with a straight shape and a very narrow bottom are characteristic

Pomimo bardzo urozmaiconej morfologii obszaru, na którym leży grodzisko, jego powierzchniowa budowa geologiczna nie jest skomplikowana. Podłoże stanowią żwiry z piaskami, nawiercone na głębokości około 180 cm (rys. 8A, sygnatura 1), które można uznać za utwory genezy wodnolodowcowej. Wyżej znajduje się seria piasków (rys. 8A, sygnatura 2), głównie gruboziarnistych, z domieszkami żwiru lub piasków drobnoziarnistych, stwierdzona na niemal całej badanej powierzchni, poza częścią wschodnią. Są to osady umiarkowanie dobrze wysortowane, o symetrycznym rozkładzie uziar-

nienia. Zawierają bardzo mały odsetek węgla wapnia (około 0,2–0,4%), co może wskazywać na ich odpowierzchniowe odwapnienie. We wschodniej części ostańca nawiercone podłoże stanowi mułek piaszczysty jasnobezowy (rys. 8A, sygnatury 3 i 4), o umiarkowanie dobrym wysortowaniu, który również jest wodnolodowcowego pochodzenia. Opisane utwory stanowią podłoże (calec) dla utworów z domieszkami humusowymi (rys. 8A, sygnatura 7), które mogły być przekształcane w trakcie działalności człowieka na stanowisku.



Rys. 8. Przekroje geologiczne ostańca zajętego przez grodzisko w Bobrownikach

A – przekrój równoleżnikowy

1 – piasek ze żwirem, wodnolodowcowy, 2 – piasek różnoziarnisty, wodnolodowcowy, 3 – mułek piaszczysty, wodnolodowcowy, 4 – piasek z udziałem mułków, wodnolodowcowy, 5 – piasek różnoziarnisty z rozproszonym humusem, 6 – piasek drobnoziarnisty, deluwialny, 7 – piasek ze żwirem z udziałem humusu, węgla drzewnych (warstwa antropogeniczna), 8 – piasek humusowy, deluwialny

B – przekrój przez wał grodziska

2 – piasek różnoziarnisty, wodnolodowcowy, 4 – piasek z udziałem mułków, wodnolodowcowy, 7 – piasek ze żwirem z udziałem humusu, węgla drzewnych (warstwa antropogeniczna); wyniki datowań: 3360±110 lat BP (MKL-3609; 1 σ cal: 1858–1506 BC) i 1940±70 lat BP (MKL-3610; 1 σ cal: 38 BC–130 AD)

Geological cross-sections of the hillock occupied by a stronghold at Bobrowniki

A – latitudinal cross-section

1 – fluvioglacial sand with gravel, 2 – fluvioglacial vari-grained sand, 3 – fluvioglacial sandy silt, 4 – fluvioglacial sand with silt, 5 – vari-grained sand with dispersed humus, 6 – deluvial fine-grained sand, 7 – sand with gravel, with humus and charcoal (anthropogenic layer), 8 – deluvial humus sand

B – cross-section through the stronghold rampart

2 – fluvioglacial vari-grained sand, 4 – fluvioglacial sand with silt, 7 – sand with gravel, with humus and charcoal (anthropogenic layer); dating results: 3360±110 years BP (MKL-3609; 1 σ cal: 1858–1506 BC) and 1940±70 years BP (MKL-3610; 1 σ cal: 38 BC–130 AD)

Pokrywa antropogeniczna w obrębie stanowiska ma zmienną miąższość – od około 40 cm przy północnej krawędzi ostańca, do 150 cm w części środkowej. Skład granulometryczny utworów z tej przypowierzchniowej warstwy wskazuje na jej duży związek z podłożem, potwierdzając, że jest to materiał pobrany na miejscu i minimalnie zmieniony. Utwory te zawierają śladowe ilości węgla wapnia, ale zaznacza się udział materii organicznej w ilości od 0,8% do 2,0%. Miąższość serii antropogenicznej jest oczywiście większa w obrębie wału, stwierdzono wartości od 220 do 275 cm. W nasypie wału występowały przede wszystkim piaski z dużą ilością materiału humusowego i rozproszonymi węgielkami drzewnymi. Natrafiano także na większe wkładki węgla drzewnego, co może być śladem spalonych elementów drewnianych. Dwie próbki tego materiału poddano datowaniom radiowęglowym (rys. 8), starsza data su-

geruje, że wznoszenie wału można wiązać z osadą obronną ludności kultury łużyckiej, natomiast młodsza data wydaje się postarzona. Można przyjąć, że przy budowie wału wykorzystano materiał z bezpośredniego otoczenia.

Ze względu na brak wód powierzchniowych na ostańcu, na którym ulokowano gród w Bobrownikach, jak i na pobliskich wysoczyznach, baza wodna dla mieszkańców grodu musiała znajdować się na dnie doliny Odry. Z uwagi na stromą stoków ostańca transport wody na teren grodziska musiał się odbywać wzdłuż parowu sąsiadującego z grodem. Pokrywa się to za spostrzeżeniami Twardego (2013), wskazującymi na dużą rolę tego rodzaju niewielkich nawet form wklęsłych, które dzięki swojej morfologii umożliwiały przemieszczanie się pomiędzy wysoczyznami a dnami głęboko wciętych dolin rzecznych.

Obiekt w Bytomiu Odrzańskim

Zajmująca Pradolinę Głogowską dolina rzeki Odry ma w okolicy Bytomia Odrzańskiego około 8–9 km szerokości. Za Szałajdewiczem (1995, 2000) w dolinie Odry można wyróżnić łącznie 3 terasy erozyjno-akumulacyjne: terasę nadzalewową wyższą (I), położoną 7–12 m ponad poziom rzeki (p.p.rz.), zachowaną jedynie w małym fragmencie, na którym leży południowa część i przedmieścia Bytomia Odrzańskiego, następnie terasę nadzalewową niższą (II), położoną 4–6 m p.p.rz., występującą poniżej Bytomia Odrzańskiego w postaci ciągłej listwy o zmiennej szerokości oraz terasę zalewową (1–3 m p.p.rz.). Rysunek 9 obejmuje bliskie sąsiedztwo grodziska w Bytomiu Odrzańskim i ilustruje geomorfologię dna dolinnego z uwidocznionymi jedynie płatami terasy zalewowej (sygnatura 1). Terasa zalewowa jest zbudowana z piasków rzecznych o średniej miąższości 4–5 m (Szałajdewicz 1995, 2000). Maksymalną, blisko 10-metrową, miąższość tych utworów stwierdzono po drugiej stronie koryta Odry, na wysokości Bytomia Odrzańskiego. Rzeźba dna dolinnego w okolicy grodziska jest stosunkowo monotonna (fot. 2); niemniej na podstawie obserwacji terenowych, połowych prac geologicznych, analizy materiałów fotolotniczych, mapy topograficznej i modeli lidarowych możliwe było wydzielenie na dnie dolinnym układu płatów piaszczystej terasy zalewowej (rys. 9, sygnatura 1) i rozdzielających je paleokoryt Odry (rys. 9, sygnatura 2). Podkreślić należy, że wraz z przesuwaniem się ku wschodowi, czyli ku wałom przeciwpowodziowym (rys. 9, sygnatura 6) i strefie tzw. międzywału (rys. 9, sygnatura 3), czytelność rzeźby aluwialnej zmniejsza się (rys. 9, sygnatura 4). Jest to spowodowane przez przykrycie i tym samym zamaskowanie wspomnianych form, to znaczy płatów terasy zalewowej i paleokoryt, przez najmłodsze utwory rzeczne, złożone w przykorytowych częściach dna dolinnego.

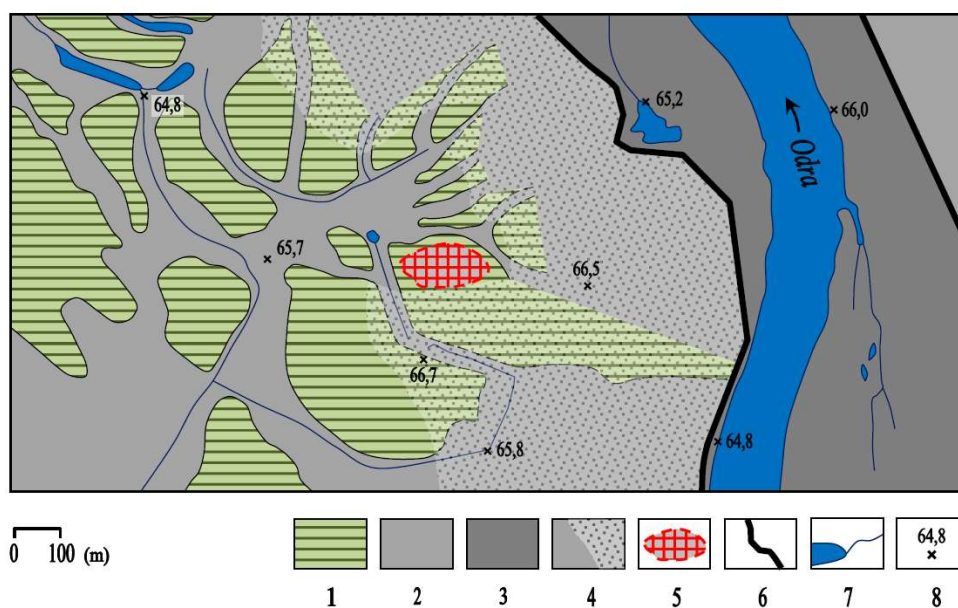
Biorąc pod uwagę z jednej strony wyżej przytoczone źródła, a z drugiej strony ograniczenia analizy geomorfologicznej, można stwierdzić, że grodzisko ulokowano na stosunkowo dużym, piaszczystym płacie terasy zalewowej Odry. W najbliższym sąsiedztwie grodziska płat ten jest wyodrębniany od zachodu, północy i wschodu przez trzy wąskie paleokoryta. W ogólnie monotonnej rzeźbie dna dolinnego stosunkowo najlepiej zaznaczało się paleokoryto północne. Obszar zajęty bezpośrednio przez grodzisko mógł być względnie suchy przez większą część roku. Zbyt wysokie uwilgotnienie terenu mogło być uciążliwe

w tych porach roku, w których Odra wykazywała najwyższe stany wód. Następowo to w okresie zimowo-wiosennym (od stycznia do kwietnia), a także wiosennym (od marca do kwietnia) (Wrzesiński 2017). W pozostałych częściach roku występowały okresy z normalnymi stanami wód lub z płytkimi niżówkami (od przełomu czerwca i lipca do przełomu września i października), co raczej nie utrudniało bytowania na terenie grodu i działalności gospodarczej na dnie dolinnym.

Nie ma danych do oceny czy paleokoryta Odry prowadziły odpływ w okresie, w którym istniał gród w Bytomiu Odrzańskim. Nie wiadomo także czy funkcjonowały jednocześnie, co w przypadku Odry nie jest wykluczone, albowiem przed rozpoczęciem prac regulacyjnych była ona rzeką wielokorytową na wielu odcinkach (Wilgat 1999; Twardy, Klimek 2008). Jeśli omawiane koryta były wyłączone z odpływu, to stanowiły zapewne strefy silnie zabagnione, znacznie utrudniające dostęp do grodu, tworząc w ten sposób namiastkę położenia obronnego.

Podłoże dla zasiedlonego płata terasy zalewowej stanowi seria piasków ze żwirami, stwierdzona na obszarze stanowiska. Są to piaski średnio- i gruboziarniste z udziałem żwiru, o zmiennym wysortowaniu, od umiarkowane dobrego do słabego. Materiał ten był całkowicie pozbawiony węglanu wapnia, także zawartość materii organicznej była bliska zeru. Opisane parametry potwierdzają rzeczne pochodzenie osadu, odłożonego w warunkach stosunkowo wysokiej energetyki przepływu w korycie rzeczonym. Ponad serią korytową znajdują się piaski różnoziarniste, głównie średnio- i drobnoziarniste, barwy żółtej z jasnobrązowymi lub pomarańczowo zabarwionymi wytrąceniami żelazistymi. Podobnie jak w wyżej opisanej serii brak w tych utworach węglanu wapnia, a zawartość materii organicznej jest niewielka – do 0,82%. Można uznać, że seria ta była składana w stosunkowo stabilnych warunkach przepływu rzeczno-ego w rozległym korycie. Obecność wytrąceń żelaza wskazuje na postsedymentacyjne położenie tej warstwy powyżej poziomu wody, z okresowym podtapianiem.

Powyżej znajdują się serie związane z pozakorytowym środowiskiem sedymentacyjnym (rys. 10B), akumulowane w nieco odmiennych warunkach energetyki przepływu, jak i – być może – przy pośrednim lub bezpośrednim wpływie człowieka. Na opisanych powyżej piaskach zalega około 50–60 cm warstwa piaszczystego osadu z rozproszoną materią organiczną, który można uznać za powodziowy. Kolejna wyróżniona seria piaszczysta jest stosunkowo cienka (do 50 cm



Rys. 9. Szkic geomorfologiczny otoczenia grodziska w Bytomiu Odrzańskim

1 – terasa zalewowa, 2 – zarysy paleokoryt i zwarte obszary z miąższą pokrywą madową, 3 – obszar międzywał, 4 – obszar słabszej czytelności rzeźby aluwialnej, 5 – hipotetyczny zarys grodziska w Bytomiu Odrzańskim, 6 – wały przeciwpowodziowe, 7 – cieki, jeziora i stawy, 8 – koty wysokościowe (w m n.p.m.)

Geomorphological sketch of the surrounding of a stronghold at Bytom Odrzański

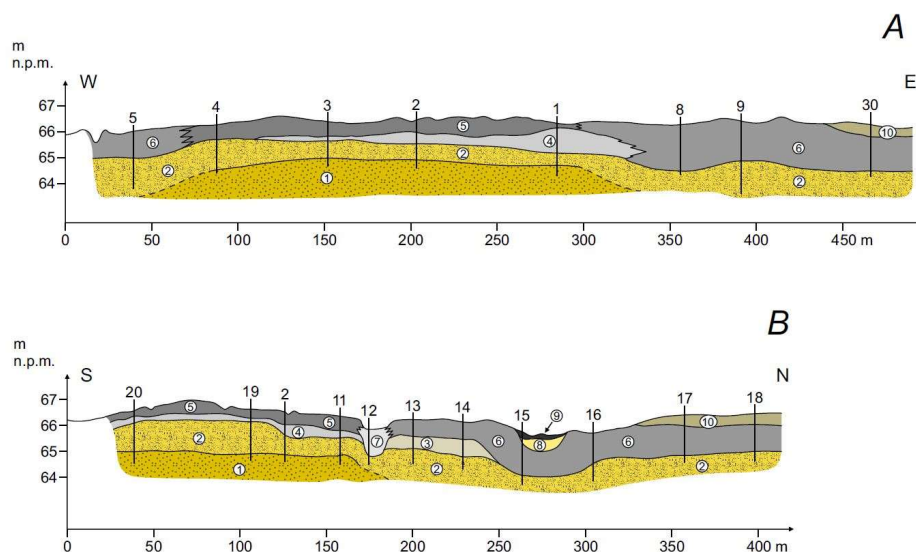
1 – floodplain, 2 – outlines of palaeochannels and compact areas with thick alluvial soil cover, 3 – inter-ramparts area, 4 – area of poorly expressed alluvial relief, 5 – hypothetical outline of the stronghold at Bytom Odrzański, 6 – flood-control dams, 7 – streams, lakes and ponds, 8 – height points (in m a.s.l.)



fot. J. Twardy, 2017

Fot. 2. Widok na rozległą terasę zalewową Odry w Bytomiu Odrzańskim

A view of the vast floodplain terrace of the Odra River in Bytom Odrzański



Rys. 10. Przekroje geologiczne przez dno doliny Odry w Bytomiu Odrzańskim

A – przekrój równoleżnikowy, B – przekrój południkowy

1 – piasek ze żwirem, rzeczny, 2 – piasek średnio- i drobnoziarnisty, rzeczny, 3 – mada piaszczysta, 4 – piasek z humusem, 5 – piasek z humusem, fragmentami węgla drzewnego, 6 – mada ilasto-mułkowa, 7 – mada ilasta, 8 – piasek średnioziarnisty, rzeczny, 9 – rozłożone szczątki roślin, 10 – piasek drobno- i średnioziarnisty, rzeczny

Geological cross-section through the Odra River bottom at Bytom Odrzański

A – latitudinal cross-section, B – meridional cross-section

1 – fluvial sand with gravel, 2 – fluvial medium- and fine-grained sand, 3 – sandy alluvial soil, 4 – sand with humus, 5 – sand with humus and fragments of charcoal, 6 – clay-silty alluvial soil, 7 – clay alluvial soil, 8 – fluvial medium-grained sand, 9 – decomposed plant remains, 10 – fluvial fine- and medium-grained sand

miąższości), ale udokumentowana została na całej powierzchni stanowiska. Utwór ten zawiera znaczne domieszki humusu i fragmentów roślin, ma charakter piaszczystej mady, być może związanej już z rolniczym wykorzystaniem terenu. W tej warstwie występują artefakty. Powyżej znajduje się warstwa o znacznie większym udziale humusu i węgla drzewnych, będąca generalnie utworem piaszczystym, zawierającym do 3,7% materii organicznej, o niemal czarnej barwie i miąższości sięgającej do 60 cm (rys. 10B).

Prawdopodobnie już po okresie funkcjonowania obiektu w Bytomiu Odrzańskim rozpoczęła się faza sedymentacji mad mułkowo-ilastych, stwierdzonych w obniżeniach otaczających stanowisko. Ich miąższość po wschodniej stronie grodziska (rys. 10A) osiąga 180 cm. Mady te zawierają znaczne domieszki rozproszonych węgli drzewnych, szczątków roślinnych i rozdrobnionego humusu. Zawartość materiału organicznego w pobranych próbkach wynosi do 7,86%. W obrębie mad stwierdzane są wkładki materiału piaszczystego lub żwirowego, a także okruchy cegieł lub polepy.

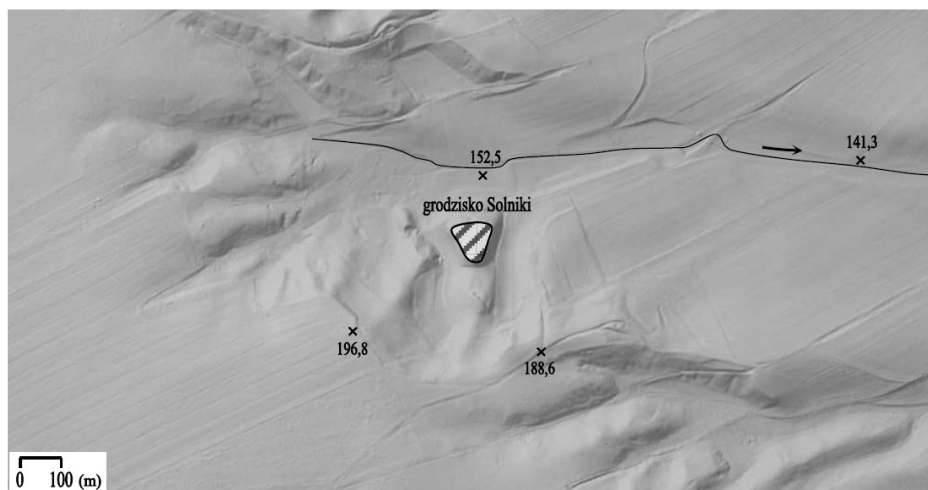
Na północ od stanowiska, na madzie ilasto-mułkowej, złożona została warstwa około 40–45 cm piasku średnio- i drobnoziarnistego (rys. 10B). Jest to utwór umiarkowanie wysortowany, zawierający nieznaczную ilość substancji organicznej (0,95%). Jego złożenie na madzie, bez jej rozcięcia, wskazuje, że może to być materiał pochodzący z szybkiej akumulacji z rozległego, być może jednorazowego, przepływu powodziowego. Na tej warstwie rozwinęła się cienka pokrywa akumulacyjna gleby, co może świadczyć, że złożenie piasku nastąpiło co najmniej kilkadziesiąt lat temu.

Grodzisko w Solnikach

Grodzisko w Solnikach znajduje się w centralnej części Wzgórz Kozuchowskich, w terenie silnie urzeźbionym (rys. 11). Wysoczyznowe „zaplecze” występuje na południe od grodziska (rys. 12, sygnatura 1), tam też znajdują się lokalne kulminacje Wzgórz (196,8 m n.p.m.). Obszar ten jest zbudowany z utworów czwartorzędowych, w litologii dominują osady młodszego ze zlodowaceń środkowopolskich – zlodowacenia warty (Sztromwasser, Walczak-Augustyniak 1999; Sztrom-

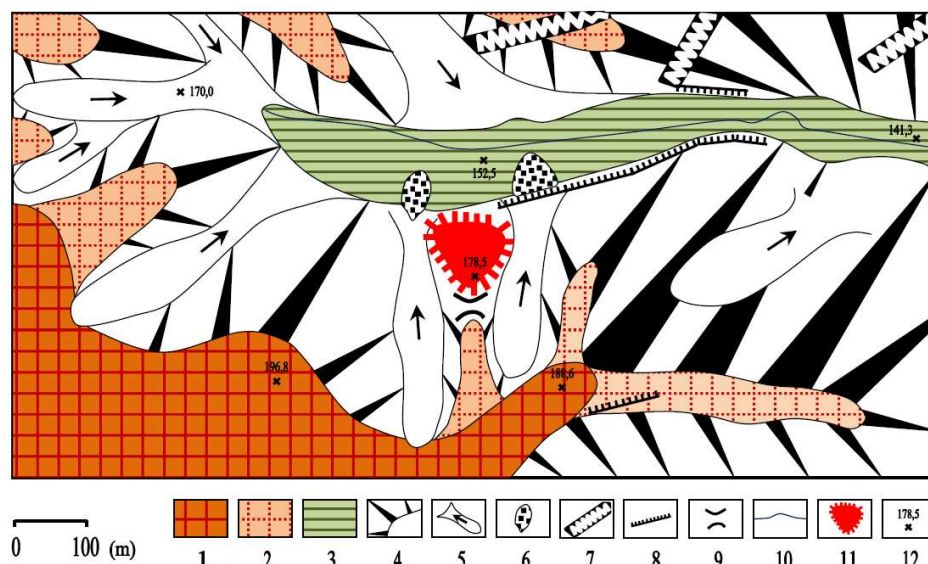
wasser 2003). Północne stoki Wzgórz Kożuchowskich pokryte są warstwą (płaszczem) utworów pseudolessowych (Issmer 1999; Sztromwasser, Walczak-Augustyniak 1999; Sztromwasser 2003), których miąższość osiąga 2 m. Utwory pseudolessowe/lessopochodne zajmują stoki, grzbiety (w tym wąskie ostrogi denudacyjne, por. rys. 12, sygnatura 2), a także wyścielają dna

dolin denudacyjnych i dolin rzecznych. Są to serie eolicznej genezy, powstałe podczas ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia wisły) wskutek akumulacji pyłów przenoszonych przez silne wiatry północne, wiejące od czaszy wycofującego się lądolodu (Jary i in. 2002; Nowaczyk 2002).



Rys. 11. Cieniowany relief terenów otaczających grodzisko w Solnikach

Shaded relief of area surrounding a stronghold at Solniki



Rys. 12. Szkic geomorfologiczny otoczenia grodziska w Solnikach

1 – wzniesienia morenowe (moreny czołowe spiętrzone), 2 – ostrogi denudacyjne, 3 – dno doliny rzecznej, 4 – ważniejsze stoki, 5 – doliny denudacyjne wraz z kierunkami spływów epizodycznych, 6 – stożki akumulacyjne, 7 – rozcięcia drogowe, 8 – skarpy rolne (tzw. wysokie miedze), 9 – przełęcz, 10 – koryto rzeczne, 11 – grodzisko Solniki, 12 – koty wysokościowe (w m n.p.m.)

Geomorphological sketch of the surrounding of a stronghold at Solniki

1 – morainic hillocks (push moraines), 2 – intervalley rim, 3 – river valley bottom, 4 – major slopes, 5 – periglacial valleys with directions of episodic flow, 6 – accumulation fans, 7 – holwegs, 8 – tillage terraces, 9 – pass, 10 – river channel, 11 – Solniki stronghold, 12 – height points (in m a.s.l.)

Grodzisko ulokowano na wąskiej ostrodze denudacyjnej o południkowej orientacji (rys. 12), przyjmującej tu postać grzbietu o stromych stokach. Rozdziela ona dwie równoległe do siebie doliny denudacyjne (rys. 12, sygnatura 5). Formy te cechują się charakterystycznymi nieckowatymi profilami poprzecznymi, stosunkowo wąskimi dnami i dość stromymi stokami. Od północy grodzisko sąsiaduje ze źródłowym odcinkiem doliny rzecznej (rys. 12, sygnatura 3), której dnem przepływa bezimienny ciek. Spływa on przez wsie Solniki i Lasocin, poniżej nich wpada do małej

rzeki Solanki, uchodzącej z kolei lewostronnie do Odry w mieście Nowa Sól. Dno dolinne w okolicy grodziska jest wąskie (fot. 3), urozmaicone złożonymi na nim stożkami akumulacyjnymi (rys. 12, sygnatura 6) wyżej wspomnianych dolin denudacyjnych. Urozmaicenie dna doliny rzecznej w połączeniu z jego niewielkim nachyleniem powoduje powstawanie na nim lokalnych podmokłości. Mały, bezimienny ciek oraz zasilające go źródła i wysięki musiały stanowić bazę wodną dla mieszkańców grodu, albowiem nigdzie w pobliżu nie ma innych możliwości zaopatrzenia się w wodę.



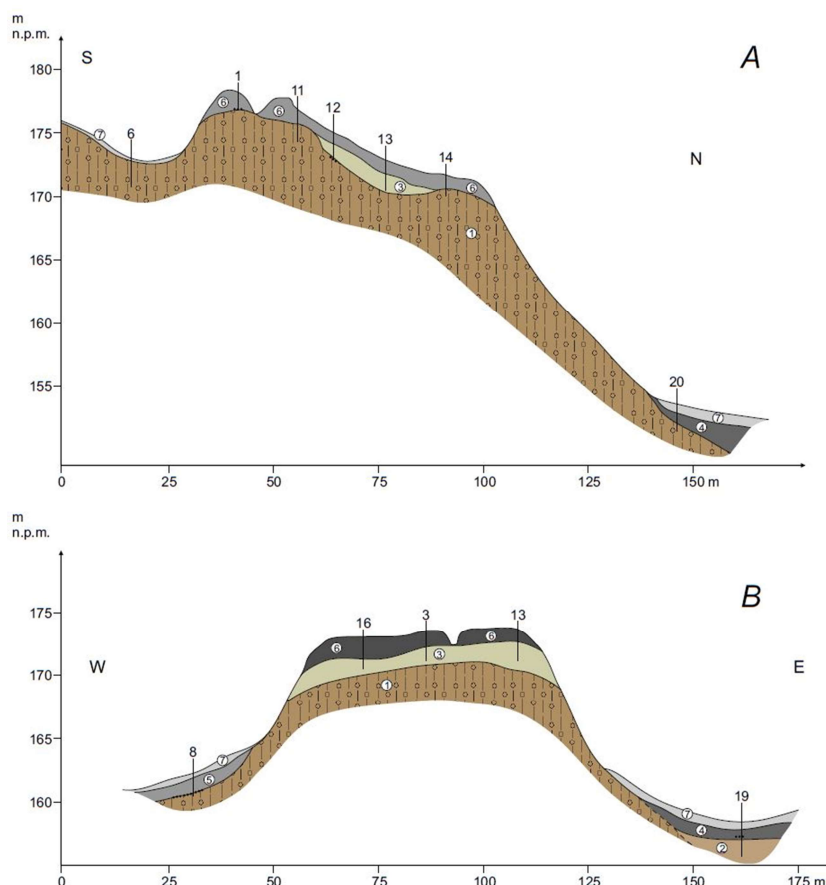
fot. J. Twardy, 2017

Fot. 3. Widok na górny odcinek bezimiennej doliny rzecznej wyodrębniającej grodzisko w Solnikach od północy

A view of the upper section of the nameless river valley separating a stronghold at Solniki from the north

W otoczeniu grodziska w Solnikach dominuje bardzo żywa rzeźba terenu (rys. 11, 12); deniwelacje na odcinku 0,75 km przekraczają 55 m, a nachylenia stoków niejednokrotnie osiągają 20°. Powodowało to, że najbliższe sąsiedztwo grodziska nie nadawało się do rolniczej eksploatacji we wczesnym średniowieczu; z taką sytuacją mamy do czynienia także obecnie. Był to czynnik sprzyjający pozostawianiu lasu w sąsiedztwie grodziska. Intensywniejsza gospodarcza eksploatacja terenu mogła mieć miejsce na północnym przedpolu pasa Wzgórz Kozuchowskich, szczególnie w rejonie współczesnych Solnik. Tam ukształtowanie terenu nie utrudniało uprawy ziemi i hodowli zwierząt, a czynnikiem sprzyjającym rolnictwu było zasobne podłoże zbudowane z utworów pseudolessowych/lessopochodnych.

Podłoże formy, na której we wczesnym średniowieczu wzniesiono gród stanowi pokład gliny żwałowej, nawiercony w profilach kilku wierceń (rys. 13A). Obserwowana glina jest utworem bezstrukturalnym, w jej masie pojawiają się wytrącenia węglanowe. Znaczna zawartość węglanu wapnia w próbce z niewielkiej głębokości wskazuje, że utwór nie uległ odwapnieniu. Może to oznaczać, że obecna powierzchnia nie jest powierzchnią pierwotną, a stropowa część profilu została usunięta. Na glinie zalega utwór mułkowy o barwie jasnobrązowej lub brązowej, o wysortowaniu materiału lepszym niż w glinie żwałowej, zawiera 1,25–1,61% substancji organicznej, co wyklucza wiązanie jego pochodzenia z procesami glacialnymi i genezą lodowcową. Osad ten może być pyłem lessowym i odpowiadać wcześniej wspomnianym utworom lessopochodnym.



Rys. 13. Przekroje geologiczne przez grodzisko w Solnikach

A – w kierunku równoleżnikowym, B – w kierunku południkowym

1 – glina zwałowa, 2 – piasek ze żwirem, wodnolodowcowy 3 – mułki lessopochodny, 4 – mułki stokowe, deluwialne, 5 – piasek różnoziarnisty, deluwialny, 6 – seria mułkowa z humusem i wkładkami węgla drzewnych (warstwa antropogeniczna), 7 – poziom akumulacyjny gleby; wyniki datowań podano w tekście

Geological cross-sections through a stronghold at Solniki

A – latitudinal cross-section, B – meridional cross-section

1 – glacial till, 2 – fluvioglacial sand with gravel, 3 – loess-derived silt, 4 – deluvial silt, 5 – deluvial vari-grained sand, 6 – silt series with humus and charcoal (anthropogenic layer), 7 – soil accumulation level; dating results are given in the text

Na opisanych powyżej utworach w obrębie grodziska znajdują się warstwy kulturowe, o zróżnicowanej barwie, od ciemnobrązowej do czarnej, zmiennym udziale szczątków roślinnych i spalonego drewna. Różne jest także ich uziarnienie oraz miąższość. W górnej, południowej części grodziska, nawarstwienia sięgają od 40 cm do 120 cm, ale w profilu wiercenia w części środkowej uzyskano nawet 270 cm miąższości. Z tego wiercenia uzyskano 5 wyników datowań metodą ^{14}C : materiał pobrany z głębokości 1,45; 1,65; 2,0; 2,35 i 2,45 m wydатовano odpowiednio na: 1220 ± 60 lat BP (MKL-3615; 1σ cal: 711–764 AD), 1210 ± 60 lat BP (MKL-3616; 1σ cal: 713–765 AD), 1690 ± 50 lat BP (MKL-3617; 1σ cal: 259–410 AD), 1770 ± 90 lat BP (MKL-3618; 1σ cal: 137–376 AD) i 1695 ± 80 lat BP (MKL-3619; 1σ cal: 239–AD). Jednowiekowe wyniki datowań,

wynoszące 1220 ± 60 i 1210 ± 60 lat BP, wskazują na użytkowanie grodu w połowie VIII w. n.e. Znajduje to potwierdzenie w lakonicznych informacjach z akcji wykopaliskowej na stanowisku, pozostałe wyniki należy wiązać z początkiem naszej ery. Pod względem uziarnienia warstwy kulturowe odbiegają nieco od mineralnego materiału źródłowego, osiągają na ogół większą wartość średniej średnicy ziaren, jeszcze słabsze wysortowanie i często polimodalny rozkład frakcji materiału, co może świadczyć o wielokrotnym „przerabianiu” utworu. Na podobne zależności wcześniej uwagę zwracała Hildebrandt-Radke (2013). Zawartość węgla wapnia jest w tych utworach zróżnicowana, od około 0,5% do nawet 5,56%, co uzależnione jest zapewne od genezy materiału mineralnego, jak i możliwości jego odwapnienia już po fazie osadniczej. Zawartość materii orga-

nicznej w tej warstwie również jest zmienna (2,72–7,87%).

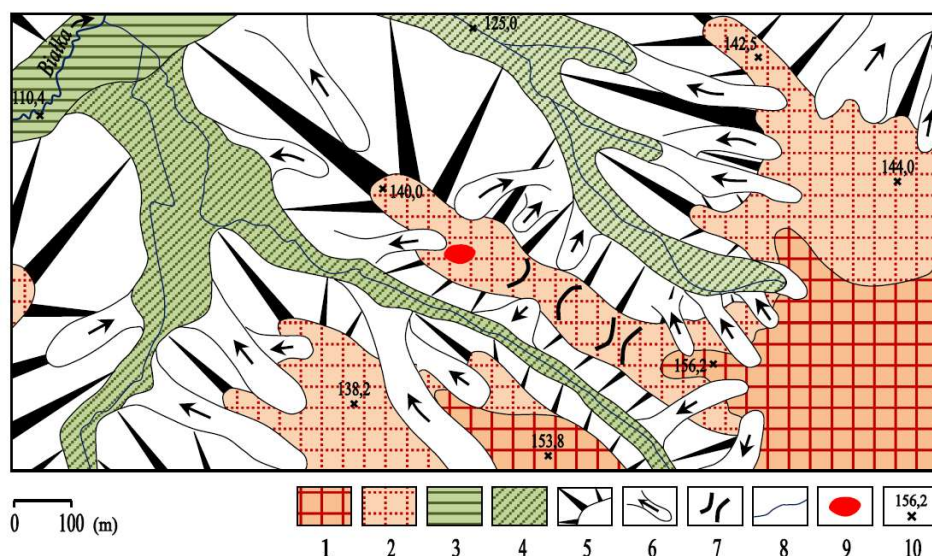
Po obu stronach ostrogi, na której znajduje się grodzisko przebiegają doliny denudacyjne, wypełnione seriami słabo wysortowanego piasku drobnopiękistego z niewielką domieszką materii organicznej (do 1,03%), podścielone warstwą z kamieniami. Utwór ten ma charakter deluwii i powstał dzięki procesom denudacji mechanicznej (głównie dzięki spłukiwaniu), zaś warstwa kamienista może stanowić bruk erozyjny, zalegający w stropie gliny zwałowej, stanowiąc świadectwo rozmywania gliny przez procesy spłukiwania. Na północ od grodziska przebiega dolina niewielkiego ciek, stanowiącego górny odcinek systemu Solanki, wypełniona piaskiem z mułkami (rys. 13A). Koryto tego ciek musi być stanowić bazę wodną dla grodziska.

Grodzisko w Popęszycach

Grodzisko w Popęszycach zlokalizowano na obszarze wzgórz morenowych (rys. 14, sygnatura 1) silnie porożnianych dolinami małych cieków (rys. 14, sygnatura 4), stanowiących prawe dopływy rzeki Białki. Powierzchnię wzgórz, lokalnie kulminującą w punkcie o rzędnej 156,2 m n.p.m., budują piaski, żwiru i głazy lodowcowe oraz gliny zwałowe. Wiek tych utworów jest dyskusyjny – Gizler (1999, 2002) wiąże je ze starszym ze zlodowaceń środkowopolskich (zlodowaczeniem odry); przeważa jednak pogląd o związku Wzgórz Dalkowskich, i tym samym utworów złożonych przez lądolody w okolicach Popęszyc, z młodszym spośród zlodowaceń środkowopolskich (zlodowaczeniem warty). Zwarty obszar wysoczyzny, położony na południowy wschód od grodziska, został gęsto porożniany wyżej wspomnianymi, wąskimi i głęboko wciętymi dolinami małych cieków – dopływów Białki. Pomiędzy dolinami pobocznymi pozostały ostrogi denudacyjne (rys. 14, sygnatura 2), które są niżej położonymi (około 140 m n.p.m.) partiami dawnych wysoczyzn, „obronionymi” przed erozją i denudacją. Na jednej z takich ostróg zlokalizowano grodzisko w Popęszycach. Ostroga ta ma kilka lokalnych kulminacji poprzedzielanych słabo zarysowanymi przełęczami (rys. 14, sygnatura 7); niektórym spośród wzniesień nadano nazwy geograficzne, np. Góra Zdobywca (140,0 m n.p.m.), czy Góra Popęszyc (156,2 m n.p.m.). Badane grodzisko wzniesiono w pobliżu kulminacji Góry Zdobywcy w miejscu, gdzie stosunkowo płaski grzbiet ostrogi denudacyjnej rozszerza się do około 100–150 m. Głębokość sąsiednich dolin rzecznych (pobocz-

nych) w stosunku do powierzchni szczytowej ostrogi denudacyjnej nieco przekracza tu 20 m, a nachylenie stoków zbliża się do około 20°. Takie warunki morfometryczne nie zapewniały w naturalny sposób wystarczającej obronności planowanemu/urządzanemu grodowi. Z tej prawdopodobnie przyczyny wybraną kulminację ostrogi denudacyjnej nieco nadbudowano we wczesnym średniowieczu, nadając stokom o kilkanaście stopni większe nachylenie. Dodatkowy element ochrony utworzył stosunkowo niski, bo 2–2,5 metrowej wysokości wał ziemny. Prace te powiększyły deniwelację pomiędzy dnem sąsiadującej od południa doliny a szczytem wału do około 27 m.

Na stanowisku Popęszyc w wierceniach stwierdzono niemal wyłącznie materiał piaszczysty i żwirowy, brak utworów zwięzłych, gliniastych. Powoduje to bardzo dobrą przepuszczalność i silne przesuszanie materiału. Pagórek grodziska zbudowany jest z piasków z różnym udziałem żwiru i piaszczystych żwirów (rys. 15A, B). Nawiercono je pod cienką warstwą poziomu akumulacyjnego współczesnej gleby lub bezpośrednio na powierzchni, w przypadku gdy warstwa ta została zdarta przez głęboką orkę. Analiza granulometryczna wskazuje, że jest to grubopiękisty piasek z kilkunastoprocentowym udziałem frakcji żwirowych, pozbawiony domieszek biogenicznych; zawiera jednak niewielki udział węglanu wapnia (od 0,5 do 2,70%). W wierceniach wykonanych w obrębie wałów grodziska podłoże piaszczysto-żwirowe znajduje się na głębokości od 130 do 220 cm. Takie różnice w położeniu stropu warstwy, którą można uznać za całość, wynika z pierwotnej konfiguracji wierzchowiny pagórka. Przy wznoszeniu wałów część najwyższej wyniesionej szczytu pagórka zapewne wykomponowano w konstrukcję wału. Materiał w wałach jest podobny do utworów podłoża, ale wskaźnik jego wysortowania jest gorszy, co można interpretować jako pewną homogenizację osadu źródłowego podczas prac budowlanych. Udział substancji organicznej w opisywanym materiale jest zróżnicowany (od 1,23% do 2,36%), miejsca koncentracji węgla drzewnych pozwoliły na datowanie osadu (rys. 15). Dwie najstarsze daty wskazują moment budowy grodu w X w. n.e., co pokrywa się z chronologią grodu ustaloną na podstawie analizy stratygraficznej i stylistyczno-technologicznej pozyskanych zabytków ruchomych. Generalnie uzyskano jednak bardzo zbliżone wyniki datowań, które zdaniem Walanusa i Goslara (2004), w niektórych sytuacjach można traktować wręcz jako jednowiekowe.



Rys. 14. Szkic geomorfologiczny otoczenia grodziska w Popęszycach

1 – wzgórza morenowe (przeważnie spiętrzone glaciektonicznie), 2 – ostrogi denudacyjne, 3 – dno doliny rzecznej, 4 – dna dolin pobocznych z ciekami permanentnymi, 5 – ważniejsze stoki, 6 – niecki i doliny denudacyjne z kierunkami spływów epizodycznych, 7 – przełęcze, 8 – koryta rzeczne, 9 – grodzisko w Popęszycach, 10 – koty wysokościowe (w m n.p.m.)

Geomorphological sketch of the surrounding of a stronghold at Popęszyce

1 – morainic hillocks (mostly glaciectonically deformed), 2 – intervalley rim, 3 – river valley bottom, bottoms of side valleys with permanent streams, 5 – major slopes, 6 – periglacial dells and valleys with directions of episodic flow, 7 – passes, 8 – river channels, 9 – stronghold at Popęszyce, 10 – height points (in m a.s.l.)

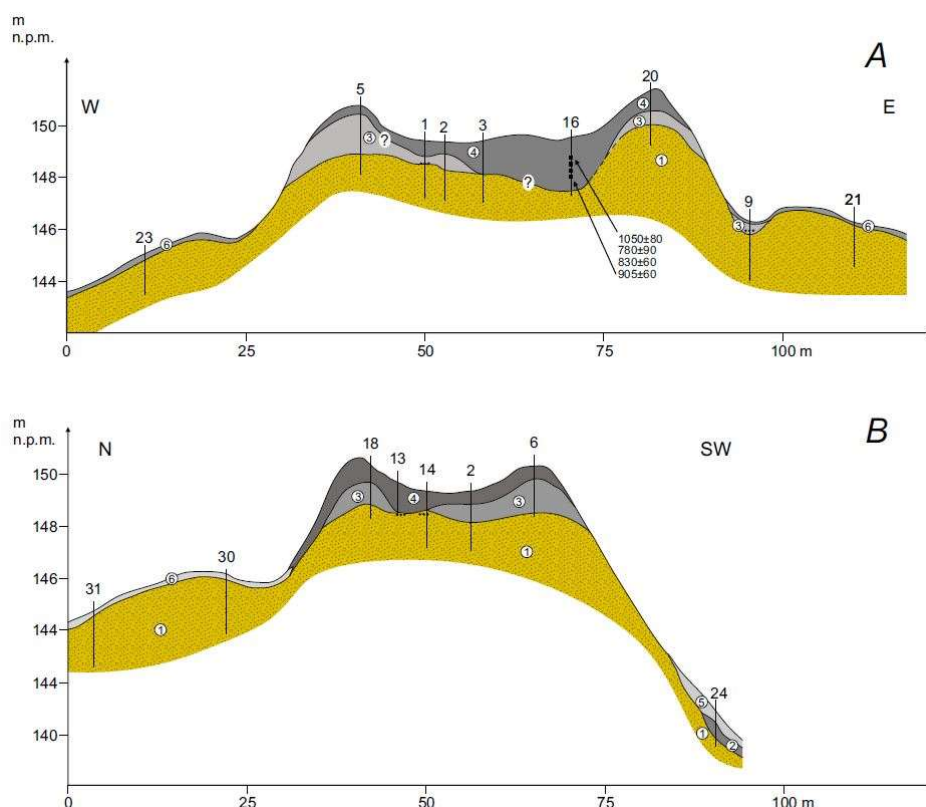
Bazę wodną dla grodu w Popęszycach musiały stanowić najbliższe mu ciek, przepływające w dolinach pobocznych (por. rys. 14, sygnatura 4) położonych na północ i południe od ostrogi denudacyjnej, na której wzniesiono gród. Ciek te należy uznać za permanentne, niemniej z uwagi na przepuszczalne podłoże i ich niewielkie przepływy, w okresach posusznych, mogły zaznaczać się kłopoty z zaopatrzeniem w wodę. Wówczas bazę wodną tworzyła permanentna rzeka Białka, oddległa od grodziska o około 600–650 m.

Środowiskowe czynniki lokalizacji badanych grodzisk

Cztery bezinwazyjnie badane grodziska znajdują się na tyle blisko siebie, że wchodziły we wczesnym średniowieczu w skład jednego skupiska osadniczego (Kurnatowska 2008). Jego oś stanowiła dolina Odry na obszarze Pradoliny Głogowskiej, poczynając od przełomu ścinawskiego aż po przełom nowosolski wymienionej doliny. Niemniej, czynniki lokalizacji badanych obiektów nie były jednakowe. Niemalże w każdej sytuacji podejmując decyzję o lokalizacji grodu, odwoływano się do nieco innych własności środowiska przyrodniczego. W przypadku założeń

obronnych niezwykle istotne stało się zapewnienie im naturalnych walorów obronnych. Gdy nie można było bazować na sprzyjającej obronności rzeźbie terenu lub hydrologii, konieczny był ogromny nakład pracy przy nadawaniu punktowi osadniczemu obronnego charakteru. Sygnalizuje się jednak, że kwestia obronnego położenia grodów nie stanowiła jedyne go czynnika lokalizacyjnego (Kittel 2005, 2007; Domańska i in. 2009; Piech 2017).

W przypadku trzech badanych grodzisk (Bobrowniki, Solniki i Popęszyce) obronność grodów wynikała z umiejętnego wykorzystania ukształtowania terenu. Pod tym względem najbardziej podobnymi obiektami są grodziska w Solnikach i Popęszycach. Do ich lokalizacji wybrano wąskie ostrogi denudacyjne, wyodrębniane z obu stron przez suche doliny denudacyjne lub doliny małych rzek czy raczej strumieni (rys. 11, 12, 14). Rzeźba terenu w okolicach wymienionych obiektów ma założenia glacialne i jest – co ważne – silnie przekształcona przez procesy erozyjno-denudacyjne. Ostrogi denudacyjne przypominają tak zwane cypły, niezwykle chętnie opanowywane przez osadnictwo pradziejowe i średniowieczne (Kurnatowski 1963, 1966, 1968; Goździk 1982; Piech 2017). Nakład pracy niezbędnej do nadania badanym punktom osadniczemu obronnego charakteru



Rys. 15. Przekroje geologiczne przez grodzisko w Popęzycach

A – w kierunku zachód-wschód, B – w kierunku północ-południe

1 – piasek ze żwirem, wodnolodowcowy, 2 – piasek z mulkiem, stokowy, 3 – piasek ze żwirem z udziałem humusu (warstwa antropogeniczna), 4 – piasek ze żwirem z udziałem węgla drzewnych i humusu, 5 – żwir z piaskiem, rezydualny, 6 – poziom akumulacyjny gleby; wyniki datowań: 1050±80 lat BP (MKL-3611; 1 σ cal: 887–1146 AD), 780±90 lat BP (MKL-3612; 1 σ cal: 1155–1297 AD), 830±60 lat BP (MKL-3613; 1 σ cal: 1159–1265 AD) i 905±60 lat BP (MKL-3614; 1 σ cal: 1041–1186 AD)

Geological cross-sections through a stronghold at Popęzycze

A – in the west-east direction, B – in the north-south direction

1 – fluvioglacial sand with gravel, 2 – slope sand with silt, 3 – sand with gravel and humus (anthropogenic layer), 4 – sand with gravel, with charcoal and humus, 5 – residual gravel with sand, 6 – soil accumulation level; dating results: 1050±80 years BP (MKL-3611; 1 σ cal: 887–1146 AD), 780±90 years BP (MKL-3612; 1 σ cal: 1155–1297 AD), 830±60 years BP (MKL-3613; 1 σ cal: 1159–1265 AD) and 905±60 years BP (MKL-3614; 1 σ cal: 1041–1186 AD)

był mniejszy w przypadku Solnik. Tu prace „inżynierskie” skoncentrowano najprawdopodobniej w rejonie przełęczy w ostrodze denudacyjnej (rys. 12, sygnatura 9), co pozwoliło „odciąć” część ostrogi denudacyjnej i nadać jej charakter niedostępnego zewsząd pagórka. W Popęzycach zajęto nieco szerszą ostrogę denudacyjną, zatem nakład pracy włożony we wzniesienie wałów obronnych był nieporównywalnie większy. Należy podkreślić, że oba zlokalizowane na ostrogach denudacyjnych grody wyraźnie dominowały w krajobrazie.

Inny rodzaj rzeźby terenu wykorzystano podczas lokacji grodu w Bobrownikach. Tu o obronnym położeniu decydowały głównie elementy

erozyjnej rzeźby fluwialnej. Były to wysokie i strome, erozyjne stoki przełomowej doliny Odry na obszarze tzw. przełomu nowosolskiego (rys. 7). Ważną rolę odgrywał także głęboki i stromościenny parów, który w naturalny sposób „odciął” niewielki płat wysoczyzny, wprowadzając w ten sposób kolejną barierę morfologiczną. Oprócz niedostępności tak wyodrębnionego płatu wysoczyzny zajętego pod gród, wybrane położenie zapewniało doskonały wgląd w dolinę Odry i ujściowy odcinek Obniżenia Nowosolskiego. Zastosowana w Bobrownikach strategia wykorzystania ukształtowania terenu dla zapewnienia grodomi obronnego położenia bardzo przypomina tę, którą posłużono się w przypadku wczesnośre-

dniowiecznych grodów Środkowego Nadodrza. Grody w Połupinie (Twardy, Forysiak 2016) oraz w Gostchorzu (Gruszka i in. 2015) cechowały się bardzo podobnym położeniem, różnice sprowadzają się jedynie do drobnych szczegółów ukształtowania terenu.

W przypadku obiektu w Bytomiu Odrzańskim o obronności jego położenia decydowały czynniki hydrologiczne, to znaczy układ okolicznych koryt i paleokoryt Odry, dość rozbudowany i zawikłany w rejonie stanowiska (rys. 9). Obronność grodziska wynikała tu przede wszystkim z obecności niżej położonych, silnie zabagnionych stref oraz bliskiego sąsiedztwa koryt ze stagnującą i/lub płynącą wodą, co znajduje potwierdzenie także w opisie z Kroniki Gallowej („...castrum Bytom municione situque nature et aquarum circuiione inexpugnabile...”). Rzeźba terenu miała mniejsze znaczenie, aczkolwiek dzięki ukształtowaniu terenu występowała tu możliwa do zasiedlenia, względnie sucha i stabilna, piaszczysta „kępa” – ostatnie dawne dna dolinnego. Tego rodzaju piaszczyste „kępy” w dnie dolinnym, które od strony genetycznej są najczęściej ostańcami starszych powierzchni (na przykład powierzchni terasowych), były zasiedlane równie chętnie co wcześniej wspomniane „cypły” (Kittel, Skowron 2007; Krzemiński, Krysiak 2012; Kittel 2012). Strategia wykorzystania stosunków hydrologicznych i szczegółów rzeźby fluwialnej dna doliny Odry bardzo dobrze przystaje do zastosowanej podczas lokacji wczesnośredniowiecznego grodu w nieodległej Klenicy (Twardy, Forysiak w druku).

Inne składowe środowiska przyrodniczego, poza rzeźbą terenu i hydrologią, miały zróżnicowane znaczenie dla lokalizacji analizowanych grodów. Jak się wydaje, unikano sąsiedztwa ciężkich utworów geologicznych (na przykład glin zwałowych czy ilów) w bezpośrednim podłożu badanych obiektów. Wiadomo jednak, że w innych sytuacjach wybierano podłoże gliniaste, szczególnie jeśli tworzyło stabilną „kępę” wśród znacznie zabagnionych aluwii (Forysiak i in. 2015). W takiej sytuacji znaczenie mogła odgrywać odpowiednia wytrzymałość osadów, ich nośność rozumiana w sensie geotechnicznym. Należy pamiętać, że musiały one być na tyle stabilne, aby utrzymać konstrukcję niejednokrotnie bardzo ciężkiego wału ziemnego. Gleby występujące w okolicy badanych grodzisk były w dość znacznym stopniu zróżnicowane, co sugeruje, że nie orientowano się na jeden konkretny, ściśle określony typ. W odniesieniu do gleb raczej preferowano ich różnorodność (Chmielowska, Maro-

sik 1989; Kittel 2007; Kittel, Skowron 2007), ponieważ zapewniało to elastyczność produkcji rolnej i możliwość pewnego uniezależnienia się od warunków pogodowych w poszczególnych latach. Szata roślinna jest w znacznym stopniu pochodną gleb, zatem w otoczeniu badanych grodzisk również wykazywała dość znaczne urozmaicenie. Przeważały lasy grądowe o zróżnicowanym składzie gatunkowym, które występowały w okolicy Solnik i Popęszyc oraz w dość bliskim sąsiedztwie Bytomia Odrzańskiego. Stosując zasadę aktualizmu, stwierdzić jednak trzeba, że zbiorowiska te cechowały się jedynie przeciętną produktywnością (Matuszkiewicz 1999b). Na sandrze sąsiadującym z grodziskiem w Bobrownikach dominowały uboższe bory o jeszcze niższej produktywności, w związku z czym należy przyjąć, że wysoka produktywność lasu (wysoka produktywność suchej masy części nadziemnych drzew) nie była priorytetem. Mogło to być jednak rekompensowane eksploatacją pobliskich łąk nadrzecznych, które są uznawane za zbiorowiska o wysokiej produktywności, niemniej takie możliwości stwarzało jedynie sąsiedztwo grodzisk w Bobrownikach i Bytomiu Odrzańskim. Las stanowił wystarczającą bazę budulca i opału, a po pewnym przystosowaniu mógł się w nim odbywać leśny wypas zwierząt hodowlanych i inna działalność gospodarczo-produkcyjna.

Podsumowanie

Nieinwazyjne badania grodzisk centralnej części Polski Zachodniej dostarczyły materiałów geologicznych, geomorfologicznych i innych, pozwalających określić zespół czynników, które przyczyniły się do lokalizacji wybranych obiektów grodowych. Najczęściej, bo w $\frac{3}{4}$ przypadków, obronność położenia grodu zapewniana była przez ukształtowanie terenu, aczkolwiek wykorzystywano do tego celu różne typy rzeźby. Rzadziej korzystano z elementów sieci hydrologicznej na dnie dużej doliny rzecznej. Wobec równinnej rzeźby terenu, ukształtowanej przez procesy akumulacji fluwialnej, obronność punktu osadniczego musiał zapewnić określony układ aktywnych i/lub niedawno opuszczonych koryt rzecznych oraz terenów mokradłowych. Wpływ pozostałych składowych środowiska przyrodniczego na lokalizację badanych grodzisk polegał przede wszystkim na wyszukiwaniu w terenie miejsc ze stosunkowo dużym zróżnicowaniem powierzchniowej budowy geologicznej, pokrywy glebowej i szaty roślinnej. Unikano obsza-

rów z silną dominacją jednego komponentu środowiska, na przykład geokompleksu zdecydowanie wilgotnego lub skrajnie suchego, bo mogło to, przy niekorzystnym splocie warunków pogodowych, stanowić zagrożenie dla podstaw gospodarki i egzystencji ludzi.

Badania zrealizowano w ramach projektu Narodowego Programu Rozwoju Humanistyki (nr rej. 11H 13 0213 82) pt.: „Atlas grodzisk wczesnośredniowiecznych z obszaru Polski”, finansowanego ze środków Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego w latach 2014–2018.

Literatura

- Absalon D. 2017. Jednolite części wód powierzchniowych. W: P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.) *Hydrologia Polski*. PWN, Warszawa: 127-134.
- Andrzejewski A., Sikora J. (red.) 2017. Grodziska wczesnośredniowieczne Polski Centralnej. Archeologiczne badania nieinwazyjne z lat 2013-2016. Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich, Oddział w Łodzi, Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z. 1997. Geografia gleb. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Behla R. 1888. Die vorgeschichtlichen Rundwälle im östlichen Deutschland, Berlin.
- Chmielowska A., Marosik P. 1989. Wczesnośredniowieczne budownictwo obronne między Prosną i Pilicą. ŁTN, Szlakami Nauki, 17. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa-Łódź.
- Czapla K. 2014. Dziadoszanie. Plemię zamieszkujące ziemię głogowską w X wieku. Głogów.
- Domańska L., Kittel P., Forsyia J. (red.) 2009. Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa. Środowisko-Człowiek-Cywilizacja, t. 2. Seria Wydawnicza Stowarzyszenia Archeologii Środowiskowej, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Dulicz M. 1994. Problem datowania grodzisk typu Tornow i grupy Tornow-Klenica. *Archeologia Polski* 39: 31-47.
- Dylikowa A. 1973. Geografia Polski. Krainy geograficzne. PZWS, Warszawa.
- Fac-Beneda J. 2017. Struktura sieci hydrologicznej. W: P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.) *Hydrologia Polski*. PWN, Warszawa: 116-121.
- Falkowski E. 1971. Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biuletyn Geologiczny Wyd. Geol. UW* 12: 5-121.
- Folk R., Ward W. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27(1): 3-26.
- Forsyia J., Czubla P., Marosik P. 2015. Geologiczne i geomorfologiczne warunki lokalizacji grodziska w Tumie. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 46: 89-104.
- Gizler H. 1999. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Szprotawa (613). PIG, Warszawa.
- Gizler H. 2002. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Szprotawa (613). PIG, Warszawa.
- Goździk J. 1982. Środowisko przyrodnicze osadnictwa średniowiecznego okolic Rozpry. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 29: 138-151.
- Gruszka B., Kałagate S., Twardy J., Forsyia J. 2015. Oba grody nam spalili, czyli o grodzisku w Gostchorzu (Goskar). Krosno Odrzańskie.
- Grygiel R., Jurek T. 2014. Początki Łęczy. Tom I. Archeologia środowiskowa średniowiecznej Łęczy. Przyroda – Gospodarka – Społeczeństwo. Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne, Łódź.
- Hellmich M. 1929. Wehranlage in den Kreisen Grünberg und Freystadt, Grünberger Hauskalendar: 42-43.
- Hellmich M. 1930. Schlesischen Wehranlagen. *Alt-schlesien* 3: 37-47.
- Henning J., Heußner K. 1992. Zur Burgengeschichte im 10. Jahrhundert. Neue archäologische und dendrochronologische Daten zu Anlagen vom Typ Tornow. *Ausgrabungen und Funde* 37(6): 314-324.
- Hilczeronna Z. 1970. Popęszyce. W: G. Labuda, Z. Stieber (red.) *Słownik Starożytności Słowiańskich* 4: 227-228.
- Hilczeronna Z., Urbańska-Łosińska A. 1970. Rozwój terenów osadniczych u schyłku starożytności i we wczesnym średniowieczu w południowej części województwa zielonogórskiego. W: *Studia nad początkami i rozplanowaniem miast nad środkową Odrą i dolną Wartą* 2. Zielona Góra: 49-114.
- Hildebrandt-Radke I. 2013. Pradziejowa i wczesnohistoryczna antropopresja i jej zapis w środowisku przyrodniczym na przykładzie regionu środkowej Obry (Wielkopolska). Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Issmer K. 1999. Vistulian loess deposits of the Dalków Hills. *Geological Quarterly* 43/1: 113-120.
- Jahn M. 1937. Der Burgwall von Poppschütz, Kr. Freystadt, *Alt-schlesien* 7: 93-112.
- Jaroszewski W. (red.) 1985. Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- Jary Z., Kida J., Shihur M. 2002. Less i osady lessopochodne w południowo-zachodniej Polsce. *Czasopismo Geograficzne* 73(1): 63-100.
- Kaczowski M. 1971. Charakterystyka osadnictwa wczesnośredniowiecznego w rejonie Głogowa od połowy V do połowy XI wieku w świetle

- źródeł archeologicznych. *Zielonogórskie Zeszyty Muzealne* 2: 5-37.
- Kaczkowski M. 1972. Sprawozdanie powiatowego Konserwatora Zabytków w Głogowie. *Zielonogórskie Zeszyty Muzealne* 3: 437-468.
- Kittel P. 2005. Uwarunkowania środowiskowe lokalizacji osadnictwa pradziejowego na Pojezierzu Kaszubskim i w północnej części Borów Tucholskich. Monografie IA UŁ.
- Kittel P. 2007. Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji wczesnośredniowiecznego grodziska w Mchówku na Kujawach. W: E. Smolska, P. Szwarczewski (red.) *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*. Wyd. Wyższej Szkoły Przymierza Rodzin, Warszawa: 55-63.
- Kittel P. 2012. Wpływ georóżnorodności zlewni Neru (Polska Środkowa) na lokalizację osadnictwa pradziejowego. *Landform Analysis* 19: 49-66.
- Kittel P., Skowron J. 2007. Osadnictwo pradziejowe i wczesnohistoryczne w krajobrazie doliny Rawki w Rawie Mazowieckiej. *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG* 7: 228-234.
- Kittel P., Sikora J., Wroniecki P. 2015. The morphology of the Łuciąża River valley floor in the vicinity of the Rozprza medieval ring-fort in light of geophysical survey. *Bulletin of Geography, Physical Geography Series* 8: 95-106.
- Kołodziejcki A. 1969a. Sprawozdanie z działalności z zakresu ochrony zabytków archeologicznych w województwie zielonogórskim w latach 1960-1966. *Zielonogórskie Zeszyty Muzealne* 1: 171-190.
- Kołodziejcki A. 1969b. Sprawozdanie z działalności działu archeologicznego Muzeum Okręgowego za lata 1965-1967. *Silesia Antiqua* 11: 290-307.
- Kołodziejcki A. 1972. Sprawozdanie z działalności w zakresie ochrony zabytków archeologicznych w roku 1969. *Zielonogórskie Zeszyty Muzealne* 3: 469-486.
- Kondracki J. 1994. Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., Nowaczyk B. 1999. Paleogeografia Polski w wistulianie. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 79-103.
- Krzemiński T., Krysiak S. 2012. Geograficzne tło osadnictwa w Czerchowie. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 45: 353-389.
- Kurnatowska Z. 2008. Początki i rozwój państwa. W: M. Kobusiewicz (red.) *Pradzieje Wielkopolski. Od epoki kamienia do średniowiecza*. Instytut Archeologii i Etnologii PAN, o/Poznań, Poznań: 297-396.
- Kurnatowski S. 1963. Uwagi o kształtowaniu się stref zasiedlenia dorzecza Obry w czasie od środkowego okresu epoki brązu do późnego średniowiecza (cz. 1). *Archeologia Polski* VIII, 2: 181-218.
- Kurnatowski S. 1966. Przemiany techniki uprawy roli w czasach między epoką brązową i wczesnym średniowieczem a rozmieszczenie stref zasiedlenia. *Studia z Dziejów Gospodarstwa Wiejskiego* 8: 92-99.
- Kurnatowski S. 1968. Osadnictwo i jego rola w kształtowaniu krajobrazu. *Folia Quaternaria* 29: 145-160.
- Kurtz H. 1936. Slawische Bodenfunde in Schlesien. Wrocław.
- Kuźnicki F., Białousz S., Cieśla W., Dobrzański B., Konecka-Betley K., Komornicki T., Kowalkowski A., Królikowski L., Marcinek J., Okruszko H., Prusinkiewicz Z., Turski R., Uziak S. 1989. Systematyka gleb Polski. *Roczniki Gleboznawcze* 40(3/4).
- Lewczuk J. 1993. Grodziska województwa zielonogórskiego – nowo odkryte i zweryfikowane pozytywnie w czasie akcji AZP, w latach 1980-1991. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne* 34: 475-479.
- Lewczuk J. 1999. Gród i jego zaplecze w świetle badań powierzchniowych AZP na terenie województwa zielonogórskiego W: S. Moździoch (red.) *Centrum i zaplecze we wczesnośredniowiecznej Europie Środkowej*. Wrocław: 227-240.
- Lodowski J. 1980. Dolny Śląsk na początku średniowiecza (VI-X w.). Podstawy gospodarcze i osadnicze. Wrocław.
- Maleczyński K. (red.) 1952. Anonima, tzw. Galla Kronika czyli dzieje książąt i władców polskich. W: *Pomniki dziejowe Polski*, seria II, t. II. Kraków.
- Makohonienko M. 2014. Środowisko przyrodnicze i gospodarka w otoczeniu średniowiecznego grodu w Łęczycy w świetle analizy palinologicznej. W: R. Grygiel, T. Jurek (red.) *Początki Łęczycy*, tom I - *Archeologia środowiskowa średniowiecznej Łęczycy. Przyroda-Gospodarka-Społeczeństwo*. MAiE w Łodzi, Łódź: 95-190.
- Matuszkiewicz W. 1999a. Szata roślinna. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 427-474.
- Matuszkiewicz W. 1999b. Naturalny potencjał produkcji pierwotnej netto - załącznik 6. Mapa w skali 1:2 000 000. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Matuszkiewicz W., Faliński J.B., Kostrowicki A.S., Matuszkiewicz J.M., Olaczek R., Wojterski T. 1995. Potencjalna roślinność naturalna Polski. Mapa przeglądowa w skali 1:300 000. Arkusz 9 – Nizina Śląska, Pogórze Zachodniosudeckie i Sudety Zachodnie. IGiPZ PAN, Warszawa.

- Mojski J.E. 1999. Czwartorzędowy rytm zmian środowiska. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 66-78.
- Mojski J.E. 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. PIG, Warszawa.
- Moździoch S. 1990. Stan badań archeologicznych nad młodszy podokresem wczesnego średniowiecza na Śląsku. Materiały z konferencji „Stan i potrzeby badań nad wczesnym średniowieczem w Polsce”. Poznań: 187-199.
- Moździoch S. 1998. Archäologische Forschungen zu frühmittelalterlichen Burgen in Schlesien. W: J. Henning, A.T. Ruttkay (red.) *Frühmittelalterlicher Burgenbau in Mittel- und Osteuropa*. Bonn: 276-291.
- Moździoch S. 2002. Castrum Munitissimum. Bytom: lokalny ośrodek władzy w państwie wczesnopiastowskim. Warszawa.
- Musierowicz A. (red.) 1961. Mapa gleb Polski w skali 1:300 000, arkusz D1 (Zgorzelec). Wydanie A. Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa. Puławy.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. WGiSR UW, PIG: 29-105.
- Myślińska E. 2001. Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Nowaczyk B. 2002. Litologiczny i morfologiczny zapis działalności wiatru w Polsce w ostatnich 30 tysiącach lat. *Czasopismo Geograficzne* 73(4): 275-311.
- Piech W. 2017. Waloryzacja środowiska przyrodniczego wczesnośredniowiecznego grodu w Rękoraju na Wysoczyźnie Piotrkowskiej, Polska Środkowa. *Folia Geographica Physica* 16: 33-42.
- Racinowski R., Szczypiek T., Wach J. 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Rodak S. 2017. Podstawy datowania grodów z końca X – początku XIII wieku na Dolnym Śląsku, *In pago Silensi. Wrocławskie Studia Archeologiczne* 4, Wrocław.
- Schuster O. 1869. Die alten Heidenschanzen Deutschlands, Dresden.
- Szałajdewicz J. 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Bytom Odrzański (613). PIG, Warszawa.
- Szałajdewicz J. 2000. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Bytom Odrzański (613). PIG, Warszawa.
- Sztromwasser E. 2003. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Nowa Sól (612). PIG, Warszawa.
- Sztromwasser E., Walczak-Augustyniak M. 1999. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Nowa Sól (612). PIG, Warszawa.
- Turski R. 1986. Gleboznawstwo. Ćwiczenia dla studentów wydziałów rolniczych. PWN.
- Twardy J. 2013. Pradziejowa kolonizacja małych dolin rzecznych środkowej Polski i jej konsekwencje dla rozwoju rzeźby. *Landform Analysis* 24: 97-106.
- Twardy J., Klimek K. 2008. Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Nizy Polskiego. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemiń (red.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. SGP, IGiPZ PAN, IGiGP UJ, Kraków: 229-270.
- Twardy J., Forysiak J. 2016. Przyrodnicze uwarunkowania lokalizacji wczesno-średniowiecznego grodu w Połupinie, stan. 2, gm. Dąbie (woj. lubuskie). W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczny gród w Połupinie, stan. 2. Nowe analizy i interpretacje źródeł archeologicznych i przyrodniczych*. Monografie wczesnośredniowieczne, tom II. Wyd. Fund. Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra: 9-22.
- Twardy J., Forysiak J. w druku. Przyrodnicza charakterystyka stanowiska Klenica i jego najbliższego otoczenia. Monografie wczesnośredniowieczne, tom III. Wydawnictwo Fundacji Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra.
- Uhtenwoldt H. 1938. Die Burgverfassung in der Vorgeschichte und Geschichte Schlesiens, Breslau.
- Urbańska A., Kurnatowski S. 1967. Rozwój terenów osadniczych w północnej części województwa zielonogórskiego od I do XII wieku. W: Z. Kaczmarczyk, A. Wędzki (red.) *Studia nad początkami i rozplanowaniem miast nad środkową Odrą i dolną Wartą* 1. Zielona Góra: 35-111.
- Urbański K. 1998. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Zielona Góra (575). PIG, Warszawa.
- Urbański K. 2003. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Zielona Góra (575). PIG, Warszawa.
- Walanus A., Goslar T. 2004. Wyznaczanie wieku metodą ¹⁴C dla archeologów. Wyd. Uniw. Rzeszowskiego, Rzeszów.
- Wilgat T. 1999. Zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 202-220.
- Wrzesiński D. 2017. Reżimy rzek Polski. W: P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.) *Hydrologia Polski*. PWN, Warszawa: 215-222.

Summary

The work deals with the environmental determinants of location of four selected early medieval settlements in the central lowlands of Western Poland. The following objects were examined: a stronghold at Bobrowniki on the border between the Warta-Odra Pradolina and the Zielona Góra Hillocks, a stronghold at Bytom Odrzański in the Odra River valley within the Głogów Pradolina, and strongholds at Solniki and Popęszyce in the Dalków Hills. Solniki and Popęszyce are considered tribal strongholds that functioned until the end of the tenth century. The stronghold at Bytom Odrzański is associated with the early Piast state and functioned in the early Middle Ages from the mid-eleventh century to the mid-thirteenth century. However, in the case of the stronghold at Bobrowniki, the chronology is not strictly determined; most probably the functioning of the stronghold was preceded by a defensive settlement of the Lusatian culture population. It is supposed that the stronghold in Solniki had the same "roots".

Geomorphic and Quaternary research were carried out during fieldworks, and other environmental factors, such as hydrology, soils and potential natural vegetation were analysed from literature and cartographic sources. The relief

was considered the dominant factor; it was very important to provide a defensive location for the strongholds at Bobrowniki, Solniki and Popęszyce. In two cases (Solniki and Bobrowniki), due to the occurrence suitable geomorphological forms, such as intervalley rims and high erosional edges, the stronghold was settled almost without building ramparts. Similarly to the situation in Solniki, the Popęszyce stronghold was based on the local elevation of the intervalley rim, but due to the lower slopes a relatively low earth rampart was built.

In addition to the relief, hydrological elements were also important (the course of river channels and the arrangement of wetlands and marshes at the bottom of a large river valley), which ensured the defensive location of the Bytom Odrzański stronghold. The other natural factors had an ambiguous and generally smaller impact on the location of strongholds in the early Middle Ages in central Western Poland. The strongholds were located in places where heavy, stony substratum deposits (glacial tills) were absent; in the lithology of the area, sand fluvio-glacial deposits, sandy alluvia, as well as fine-grained loess-like deposits most often occur. Terrains with varied soils and vegetation were preferred.

**OKRESY WZMOŻONEJ ANTROPOPRESJI NA OBSZARZE
POLSKI ŚRODKOWEJ W ŚWIELE BADAŃ HOLOCENSKICH OSADÓW
EOLICZNYCH, STOKOWYCH, RZECZNYCH I TORFOWISKOWYCH**

**Periods of intense human impact in Central Poland recorded
in aeolian, slope, fluvial and organic deposits**

JULIUSZ TWARDY*, JACEK FORYSIAK*, PIOTR KITTEL*

Zarys treści. W niniejszej pracy zestawiono i przedyskutowano serię 120 datowań radiowęglowych holocenów eolicznych, stokowych, rzecznych i torfowiskowych. Osady te powstawały w centralnej Polsce w warunkach antropopresji. Bazując na podziale stratygraficznym holocenu oraz chronologii archeologicznej omówiono zdarzenia, które prowadziły do powstawania wyżej wymienionych utworów geologicznych. Zdarzenia w geosystemach eolicznych, stokowych, dolinnych i torfowiskowych powiązane z funkcjonowaniem osadnictwa pradziejowego i historycznego w Polsce Środkowej. Szczególną uwagę zwrócono na kilka okresów, podczas których dochodziło do synchronicznej transformacji rzeźby form eolicznych, stoków, den dolin rzecznych i systemów torfowiskowych.

Słowa kluczowe: antropopresja, paleogeografia, datowania radiowęglowe, Polska Środkowa

Abstract. The paper summarises and discusses a set of 120 radiocarbon dates of Holocene aeolian, slope, fluvial and peatbog sediments from Central Poland that were deposited under human impact. Based on both the Holocene chronostratigraphic division and archaeological chronology, events that led to the formation of these sediments are presented. A link is made connecting events in aeolian, slope, fluvial and peatbog geosystems to the activity of prehistoric cultures and to settlement development in modern times in Central Poland. Special attention is paid to periods in which the responses of different systems were synchronous to each other.

Key words: human impact, palaeogeography, radiocarbon dating, Central Poland

Wstęp

Zainteresowanie rozpoznaniem roli człowieka w przemianach rzeźby Polski Środkowej pojawiło się w łódzkim ośrodku geomorfologicznym już w okresie międzywojennym, jednak w latach 70. XX wieku nastąpiła intensyfikacja badań (Kittel 2012a). Przez ostatnie 40 lat prowadzono tu badania form eolicznych, stoków i den dolin rzecznych, których autorzy natrafiali na świadectwa uruchomienia lub nasilenia procesów eolicznych, stokowych i fluwialnych w warunkach narastającej antropopresji. Pierwsze fakty świadczące o wpływie człowieka na ewolucję rzeźby napotkano podczas badania wydym, następnie den dolin rzecznych i wreszcie stoków. Na początku obecnego stulecia wzrosło zainteresowanie badaniami torfowisk regionu

łódzkiego, a zapisana w nich informacja paleogeograficzna dobitnie potwierdzała rosnące z biegiem czasu wpływy człowieka na funkcjonowanie systemów torfowiskowych.

Zasadniczym celem niniejszej pracy było zestawienie zebranych w regionie łódzkim wyników datowań radiowęglowych pochodzących z osadów eolicznych, stokowych, rzecznych i biogenicznych, świadczących o ich powstawaniu w warunkach antropopresji. Głównym celem była interpretacja tak powstałego zbioru, przy czym istotne było zarówno przestrzenne rozmieszczenie stanowisk z datowanymi osadami, jak i wyznaczenie okresów, w których kumulują się wyniki datowań. Uwagę zwrócono na współwystępowanie okresów przyspieszonej transformacji form eolicznych, stoków, den dolin rzecznych oraz torfowisk.

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: juliusz.twardy@geo.uni.lodz.pl, jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl, piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl

Metody badań

W pracy przedstawiono i przedyskutowano serię 120 datowań radiowęglowych, uzyskanych podczas badań wymienionych wyżej osadów. Wyniki datowań pochodzą z wcześniejszych prac autorów niniejszego artykułu oraz z prac innych, zacytowanych w tekście, autorów z łódzkiego ośrodka naukowego. Datowane osady badano za pomocą zestawu metod litologicznych stosowanych powszechnie w badaniach osadów czwartorzędowych. Brak miejsca nie pozwala podać charakterystyki holocenów osadów eolicznych, stokowych, rzecznych i torfowiskowych. Na łamach niniejszej pracy zaprezentowano przede wszystkim ich chronologię i położenie stanowisk, z których pobrano próbki, natomiast bliższa charakterystyka litologiczna utworów zawarta jest w licznie cytowanych pracach.

W celu wyznaczenia wieku bezwzględnego analizowanych osadów datowano różnorodny materiał. W przypadku osadów eolicznych była to próchnica z poziomów humusowych gleb kopalnych rozdzielających serie eoliczne, a także węgle drzewne z poziomów pożarowych. W sytuacjach, gdy wydma przesunęła się na sąsiadujące z nią torfowisko, datowano także torfy nakryte materiałem eolicznym. Osady stokowe datowano wykorzystując do tego przede wszystkim węgle drzewne oraz próchnicę z poziomów gleb kopalnych podścielających pokrywę stokowe. Wiek osadów rzecznych rozpoznawano poprzez datowanie torfów, gytii lub poziomów próchnicznych gleb kopalnych występujących w obrębie serii pozakorytowych. Datowano także makroszczątki roślinne wyprzeżowane z osadów wezbraniowych. W nawiązaniu do określenia pozycji stratygraficznych datowanych osadów (Starkel i in. 2006, 2013), można stwierdzić, że przeważa układ stratygraficzny, w którym wydarzenie odpowiedzialne za akumulację osadu jest młodsze od datowanego materiału (E<D).

Zaletą przedstawianego zbioru datowań jest fakt, że w znacznej większości zostały one wykonane w tym samym laboratorium – Pracowni ^{14}C Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. Pojedyncze datowania pochodzą z Poznańskiego Laboratorium Radiowęglowego (4), z laboratorium Politechniki Śląskiej w Gliwicach (1) oraz z Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale (13). Około 96,5% przedstawianych datowań wykonano tradycyjną techniką scyntylacyjną, pozostałe techniką AMS (głównie torfy). W Pracowni ^{14}C MAiE w Łodzi w roku 1995 zmieniono miernik (licznik) wyko-

rzystywany podczas analiz radiowęglowych (Trzeciak 2004; Trzeciak, Borowiec 2004). Zastąpienie dawniej używanego miernika gazowego nowszym modelem licznika scyntylacyjnego nie spowodowało jednak żadnych istotnych zmian wyników.

Zebrane wyniki datowań uporządkowano w 100-letnie przedziały czasowe dla ostatnich 8000 lat. Ponieważ dyskutujemy wyniki datowań tzw. konwencjonalnych, zatem sięgnięto do starszej wersji stratygrafii holocenu (Starkel 1999). Jest to generalnie zgodne z podziałami stratygraficznymi holocenu, które były wykorzystywane przez autorów poszczególnych badań.

Teren badań

Materiały przedstawione w niniejszej pracy zebrano w centralnej części Polski Środkowej (rys. 1). W świetle aktualnych poglądów, cały teren badań był ukształtowany przez lądolód warty (Rdzany 2009). Obszar badań tworzą trzy duże makroformy terenu:

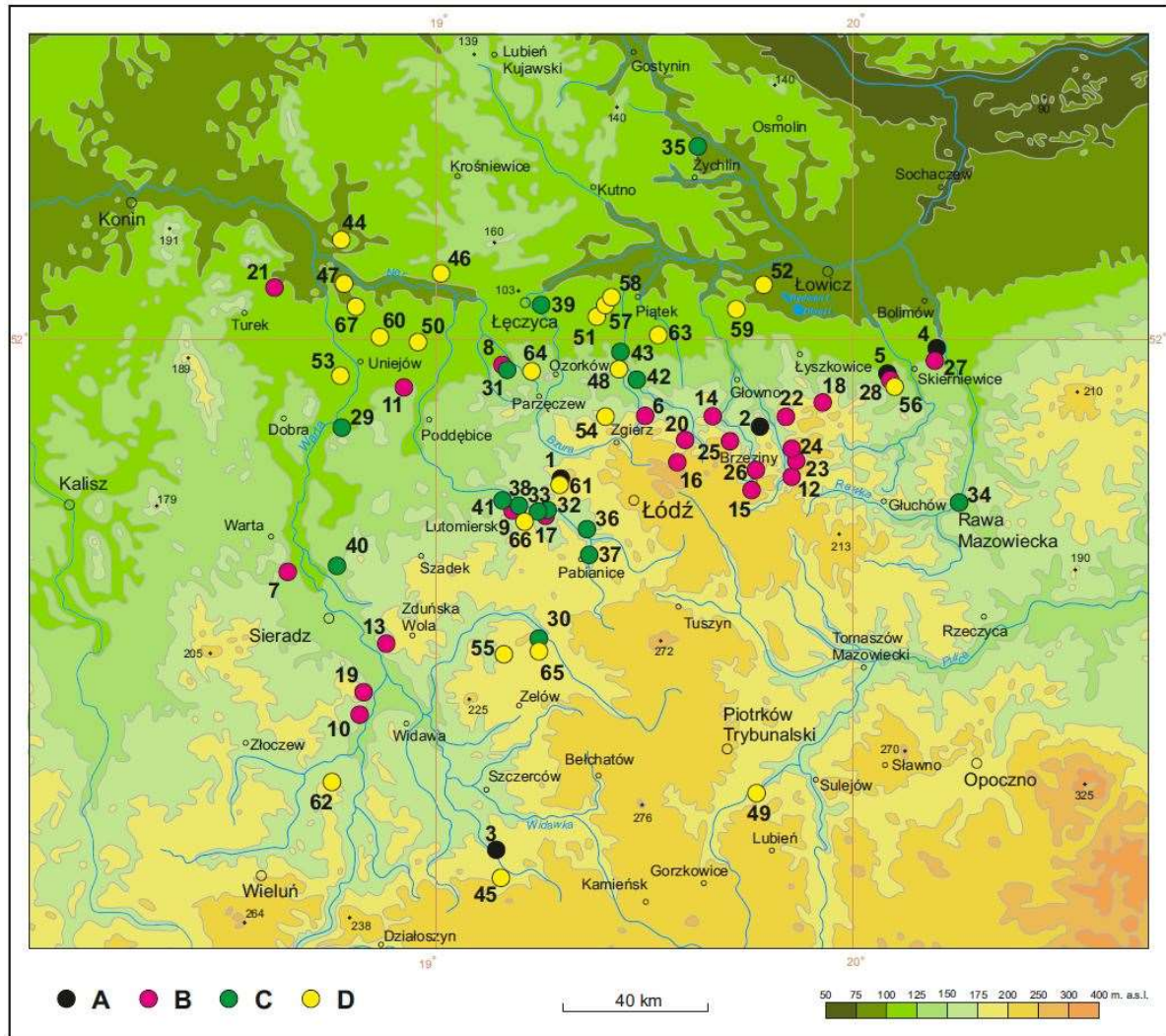
- położona na północy, rozległa pradolina warszawsko-berlińska o równoleżnikowym przebiegu i monotonnej rzeźbie. Jest ona obecnie odwadniana zarówno ku zachodowi (przez dolny Ner), jak i ku wschodowi (przez dolną Bzurę). Stanowiła dogodny obszar dla rozwoju osadnictwa, w związku z czym była zaludniona przez niemalże całe prądzieje i okres historyczny (Dylik 1971);

- położona na zachodzie dolina Warty o południkowym przebiegu, będącą największą arterią wodną w regionie. Cechuje się stosunkowo żywą rzeźbą terenu. Stanowiła w pradziejach i okresie historycznym część szlaku komunikacyjnego pomiędzy północą a południem, przede wszystkim pomiędzy Małopolską a Wielkopolską i Kujawami;

- zajmująca centralną część terenu badań Wysoczyzna Łódzka (Gilewska 1986), na którą składają się trzy mniejsze mezoregiony geomorfologiczne – na zachodzie Wysoczyzna Łaska, następnie Wzniesienia Łódzkie i Wysoczyzna Rawska na wschodzie. Wysoczyzna Łódzka ma charakter wydłużonego wału, wznoszącego się do 284 m n.p.m. Jest ona ograniczona od północy i zachodu przez wyżej wymienione doliny, a na południu i południowym wschodzie przez system dolinny rzeki Pilicy. Przez Wysoczyznę Łódzką przebiega dział wodny Odry/Wisły oraz Bzury/Pilicy, cechuje się ona żywą rzeźbą i luźną siecią rzeczną, reprezentowaną jedynie przez

małe rzeki. Z uwagi na gorszy dostęp do wód płynących, brak jezior, słabsze gleby i położenie w oddaleniu od głównych, prahistorycznych szlaków komunikacyjnych ma ona przeważnie krótsze tradycje mniej intensywnego (zwłaszcza

w pradziejach) osadnictwa. Intensywniejsze zasiedlenie centralnych, najwyżej położonych, partii Wysoczyzny Łódzkiej datuje się przede wszystkim na okres od wczesnego średniowiecza.



Rys. 1. Rozmieszczenie stanowisk z zapisem antropopresji w osadach mineralnych i organicznych na tle rzeźby i sieci rzecznej Polski Środkowej

A – stanowiska z osadami biogenicznymi, B – stanowiska z osadami stokowymi, C – stanowiska z osadami rzecznyymi, D – stanowiska z osadami eolicznymi

1 – Rąbień, 2 – Żabieniec, 3 – Chabielice, 4 – Kopanicha, 5 – Polesie, 6 – Dąbrówka Duża, 7 – Bartochów, 8 – Wierzbowa, 9 – Lutomiersk-Koziówki, 10 – Burzenin, 11 – Bronów, 12 – Rogów VII, 13 – Strońsko, 14 – Nowostawy, 15 – Brzeziny, 16 – Kalonka, 17 – Behcice, 18 – Lipce Reymontowskie, 19 – Ligota, 20 – Borchówka, 21 – Józefów, 22 – Koziółki, 23 – Rogów IV, 24 – Rogów 4, 25 – Anielin-Lipka, 26 – Michałów, 27 – Kopanicha, 28 – Polesie, 29 – Łęg Piekarski, 30 – Ldzań, 31 – Wierzbowa, 32 – Behcice, 33 – Kolonia Behcice, 34 – Rawa Mazowiecka, 35 – Białka, 36 – Lublinek, 37 – Szyndziel, 38 – Lutomiersk-Koziówki, 39 – Łęczycza, 40 – Nobela, 41 – Lutomiersk, 42 – Wola Branicka, 43 – Gieczno, 44 – Wojciechów, 45 – Grabek, 46 – Nagórki, 47 – Gaj, 48 – Warszycze, 49 – Kłudzice, 50 – Kraski, 51 – Karsznice I, 52 – Małe Mystkowie, 53 – Czarny Las, 54 – Leonów, 55 – Teodory, 56 – Polesie, 57 – Karsznice II, 58 – Karsznice IV, 59 – Stanisławów, 60 – Grabiszew, 61 – Rąbień, 62 – Szyndziel, 63 – Witów, 64 – Śniatowa, 65 – Ldzań, 66 – Lutomiersk, 67 – Bród

Distribution of sites with the human impact record in inorganic and organic deposits in relation to the terrain relief and river network in Central Poland

A – sites with biogenic deposits, B – sites with slope deposits, C – sites with fluvial deposits, D – sites with aeolian deposits

Z przedstawionej wyżej podstawowej charakterystyki terenu badań wynikają istotne dla tematu pracy różnice. Czynniki klimatyczny można uznać za praktycznie jednorodny dla całego terenu badań, natomiast do głównych zmiennych, różnicujących w skali regionu przemiany rzeźby w holocen, należy zaliczyć: zróżnicowaną rzeźbę terenu i litologię, różnice w gęstości sieci rzecznej oraz niejednakowe zasiedlenie poszczególnych części obszaru.

Aktualnie większa część Polski Środkowej jest postrzegana jako obszar o równowadze agradacji i degradacji oraz bardzo słabym natężeniu procesów morfogenetycznych (Bogacki, Starkel 1999). Jedynie centralna część Wysoczyzny Łódzkiej wraz z jej kulminacją określana jest jako obszar o tendencjach degradacyjnych. Wspomniani autorzy wśród dominujących współczesnych procesów morfogenetycznych wymieniają: splukiwanie, procesy eoliczne i ługowanie gleb. Stoki cechują się ujemnym bilansem denudacyjnym, a dna dolin rzecznych – dodatnim. Na podstawie wieloletnich badań można przyjąć, że procesami istotnymi dla rozwoju rzeźby w holocen były procesy eoliczne, stokowe, rzeczne oraz narastanie osadów organicznych na torfowiskach. Antropopresja zapisała się w osadach odpowiednich czterech wyżej wymienionych grup procesów (rys. 2, sygnatury C-F).

Stanowiska z zapisem antropopresji w osadach eolicznych, stokowych, rzecznych i torfowiskowych w Polsce Środkowej

Okres atlantycki

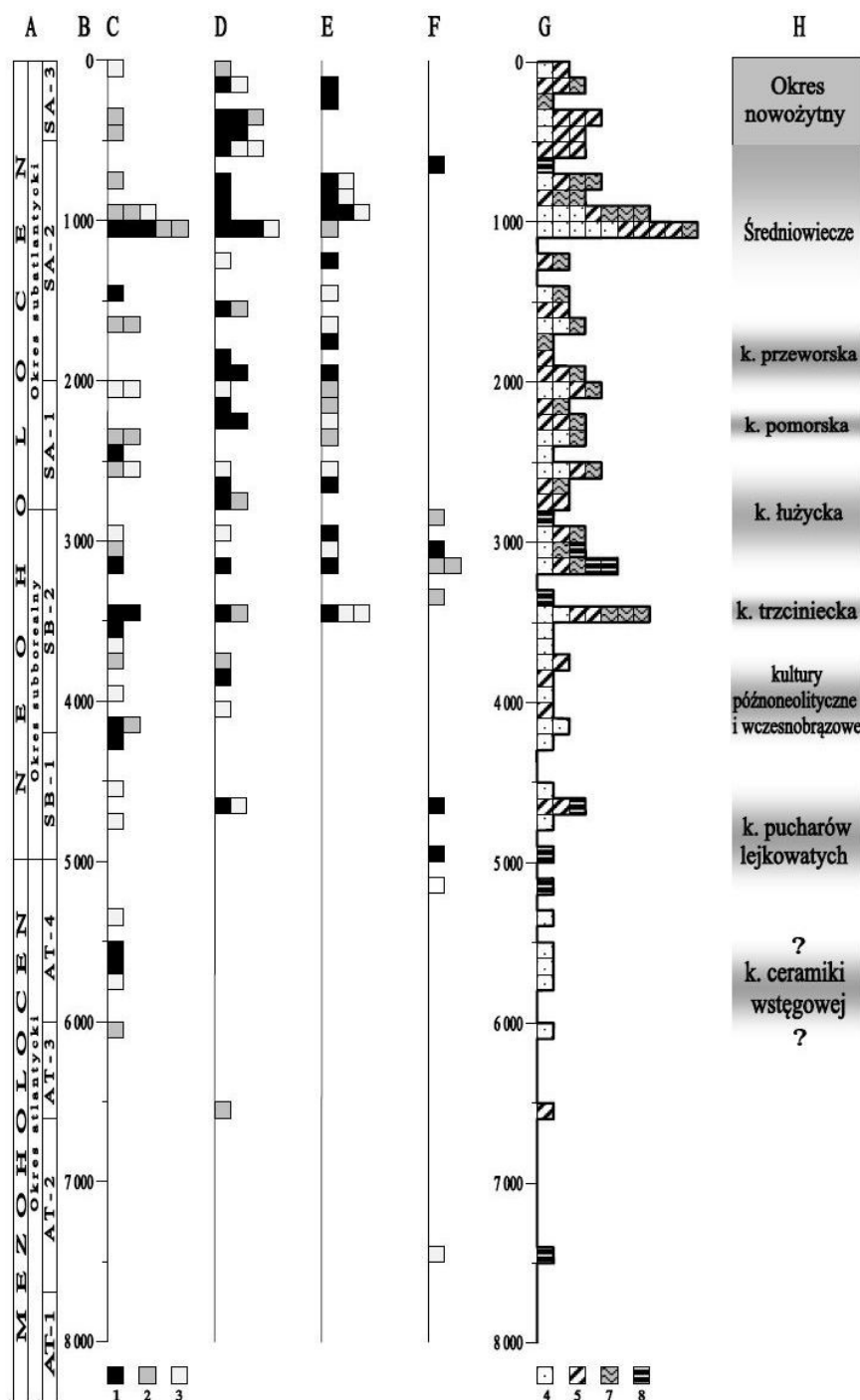
Najstarsza, uwzględniona w niniejszym opracowaniu, część holocenu należy do okresu atlantyckiego. Biorąc pod uwagę uzyskane wyniki datowań radiowęglowych osadów, z tym okresem można powiązać jedynie 8 datowań (rys. 2). Stanowi to zaledwie 6,7% ogółu zebranych dotychczas w Polsce Środkowej świadectw antropopresji zapisanej w osadach geologicznych. Wśród nich przeważają dowody ingerencji człowieka w formy eoliczne (5), natomiast świadectwa ingerencji człowieka w systemy torfowiskowe (2) i stokowe (1) są wyraźnie mniej liczne. Brakuje zupełnie datowań ^{14}C , które tworzyłyby zapis wpływu człowieka na procesy fluwialne. Przeważają sta-

nowiska położone poza Wysoczyzną Łódzką (6), za wyjątkiem wydmy w Rąbieniu, znajdującej się przy wschodniej granicy Łodzi (por. rys. 1).

Dostępne dane wskazują, że w analizowanym okresie naruszono równowagę czterech późnoglacialnych wydym – w Wojciechowie (Krajewski 1977), Grabku w Kotlinie Szczercowskiej (Marosik 2002), Rąbieniu (Marosik 2011) oraz w Szynkielowie, położonym w dolinie Warty w pobliżu Sieradza (Manikowska 1995). Przedstawiciele prehistorycznych kultur mezolitycznych, lub także neolitycznych, mogli spowodować rozluźnienie roślinności porastającej wydmy. Prowadziło to do ograniczonego rozwiewania wydym i przykrywania gleb oraz horyzontów pożarowych cienkimi seriami eolicznymi. Zasadnicze zarysy wydym nie uległy istotniejszym zmianom (Twardy 2016), podobnie jak rzeźba stoków i den dolin. Charakterystyczna jest relacja osadnictwa do późnoglacialnej wydmy i przylegającego do niej torfowiska w Rąbieniu (Marosik 2011). Obozowiska mezolityczne zajmowały suche siedlisko (wydma), niemniej położone były w pobliżu obszaru mokradłowego, co przypomina sytuację znaną z późnopaleolitycznego stanowiska Witów (pradolina warszawsko-berlińska). Analogiczny układ wydmy i przylegającego do niej torfowiska, poddanych silnej antropopresji w młodszej części holocenu (w fazach SB-2 i SA-1), opisano także na przykładzie stanowiska Czarny Las w dolinie Warty (Forysiak, Twardy 2012).

Okres subborealny

Z trwającym 2200 lat okresem subborealnym związanych jest łącznie 36 świadectw działalności człowieka, które zapisały się w młodych osadach geologicznych. Stanowi to 30,0% z ogółu świadectw odnotowanych w regionie łódzkim. Zdecydowanie przeważają dowody świadczące o ingerencji człowieka w formy eoliczne (14) podczas całego okresu (rys. 2). Następną pod względem liczebności grupę tworzą stanowiska, gdzie działalność człowieka zapisała się w osadach stokowych (9). Mniej dowodów (6) pochodzi z den dolin rzecznych; należy podkreślić, że związane są one jedynie z młodszą częścią fazy SB-2. Ilość dowodów świadczących o wpływach człowieka na systemy torfowiskowe jest podobna (7). Co charakterystyczne, pojawiają się one synchronicznie ze zdarzeniami, które zachodziły w dolinach rzecznych.



Rys. 2. Wyniki datowań ^{14}C osadów mineralnych i organicznych powstających w warunkach antropopresji w Polsce Środkowej

A – stratygrafia holocenu, B – lata conv. BP, C – osady eoliczne, D – osady stokowe, E – osady rzeczne, F – osady organiczne, G – suma C-F, H – kultury pradziejowe i okresy

1 – stanowiska na Wysoczyźnie Łódzkiej, 2 – stanowiska w pradolinie warszawsko-berlińskiej, 3 – stanowiska w innych makroformach wklęsłych otaczających Wysoczyznę Łódzką (dolina Warty, Kotlina Szczercowska, system doliny Pilicy), 4 – osady eoliczne, 5 – osady stokowe, 6 – osady rzeczne, 7 – osady organiczne

Results of radiocarbon dating of deposits formed under human impact in Central Poland

A – Holocene stratigraphy, B – years conv. BP, C – aeolian deposits, D – slope deposits, E – alluvia, F – organic deposits, G – C-F sum, H – prehistoric cultures and periods

1 – sites in the Łódź Plateau, 2 – sites in the Warsaw-Berlin ice-marginal valley, 3 – sites in other concave macroforms surrounding the Łódź Plateau (Warta River valley, Szczerców Basin, Pilica River system), 4 – aeolian deposits, 5 – slope deposits, 6 – alluvia, 7 – organic deposits

Podczas okresu subborealnego w Polsce Środkowej następował zmierzch osadnictwa ludności kultury pucharów lejkowatych (KPL), zastąpionego mniej intensywnym osadnictwem ludności kultur późnego neolitu – kultury amfor kulistych (KAK) oraz kultury ceramiki sznurowej (KCSz). Osadnictwo późnoneolityczne ustąpiło w starszej części epoki brązu społecznościom kultury trzcinieckiej (KT), których rolę w przekształcaniu środowiska przyrodniczego obecnie silnie się eksponuje (Górski i in. 2011). Z końcem okresu subborealnego rozpoczął się rozwój osadnictwa kolejnej jednostki kulturowej – kultury łużyckiej (KŁ).

Faza SB-1

Z trwającą 800 lat fazą SB-1 można powiązać tylko 7 dowodów wpływu antropopresji na rozwój form eolicznych i stoków oraz ingerencji człowieka w systemy mokradłowe. Charakterystyczny jest brak dowodów wpływu człowieka na systemy rzeczne, co można na obecnym etapie badań najprawdopodobniej wiązać z wysoką wilgotnością den dolin (Starkel i in. 2013). Rozwój rzeźby eolicznej był konsekwencją eksploatacji suchych geosystemów późnoglacialnych wydm (stanowisko Szynkielów – Manikowska 1995 oraz Nagórki – Kittel 2012b) i słabiej urzeźbionych pokryw eolicznych występujących na terasach rzecznych (stanowisko Ldzań – Pelisiak, Kamiński 2004). Zainteresowanie społeczności pradziejowych, funkcjonujących podczas omawianej fazy, eksploatacją suchych geosystemów eolicznych może być przejawem ich świadomych preferencji osadniczych, lecz także generalnie silnego, a nawet zbyt silnego uwilgotnienia siedlisk w dnach dolin rzecznych. Datowane na omawianą fazę uruchomienie procesów stokowych zarejestrowano na stanowisku Dąbrówka Duża (Wieczorkowska 1997), położonym w zlewni rzeki Mroźnicy na Wzniesieniach Łódzkich. Odkryto tam nisko na stoku dwa paleniska z węglami drzewnymi (datowanymi na 4650 ± 160 i 3500 ± 160 lat BP), które były przykryte osadami stokowymi. Podkreślić jednak należy, że w obu przypadkach wiek pokrywy stokowej jest niepewny, być może znacznie postarzony.

Faza SB-2

Podczas fazy SB-2 klimat stał się bardziej suchy i chłodniejszy, na co wskazują między innymi wyniki analiz paleoekologicznych ze szczegółowo zbadanego, położonego w okolicach Brzezin (Wzniesienia Łódzkie), małego torfowiska „Żabieniec” (Twardy i in. 2010). Czynniki

naturalne (klimatyczne) mogły predestynować przemiany rzeźby eolicznej, które odnotowano przede wszystkim w pradolinie warszawsko-berlińskiej (Krajewski 1977), następnie w Kotlinie Szczercowskiej (Marosik 2002) oraz w małej dolinie Luciąży (Wachecka-Kotkowska 2004), stanowiącej prawy dopływ środkowej Pilicy. Pobudzenie procesów eolicznych przez człowieka jednak miało miejsce także w strefie wysoczyzn – na przykład w Lutomiersku, w dolinie środkowego Neru (Twardy 2008), a także na późnoglacialnej wydmy przylegającej do torfowiska Rąbień (Marosik 2011). Ciekawy związek procesów eolicznych z rzeczny, z dodatkowym udziałem człowieka, opisał Kamiński (1984). W dolinie Moszczenicy (stanowisko Warszycy), wskutek osuszenia jej dna, które było konsekwencją subborealnej arydyzacji klimatu, nastąpiły warunki do objęcia go eksploatacją gospodarczą. Spowodowało to szybkie pobudzenie procesów eolicznych na przesuszonym, piaszczystym dnie doliny i powstanie zespołu trzech małych pagórków wydmowych, datowanych na 3600 ± 140 i 3500 ± 140 lat BP.

Wraz z procesami eolicznymi rozwijały się także procesy stokowe. Działo słabe splukiwanie, wywołujące składanie bezstrukturalnych, piaszczystych pokryw stokowych (fot. 1) na dnach dolin rzecznych, na przykład na stanowisku Lutomiersk w dolinie Neru (Twardy 2008), w Lutomiersku-Koziówkach (Kittel 2012c, d, 2014) oraz na stanowisku Wierzbowa w dolinie Gnidy (Kittel, Twardy 2003; Kittel 2014). Procesy stokowe zachodziły przede wszystkim na zboczach dolin rzecznych oraz na stromych zboczach teras nadzalewowych (Twardy 2017). Najprawdopodobniej nie eksploatowano jeszcze intensywnie obszarów wykraczających poza strefę dolinną, choć je z pewnością penetrowano. Dostarczanie materiału ze stoków można powiązać z początkami powstawania mad w Polsce Środkowej (fot. 2). Najstarsze holocenne utwory pozakorytowe wydатовane zostały na około 3500 lat conv. BP w dolinie Grabi (Pelisiak, Kamiński 2004) oraz w dolinie Warty (Forysiak 2005), choć badania w Kolonii Bechcice każą ostrożnie podchodzić do interpretacji wieku mad, bazujących na pojedynczych datowaniach ^{14}C (Stachowicz-Rybka i in. 2011; Płóciennik i in. 2016). Zbyt mała liczba danych niestety nie pozwala ocenić rozmiarów i częstości powodzi ze schyłku okresu subborealnego w Polsce Środkowej. Należy przyjąć, że zjawiska te odpowiadają fazie podwyższonej aktywności rzek polskich, lokowanej przez Starkla i in. (2006, 2013) w młodszej części fazy SB-2 (3,6–3,4 tys. lat BP).



fol. P. Kittel, 2002

Fot. 1. Stanowisko Wierzbowa, pradolina warszawsko-berlińska. Pokrywa deluwialna na stoku doliny Gnidy
Wierzbowa site, Warsaw-Berlin ice-marginal valley. Deluvial cover on the slope of the Gnida River valley



fol. J. Twardy, 2005

Fot. 2. Stanowisko Lutomiersk, Wysoczyzna Łódzka. Neoholocenne utwory powodziowe w dolinie Neru
Lutomiersk site, Łódź Plateau. Neoholocene overbank deposits in the Ner River valley

W warunkach szybszego przyrostu osadów biogenicznych działalność człowieka zapisała się w pośredni sposób także w trzech torfowiskach: Kopanicha w dolinie Rawki (Forysiak 2012), Polesie w dolinie małej rzeki Zwierzynki (Baliwierz 2011) oraz we wspomnianym torfowisku Rąbień (Marosik 2011).

W okresie subborealnym nastąpiła w Polsce Środkowej intensyfikacja działalności człowieka w środowisku przyrodniczym, wskutek czego doszło do uaktywnienia geosystemów eolicznych, stokowych, rzecznych i jeziorno-torfowiskowych. Działalność człowieka w tym okresie jest czytelna zarówno w dużych dolinach rzecznych (Warta), jak i dolinach średniej skali (Ner, Grabia, Rawka) oraz małych formach dolinnych (Gnida, Zwierzynka, Krasówka). Procesy te należy wiązać przede wszystkim z działalnością społeczności KT i wczesnych KŁ. Biorąc pod uwagę cały region, skala przeobrażeń rzeźby, które nastąpiły w warunkach antropopresji w subboreale była jednak nadal niewielka, choć lokalnie już dość istotna. Przeobrażenia te sprowadzają się do swobodnego „retuszu” starszej rzeźby – pokrycia podnóży stoków pokrywami stokowymi, niewielkiego przemodelowania późnoglacialnych wydym poprzez akumulację najczęściej cienkich serii eolicznych oraz być może jedynie lokalnego przykrycia den dolin rzecznych osadami powodziowymi o małych miąższościach (Twardy i in. 2014).

Okres subatlantycki

Na zajmujący 2800 lat okres subatlantycki przypada łącznie 76 świadectw powstawania młodych osadów geologicznych w warunkach antropopresji, co stanowi 63,3% ogółu danych. W odróżnieniu od okresu subborealnego przeważają dowody transformacji rzeźby stoków w warunkach antropopresji (32). Mniej świadectw dotyczy przemian rzeźby eolicznej (22) i den dolin rzecznych (21). Co charakterystyczne, jedyny zapis wpływu człowieka na ewolucję systemów torfowiskowych udokumentowany został datowaniem ^{14}C na torfowisku „Żabieniec”. Należy się jednak liczyć z powszechną destrukcją przypowierzchniowych serii torfów w wielu torfowiskach regionu (Forysiak 2012).

Uzyskane wyniki, zwłaszcza wyraźne pobudzenie systemów stokowych, dobrze korelują z głównymi fazami intensyfikacji procesów osadniczych w tym okresie. W okresie subatlantyckim zaludnienie Polski Środkowej zasadniczo bowiem wzrastało, choć odbywało to się w sposób nie-

równomierny. Może to wynikać z tranzytowego położenia regionu łódzkiego pomiędzy Wielkopolską i Mazowszem oraz Śląskiem i Kujawami, a więc krainami o długich tradycjach osiedleńczych (Kurnatowski 1992). Biorąc pod uwagę pradzieje, istotny postęp zaludnienia dokonał się w epoce żelaza, kiedy to w okolicach Łodzi wzrosła liczba ludności i osad, a skurczyła się powierzchnia eksploatowana przez jedną osadę (Papińska 2002). W części pradziejów, przypadającej na subatlantyk, Polska Środkowa zaludniona była przez przedstawicieli „dojrzałej” KŁ, krótkotrwale przez ludność kultury pomorskiej (KPom – por. Jadczykowa 1975; Malinowski 1989), a następnie przeworskiej (KP – por. Kaszewska 1975; Godłowski 1983; Skowron 2012). Po rozluźnieniu osadnictwa w okresie wędrówek ludów (Łaszczyńska 1975), intensywny rozwój demograficzny rozpoczął się we wczesnym średniowieczu, kiedy w Polsce Środkowej rozwijało się osadnictwo obronne, oparte na gęstej sieci grodów (Chmielowska 1975; Sikora 2009, 2017). Warto pamiętać, że utrudnieniem w poszukiwaniu korelacji pomiędzy ewolucją rzeźby a działalnością ludności KŁ, KPom. i KP jest *plateau* na krzywej kalibracyjnej, rozciągające się pomiędzy 2500 a 2400 lat conv. BP (Walanus, Goslar 2004).

Faza SA-1

Z obejmującą 800 lat najstarszą fazą subatlantyku związanych jest łącznie 21 świadectw uaktywnienia przez człowieka geosystemów eolicznych, stokowych i rzecznych. Zebrane fakty kumulują się w trzech okresach – pomiędzy 2500–2600, 2400–2200 i 2000–2100 lat conv. BP, które można odpowiednio korelować z działalnością kolejno społeczności przeżywającej się KŁ, następnie KPom. oraz formującej się KP.

Przebieg procesów eolicznych rekonstruowano w pradolinie warszawsko-berlińskiej na stanowiskach Nagórki (Krajewski 1977), Karsznice i Małe Mystkowice (Twardy 2008) oraz w innych dolinach otaczających centralnie położoną Wysoczyznę Łódzką. Polegały one, podobnie jak w okresie poprzednim, na lokalnym rozwiewaniu starych wydym i przykrywaniu ich zawietrznych części cienkimi seriami eolicznymi. Na stanowisku Małe Mystkowice opisano serię piasków eolicznych silnie wzbogaconą w próchnicę, która była najprawdopodobniej przenoszona z pól uprawnych, otaczających małą wydymę.

Areną działania procesów stokowych w fazie SA-1, w każdym z wyróżnionych okresów, była przede wszystkim Wysoczyzna Łódzka. Na sta-

nowiskach w Lutomiersku-Koziówkach (Kittel 2012c, d, 2014) oraz Rogowie, Nowostawach i Brzezinach (Twardy 2008) stwierdzono pokrywę stokową zbudowaną głównie z deluwii. Były one złożone częściowo na dnach dolin rzecznych (Lutomiersk-Koziówki i Rogów), lecz także w suchych dolinach denudacyjnych (Twardy 2017), w większym już oddaleniu od stref dolinnych (Nowostawy, Brzeziny). Świadczy to o stopniowym rozszerzaniu terytoriów intensywnej eksploatacji gospodarczej ku strefom wysoczyznowym. Oprócz deluwii w skład pokryw stokowych weszły także bezstrukturalne, silnie próchniczne diamiktony rolne (stanowisko Bronów – por. Twardy 2008), które są geologicznym świadectwem uprawy ziemi.

Zapis aktywności środowiska fluwialnego podczas fazy SA-1 jest niemalże ciągły (rys. 2). Dowody pochodzą ze wszystkich makroform regionu łódzkiego (pradolina warszawsko-berlińska, dolina Warty, Wysoczyzna Łódzka) i nie wykazują tendencji do koncentrowania się w żadnej części fazy SA-1. Aktywność systemów fluwialnych była wówczas raczej umiarkowana, występowały jednak wezbrania prowadzące do wypełniania paleokoryt (stanowisko Bechcice – Kittel i in. 2011) i innych zagłębień w dnach dolin rzecznych (stanowisko Białka – Twardy i in. 2004).

Faza SA-2

Na trwającą 1500 lat fazę SA-2 przypadają łącznie 42 świadectwa rozwoju rzeźby eolicznej, stoków i den dolin rzecznych, co stanowi ponad połowę faktów związanych z całym okresem subatlantyckim. Zaznacza się wyraźna ich koncentracja we wczesnym średniowieczu, szczególnie w dwustuleciu 1100–900 lat conv. BP, tj. około 900–1200 AD. Podrzedną koncentrację można spostrzec także w początkach fazy SA-2 i interpretować jako konsekwencję działalności przedstawicieli późnej KP w środowisku Polski Środkowej. Należy podkreślić wyraźne współwystępowanie świadectw jednoczesnego rozwoju procesów eolicznych, stokowych i rzecznych. Procesy te uległy synchronicznemu przyspieszeniu pomimo tego, że warunki klimatyczne, które byłyby wymagane do takiego przyspieszenia, są nieco inne dla poszczególnych grup procesów. Wskazuje to, że poczynając od fazy SA-2 dominujący wpływ na rozwój rzeźby zyskały czynniki antropogeniczne.

Rzeźba eoliczna podczas fazy SA-2 ewoluowała we wszystkich częściach regionu łódzkiego. Transformacja wydmy wznawiana była w Rąbieniu,

Nagórkach, Podgórzu (Krajewski 1977), Stanisławowie (Twardy 2008) oraz w Teodorach (Twardy, Wiśniewska 2015). Co ważne, procesy eoliczne przypadające na wczesne średniowiecze zaznaczyły się także tworzeniem nowych form akumulacyjnej działalności wiatru. Powstał zespół małych wydmy poprzecznych w Leonowie (Twardy 2008), cienka pokrywa eoliczna i mała wydma poprzeczna w Polesiu (Twardy, Forysiak 2011) oraz pokrywa eoliczna w Karsznicach. Pewne predyspozycje do powstawania nowych form eolicznych stworzyła lokalnie bardzo silna erozja gleb (fot. 3). Przyczyniła się ona do wyekspozowania na powierzchniach dawnych pól uprawnych luźnego materiału piaszczystego. Na stanowisku w Karsznicach odkryto pod młodymi utworami eolicznymi ślady po karczowaniu lasu i uprawie przygotowanego w ten sposób pola; wydmy w Polesiu i Śniatowej rozwinęły się także na dawnej powierzchni uprawnej (fot. 4). Wspomniane procesy po części wynikają zatem z orientacji ludności wczesnośredniowiecznej na eksploatację suchych geosystemów, niemniej pewne znaczenie mógł mieć także ówczesny ciepły klimat (Średniowieczne Optimum Klimatyczne).

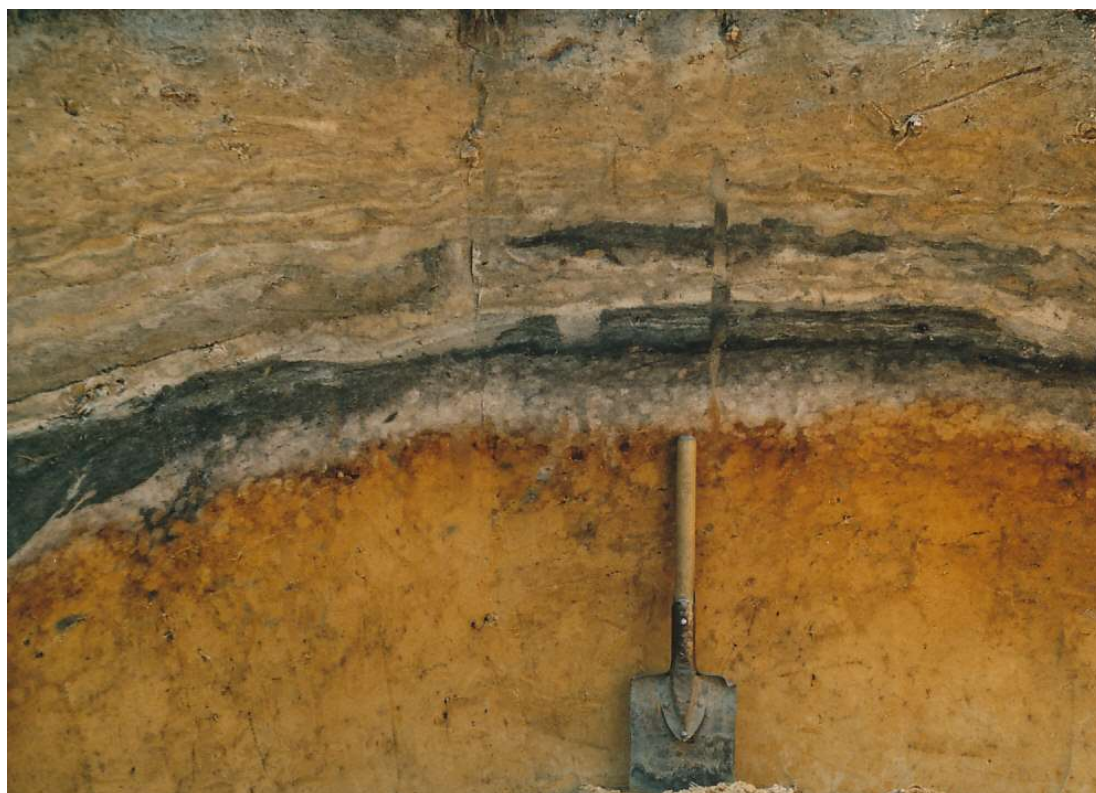
Procesy stokowe przypadające na fazę SA-2 prowadziły do powstawania pokryw stokowych i stożków akumulacyjnych. W ich budowie istnieje zapis spłukiwania (akumulacja deluwii), ruchu mas na zbyt stromych do uprawy stokach (koluwia) oraz, co szczególnie istotne, erozji wąwozowej. Procesy erozji wąwozowej rozpoczęły się 1830 ± 60 lat BP (stanowisko Lipce Reymontowskie – Twardy i in. 2004) i obejmowały przede wszystkim obszar najsilniej urzeźbionych Wzniesień Łódzkich (fot. 5). Ich kontynuacja miała miejsce we wczesnym średniowieczu, lecz dopiero po kilkusetletniej przerwie przypadającej na okres wędrówki ludów. Rozwój wąwozów był konsekwencją rozległych wylesień (Twardy 2005), które w średniowieczu wkroczyły na wysoczyzny i musiały sięgać już obszarów wododziałowych. Budowa pokryw stokowych stała się bardziej złożona – oprócz drobnoziarnistych, warstwowych deluwii w ich skład weszły bezstrukturalne koluwia oraz gruboziarniste, niewysortowane proluwia stanowiące zapis erozji wąwozowej. Pokrywy stokowe akumulowane we wczesnym średniowieczu odnotowano również na obszarach podlegających wcześniej intensywnemu zagospodarowaniu pradziejowemu (stanowisko Lutomiersk-Koziówki – por. Twardy 2008; Kittel 2014).



fol. J. Twardy, 2004

Fot. 3. Stanowisko Leonów, Wysoczyzna Łódzka. Ekstremalnie zerodowana gleba kopalna (datowana na 1100±50 lat BP) w podłożu młodej wydmy

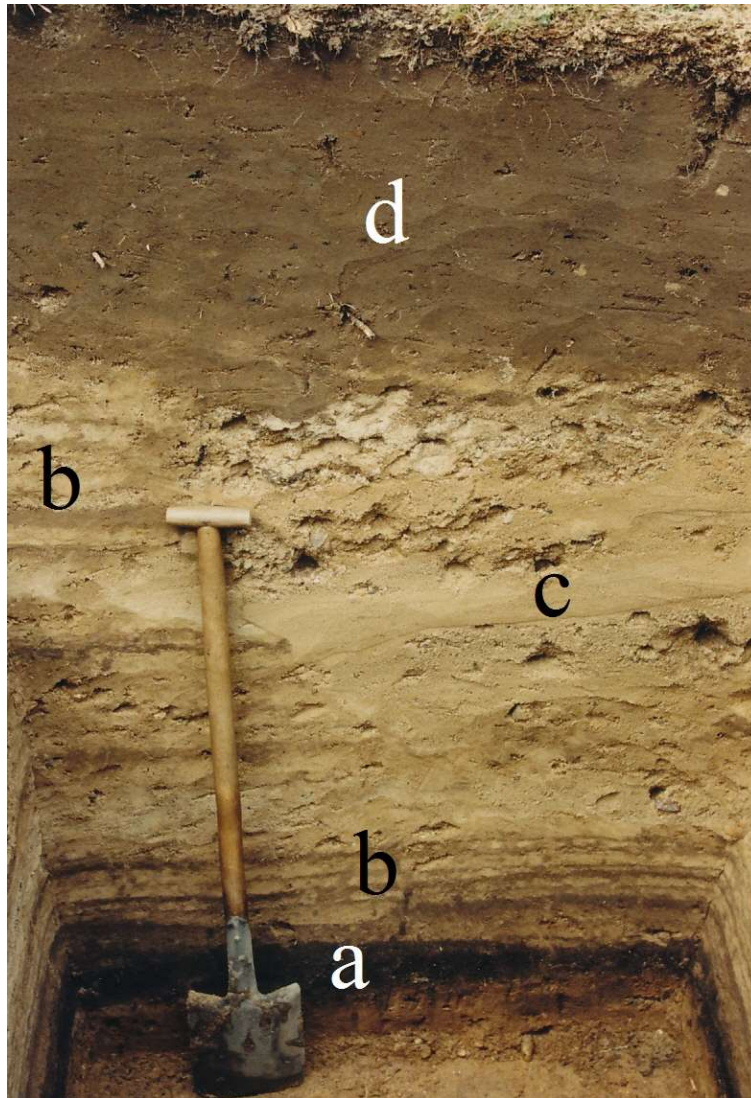
Leonów site, Łódź Plateau. Extremely eroded buried soil (dated to 1100±50 BP) at the base of a young dune



fol. J. Twardy, 2003

Fot. 4. Stanowisko Śniatowa, Wysoczyzna Łódzka. Neoholocenska seria eoliczna złożona na bielcowej glebie kopalnej. Widoczna w lewej części kadru gleba kopalna jest zakłócona przez orkę

Śniatowa site, Łódź Plateau. Neoholocene aeolian sediments underlain by buried podzolic soil. Buried soil at the left of the photo is disturbed by ploughing



fot. J. Twardy, 1997

Fot. 5. Stanowisko Brzeziny, Wysoczyzna Łódzka. Neoholocene osady stokowe

- a – gleba kopalna brunatna z poziomem pożarowym w stropie (datowanym na 1590±50 lat BP),
b – warstwowane deluwia, c – gruboziarniste proluwia, d – bezstrukturalny diamikton rolny

Brzeziny site, Łódź Plateau. Neoholocene slope sediments

- a – buried brown soil with fire horizon at the top (dated to 1590±50 BP),
b – stratified deluvial deposits, c – coarse-grained proluvial deposits, d – structureless tillage diamicton

Procesy fluwialne w fazie SA-2 uległy przyspieszeniu. Rozpoczęła się wydajniejsza akumulacja mad, co odnotowano w dolinie Moszczeniicy (stanowiska Wola Branicka i Gieczno), Krasówki (Marosik 2002), Dobrzyńki (stanowisko Szynkielew – por. Kittel 2011), a także Warty, Bzury, Neru i Zwierzynki. Szybsze narastanie mad można wiązać z dostarczaniem na dna dolin rzecznych dużych ilości materiału uruchomionego przez erozję gleb, a w szczególności przez erozję wąwozową. Podkreślić trzeba, że zwiększona aktywność systemów fluwialnych przejawiała się także zatapianiem nadrzecznych osad

ludności KP (Kamiński, Moszczyński 1996) oraz awulsjami i odcinaniem koryt rzecznych. Zjawiska te można odnosić do wyraźnie zaznaczających się faz powodziowych, datowanych przez Starkla i in. (2006, 2013) na 1,9–1,8 oraz 1,0–0,8 tys. lat BP. Podczas fazy SA-2 w dolinach rzecznych doszło zatem do dwukrotnego sprzężenia procesów rzecznych z intensywnymi procesami stokowymi (erozja wąwozowa). Spłatały się tu czynniki naturalne (klimatyczne) z antropogenicznymi (narastanie antropopresji).

Należy odnotować także czysto antropogeniczne ingerencje w sieć rzeczną, które polegały

na zmianach biegu niewielkich rzek oraz zakładaniu stawów do hodowli ryb. (Kobojek 2009). Niejednokrotnie były to obiekty o znacznych rozmiarach, jak na przykład Jezioro Okręt lub Jezioro Rydwan, położone w dolinie rzeki Bobrówki, która jest prawym dopływem Bzury (por. rys. 1).

Dopiero z końcem fazy SA-2 związany jest wyraźny zapis przemian w funkcjonowaniu małego torfowiska „Żabieniec”. Po lokacji wsi Bielanki, którą założono bezpośrednio w zlewni torfowiska w roku 1394 AD (Kittel, Sygulski 2010), doszło do drastycznych zmian zbiorowisk roślinności torfotwórczej, raptownego spadku tempa sedimentacji torfu, wahania poziomu wód i zmian trofii oraz przemian populacji mikroorganizmów zamieszkujących torfowisko (Lamentowicz i in. 2009). Torfowisko, które przed wkroczeniem człowieka w jego sąsiedztwo było torfowiskiem przejściowym do wysokiego, bardzo szybko przeobraziło się w torfowisko niskie.

Procesy charakterystyczne dla fazy SA-2 przyczyniły się do większego urozmaicenia rzeźby Polski Środkowej. Powstały nowe formy rzeźby, takie jak wąwozy, holwegi, małe wydmy i nowe pokrywy eoliczne. Dna dolin rzecznych zostały nadbudowane kilkudziesięcioma centymetrami mad, gdzieś tam powstały nowe koryta, lokalnie dna dolinne silnie przekształcono w związku z rozwojem średniowiecznego młynarstwa i hodowli ryb (Twardy i in. 2014). Wraz z rozwojem młynarstwa i hodowli ryb oraz wznoszeniem przegród w dolinach rzecznych powstało tam wiele sztucznych basenów sedymentacyjnych (w misach dawnych stawów). Miało to swoje konsekwencje w następnej fazie subatlantyku.

Faza SA-3

Z najmłodszą, trwającą 500 lat, fazą subatlantyku można powiązać 13 datowań osadów składanych w warunkach antropopresji. Zdecydowanie przeważają świadectwa tworzenia się osadów stokowych (8), mniej liczne są świadectwa związane z przebiegiem procesów eolicznych (3) i rzecznych (1). W regionie łódzkim zupełnie brakuje wydатовanych poziomów z utworami biogenicznymi, w których byłby czytelny zapis antropopresji w okresie nowożytnym. Wyjątkiem są prowadzone ostatnio badania biogenicznego wypełnienia fosy gródka w Rozprzy (Sikora, Kittel 2017; Kittel i in. 2018a). Podkreślić trzeba, że do datowań materiału z najmłodszej

części fazy SA-3 należy podchodzić z dużą ostrożnością, albowiem daty radiowęglowe młodsze od 200 lat BP związane są już z tzw. erą przemysłową, podczas której nastąpiło istotne zaburzenie obiegu węgla w atmosferze.

Z zebranych datowań wynika, że ewoluowały wydmy położone w pradolinie warszawsko-berlińskiej, w widłach Warty i dolnego Neru. Na stanowisku Grabiszew odnotowano przykrycie starszej wydmy serią eoliczną młodszą od 410 ± 50 lat BP (Twardy, Wiśniewska 2015). Na stanowisku Bród udowodniono wznowienie wędrówki dużej wydmy późnoglacialnej (Forysiak i in. 2007). Została ona pobudzona najprawdopodobniej przez sprowadzonych do Polski osadników ołędzkich, zajmujących się zagospodarowywaniem terenów mało urodzajnych, zarówno piaszczystych, jak i bagnistych.

W procesach stokowych, które można powiązać z fazą SA-3, zapisana jest kontynuacja erozji wąwozowej. W okresie nowożytnym dochodziło do przestrzennego rozwoju systemów wąwozowych, co wiązało się z nadbudowywaniem ich den, silną akumulacją w dolnych odcinkach wąwozów oraz rozwojem ich stożków akumulacyjnych (Twardy 2005). Oprócz tego zaznaczyły się intensywne procesy denudacji agrotechnicznej. Polegały one na wypełnianiu różnorodnych form wklęsłych (doliny denudacyjne, płytsze odcinki wąwozów, małe zagłębienia bezodpływowe) osadami przemieszczanymi bezpośrednio po stokach podczas prac polowych, przede wszystkim podczas orki. Powstające w ten sposób diamiaktony rolne cechują się lokalnie znaczną miąższością (fot. 6), a tempo ich akumulacji było bardzo wysokie (do kilku $\text{mm} \cdot \text{rok}^{-1}$). Równoległe z procesami erozji wąwozowej i denudacji agrotechnicznej działało także splukiwanie, pozostawiając pokrywy stokowe zbudowane z warstwowanego materiału piaszczystego i mułkowego (fot. 7).

Świadectwa procesów rzecznych, które można powiązać z fazą SA-3 uzyskano w dolinie Neru (Stachowicz-Rybka i in. 2011; Kittel i in. 2014; Płóciennik i in. 2016) oraz Rawki w Rawie Mazowieckiej (Kittel, Skowron 2007; Kittel 2013). Dowodzą one dalszego rozwoju pokrywy madowej oraz lokalnych, znacznych przepływów pozakorytowych. Ostatnio dobrze udokumentowany zapis wzmocnienia aktywności powodziowej w krajobrazie silnie zmienionym przez człowieka udokumentowano w dolinie Luciąży w Rozprzy (Kittel i in. 2018a, b).



fol. J. Twardy, 2002

Fot. 6. Stanowisko Burzenin, dolina Warty. Diamikton rolny o miąższości ok. 2 m
złożony na glebie kopalnej młodszej od 200 lat BP

Burzenin site, Warta River valley. Tillage diamicton ca. 2 m thick underlain
by buried soil younger than 200 years BP



fol. J. Twardy, 1998

Fot. 7. Stanowisko Rogów, Wysoczyzna Łódzka. Datowany na >200 lat BP
stożek deluwialny w dolinie Mrogi

Rogów site, Łódź Plateau. Deluvial fan dated at >200 years BP in the Mroga River valley

Przebieg procesów geomorfologicznych, charakterystycznych dla fazy SA-3, był w większości kontynuacją trendów w rozwoju rzeźby eolicznej, stoków i den dolin rzecznych, które miały miejsce już w fazie SA-2. Pewne osłabienie tempa ewolucji rzeźby, czytelne w fazie SA-3 w porównaniu z fazą poprzednią, wynika zapewne ze stabilizacji systemów rolnych i układów pól. Stopniowa rezygnacja z uprawy obszarów mało urodzajnych (np. zbudowanych z utworów eolicznych lub z silnie zerodowanymi glebami), jak i wyłączenie z uprawy obszarów najsilniej urzeźbionych, hamowało procesy eoliczne i stokowe. Zmniejszała się wskutek tego dostawa materiału do den dolinnych i koryt rzecznych. Prace hydrotechniczne na rzekach (wznoszenie obwałowań, budowa małych, ale bardzo licznych zbiorników retencyjnych) spowolniły procesy fluwialne i ustabilizowały koryta rzeczne (Twardy, Klimek 2008). Nigdzie w regionie łódzkim nie zidentyfikowano procesu tzw. dziczenia koryt rzecznych, wywołanego w dużej mierze silną erozją gleb.

Wnioski

1. Transformacja rzeźby Polski Środkowej w warunkach antropopresji odzwierciedla się w reakcji rzeźby geosystemów eolicznych, stoków i den dolin rzecznych.

2. Najwcześniejsze, indukowane przez człowieka, zmiany rzeźby nastąpiły w geosystemach eolicznych i datowane są na atlantycką fazę AT-4. Początek zmiany rzeźby stoków przypada na przełom subborealnych faz SB-1 i SB-2. Najpóźniej (od środkowej części fazy SB-2) zachodziły zmiany rzeźby den dolin rzecznych, które mogły zostać wywołane dopiero intensywniejszymi, rozleglejszymi przestrzennie i bardziej trwałymi ingerencjami człowieka w środowisko dolin rzecznych.

3. W wielu przypadkach zmiany w geosystemach eolicznych, stokowych, rzecznych i torfowiskowych występowały synchronicznie, co może być argumentem za uznaniem antropopresji jako głównego czynnika sterującego w pewnych okresach holoceniską transformacją rzeźby.

4. Szczególnie wyraźny zapis antropopresji w młodych osadach geologicznych można powiązać z oddziaływaniem społeczności pradziejowych epoki brązu i epoki żelaza – kulturą trzciniecką, łużycką i przeworską, a zwłaszcza z ingerencjami w środowisko społeczności młodszych faz wczesnego średniowiecza.

5. Najwcześniej udział antropopresji w kształtowaniu rzeźby i geosystemów torfowiskowych zapisał się w dużych, wklęsłych makroformach terenu, takich jak pradolina warszawsko-berlińska, Dolina Warty, Kotlina Szczercowska itp. Rozległe strefy dolinne otaczały centralnie położoną Wysoczyznę Łódzką, która była kolonizowana mniej intensywnie i przeważnie nieco później, głównie z wykorzystaniem mniejszych już dolin rzecznych, takich jak Ner oraz Bzura i jej liczne dopływy. O takiej kolejności decydować mogła równinna rzeźba terenu, lepszy dostęp do wód płynących oraz bardziej żyzne i urodzajne gleby w strefach dużych dolin.

Literatura

- Balwierz Z. 2011. Wyniki analizy pyłkowej osadu ze stanowiska Polesie-Zwierzynka i Polesie Ruczaj. W: J. Górski, P. Makarowicz, A. Wawrusiewicz (red.) *Osady i cmentarzyska społeczności trzcinieckiego kręgu kulturowego w Polesiu, stanowisko 1, woj. łódzkie*, tom I. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Fundacja Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 251-267.
- Bogacki M., Starkel L. 1999. Typologia i regionalizacja współczesnych procesów rzeźbotwórczych. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 422-427.
- Chmielowska A. 1975. Osadnictwo w Polsce środkowej w okresie od połowy X do połowy XIII w. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 22: 331-371.
- Dylik J. 1971. Województwo ze stolicą bez antenatów. ŁTN, Łódź.
- Forysiak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego wistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99.
- Forysiak J., Twardy J. 2012. Development of human-induced geomorphological processes in the vicinity of peatlands of Central Poland. W: J. Forysiak, L. Kucharski, M. Ziulkiewicz (red.) *Peatland in semi-natural landscape – their transformation and possibility of protection*. Wyd. Nauk. Bogucki, Poznań: 85-99.
- Forysiak J., Klusza M., Twardy J. 2007. Wpływ osadnictwa olęderskiego na sieć rzeczną i morfologię międzyrzecza Warty i Neru. W: E. Smolska, P. Szwarzewski (red.) *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, t. III. Wyd. SWPR, Warszawa: 38-46.

- Gilewska S. 1986. Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Przegląd Geograficzny* 58,1-2: 15-40.
- Godłowski K. 1983. Człowiek a środowisko w okresie lateńskim, rzymskim i wędrówek ludów. W: J. Kozłowski, S. Kozłowski (red.) *Człowiek i środowisko w pradziejach*. PWN, Warszawa: 286-308.
- Górski J., Makarowicz P., Wawrusiewicz A. (red.). 2011. Osady i cmentarzyska społeczności trzcinieckiego kręgu kulturowego w Polesiu, stanowisko 1, woj. łódzkie, tom I. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Fundacja Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 1-360.
- Jadczykowa I. 1975. Kultura wschodniopomorska i kultura grobów kloszowych w Polsce Środkowej. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 22: 167-194.
- Kamiński J. 1984. Warszce. Rozwój doliny Moszczenicy w holocenie. Konferencja robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”, 09-12.10. 1984. UŁ, Łódź: 130-137.
- Kamiński J., Moszczyński J. 1996. Wpływ osadnictwa kultury przeworskiej na kształtowanie doliny Moszczenicy w okolicy Woli Branickiej. *Acta Geographica Lodziensia* 71: 56-66.
- Kaszewska E. 1975. Kultura przeworska w Polsce Środkowej. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 22: 194-252.
- Kittel P. 2011 (2013). Slope and river inorganic deposits as indicators of marked human impact, in the light of research in the Ner River basin (Central Poland). *Archaeologia Polona* 49: 71-86.
- Kittel P. 2012a. Wpływ georóżnorodności zlewni Neru (Polska środkowa) na lokalizację osadnictwa pradziejowego. *Landform Analysis* 19: 49-66.
- Kittel P. 2012b. Wstępne wyniki analizy profili litologicznych z Nagórek Grabowskich, stanowisko 25, pow. Łęczyca, woj. łódzkie. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 45: 183-194.
- Kittel P. 2012c. Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju osadnictwa i przeobrażenia morfologii obszaru stanowiska 3a-c Lutomiersk-Koziówki w warunkach antropopresji. W: B. Muzolf (red.) *Lutomiersk-Koziówki stanowisko 3a-c. Wielokulturowy zespół osadniczy od schyłkowego paleolitu po okres nowożytny*. Biblioteka Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, 39: 257-271.
- Kittel P. 2012d. Budowa i ewolucja doliny Neru w rejonie stanowiska Lutomiersk-Koziówki w świetle badań geoarcheologicznych. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 113-133.
- Kittel P. 2013. Geomorfologiczne uwarunkowania lokalizacji osadnictwa na przykładzie doliny Rawki w Rawie Mazowieckiej. *Acta Geographica Lodziensia* 101: 49-79.
- Kittel P. 2014. Slope deposits as an indicator of anthropopressure in the light of research in Central Poland. *Quaternary International* 324: 34-55.
- Kittel P., Skowron J. 2007. Osadnictwo pradziejowe i wczesnohistoryczne w krajobrazie doliny Rawki w Rawie Mazowieckiej. *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG* 7: 228-234.
- Kittel P., Sygulski M. 2010. Ślady osadnictwa pradziejowego i historycznego w otoczeniu torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyś (red.) *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 97-112.
- Kittel P., Twardy J. 2003. Wpływ pradziejowej aktywności ludzkiej na funkcjonowanie stoku w Wierzbowej (pradolina warszawsko-berlińska). W: J.M. Waga, K. Kocel (red.) *Człowiek w środowisku przyrodniczym - zapis działalności*. Prace Oddz. Katowickiego PTG 3, Sosnowiec: 68-73.
- Kittel P., Błaszczak J., Cywa K., Muzolf B., Obremaska M., Wacnik A., Tomczyńska Z. 2011. Traces of Prehistoric Human Impact on Natural Environment in the Ner River Catchment (Central Poland). W: I. Hildebrandt-Radke, W. Dörfler, J. Czebreszuk, J. Müller (red.) *Anthropogenic Pressure in the Neolithic and the Bronze Age on the Central European Lowlands. Studien zur Archäologie in Ostmitteleuropa/Studia nad Pradziejami Europy Środkowej*, B. 8/T. 8. Bogucki Wyd. Nauk., Dr. Rudolf Habelt GmbH, Poznań-Bonn: 129-141.
- Kittel P., Muzolf B., Płóciennik M., Elias S., Brooks S.J., Lutyńska M., Pawłowski D., Stachowicz-Rybka R., Wacnik A., Okupny D., Głęb 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.
- Kittel P., Sikora J., Antczak O., Brooks S.J., Elias S., Krapiec M., Luoto T.P., Borówka R.K., Okupny D., Pawłowski D., Płóciennik M., Rządziejewicz M., Stachowicz-Rybka R., Wacnik A. 2018a. The palaeoecological development of the Late Medieval moat - Multi-proxy research at Rozprza, Central Poland. *Quaternary International* 482: 131-156.
- Kittel P., Sikora J., Wroniecki P. 2018b (in press). A Late Medieval motte-and-bailey settlement in a lowland river valley landscape of Central Poland. *Geoarchaeology*.
- Kobojek E. 2009. Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję na

- przykładzie środkowej Bzury i jej dopływów. Wyd. UŁ, Łódź.
- Krajewski K. 1977. Późnoplejstocénskie i holocénskie procesy wydmytówrcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 39.
- Kurnatowski S. 1992. Próba oceny zaludnienia ziem polskich między XIII w. p.n.e. a IV w. n.e. W: K. Kaczanowski, S. Kurnatowski, A. Malinowski, J. Piontek (red.) *Zaludnienie ziem polskich między XIII w. p.n.e. a IV w. n.e. – materiały źródłowe, próba oceny*. Monografie i opracowania 342, Szkoła Główna Handlowa, Instytut Statystyki i Demografii, Warszawa: 15-111.
- Lamentowicz M., Balwierz Z., Forysiak J., Kloss M., Płóciennik M., Twardy J., Kittel P., Żurek S., Pawlyta J. 2009. Last two millennia multiproxy evidence of anthropogenic land-use changes from biotic proxies and historical data from a small mire in central Poland. *Hydrobiologia* 631: 213-230.
- Łaszczewska T. 1975. Polska Śródkowa w okresie wędrówek ludów i w początkach wczesnego średniowiecza. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 22: 293-330.
- Malinowski T. 1989. Kultura pomorska W: J. Kmiecński (red.) *Pradzieje ziem polskich*, t. I, cz. 2. PWN, Warszawa-Łódź: 716-753.
- Manikowska B. 1995. Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20-8 ka BP. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 125-165.
- Marosik P. 2002. Ukształtowanie terenu i warunki geologiczne na stanowisku archeologicznym nr 11 w Grabku oraz na obszarze przyległym w dnie doliny archeologiczne na terenie odkrywki „Szczerców” Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów” S.A., t. II. Fundacja Badań Archeologicznych Imienia Profesora Konrada Jażdżewskiego, Fundacja Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Łódź: 9-23.
- Marosik P. 2011. Wydmy i torfowisko „Rąbień” w Aleksandrowie Łódzkim w świetle badań geomorfologicznych. W: E. Niesiołowska-Sreńniowska, D.K. Płaza, P. Marosik, Z. Balwierz (red.) *Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku I w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego*. Fundacja Badań Archeologicznych Imienia Profesora Konrada Jażdżewskiego, Łódź: 11-36.
- Papińska E. 2002. Wpływ antropopresji na przemiany środowiska geograficznego województwa łódzkiego (w granicach z lat 1975-98). *Acta Geographica Lodziensia* 81.
- Pelisiak A., Kamiński J. 2004. Geneza i wiek osadów w dolinie Garbi na stanowisku Ldzań w świetle osadnictwa pradziejowego. W: D. Abłamowicz, Z. Śnieszko (red.) *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolnohodowlanej. Studia z obszaru Polski*. Muz. Śl. w Katowicach, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich O/Katowice, Katowice: 184-196.
- Płóciennik M., Kittel P., Borówka R.K., Cywa K., Okupny D., Obremska M., Pawłowski D., Stachowicz-Rybka R., Szperna R., Witkowski A. 2016. Warunki paleoekologiczne subkopalnego koryta Kolonia Behcice na tle hydrologii środkowego odcinka doliny Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 107-124.
- Rdzany Z. 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wyd. UŁ, Łódź.
- Sikora J. 2009. Ziemie centralnej Polski we wczesnym średniowieczu. Studium archeologiczno-osadnicze. Monografie IA UŁ 7, Łódź.
- Sikora J. 2017. Grody wczesnośredniowieczne Polski Centralnej w świetle archeologii. W: A. Andrzejewski, J. Sikora (red.) *Grodziska wczesnośredniowieczne Polski Centralnej. Archeologiczne badania nieinwazyjne z lat 2013-2016*. Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich, Oddział w Łodzi, Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 281-318.
- Sikora J., Kittel P. 2017. Wyniki badań wykopaliskowych przeprowadzonych w latach 2015-2016. W: A. Andrzejewski, J. Sikora (red.) *Grodziska wczesnośredniowieczne Polski Centralnej. Archeologiczne badania nieinwazyjne z lat 2013-2016*. Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich, Oddział w Łodzi, Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 176-192.
- Skowron J. 2012. Z badań nad specyfiką kulturową strefy zasiedlenia dorzecza Bzury w młodszym okresie przedrzymskim i okresie rzymskim. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 45: 93-136.
- Stachowicz-Rybka R., Obremska M., Kittel P., Pawłowski D., Cywa K., Forysiak J. 2011. Zapis zmian paleośrodowiskowych w kontekście archeologicznym w osadach wypełnienia paleokoryta w dolinie Neru na stanowisku Kolonia Behcice (woj. łódzkie, Polska Śródkowa). V Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu „Człowiek i jego wpływ na środowisko przyrodnicze w przeszłości i czasach historycznych”. Górzno, 13-17.06.2011, PIB PIB, Toruń: 73-74.
- Starkel L. 1999. Rola holocenu w ewolucji środowiska i jego stratygrafia. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 103-105.
- Starkel L., Michczyńska D. J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostrati-

- graphy of Polish territory. *Geochronometria* 40(1): 1-21.
- Starkel L., Soja R., Michczyńska D.J. 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena* 66: 24-33.
- Trzeciak P. 2004. Licznik scyntylacyjny Packard 2560 TR/XL w Łódzkim Laboratorium Radiowęglowym. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Numizmatyczno-Konserwatorska*, 12: 181-198.
- Trzeciak P., Borowiec I. 2004. Oznaczanie chronologii bezwzględnej metodą radiowęglową w Pracowni Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Numizmatyczno-Konserwatorska*, 12: 145-180.
- Twardy J. 2005. Gully erosion in the Middle Poland. W: J. Rejman, W. Zgłobicki (red.) *Human impact on sensitive geosystems*. Wyd. UMCS, Lublin: 129-142.
- Twardy J. 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. UŁ, Łódź.
- Twardy J. 2016. Antropogeniczna faza wydymotwórcza w środkowej Polsce. W: J. Święchowicz, A. Michno (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 157-184.
- Twardy J. 2017. Holoceńska ewolucja niecek i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w świetle dotychczasowych badań. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 17-30.
- Twardy J., Forsyśiak J. 2011. Charakterystyka środowiska geograficznego okolic stanowiska archeologicznego Polesie 1 oraz neoholoceńskie zmiany jego budowy geologicznej i rzeźby. W: J. Górski, P. Makarowicz, A. Wawrusiewicz (red.) *Osady i cmentarzyska społeczności trzcinieckiego kręgu kulturowego w Polesiu, stanowisko 1, woj. łódzkie*, tom I. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Fundacja Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 227-250.
- Twardy J., Klimek K. 2008. Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polska Akademia Nauk, Uniwersytetu Jagiellońskiego PAN, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 229-270.
- Twardy J., Wiśniewska M. 2015. Zapis działalności człowieka w transformacji wydym w Teodorach (Wysoczyzna Łaska) i Grabiszewie (Kotlina Kolska) podczas średniowiecza. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 46: 357-374.
- Twardy J., Forsyśiak J., Kittel P. 2014. Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure. W: E. Kobjek, T. Marszał (red.) *Origin of relief of Central Poland and its anthropogenic transformation in Łódź University geographical research*. Wyd. UŁ, Łódź: 57-94.
- Twardy J., Kamiński J., Moszczyński J. 2004. Zapis gospodarczej i osadniczej działalności człowieka z okresu lateńskiego i rzymskiego w formach i osadach Polski Środkowej. W: D. Ablamowicz, Z. Śnieszko (red.) *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej. Studia z obszaru Polski*. Muz. Śląskie w Katowicach, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich, O/Katowice, Katowice: 197-221.
- Twardy J., Żurek S., Forsyśiak J. (red.) 2010. Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Wachecka-Kotkowska L. 2004. Zmiany środowiska doliny dolnej Łuciąży w holocenie. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 6: 47-70.
- Walanus A., Goslar T. 2004. Wyznaczanie wieku metodą ¹⁴C dla archeologów. Wyd. Uniw. Rzeszowskiego, Rzeszów.
- Wieczorkowska J. 1997. Przykłady parowów na krańdziej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia, Folia Geographica Physica* 1: 258-261.

Summary

The paper presents a series of 120 radiocarbon datings of sediments from Holocene aeolian, slope, fluvial and peatbog environments. These sediments originated in Central Poland under human impact. Based on the stratigraphic division of the Holocene and archaeological chronology, the events that led to the formation of the aforementioned deposits are discussed. A link is made connecting events in aeolian, slope, valley and peatbog geosystems to the functioning of prehistoric and historical settlements in Central Poland. Particular attention is paid to several periods during which the relief of aeolian forms, slopes, bottoms of river valleys and peatbog systems were synchronously transformed.

Only 6.7% of all evidence of human impact recorded in sediments in Central Poland is associated with the Atlantic period. Evidence of human interference in aeolian processes and forms

predominates, while interference in slopes and peatbogs was sporadic; no evidence of human influence on the functioning of fluvial systems was found.

In the Subboreal period, anthropopressure increased, as indicated by 30% of all the above-mentioned evidence. Aeolian processes were still induced, which contributed to slight changes in the morphology of dunes and aeolian covers. In addition, the slopes were deforested, which contributed to the activation of slope processes, primarily wash and stronger linear erosion. The younger phase of the Subboreal period (SB-2) is associated with the first evidence gathered in the region for human interference in the geosystems of river valley bottoms. Of all periods, the most human interference in peatbogs and their surroundings falls on the Subboreal.

The Subatlantic period accounts for 63.3% of all evidence of anthropopressure recorded in the geological sediments, but also in the transformation of previous forms of relief and, im-

portantly, in the formation of new geomorphological forms, e.g. small dunes, gullies, holwegs and tillage terraces. Most human interference was reconstructed from slope sediments, and slightly less from aeolian and fluvial sediments, and intervention in peatlands and their immediate vicinity ceased almost entirely. A particularly large amount of evidence of anthropopressure recorded in sediments is associated with the Middle Ages, with the period of the formation and functioning of the young Polish state. This may have been caused by the abrupt increase in the population of Central Poland and economic changes, especially the so-called “agrarian revolution”.

What is characteristic is that simultaneous human interference in the functioning of aeolian, slope, fluvial and peatbog geosystems is frequently identified. This indicates the leading role of anthropogenic factors in the transformation of the relief of Central Poland in the Mezo- and Neoholocene.

**STARSZE FAZY OSADNICTWA NA WIELOKULTUROWYM, WYDMOWYM
STANOWISKU MIASTECZKO ŚLĄSKIE 2 NA TLE UWARUNKOWAŃ
ŚRODOWISKA I KIERUNKÓW ROZWOJU LOKALNEJ GOSPODARKI
(OBNIŻENIE MAŁEJ PANWI)**

**The older settlement phases at the Miasteczko Śląskie 2 multicultural site
on a dune compared against environmental conditions and directions
of local economic development (Mała Panew River Depression)**

EUGENIUSZ FOLTYN, JAN M. WAGA*, MARIA FAJER*, TADEUSZ MAGIERA**,
ADAM MICHCZYŃSKI***, LESZEK CHRÓST****

Zarys treści. Badania prowadzone były w usytuowanym na wydmy stanowisku archeologicznym Miasteczko Śląskie 2. Prace archeologiczne i geologiczne ujawniły ślady bytności człowieka ze środkowej epoki kamienia, okresu wpływów rzymskich, średniowiecza, a w sąsiednich torfowiskach poziomy węgli drzewnych z okresu neolitu. Stanowisko Miasteczko Śląskie 2 przypuszczalnie wyznacza strefę peryferyjną większego, wielodzielnego obozowiska lub miejsca krótkiego postoju gromady mezolitycznych łowców-zbieraczy-rybaków. Opierając się na przesłankach technologicznych i typologicznych, inwentarz warunkowo może być przypisany do kompleksu Duvensee lub kultury komornickiej. Z przeprowadzonych badań wynika, że przebywające na wydmy społeczności mezolitu realizowały zadania gospodarki łowiecko-zbierackiej w zakresie wytwórczości krzemieniarskiej, prawdopodobnie polowania na ptaki i gromadzenia surowców mineralnych z przeznaczeniem na barwniki. W okresie wpływów rzymskich i w średniowieczu w pobliżu eksploatowano drewno sosnowe i torf. Kopanie torfu zbiega się w czasie z intensyfikacją górnictwa i rozwojem metalurgii w okolicach Tarnowskich Gór, które pociągnęło za sobą wzrost zapotrzebowania na drewno i węgiel drzewny. Aktywność ta została zapisana także w postaci wzrostu zawartości metali ciężkich w okolicznych torfowiskach.

Słowa kluczowe: kompleks wydmy-torfowiskowy, gospodarka, geochemia, mezolit, neolit, średniowiecze

Abstract. The study was conducted at the Miasteczko Śląskie 2 archaeological site, which is situated on a dune. The archaeological and geological work performed there uncovered traces of human presence from the Middle Stone Age, the period of Roman influence, the Middle Ages and – in charcoal levels of neighbouring peat bogs – from the Neolithic period. The Miasteczko Śląskie 2 site presumably belonged to a peripheral zone of a larger camp of multiple parts, or was perhaps a place where a group of Mesolithic hunter-gatherer-fishermen stayed for a short time. On the basis of its technological and typological characteristics, the inventory may be conditionally attributed to the Duvensee complex or the Komornica culture. The studies conducted indicate that the Mesolithic communities inhabiting the dune were hunter-gatherers who produced flint tools, and probably hunted birds and collecting mineral resources to make dyes. During the period of Roman influence and in the Middle Ages, pine wood and peat were sourced in the vicinity. Peat digging coincided with an intensification in mining and the development of metallurgy in the vicinity of the modern-day city of Tarnowskie Góry, which resulted in an increase in demand for wood and charcoal. This activity was also reflected in an increase in heavy-metal concentrations in nearby peat bogs.

Key words: dune-peat bog complex, economy, geochemistry, Mesolith, Neolith, Middle Ages

Wprowadzenie

Środowisko przyrodnicze poprzez zasoby wywiera bezpośredni wpływ na technologię i pod-

stawy ekonomiczne społeczeństw, stymuluje zakres i rozmaite strategie adaptacji. Przez większość swoich dziejów gatunek ludzki pozostawał w bliskim kontakcie i harmonii ze światem na-

* Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: jan.waga@us.edu.pl, maria.fajer@us.edu.pl

** Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska PAN, ul. M. Skłodowskiej-Curie 34, 41-819 Zabrze; e-mail: tadeusz.magiera@ipis.zabrze.pl

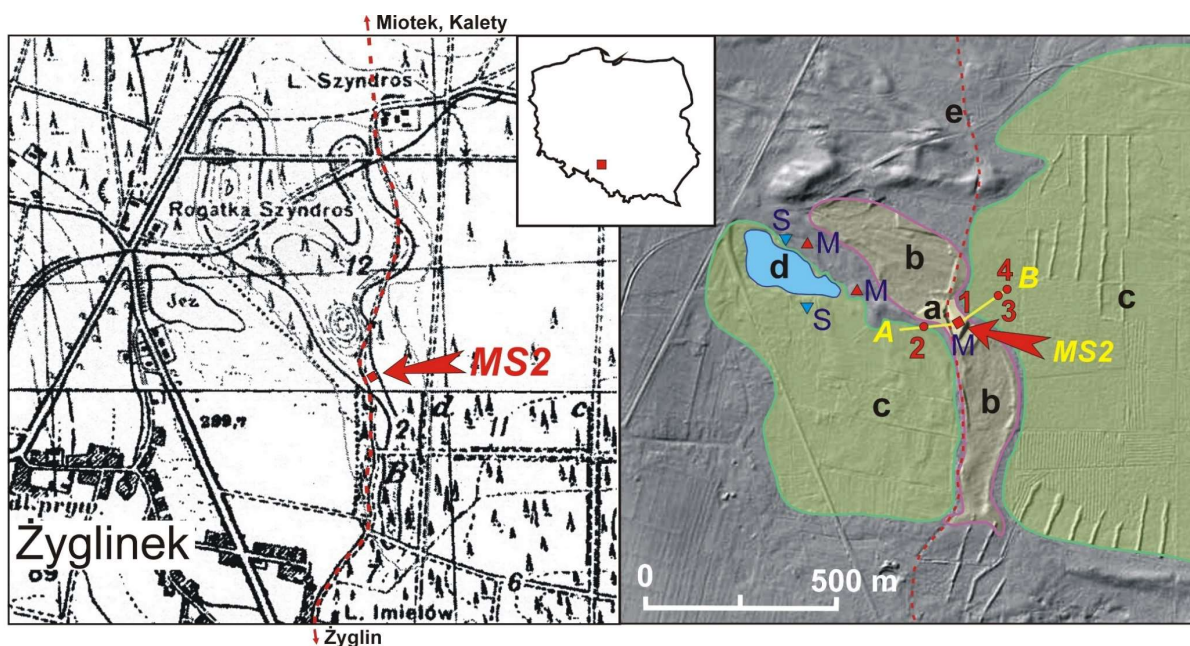
*** Politechnika Śląska, Instytut Fizyki, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mail: adam.michczynski@polsl.pl

**** Pracownia Badań, Pomiarów i Ekspertyz Ekologicznych „Ekopomiar”, ul. Fryderyka Chopina 26A/4, 44-100 Gliwice; e-mail: lchrost@ekopomiar.eu

tury. Korzystał z jej darów ograniczony produktywnością zajmowanego obszaru i dostępnością do wody. Zakładał w nim siedziby. Poczynając od neolitu, doszło do jakościowego i ilościowego przełomu polegającego na wprowadzeniu rolnictwa i hodowli zwierząt, wykorzystaniu metali, zapotrzebowaniu na paliwa. Przejście do gospodarki wytwórczej naruszyło dotychczasową równowagę (Leroi-Gourhan 1945; Clark J.G.D. 1957; Childe 1963; Birket-Smith 1974; Kozłowski, Kozłowski 1983; Janczak 1985; Dembowski 1989; Kunicki-Goldfinger 1989; Topolski 1990; Nowicka 1991; Campbell 1995; Strzałko, Ostoja-

-Zagórski 1995; Clark G. 1998; Tobolczyk 2000; Ablamowicz, Śnieszko 2004; Fernández-Arme-sto 2008; Samsonowicz 2015).

W okolicach Miasteczka Śląskiego człowiek pojawił się już w mezolicie. Odkryto tam trzy stanowiska z tego okresu (Foltyn, Jochemczyk 2016; Rosenbaum 2017) (rys. 1). Później, w ich sąsiedztwie zajmowano się wytopem ołowiu i prawdopodobnie żelaza. W osadach znaleziono także cząstki innych metali kolorowych i ich minerały (Magiera i in. 2016). Okolice ta była zatem atrakcyjna pod względem osadniczym i gospodarczym dla społeczności różnych kultur.



Rys. 1. Położenie obszaru badań

z lewej strony fragment mapy Messtischblatt 1:25 000, ark. 5579 Tarnowitz (1940) i 5479 Ludwigsthal (1883), z prawej współczesny model LiDAR; MS2 – położenie badanego stanowiska; M – stanowisko mezolityczne; S – stanowisko średniowieczne; A–B przebieg profilu terenowego przez wydmy; a – zachowany fragment wydmy; b – obszary eksploatacji piasków wydmy; c – dawne torfowiska; d – jezioro; e – trakt leśny prowadzący z Żyglin do Miotka i Kalety; 1-4 położenie profili badawczych

Study area location

to the left, a fragment of the 1:25,000 Messtischblatt map, sheets 5579 Tarnowitz (1940) and 5479 Ludwigsthal (1883); to the right, a modern LiDAR model; MS2 – the location of the site studied; M – Mesolithic site; S – Medieval site; A–B – cross-section through the dune; a – preserved part of the dune; b – areas where sand was mined from the dune; c – former peat bogs; d – lake; e – forest road leading from Żyglin to Miotek and Kalety; 1-4 – test profile locations

Zrealizowane w 2013 roku prace archeologiczne i geologiczne na stanowisku wydmy Miasteczko Śląskie 2 dostarczyły śladów bytności człowieka ze środkowej epoki kamienia, okresu wpływów rzymskich, prawdopodobnie wczesnego średniowiecza i średniowiecza. Potwierdzono także, powszechną w okolicznych torfowiskach, obecność warstw węgla drzewnych datowaną na neolit. Co istotne, wywodzące się z różnych okresów i tra-

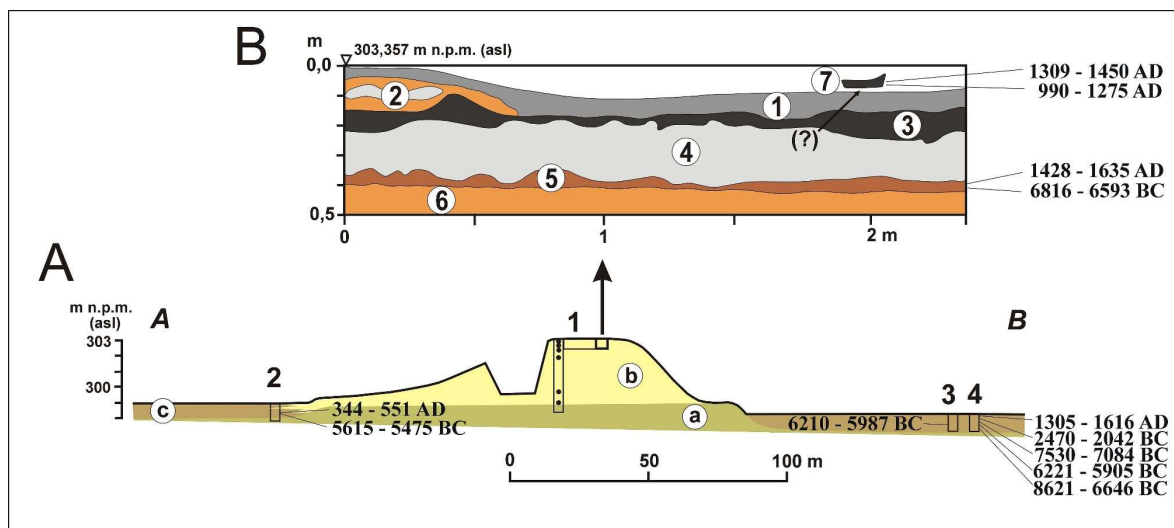
dycji kulturowych społeczności, inaczej odnajdujące się w środowisku, odmiennie wyzyskiwały zasoby naturalne tego obszaru. Celem prezentowanego etapu badań jest ukazanie podstawowych interakcji między człowiekiem i środowiskiem przyrodniczym na wydmy w Miasteczku Śląskim – Żyglinku i wokół niej, w aspekcie problematyki gospodarczej i osadniczej starszych okresów dziejowych. Prace dotyczące młodszych okresów są kontynuowane.

Obszar badań

Badany obszar znajduje się w obrębie działu wyżynnego, przylegającego od północy równoległe do Progu Środkowotriasowego (Garbu Tarnogórskiego) (Gilewska 1971). Dział ten, podobnie jak Garb Tarnogórski, zbudowany jest z wapieni środkowego triasu, ale z powodu ich tektonicznego obniżenia zaliczony został do Obniżenia (Doliny) Małej Panwi (Gilewska 1971, 1972). Na zachód od stanowiska przebiega dział wodny między zlewnią Stoły (dorzecze Odry) a zlewnią Brynicy (dorzecze Wisły).

Stanowisko położone jest około 303 m n.p.m., na grzbiecie ocalałej części wydmy łukowej, należącej do większego zespołu form eolicz-

nych (rys. 1). Niemal cała wydma została wyeksploatowana na potrzeby górnictwa węglowego. Stanowisko od całkowitego zniszczenia uchroniło usytuowanie w jego obrębie słupa wysokiego napięcia. Miejsce to, mające postać spłaszczenia o wymiarach około 20 na 40 m, przed uruchomieniem eksploatacji piasku leżało w obniżeniu między dwiema kulminacjami wydmy. Stoki po obu stronach wydmy schodzą stosunkowo łagodnie ku torfowiskom (dawnemu jezioru i mokradłom) (rys. 1 i 2A). Torfowisko zachodnie ma powierzchnię około 30 ha, a wschodnie stanowiące fragment większego kompleksu – 220 ha. Na ich granicy występuje 1–1,5 m wysokości próg – załom. Stok południowo-zachodni jest podcięty przez wciós drogi leśnej i skarpcę dzikiej piaszkowni.



Rys. 2. Stanowisko Miasteczko Śląskie 2. Przekrój przez wydmy i ścianę wykopu

A: a – osady wodnolodowcowe, b – piaski eoliczne, c – torfy; 1-4 – położenie profili badawczych; B: 1 – darń i humus, 2 – piasek barwy białawej i żółtej (nasyp), 3 – czarna lub brunatno-czarna substancja organiczna z przewarstwieniami piasku szarego, miejscami z węgielkami drzewnymi (poziom próchniczny gleby bielcowej), 4 – piasek o zabarwieniu od szarego do białego (poziom wymywania gleby bielcowej; złożo zabytków kamiennych), 5 – warstwa silnie wzbogacona w materię organiczną, 6 – piasek żółty i rdzawy (5 i 6 – poziom wmycia gleby bielcowej), 7 – duży zlepek o misowatym kształcie; profil ściany wykopu wg Foltyn, Jochemczyk (2016), zreambulowany

Miasteczko Śląskie 2 site. Cross-section of the dune and the excavation wall

A: a – fluvioglacial deposits, b – aeolian sands, c – peat; 1-4 – test profile locations; B: 1 – turf and humus; 2 – off-white and yellow sand (embankment); 3 – black or brown-black organic substance with grey sand interbeddings and with charcoal pieces in places (podzolic humus horizon); 4 – gray to white sand (podzolic eluvial horizon; deposit of stone artifacts); 5 – layer strongly enriched with organic matter, 6 – yellow and rust-coloured sand (5 and 6 – podzolic illuvial horizon), 7 – big glued together piece with a bowl-shape; excavation wall profile according to Foltyn, Jochemczyk (2016), reambulowany

Torfy w profilu 4, po wschodniej stronie wydmy, mają barwę brunatną miejscami prawie czarną, a na głębokości 49–58 cm czarną z licznymi węglami drzewnymi. Charakteryzują się wysokim stopniem rozkładu (H9-H10, jedynie w jego najwyższej części H6). Udział materii organicznej do głębokości 20 cm wynosi 68%, poniżej 88–98%, a w spągu profilu 72%.

Na powierzchni wydmy zalega niewielkiej miąższości (lokalnie do około 20 cm) warstwa piasków z pakietami humusu, stanowiąca nasyp materiału wybranego z wykopu pod fundament masztu elektroenergetycznego i pochodzącego z płytkiej orki pod uprawy leśne. Pod nią jest czytelny ciemnoszary poziom próchniczny gleby bie-

licowej o miąższości od kilku do 10 cm, z nielicznymi węgielkami drzewnymi oraz lokalnie z laminami jaśniejszego piasku wskazującego na epizody aktywności eolicznej. Materiały zabytkowe odkryto w leżącym pod nim piasku drobnoziarnistym, luźnym, o zabarwieniu od szarego do „brudnego” białego. Jest to poziom wymywania gleby bielcowej. Podścielał go piasek drobno- i średnioziarnisty, żółty, w dolnej części z oznakami laminacji, w stropie mocno spojony pylasto-ilastą matriks wzbogaconą w związki żelaza i materię organiczną (rys. 2B). Ten rodzaj „naskorupienia”, o średniej grubości 5 cm, zajmował niemal całe dno wykopu archeologicznego. Poniżej występowały brązowo zabarwione kieszenie i twarde, ciemnobrunatne konkrecje.

Około 3-metrowy profil osadów wydmy budują piaski kwarcowe, średnio- i drobnoziarniste, złożone z ziaren o matowej powierzchni, bardzo dobrze obtoczonych we frakcji grubszej oraz w niektórych laminach, słabiej we frakcji najdrobniejszej (np. na głębokości 0,5 m p.p.t.). W warstwie tej pojawiają się także nieliczne mikrokrochody dolomitu lub wapienia i jasnobrązowe grudki żelaziste o granulacji piasku. W spągowej części wydmy (3,2 m p.p.t.) piasek jest wzbogacony w ziarna grube (około 2 mm średnicy) o matowej powierzchni oraz bardzo dobrym i dobrym obtoczeniu. Pojawiają się tam także pojedyncze drobne agregaty piasku zlepionego substancją ilastą. W sąsiednim odsłonięciu, około 1 m niżej, w piasku występują eolizowane żwiry.

Zarówno układ przestrzenny wydmy, jak i cechy bardzo dobrze obrobionego materiału eolicznego wskazują na jej młodszodryasowy wiek. Wówczas dominował kierunek wiatrów z sektora południowo-zachodniego, a wiatry były słabsze niż w starszej fazie wydmotwórczej (Szczypek 1977, 1986; Waga 1994). W pewnych okresach do lamin piasków kwarcowych trafiały okruchy minerałów wywiewane z lokalnych zwietrzelin skał węglanowych.

Metody

Dokonano szczegółowej analizy dawnych materiałów kartograficznych, ortofotomap i numerycznego modelu terenu wykonanego na podstawie lotniczego skaningu laserowego LiDAR (z danych numerycznych uzyskanych z COD-GiK) w celu odczytania pierwotnego zasięgu wydmy i morfologii sąsiedniego terenu. Przeprowadzono również kartowanie czytelnych w rzeźbie

form terenu, stosując metody profilową, szkieletową, śledzenia granic i punktową (Klimaszewski 1978).

Analizę uziarnienia osadów wykonano metodą sitową. Morfologię ziaren piasku rozpoznano metodą morfoskopową z wykorzystaniem binokularu. Metodami polowymi sprawdzono obecność węglanów (z użyciem 10% HCl) i orientacyjną zawartość próchnicy wg Koneckiej-Betley i in. (1999).

Wykopaliska archeologiczne prowadzono w obrębie warstw naturalnych metodami: początkowo płaszczyznową, a po podjęciu decyzji o poszerzeniu wykopów – ławową. Jednostką eksploatacji było 0,25 m². Do przesiewania urobku posłużono się sitami o średnicy oczka 0,5 cm. Przekopano 100 m² powierzchni (Foltyn, Jochemczyk 2016). W toku prac kameralnych i badań laboratoryjnych wykonano analizy petrologiczne i fizykochemiczne artefaktów oraz towarzyszących im skał, a także datowania próbek organicznych metodą ¹⁴C.

Datowanie węgla drzewnych wykonało Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe standardową metodą AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). Datowanie torfów, kwasów huminowych i materii organicznej spajającej „zlepy” podobne do betonu wykonano w Gliwickim Laboratorium Radiowęglowym metodą klasyczną (liczniki proporcjonalne, technika ciekło scyntylacyjna, karbonizacja z pirolizą w 650°C, hydroliza uzyskanego węgla litu do acetyleny przetworzonego następnie w benzen w obecności wanadu jako katalizatora). Kwasy huminowe wydzielono z próbek gruntu, rozpuszczając je w nadmiarze wodnego roztworu NaOH, a następnie wytrącając z roztworu nadosadowego dodatkiem kwasu solnego i odparowując płynny składnik mieszaniny. Daty radiowęglowe przeliczono na lata kalendarzowe za pomocą programu kalibracyjnego OxCal 4.3.2 (Bronk Ramsey 2017) z wykorzystaniem krzywej kalibracji IntCal 13 (Reimer i in. 2013). Pełny zestaw datowań sporządzonych dla stanowiska i charakterystyki badanych próbek przedstawiono w tabeli 1.

W badaniach wykorzystano również datowania wykonane dla Instytutu Podstaw Inżynierii Środowiska PAN w Zabrze w ramach prac geochemicznych prowadzonych na torfowisku położonym na wschód od wydmy (rys. 2 i 3, tab. 2). W profilu 4 ze ściany wykopu pobrano rdzeń torfu w formie monolitu. Pocięto go na warstwy 2 cm. Po wysuszeniu uzyskane porcje materiału przesiano przez sito z tworzywa sztucznego o oczku

Tabela 1

Zestawienie datowań ^{14}C próbek ze stanowiska Miasteczko Śląskie 2

List of datings of ^{14}C samples from the Miasteczko Śląskie 2 site

Lp. Order number	Głębokość [cm] Depth [cm]	Wiek ^{14}C Age ^{14}C	Kod labor. próbki Lab. code	Datowany materiał Dated material	Miejsce poboru próbki Location of sampling
1.	34	7840±40 BP 6816 BC do 6593 cal BC	Poz-50651	Węgle drzewne	Punkt badawczy 1; bryły piasku spojonego substancją organiczną z poziomu wmycia gleby bielicowej na wydmy
2.	35	400±50 BP 1428 do 1635 cal AD	GdS-2959	Kwasy huminowe	Punkt badawczy 1; warstwa wmywania gleby bielicowej na wydmy
3.	-	895±90 BP 990 AD do 1275 cal AD	GdS-931	Kora sosnowa	Punkt badawczy 1; kora przyklejona do zlepu znalezionego na wtórnym złożu
4.	-	520±45 BP 1309 do 1450 cal AD	GdS-3076	Materia organiczna	Punkt badawczy 1; zlep znaleziony na wtórnym złożu
5.	50	6570±40 BP 5615 BC do 5475 cal BC	Poz-50652	Węgle drzewne	Punkt badawczy 2; torfowisko u zachodniego podnóża wydmy
6.	50	1610±45 BP 344 AD do 551 cal AD	GdS-1747	Kwasy huminowe	Punkt badawczy 2; torfowisko u zachodniego podnóża wydmy
7.	75	7190±50 BP 6210 BC do 5987 cal BC	GdS-2957	Torf	Punkt badawczy 3; torfowisko na wschód od wydmy

Tabela 2

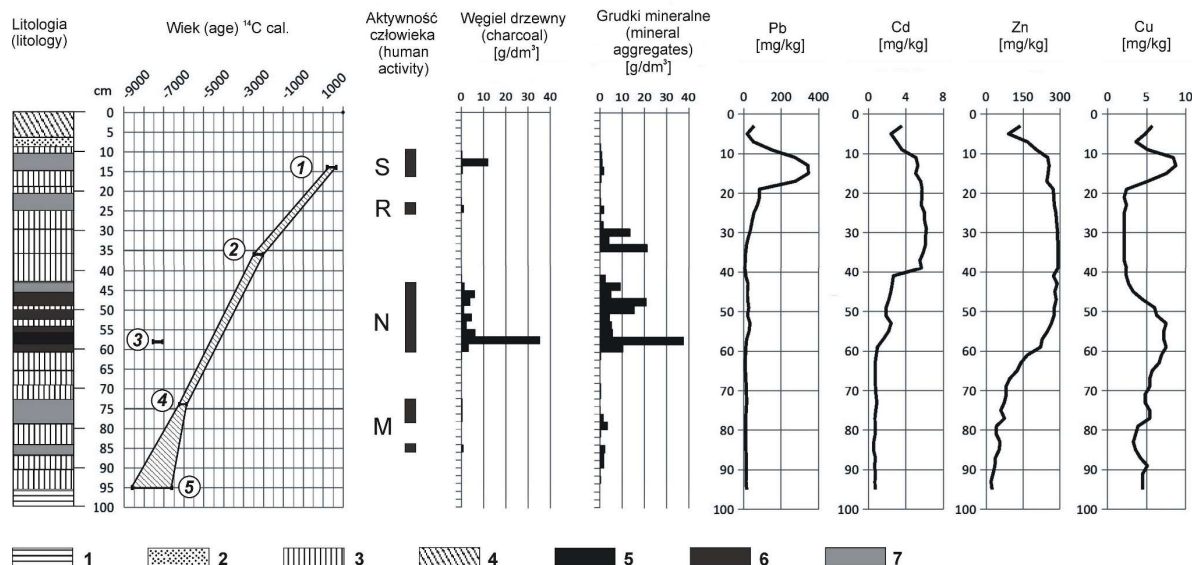
Zestawienie datowań ^{14}C próbek pochodzących z profilu badawczego (nr 4) torfów, położonego na wschód od stanowiska Miasteczko Śląskie 2

List of datings of ^{14}C samples from the peat bog test profile (No. 4) situated east of the Miasteczko Śląskie 2 site

L.p. Order number	Głębokość w profilu torfowiska Depth in the profile of peatland	Wiek radiowęglowy ^{14}C age		Wiek kalendarzowy Calendar age		Przedział ufności datowania Confidence intervals	Kod labor. próbki Lab. code
	cm	BP	± BP	od	do	%	
1.	14	490	55	1305 n.e.	1616 n.e.	95,4	GdS-3043
2.	36	3820	70	2470 p.n.e.	2042 p.n.e.	95,4	GdS-3045
3.	58	8300	85	7530 p.n.e.	7084 p.n.e.	95,4	GdS-3044
4.	74	7175	75	6221 p.n.e.	5905 p.n.e.	95,4	GdS-3046
5.	95	8548	384	8621 p.n.e.	6646 p.n.e.	95,4	GdS-3051

Dane z badań wykonanych w ramach projektu nr 2012/05/B/ST10/01053 realizowanego przez IPIŚ PAN w Zabrze.

Data from the studies conducted under project No. 2012/05/B/ST10/01053 carried out by the Institute of Environmental Engineering of the Polish Academy of Sciences in Zabrze.



Rys. 3. Profil badawczy nr 4. Charakterystyka osadów torfowiska
(na podstawie Materiałów z badań wykonanych w ramach projektu nr 2012/05/B/ST10/01053 realizowanego przez IPIŚ PAN w Zabrze, opracowany i uzupełniony przez L. Chrósta)

1 – mułek piaszczysty, 2 – piasek drobno- i średnioziarnisty, 3 – torf, 4 – torf z murszem, 5 – torf z dużą ilością węgla drzewnych, 6 – torf z węglem drzewnym o frakcji pyłu i węgielkami drzewnymi, 7 – torf z węglem drzewnym o frakcji pyłu i nielicznymi, małymi węglami drzewnymi; M – mezolit, N – neolit, R – okres wpływów rzymskich, S – średniowiecze; numery próbek ^{14}C jak w tab. 2; wartość podana w mg/kg odpowiada wartości w ppm

Test profile No. 4. Characteristics of peat bog sediments

(based on Materials from the studies conducted under project No. 2012/05/B/ST10/01053 carried out by the Institute of Environmental Engineering of the Polish Academy of Sciences in Zabrze, developed and supplemented by L. Chróst)

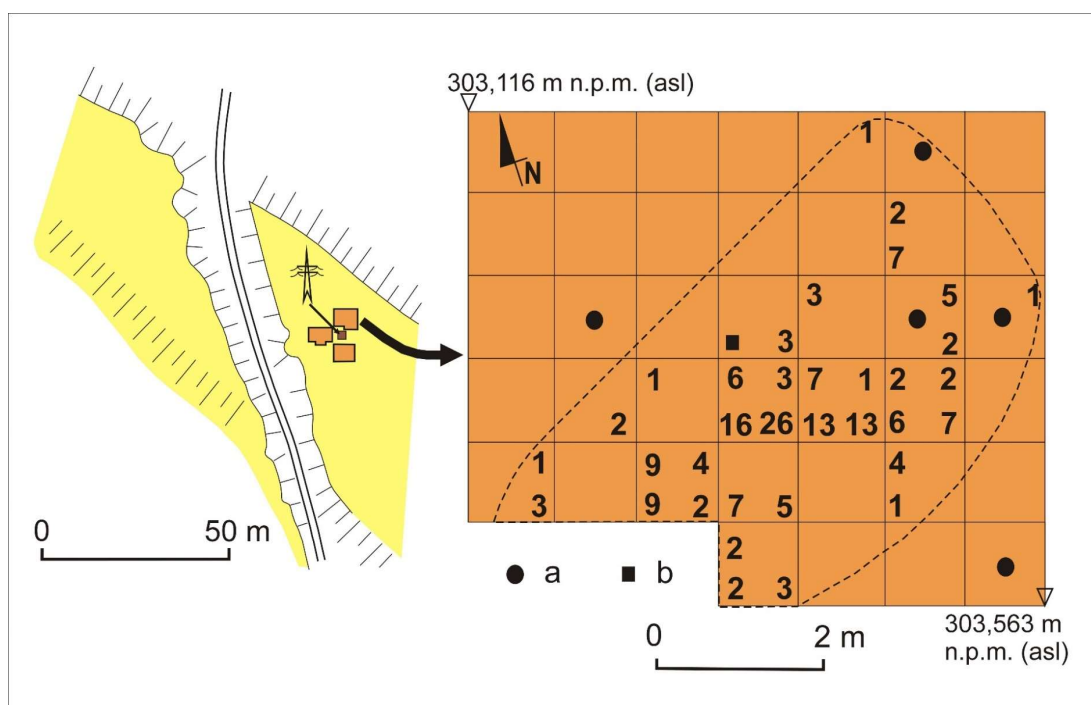
1 – sandy mud, 2 – fine- and medium-grained sand, 3 – peat, 4 – peat with muck, 5 – peat with a lot of charcoal, 6 – peat with a silt-sized charcoal grains and charcoal, 7 – peat with a silt-sized charcoal grains and few small charcoals; M – Mesolith, N – Neolith, R – Roman period, S – Middle Ages; numbers of ^{14}C samples as in Tab. 2; the value in mg/kg corresponds to the value in ppm

kwadratowym 0,5 mm. Próbkę torfu mineralizowano w HCl na gorąco (Lis, Pasieczna 1995). Oznaczenia chemiczne Pb, Cd, Zn i Cu wykonano metodą AAS (*Atomic Absorption Spectrometry*). Węgla drzewne oraz zwięzłe części mineralne wybierano i przemywano wodą, a po ich wysuszeniu ważono i obliczano udział w stosunku do 1 dm³ danej warstwy torfu.

Wyniki

Na badanym stanowisku artefakty tworzyły małą krzemienicę (95,3% zabytków kamiennych) o dłuższej osi 7,5 m i nasyceniu 4 egz./m², w miarę zwartą, owalną z krótkimi wypustkami (rys. 4). Jej układ został nieco naruszony w XX w. Wcześniejsza działalność osadników z wczesnego średniowiecza i/lub średniowiecza nie wyrządziła

większych szkód. Na jej obrzeżach, wyjątkowo wewnątrz, poza pojedynczymi narzędziami w poziomie wymywania gleby bielcowej zalegały zlepy przypominające skorupy lub beton, średnioziarniste żwiry oraz blok piaskowca o spoiwie hematytowym. Co ważne, większość rdzeni i narzędzi spoczywała w środku krzemienicy. Można domniemywać, że na północnym skraju skupienia znajdowało się ognisko albo palenisko (?). Niestety, w tym punkcie stanowiska, w płytkiej jamie spalono opony. Krzemienicy towarzyszył zapewne szałas. Pojedyncze przedmioty krzemienne leżące około 4 m i 8 m na południowy zachód od niej wykreślają najpewniej zasięg i trasy poruszania się mieszkańców w granicach wydmy. Na podstawie rozprzestrzenienia znalezisk kamiennych można założyć, że powierzchnia użytkowa obozowiska nie przekraczała 220 m².



Rys. 4. Stanowisko Miasteczko Śląskie 2. Zagęszczenie zabytków kamiennych w krzemienicy i rozmieszczenie innych znalezisk

cyfry – liczba artefaktów w 0,25 m²; a – zlepy; b – blok piaskowca o spoiwie hematytowym (wg Foltyn, Jochemczyk 2016, uzupełniony)

Miasteczko Śląskie 2 site. The density of stone artifacts in the flint scatter (*kshemenitsa*) and the distribution of other finds

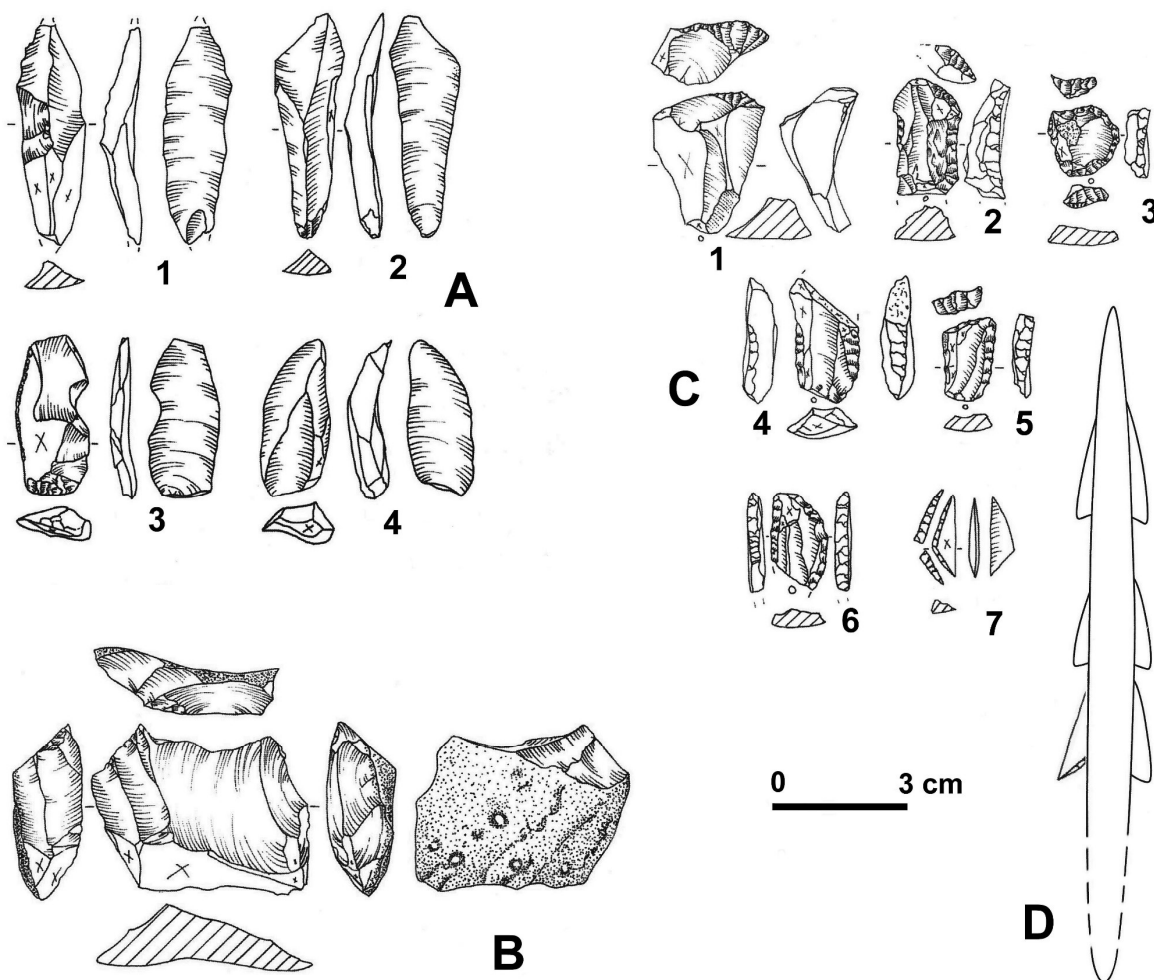
numbers – the number of artifacts per 0.25 m²; a – glued together pieces; b – sandstone block with hematite binder (according to Foltyn, Jochemczyk 2016, supplemented)

Inwentarz ze środkowej epoki kamienia liczy tylko 191 wyrobów, w tym zaledwie 5 rdzeni i 22 narzędzia. Zwraca uwagę wysoka frekwencja wyrobów złamanych i pokawałkowanych. Najliczniejszą kategorią zabytków są wióry/wiórki (34%) (rys. 5A: 1-2, 4). Pośród nich wyróżniają się nieliczne okazy z zaznaczoną dwupiętowością (6,2%). Rdzenie (2,6%) reprezentują formy jednopiętowe (rys. 5B) i pojedynczo ze zmienioną orientacją, wiórowe i wióro-odłupkowe, małe i mikrolityczne. Zabiegi wstępnego przygotowania, ograniczone do niezbędnego minimum, dotyczą pięty i/lub tyłu, jednorazowo boku. Garnitur narzędzi (11,5%) obejmuje: drapacze (3 egz.) (rys. 5C: 1-3), wiórowce (4 egz.) (rys. 5C: 4), odłupki i wióry retuszowane (6 egz.) (rys. 5A: 3), tylczaki (3 egz.) (rys. 5C: 5-6), półtylczak, rylec, trójkąt rozwartokątny (rys. 5C: 7) i okruch z retuszem. W strukturze surowcowej przeważa krzemień (30,9%). Drugą podstawową skałą jest radiolaryt gliwicki (23,6%), na trzecim miejscu plasuje się rogowiec (22,0%). Podkreślić wypada duży odsetek (20,9%) przedmiotów zgrzanych i przepalonych.

W kierunku zachodnim, w odległości 3–4 m od krzemienicy, natknięto się na kolejne zlepy podobne do kawałków pokruszonego betonu, rozrzucone na długości 4 m w pasie o szerokości 2 m i czerwoną kongrecję. Zlepy makroskopowo sprawiają wrażenie ułamków dobrze wypalanej ceramiki. Wykazują jednobarwny przełam, chropowatą powierzchnię i grubość ścianki przekraczającej 1 cm. Do ścianek niektórych zlepow przylegają, albo tkwią pomiędzy ziarnami piasku, surowe łuski kory drzewnej lub gałązki i korzenie, a także spajająca zlepow brązowa substancja organiczna. Największy zlepow, podjęty z wtórnego złoża, odznacza się kształtem misowatym, z dnem wypukłym, zaokrąglonym o średnicy „wylewu” 20 cm i wadze 1534 g. Po jego wklęsłej stronie widać dwa wbite w niego patyki (z korzeni sosny), skrzyżowane pod kątem prostym. Ich końce są precyzyjnie przycięte ostrym narzędziem pod kątem 45° i około 29°. Części wystające patyków przylegają do zlepow. Drewno i kora patyków uległy zaimpregnowaniu substancją hamującą rozkład biologiczny. Prawdopodobnie nie było to działanie intencjonalne, lecz nastąpiło

jako efekt uboczny niezidentyfikowanego jeszcze procesu technologicznego. Na zewnątrz zlepu stwierdzono nagromadzenie łusek kory drzewnej (sosnowej) o grubości około 1 cm (Rosenbaum 2017). Wiek kory sosnowej określono na 895 ± 90

BP (990–1275 cal AD), a materii organicznej spajającej zlepu na 520 ± 45 BP (1309–1450 cal AD) (Rosenbaum 2017). Zlepy mogą być związane z wczesnym rozwojem węglarstwa i smolarstwa w dolinie Małej Panwi (Rutkiewicz, Malik 2018). Badania nad nimi są kontynuowane.



Rys. 5. Stanowisko Miasteczko Śląskie 2

A – półsurowiec (1, 2, 4) i narzędzie (3), surowiec: 1-2 – krzemień, 3-4 – radiolaryt gliwicki; B – rdzeń, surowiec: krzemień; C – narzędzia, surowiec: 1 – radiolaryt gliwicki, 2-7 – krzemień; D – sposób osadzania trójkąta na boku drzewca (wg Foltyn, Jochemczyk 2016, rys. E.M. Foltyn)

Miasteczko Śląskie 2 site

A – part-processed raw materials (1, 2, 4) and tool (3), raw materials: 1–2 – flint, 3–4 – Gliwice radiolarite; B – core, raw material: flint; C – tools, raw materials: 1 – Gliwice radiolarite, 2–7 – flint; D – the fashion in which the triangle was fastened to the pole (according to Foltyn, Jochemczyk 2016, drawing by E.M. Foltyn)

Interpretacja i dyskusja

Opierając się na przesłankach technologicznych (przejawy dwupiętowości) i typologicznych (mały, wąski trójkąt rozwartokątny o małym boku krótkim, tylczaki z podciętą podstawą) inwentarz warunkowo może być przypisany do kompleksu

Duvensee czy kultury komornickiej (Kozłowski 1972, 1989; Galiński 2002).

Do zajęcia wydmy przez gromadę mezolitycznych łowców-zbieraczy-rybaków mogło dojść w okresie atlantyckim. Obok daty ^{14}C 7840 ± 40 BP (6816–6593 cal BC) otrzymanej z węgla drzewnych pobranych z niżej leżącej warstwy (Foltyn, Jochemczyk 2016; Rosenbaum 2017) przekonują

o tym: znaczna mikrolityzacja wyrobów, wysoka pozycja wiórowców (Galiński 2002) oraz wiórów i/lub odłupków mikro- i retuszowanych (Bagniewski 1976). Jednak nie ma, co do tego pewności, brak bowiem trapezów, skrobaczy oraz odpadków z produkcji narzędzi (por. Dryja 2000). Ograniczona jest też rola techniki wiórkowej i występowanie elementów archaicznych w rodzaju dużego tylczaka łukowatego. Przemawia to na rzecz starszego, przedatlantyckiego wieku osadnictwa (por. Bagniewski 1979; Kobusiewicz 1999). Krótka seria narzędzi oraz pozycja węgla drzewnych w profilu nie pozwalają przesądzić sprawy. Jedno nie budzi wątpliwości, że zarówno w eo-, jak i mezoholocenie krajobraz okolic Miasteczka Śląskiego o cechach pojezierza z bagnami, mokradłami, małymi zbiornikami wodnymi i rozległymi połaciami leśnymi sprzyjał kolonizacji albo adaptacji najbardziej korzystnych gospodarczo rejonów i miejsc.

Ubogi inwentarz sugeruje krótkotrwały pobyt. Próbuąc wyjaśnić jego małą liczebność, w rachubę wchodzi dwa rozwiązania. Pierwsze: stanowisko wyznacza strefę peryferyjną większego, wielodzielnego obozowiska. Wydma ze stanowiskiem przedstawia zatem przecięty wciosem drogowym fragment rozleglejszej struktury, w większości zniesionej przez pobieranie piasku. Drugie: mamy tu do czynienia z chwilowym postojem małej grupy funkcjonalnej krążącej w niewielkim rewirze (por. Binford 1980). Nie wolno wszelako zapominać, że inwentarz zależy od funkcji stanowiska, a nie od czasu jego użytkowania (por. Jankowska 1990).

Rdzenie, okazy z powierzchnią naturalną (korowe i częściowo korowe), okruchy i formy techniczne sugerują obróbkę surowca w obozowisku. Z pewnością posiadano wiedzę o rozmieszczeniu złóż surowców. Poszukiwanie krzemienia i skał krzemionkowych w lesie, gdzie roślinność ukrywała złoża, jako zajęcie męczące i pracochłonne wymuszało dobre rozeznanie w lokalizacji zasobów. W krzemień jurajski zaopatrywano się najpewniej w najbliższej okolicy. W odległości około 1–1,5 km na południowy zachód od stanowiska rozciągają się płaty utworów piaszczysto-żwirowych z jury dolnej – rezerwuar tego krzemienia (Foltyn, Foltyn 2017). Dotarcie do płytko pogrzebanych, nierzadko tuż pod powierzchnią, brył i okruchów nie nastręczało większych trudności.

Radiolaryt gliwicki przyniesiono prawdopodobnie ze sobą z terenu wcześniej zasiedlonego i/lub podlegającego eksploatacji. Nie można też wykluczyć, że został pozyskany w drodze wymiany dla podtrzymania symbolicznej łączności

z opuszczonymi terenami (por. Galiński 2002). Odległość stanowiska od jego wychodni wynosi od 35 do 50 km. Fakt docierania radiolarytu gliwickiego do doliny Małej Panwi potwierdza stanowisko Brynek 2 (Foltyn i in. 2009). Czerpano go poprzez rozgrzebywanie tzw. żwirów sośnicowickich (Foltyn, Foltyn 2017). Trudność sprawia wskazanie złóż rogowców.

Badane stanowisko Miasteczko Śląskie 2, choć mniejsze, do pewnego stopnia jest podobne do stanowiska w Rąbieniu koło Łodzi (Płaza i in. 2015; Twardy, Forysiak 2016). W obu przypadkach osadnicy do założenia obozowisk wykorzystywali spłaszczenia grzbietowe na wydmach. Stanowiska znajdują się w sąsiedztwie głównego działu wodnego, w miejscach o utrudnionym odpływie wód powierzchniowych podpartych przez wydmy. Miąższość sąsiednich profili torfowych w Miasteczku Śląskim jest jednak mniejsza niż w Rąbieniu i brak tam dobrze rozwiniętych warstw eolicznych w torfowiskach.

Miejsce, gdzie założono badane obozowisko, spełniało kryteria dobrej lokalizacji. Było atrakcyjne osadniczo. Z całą pewnością dokonany wybór nie nosił znamion przypadkowości czy konieczności. Przede wszystkim usytuowanie między dwoma trzęsawiskami, będącymi dość trudną do sforsowania przeszkodą, gwarantowało bezpieczeństwo, a dzięki łagodnym stokom wydmy łatwy dostęp do wody. Posadowienie na grzbiecie wzniesienia górującego ponad przyległym terenem zapewniało szersze pole obserwacji, umożliwiające dostrzeżenie dymu z ognisk bądź ognia/pożaru. Kolejnymi atutami były: sprzyjająca ekspozycja w stosunku do trajektorii słońca, a w związku z tym dobre nasłonecznienie oraz wystawienie na chłodne powiewy wiatru, zapewniające przynajmniej minimalną ochronę przed muchówkami. Na piaskach rosły proste do usunięcia rośliny boru świeżego oraz łatwiejsze, szczególnie do selektywnego wykarczowania, drzewa (sosna). Oczyszczone z roślinności przepuszczalne podłoże ułatwiało pochłanianie nadmiaru wilgoci, szybko stawało się suche, nagrzewając się pod wpływem ciepła słonecznego. Unikały go owady typowe dla siedlisk nadbagiennych. Otoczenie – las, mokradła, małe zbiorniki wodne – stwarzało wręcz idealne warunki do polowania na zwierzęta leśne, wodno-ziemne, a także ptaki. W poziomie kulturowym nie zachowały się jednak żadne szczątki kostne zwierząt, które dowodziłyby uprawiania łowiectwa.

Społeczności mezolityczne w swoich zachowaniach osadniczych i gospodarczych przestrze-

gały pewnych norm, uwarunkowanych czynnikami środowiskowymi (np. budową geologiczną, klimatem), ekonomicznymi (np. zasobnością biologiczną) i społecznymi (np. liczebnością grupy, długością planowanego pobytu). Ze względu na różne warunki w szczegółach były one nieco inne dla obszarów nizinnych, wyżynnych, podgórskich i górskich, dolinnych i wododziałowych (por. np. Bagniewski 1987, 1996; Kobusiewicz 1999; Płonka 2007).

Stanowisko Miasteczko Śląskie 2 łączy się terytorialnie ze śladami osadnictwa wokół Tarnowskich Gór, Lublińca, Gliwic, Bytomia (Kostrzewski 1928-1932, 1935, 1936; Antoniewicz 1935; Rothert 1936; Ginter 1966, 1972a, b; Kozłowski 1972; Kułak 2006). Odkryte do tej pory punkty osadnicze dostarczyły głównie materiałów nielicznych i mało reprezentatywnych albo mechanicznie zmieszanych. Dla wielu artefaktów brak informacji o ich pierwotnej i obecnej lokalizacji. Z tych powodów większość stanowisk nie daje podstaw do dokładnego określenia ich wieku i przynależności kulturowej. Jedynie zespoły zawierające trapeczy (stanowiska: Tarnowskie Góry-Repecko 1, 3, Piłka Kolonia 3, Leśnica 3, Dzierżno 1, 3, Gliwice-Sobiszowice, Gliwice-Sosnica 4, 5, 12, Zabrze) i trójkąty chojnickie (Żyglin) mogą być datowane na okres atlantycki. Z dostępnych danych wynika, że obozowiska występowały na podłożu piaszczystym, w obrębie brzegów rzek i zbiorników wodnych, teras (w tym na ich skraju), wydym i innych wzniesień usytuowanych wzdłuż średnich i małych cieków, ale także wydym poza dolinami. Większość z nich miała charakter miejsc krótkiego zatrzymania, pojedyncze (Dzierżno 1, 3) – obozowisk podstawowych. Potrzeby produkcyjne były zaspokajane lokalnymi surowcami – krzemieniem narzutowym, kredowym i jurajskim, radiolarytem gliwickim, rogowcem. Niewielki udział miały surowce pochodzenia obcego, z krótkiego (do 75 km) i długiego (ponad 75 km) importu (por. Dryja 2000).

Populacje mezolitu zasadniczo nie penetrowały terenów, gdzie przebiegały linie wododziałowe. W przypadku stanowiska Miasteczko Śląskie 2 istotne wydaje się, że znajdujący się w sąsiedztwie wododział przebiega po terenie niemal równinnym, urozmaiconym jedynie przez kompleksy wydym, utrudniających odpływ wód powierzchniowych. Obecność obniżen międzywydmowych i niecek deflacyjnych sprzyjała powstawaniu torfowisk o charakterze zmiennowilgotnym, a nawet płytkich zbiorników wodnych. Poziom wody w tych zbiornikach podlegał znacz-

nym wahaniom, zależnym od warunków klimatycznych. Potwierdza to wysoki stopień humifikacji materii organicznej w analizowanych profilach torfów zarówno na wschód, jak i na zachód od badanego stanowiska.

Z podobną sytuacją spotykamy się na Pojezierzu Ińskim (Bagniewski 1993). Grupy mezolityczne konsekwentnie trzymały się tam zbiorników wodnych lub wysychających rynien jeziornych w strefach wododziałowych. Zasiadlały różnego rodzaju krawędzie morfologiczne, pagórki o łagodnych stokach, znajdujące się w pobliżu wody oraz tereny w sąsiedztwie szerokich platform abrazyjnych. Omijały źródłiskowe odcinki cieków. Preferowały siedliska na glebach piaszczystych, unikały natomiast terenów pokrytych glebami ciężkimi.

Wiadomo, że ludność mezolityczna polowała na gatunki żyjące nad zarastającymi jeziorami i torfowiskami – kaczki krzyżówki, łabędzie, perkozy, łyski, czaple oraz na siedliskach borowych, w pobliżu wody – głuszce (Galiński 2002). Ptaki zabijano dla mięsa i pierza. Łowy na gatunki wodne, przelotne w okresach (przed-) lęgowym oraz podczas przygotowań do ich jesiennych migracji przynosiły łatwy i obfity łup (Jankowska 1990). Naturalnie pod warunkiem zastosowania odpowiedniej metody polowań i użycia skutecznej broni.

Z instrumentarium narzędziowego z Miasteczka Śląskiego 2 przynajmniej trójkąt mógł pełnić funkcję ostrza strzały do łuku. Sprawdzał się zarówno jako grot montowany na wierzchołku, jak i wkładka – zadziór osadzany na boku drzewca (rys. 5D). Zbrojniki mocowano m.in. za pomocą dziegiu lub lepiszcza z żywicy brzozonej (Clark 1957; Sulgostowska 1997; Galiński 2002).

Blok piaskowca o spoiwie hematytowym i czerwone konkracje świadczą o tym, że poszukiwano i gromadzono surowce mineralne. Nie da się dziś pozytywnie zweryfikować przypuszczenia czy je przetwarzano (np. rozdrabniano, mielono, ścierano, podgrzewano, wyprażano) i do jakich celów wykorzystywano. W XX w. w niewielkim dole na wydymie spalono opony, niszcząc wszelkie ewentualne pozostałości tego typu czynności. Z obszaru Polski dla mezolitu dysponujemy przykładami posługiwania się ochrą hematytową, m.in. w rytuale pogrzebowym i obrzędowości (Sulgostowska 1990; Kempisty, Sulgostowska 1991; Michera 1994; Łapo 1998; Kobusiewicz 1999; Galiński 2002).

Wydma z badanym stanowiskiem, rozciągająca się między dwoma zabagnionymi terenami

(rys. 1), mogła być już bardzo wcześniej pomostem komunikacyjnym między okolicami Żygłina, leżącego na elewacji zbudowanej z wapieni środkowego triasu i leśnymi osadami nad Małą Panwią. Dawny szlak, podobnie jak współczesna droga gruntowa, biegł z południa zachodnim trawersem u podnóża wydmy, koło stanowiska przechodził przez jej niższą część – rodzaj przełęczy – na wschodni skłon. Z dużej wydmy zachował się jej niewielki fragment (rys. 1), być może ważne części stanowiska lub zespołu stanowisk zostały zniszczone. W bezpośrednim sąsiedztwie na wschodnim, bardziej stromym, zawiętrznym stoku wydmy nie zauważono większych przeobrażeń rzeźby terenu i układu warstw geologicznych. Zmiany widoczne dzisiaj to przede wszystkim ślady orki przeprowadzonej pod uprawy leśne. Wydaje się, że zainteresowanie wszystkich kultur użytkujących płaską, niżej położoną powierzchnię na grzbiecie wydmy skierowane było ku zachodowi, w stronę zbiornika wodnego i przylegającego do niego torfowiska. Z pewnością wśród wartości użytkowych tej okolicy znaczenie miało mniejsze nachylenie stoku wydmy i sąsiedztwo wspomnianego ciągu komunikacyjnego. Niestety okolica ta została znacząco przekształcona przez młodsze społeczności, przede wszystkim w okresie średniowiecza i współczesnym. Starsze ślady zostały zniszczone przez przekopanie wciosu drogowego, pobór piasku na okoliczne nasypy drogowe i na potrzeby miejscowej ludności, a w strefie torfowiska przez melioracje odwodnieniowe, eksploatację torfu i głęboką orkę leśną. Pewne nadzieje na rozpoznanie starszych faz antropogenizacji tego obszaru daje wąska strefa graniczna zachodniej podstawy wydmy i torfowiska. Tylko tam lokalnie stwierdzono zjawisko zachodzenia na siebie cienkich warstw organicznych i piasków eolicznych. Pozyskanie surowców nie budziło w niej zainteresowania ani eksploatujących torf, ani wydobywających piasek, były uważane za zanieczyszczone i niepełnowartościowe. Niestety także w tym pasie poprowadzono w wykopie podziemny przewód infrastrukturalny.

Interesującym problemem jest istnienie naskorupienia w stropie poziomemu wmycia gleby bielkowej. Jego intensywne wzbogacenie, wręcz przesylenie substancją organiczną powoduje, że odbiega od typowego poziomu wmycia z orszty-nem. Prawdopodobnie wykształcił się on w wyniku intensywnego przenikania związków organicznych z wyższego poziomu. Wiek wyizolowanego wyciągu kwasów huminowych spajających bryłki piasku określono metodą ^{14}C na 400 ± 50

BP (1428–1635 AD) (Rosenbaum 2017). Zapewne na kulminacji odlesionej wydmy składano wycinane nieopodal bryły torfu. Złożone bloki, zanim wyschły pod wpływem wiatru i promieni słonecznych, uwalniały wodę. Zawarte w nich substancje mineralno-organiczne wnikały w głąb gruntu, zatrzymując i wytrącając się na przejściu poziomów eluwalnego i iluwalnego. Należy przy tym dodać, że kopanie torfu zbiega się w czasie z rozwojem w okolicach Tarnowskich Gór górnictwa i metalurgii, co pociągnęło za sobą wzrost zapotrzebowania na drewno i węgiel drzewny. Zwiększony popyt na te surowce na lokalnym rynku równoważono gorszym paliwem alternatywnym, czyli torfem.

Pod względem ciepła spalania torf suszony na powietrzu (2200–3500 cal/kg) przewyższa świeży torf (1600–2200 cal/kg) i świeże drewno (1950 cal/kg), jego wartość opałowa porównywalna jest z drewnem suszonym (2500–3800 cal/kg). Wyraźnie natomiast ustępuje węglowi drzewnemu (5000–8000 cal/kg) (Dziekoński 1963). W odległości 0,4 km w kierunku zachodnim od badanego stanowiska, w obrębie niewysokiej elewacji eolicznej – rodzaju wyspy pośród torfowiska – wyróżniono stanowisko powierzchniowe z ceramiką o pokroju wczesnośredniowiecznym i średniowiecznym (rys. 1). Natomiast około 0,5 km na północny zachód, na niskiej wydmie w bezpośrednim sąsiedztwie efemerycznego zbiornika wodnego znajduje się pracownia produkcji ołowiu działająca w młodszej fazie wczesnego średniowiecza (1025–1215 AD) i w średniowieczu (Foltyn i in. w druku).

Torf służył również zapewne jako materiał do gacenia budynków czyli ocieplania ich na zimę. Nadawał się do tego lepiej torf słabo zhumifikowany – włóknisty, mający dobre własności izolacyjne, za to niższą wartość opałową. Analiza osadów w szurfie wykonanym u zachodniego podnóża wydmy (Waga, Fajer 2012) ujawniła, że wydobywanie i suszenie torfu mogło być praktykowane już wcześniej, w IV–V w. n.e. (1610±45 BP) (Rosenbaum 2017). W obrębie warstw torfowych odkryto tam prostolinijne skarpy płytkich wykopów wypełnionych piaskiem. Na powierzchni torfowisk znajdujących się po obu stronach wydmy występują lokalnie stosunkowo płytkie zagłębienia stanowiące pozostałości po dawnych torfiankach.

Datowanych metodą ^{14}C wydmowych stanowisk archeologicznych jest w tej części Wyżyny Śląskiej niewiele. Wynika to głównie z małej ilości gleb kopalnych w wydmach. Znacznie więcej

jest informacji pochodzących z sąsiednich torfowisk. W okolicznych torfowiskach, w profilach, których spąg jest datowany nawet na ponad 12 000 lat BP występuje najczęściej na głębokości 60–70 cm poziom silnego wzbogacenia w węgiel drzewny i pył węglowy. Początek występowania tych dużych ilości węgla wydatowano na torfowiskach: Żyglin – profil nr 1 – na około 2100 BC, profil nr 3 – na około 3000 BC (Tudyka i in. 2017), Ossy – profil nr 1 – na około 4500 BC, profil nr 5 – na około 3500 BC, Bizja – profil nr 1 – na około 3500 BC, profil nr 2 – na około 4700 BC (Rosenbaum 2017). Od tego czasu pojawiają się w osadach również pyłki roślin towarzyszące człowiekowi zajmującemu się rolnictwem (Nita, Szymczyk 2010; Tudyka i in. 2017). Również uśrednione dane o zanieczyszczeniu łożyskiem z 10 torfowisk śląsko-krakowskiego obszaru kruszczonego pokazują istotnie narastanie koncentracji tego metalu dopiero od około 6000 lat BP do czasów współczesnych. Podobnie jest z innymi metalami ciężkimi (Magiera i in. 2016; Tudyka i in. 2017; Rosenbaum 2017).

W profilu 4, z torfowiska na zapleczu punktu osadniczego, zarejestrowano na różnych głębokościach (z maksimum na 60 cm p.p.t.) warstwy wzbogacone w węgiel drzewny i pył z węgla drzewnego (rys. 3). Wydzielono je z warstwy torfu akumulowanego w okresie od 5000 do 3000 lat BC. Analiza próbki węgla z głębokości 58 cm wykazała jednak wiek ponad 7000 lat BC. Węgiel ten pochodzi zapewne z redepozycji i dokumentuje zjawisko nasilenia denudacji i erozji starszych osadów, związane już z gospodarką neolityczną. W warstwach torfowisk starszych od około 5000 lat BC węgiel drzewny w badanym rejonie występują rzadko jako niewielkie okruchy. Tak jest w niższej części badanego profilu nr 4. Zapisane zostały tam dwa epizody pożarowe przypadające na mezolit. Być może chodzi o oznaki pożarów roślinności porastającej bagno i jego okolice – naturalnych (Simmons 1996; Brown 1997; Grant i in. 2014) i/lub wzniecanych przypadkowo albo w sposób zamierzony (spordycznie bądź systematycznie) (Patterson i in. 1987; Welinder 1989; Bennett i in. 1990; Caseldine, Hatton 1993; Moore 2000). W torfowisku tym (rys. 3) i w sąsiednich znamienny jest także wzrost zanieczyszczenia osadów metalami ciężkimi, począwszy od około 5000 lat BC w górę profili (Magiera i in. 2016; Tudyka i in. 2017; Rosenbaum 2017). Występująca w profilu inwersja dat może być związana z redepozycją węgla, np. na skutek erozji obejmującej starsze warstwy w sąsiedztwie torfowiska.

Do hipotezy o intencjonalnym wypalaniu lasów, zarośli i zbiorowisk roślinności bagiennej w mezolicie, co jest uważane za jedną z technik łowieckich (Jacobi i in. 1976) czy wręcz życiowych (Zvelebil 1994), przychyła się wielu badaczy z kręgu palinologów (por. Smith 1970; Behre 1988; Latałowa 1994, 2007; Pokorný 1999; Innes, Blackford 2003) i archeologów (por. Hicks 1972; Mellars 1976; Pelisiak, Rybicka 2006). Występowanie poziomów z węgielkami i pyłem z węgla drzewnego w osadach torfowiska koło stanowiska Miasteczko Śląskie 2 nasuwa przypuszczenie, że także grupa obozująca na wydmie wypłaszła ogniem zwierzęta.

Ponadto ze spągu poziomu wymywania gleby bielcowej wydobyto 9 żwirów o średnicy od 0,65 do 1,5 cm. W 7 przypadkach odznaczają się one kształtem owalnym, w dwóch sześciennym z zaokrąglonymi krawędziami. Mają płasko-wypukłe przekroje poprzeczne, jeden jest obustronnie płaski. Ich powierzchnie są wygładzone (*rounded, well-rounded*; por. Gionfriddo, Best 1991), matowe, dwa uległy uszkodzeniu. Pod względem surowcowym reprezentują różne odmiany kwarcu o kolorze białym (3 egz.), białoczerwonym (2 egz.), szarym (3 egz.), żółtym (1 egz.).

Na pewno nie są one pochodzenia eolicznego ze względu na zbyt słabą zdolność transportową wiatru w przebiegu młodszodryasowej fazy wydmotwórczej (por. Szczypek 1977, 1986; Waga 1994), w której powstała wydma. Tej wielkości żwiry pojawiają się w większej ilości tylko w piaskach u jej podnóża. Założenie, że zostały zebrane w innym miejscu i porzucone na szczycie przez ludzi także trzeba raczej odrzucić. Z racji swoich rozmiarów do obozowiska musiały się dostać wydalone przez ptaki żywiące się pokarmem roślinnym i wszystkożerne, albo jako tzw. gastrolity w żołądkach sztuk upolowanych. Rozmiary gastrolitów zależą od wielkości ciała i wieku osobników, pory roku, rodzaju pożywienia, dostępności piasku i/lub żwiru (Gionfriddo, Best 1996). Przykładowo gawrony połykają i wydalają ciała twarde, których wymiary wahają się od 0,5 do 1,0 cm (Luniak 1977). Podobnej wielkości żwiry, jak znalezione na stanowisku Miasteczko Śląskie 2 mogą połykać guszcze, cietrzewie i gęsi gęgawy (Hoskin i in. 1970; Amat, Varo 2008.)

Podsumowanie

Z przeprowadzonych badań wynika, że przebywające na wydmy grupy mezołityczne realizowały zadania: gospodarki łowiecko-zbierackiej (z polowaniami co najmniej na ptaki, być może z wykorzystaniem ognia), w zakresie wytwórczości krzemieniarskiej opartej zarówno na materiale pozyskanym w bliskiej okolicy, jak i importowanym z odległości kilkudziesięciu km, a także gromadzenia surowców mineralnych. Otwarty pozostaje problem dosyć wczesnego (początek neolitu) pojawienia się znacznych ilości węgla drzewnych, grudek mineralnych i związków metali w warstwach sąsiednich torfowisk. Być może wskazuje to na uruchomienie procesów redepozycji, m.in. tych związków, pod wpływem coraz wyraźniejszej obecności człowieka w środowisku lub nawet na początki rozwoju w okolicy bardziej zaawansowanego przetwórstwa surowców organicznych i mineralnych. Takie jednokierunkowe działania prowadzono w okresie wpływów rzymskich i w średniowieczu. W pobliżu stanowiska eksploatowano drewno sosnowe i torf. Wydobyte bryły torfu suszono na wydmy i u jej podnóża z przeznaczeniem na opał i/lub do ocieplania ścian budynków (termoizolacja). Jednak znalezione zlepy piaszczysto-organiczne wydają się wskazywać także na możliwość nowocześniejszej (chemicznej) ich przeróbki.

W przypadku stanowiska wydmyowego Miasteczko Śląskie 2 kluczowymi zagadnieniami wydają się być morfologia terenu, jego dostępność komunikacyjna oraz położenie w stosunku do zasobów, jakimi mogły dysponować zajmujące go społeczności.

Fazom aktywności gospodarczej stwierdzonym w badaniach archeologicznych na stanowisku Miasteczko Śląskie 2 i w jego sąsiedztwie odpowiadają w profilach torfowisk poziomy węgla i węglowego pyłu drzewnego. W okresie przypadającym na mezolit rysują się 2 epizody pożarowe. Bardzo wyraźne zmiany w środowisku zaszły w neolicie, od kiedy w profilach torfowisk czytelne staje się też zjawisko redepozycji metali ciężkich (rys. 3). Stosunkowo słabo, w postaci warstwy węgla drzewnych, zaznacza się okres wpływów rzymskich. W przypadku średniowiecza poza węglami drzewnymi bardzo znaczące są wzrosty udziału Pb i Cu w osadach, co koresponduje z odkrytymi w ostatnim czasie w pobliżu badanej wydmy obiektami hutniczymi.

Podziękowania

Autorzy dziękują Recenzentom i Redakcji czasopisma za cenne uwagi do tekstu. Podjęte z inicjatywy Stowarzyszenia Miłośników Ziemi Tarnogórskiej badania archeologiczne sfinansowano z budżetu Śląskiego Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków na rok 2013. Analizy chemiczne i datowania ^{14}C próbek z torfowisk sfinansowane zostały przez Narodowe Centrum Nauki w ramach projektu nr 2012/05/B/ST10/01053 realizowanego przez IPIŚ PAN w Zabrze.

Literatura

- Ablamowicz D., Śnieszko Z. (red.) 2004. Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej. Studia z obszaru Polski. Muzeum Śląskie w Katowicach, Oddział Katowicki Stowarzyszenia Naukowego Archeologów Polskich, Katowice.
- Amat J.A., Varo N. 2008. Grit ingestion and size-related consumption of tubers by Graylag Geese. *Waterbirds* 31(1): 133-137.
- Antoniewicz W. 1935. Poszukiwania wywiadowcze w pow. lublinieckim, tarnogórskim, świętochłowski i katowickim. *Prace Prehistoryczne* 1: 65-72.
- Bagniewski Z. 1976. Kultura komornicka na Dolnym Śląsku. Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław.
- Bagniewski Z. 1979. Społeczności myśliwsko-rybackie w okresie od IX do III tysiąclecia p.n.e. na terenie Polski południowo-zachodniej. Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław.
- Bagniewski Z. 1987. Niektóre zagadnienia osadnictwa mezołitycznego na terenie Polski południowo-zachodniej. *Studia Archeologiczne* 15: 3-80.
- Bagniewski Z. 1993. Mezolit Pojezierza Inńskiego w świetle badań zrealizowanych w roku 1991. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne* 34: 117-141.
- Bagniewski Z. 1996. Mezolit Pojezierza i Równiny Drawskiej. Wyd. Uniw. Wrocławskiego, Wrocław.
- Behre K.E. 1988. The role of man in vegetation history. W: B. Huntley, T. Webb (red.) *Vegetation History 3, Handbook of vegetation science* 7. Kluwer Academic Publishers, New York: 633-667.
- Bennett K.D., Simonson A.B., Peglar S.M. 1990. Fire and man in postglacial woodlands of eastern England. *Journal of Archaeological Science* 17: 635-642.
- Binford L.R. 1980. Willow Smoke and Dogs' Tails: Hunters-Gatherer Settlement Systems and Archaeological Site Formation. *American Antiquity* 45: 4-20.
- Birket-Smith K. 1974. Ścieżki kultury. Wiedza Powszechna, Warszawa.

- Bronk Ramsey C. 2017. Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon* 59(2): 1809-1833.
- Brown T. 1997. Clearances and clearings: deforestation in Mesolithic/Neolithic Britain. *Oxford Journal of Archaeology* 16: 133-146.
- Campbell B. 1995. Ekologia człowieka. Historia naszego miejsca w przyrodzie od prehistorii do czasów współczesnych. PWN, Warszawa.
- Caseldine C., Hatton J. 1993. The development of high moorland on Dartmoor: fire and the influence of Mesolithic activity on vegetation change. W: F.M. Chambers (red.) *Climate Change and Human Impact on the Landscape*. Chapman and Hall, London: 119-131.
- Childe V.G. 1963. O rozwoju w historii. PWN, Warszawa.
- Clark G. 1998. Przestrzeń, czas i człowiek. Spojrzenie badacza prehistorii. PIW, Warszawa.
- Clark J.G.D. 1957. Europa przedhistoryczna. Podstawy gospodarcze. PWN, Warszawa.
- Dembowski J. 1989. Zarys ogólnej teorii zasobów naturalnych. PWN, Warszawa.
- Dryja S. 2000. Kultura komornicka w Małopolsce i na Górnym Śląsku. *Rocznik Muzeum Górnos Śląskiego w Bytomiu, Archeologia* 14: 5-76.
- Dziekoński T. 1963. Metalurgia miedzi, ołowiu i srebra w Europie środkowej od XV do końca XVIII wieku. Ossolineum, Wrocław.
- Fernández-Armesto F. 2008. Cywilizacje. Kultura, ambicje i przekształcanie natury. PWN, Warszawa.
- Foltyn E.M., Foltyn E. 2017. Stan badań nad pradziejami i średniowieczem w zachodniej strefie Karpat polskich. Wybrane zagadnienia. W: J. Gancarski (red.) *Stan i potrzeby badań archeologicznych w Karpatach*. Muzeum Podkarpackie, Krosno: 585-632.
- Foltyn E., Jochemczyk L. 2016. Badania na stanowisku 1 w Żyglinku, województwo śląskie. W: G. Glanc-Zagaja (red.) *Badania archeologiczne na Górnym Śląsku i ziemiach pogranicznych w latach 2013-2015*. Regionalny Instytut Kultury w Katowicach, Katowice: 13-23.
- Foltyn E., Foltyn E.M., Jochemczyk L., Waga J.M. 2009. Radiolaryty gliwickie. Pochodzenie, występowanie, wykorzystanie, dystrybucja. W: J. Gancarski (red.) *Surowce naturalne w Karpatach oraz ich wykorzystanie w pradziejach i wczesnym średniowieczu*. Muzeum Podkarpackie, Krosno: 141-166.
- Foltyn E.M., Foltyn E., Jochemczyk L., Michczyński A., Podwórny J. w druku. Początki metalurgii kolorowej na ziemi tarnogórskiej w świetle wyników badań na stanowisku Miasteczko Śląskie – Żyglinek 3. Wyd. Wyższej Szkoły Humanitas w Sosnowcu, Sosnowiec.
- Galiński T. 2002. Społeczeństwa mezolityczne. Osadnictwo, gospodarka, kultura ludów łowieckich w VIII-IV tysiącleciu p.n.e. na terenie Europy. Muzeum Narodowe, Szczecin.
- Gilewska S. 1971. Geomorfologia. W: *Atlas województwa katowickiego*. Śląski Instytut Naukowy, Katowice, PPWiK, Warszawa.
- Gilewska S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: M. Klimaszewski (red.) *Geomorfologia Polski*, t. 1. PWN, Warszawa: 232-339.
- Ginter B. 1966. Z problematyki schyłkowego paleolitu i mezolitu na Górnym Śląsku. *Biuletyn Śląskiego Instytutu Naukowego* 68: 71-91.
- Ginter B. 1972a. Dwa stanowiska mezolityczne z miejscowości Dzierżono, pow. Gliwice. *Rocznik Muzeum Górnos Śląskiego w Bytomiu, Archeologia* 10: 7-76.
- Ginter B. 1972b. Zabrze-Mikulczyce, stanowisko 6. Komunikaty Muzeum Górnos Śląskiego rok 1972, Bytom.
- Gionfriddo J.P., Best L.B. 1991. Characterization of grit use by cornfield birds. *Wilson Bulletin* 103(1): 68-82.
- Gionfriddo J.P., Best L.B. 1996. Grit-use patterns in North American birds: the influence of diet, body size, and gender. *Wilson Bulletin* 108(4): 685-696.
- Grant M.J., Hughes P.D., Barber K.E. 2014. Climatic influence upon early to mid-Holocene fire regimes within temperate woodlands: a multiproxy reconstruction from the New Forest, southern England. *Journal of Quaternary Science* 29: 175-188.
- Hicks S.P. 1972. The impact of man on the East Moor of Derbyshire from Mesolithic times. *Archeological Journal* 129: 1-21.
- Hoskin C.M., Guthrie R.D., Hoffman B.L.P. 1970. Pleistocene, Holocene and Recent Bird Gastro-liths from Interior Alaska. *Arctic* 23,1: 14-23.
- Innes J.B., Blackford J.J. 2003. The Ecology of Late Mesolithic Woodland Disturbances: Model Testing with Fungal Spore Assemblage Data. *Journal of Archaeological Science* 30: 185-194.
- Jacobi R.M., Tallin J.H., Mellars P.A. 1976. The southern Pennine Mesolithic and the ecological record. *Journal of Archaeological Science* 3: 307-320.
- Janczak J. 1985. Człowiek i przyroda. Dolnośląskie Towarzystwo Społeczno-Kulturalne, Wrocław.
- Jankowska D. 1990. Społeczności strefy południowo-zachodniobałtyckiej w dobie neolityzacji. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Kempisty E., Sulgostowska Z. 1991. Osadnictwo paleolityczne, mezolityczne i paraneolityczne w rejonie Woźnej Wsi, woj. Łódzkie. Instytut Historii Kultury Materialnej PAN, Warszawa.
- Klimaszewski M. 1978. Geomorfologia. PWN, Warszawa.

- Kobusiewicz M. 1999. Ludy łowiecko-zbierackie północno-zachodniej Polski. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Poznań.
- Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., Janowska E. 1999. Systematyka i kartografia gleb. Wyd. SGGW, Warszawa.
- Kostrzewski J. 1928-1932. Nowe materiały do pradziejów Górnego Śląska. *Przegląd Archeologiczny* 4: 81-89.
- Kostrzewski J. 1935. Wyniki badań prehistorycznych w powiatach tarnogórskim, pszczyńskim, świętochłowickim i katowickim na Górnym Śląsku. *Prace Prehistoryczne* 1: 37-64.
- Kostrzewski J. 1936. Badania prehistoryczne w pow. tarnogórskim, lublinieckim, pszczyńskim i rybnickim w r. 1934. *Prace Prehistoryczne* 2: 14-51.
- Kozłowski J.K., Kozłowski S.K. (red.) 1983. Człowiek i środowisko w pradziejach. PWN, Warszawa.
- Kozłowski S.K. 1972. Pradzieje ziem polskich od IX do V tysiąclecia p.n.e. PWN, Warszawa.
- Kozłowski S.K. 1989. Mesolithic in Poland. A new approach. Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Kuśak W. 2006. Materiały krzemienne ze stanowiska Świbie 16, pow. Gliwice (badania z lat 1961-65). *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne* 48: 87-94.
- Kunicki-Goldfinger W.J.H. 1989. Szukanie możliwości. Ewolucja jako gra przypadków i ograniczeń. PWN, Warszawa.
- Latałowa M. 1994. Gospodarka mezolityczna i początki rolnictwa w obszarze polskiego Pobrzeża Bałtyku w świetle danych palinologicznych. W: K. Wasylkowa (red.) *Warsztaty Archeobotaniczne – Igołomia 1990-1993*. Polish Botanical Studies, Guidesbook Series 11: 135-153.
- Latałowa M. 2007. Gospodarka człowieka w diagramach pyłkowych. W: M. Makohonienko, D. Makowiecki, Z. Kurnatowska (red.) *Studia interdyscyplinarne nad środowiskiem i kulturą w Polsce. Środowisko – Człowiek – Cywilizacja*, 1. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 171-187.
- Leroi-Gourhan A. 1945. Milieu et Techniques. Edition Albin Michel, Paris.
- Lis J., Pasieczna A. 1995. Atlas Geochemiczny Polski 1:2 500 000. PIG, Warszawa: 5-6.
- Luniak M. 1977. Konsumpcja i trawienie pokarmów u gawrona, *Corvus frugilegus* L., w warunkach wolier. *Acta Ornithologica* 16: 213-240.
- Łapo J.M. 1998. Mezolityczny zespół grobowy spod kurhanu z Kamieńskich, stan. 1, gm. Orzysz, woj. Suwałki. *Sprawozdania Archeologiczne* 50: 117-129.
- Magiera T., Mendakiewicz M., Szuszkiewicz M., Jabłońska M., Chróst L. 2016. Technogenic magnetic particles in soils as evidence of historical mining and smelting activity: A case of the Brynica River Valley, Poland. *Science of The Total Environment* 566: 536-551.
- Materiały z badań wykonanych w ramach projektu nr 2012/05/B/ST10/01053 realizowanego przez Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska PAN w Zabrze. Maszynopis. IPIŚ PAN.
- Mellars P. 1976. Fire ecology, animal populations and man: a study of some ecological relationships in prehistory. *Proceedings of the Prehistoric Society* 42: 15-45.
- Michera W. 1994. Uwagi o użytkowaniu czerwonego barwnika w polskim mezoliticie i neolicie do około III tys. p.n.e. *Światowit* 37: 57-70.
- Moore J. 2000. Forest fire and human interaction in the early Holocene woodlands of Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164: 125-137.
- Nita M., Szymczyk A. 2010. Vegetation changes in the Jezioro Lake on the background of the Holocene history of forests (Woźniki-Wieluń Upland). *Acta Palaeobotanica* 50,2: 119-132.
- Nowicka E. 1991. Świat człowieka – świat kultury. PWN, Warszawa.
- Patterson W.A., Edwards K.J., Maguire D.J. 1987. Microscopic charcoal as fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews* 6: 3-23.
- Pelisiak A., Rybicka M. 2006. Jak człowiek mezolitu oddziaływał na środowisko – przykłady z terenów Polski. II Sympozjum Archeologii Środowiskowej „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”. Uniwersytet Łódzki, Łódź: 69-70.
- Płaza D.K., Forysiak J., Borówka R. K., Okupny D., Marosik P., Obremska M., Michczyńska D.J. 2015. Aktywność osadnicza grup mezolitycznych na obszarze wydm w Aleksandrowie i jej zapis w osadach przyległego torfowiska Rąbień. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi* 46: 229-250.
- Płonka T. 2007. Sudeten Mesolithic revisited. W: M. Masojć, T. Płonka, B. Ginter, S.K. Kozłowski (red.) *Contributions to the Central European Stone Age*. Papers dedicated to the late Professor Zbigniew Bagniewski. Uniwersytet Wrocławski, Wrocław: 187-209.
- Pokorný P. 1999. Vliv mezolitických populací na krajinu a vegetaci: nové nálezy ze staršího holocénu Třeboňské pánve. *Zprávy ČAS* 38: 21-22.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., Van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration

- curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4): 1869-1887.
- Rosenbaum M. (red.) 2017. Odczytano z torfowisk. Początki i sposoby pozyskiwania metali na terenie tarnogórskiego obszaru kruszczonego. Katalog wystawy. Stowarzyszenie Miłośników Ziemi Tarnogórskiej, Tarnowskie Góry.
- Rothert L. 1936. Die Mittlere Steinzeit in Schlesien. *Die Feuersteingeräte und ihre Einordnung. Mannus-Bücherei* 55: 1-101.
- Rutkiewicz P., Malik I. 2018. Historyczne hutnictwo żelaza w dolinie Małej Panwi – dawny ośrodek hutniczy w Brušku. *Przyroda Górnego Śląska* 92: 4-6.
- Samsonowicz H. 2015. Studia nad postrzeganiem przestrzeni przez ludzi średniowiecza. Nauka i Innowacje, Poznań.
- Simmons I.G. 1996. The environmental impact of later Mesolithic cultures. The creation of Moorland landscape in England and Wales. Edinburgh University Press, Edinburgh.
- Smith A.G. 1970. The influence of mesolithic and neolithic man on British vegetation: a discussion. W: D. Walker, R.G. West (red.) *Studies in the vegetational history of the British Isles*. Cambridge University Press, London: 81-96.
- Strzałko J. Ostoja-Zagórski J. 1995. Ekologia populacji ludzkich. Środowisko człowieka w pradziejach. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Sulgostowska Z. 1990. Occurrence and utilization of local ochre resources during the early holocene in the Oder and Vistula river basins. W: P.M. Vermeersch, P. van Peer (red.) *Contribution to the mesolithic in Europe*. Leuven University Press, Leuven: 317-321.
- Sulgostowska Z. 1997. Examples of the Application of Wood Tar During the Mesolithic on Polish Territory. Proceedings of the First International Symposium on Wood Tar and Pitch. State Archaeological Museum, Warsaw: 19-23.
- Szczypek T. 1977. Utwory i procesy eoliczne w północnej części Wyżyny Śląskiej. UŚ, Katowice.
- Szczypek T. 1986. Procesy wydymotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych. UŚ, Katowice.
- Tobolczyk M. 2000. Narodziny architektury. PWN, Warszawa.
- Topolski J. 1990. Wolność i przymus w tworzeniu historii. PIW, Warszawa.
- Tudyka K., Pazdur A., De Vleeschouwer F., Lityńska-Zajac M., Chróst L., Fagel N. 2017. Holocene elemental, lead isotope and Charcoal record from peat in southern Poland. *Mires and Peat* 19(07): 1-18.
- Twardy J., Forysiak J. 2016. Zapis holocenijskich procesów eolicznych w osadach wybranych jezior kopalnych i torfowisk centralnej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 125-140.
- Waga J.M. 1994. Rzeźba eoliczna na obszarze wschodniej części Niecki Kozielskiej. *Scripta Rudensia* 2: 1-129.
- Waga J.M., Fajer M. 2012. Uwagi na temat sytuacji litologiczno-stratygraficznej osadów wydymowych na stanowisku wydymowym w Żyglunku. Maszynopis, Archiwum Stowarzyszenia Miłośników Ziemi Tarnogórskiej: 1-3.
- Welinder S. 1989. Mesolithic forest clearance in Scandinavia. W: C. Bonsall (red.) *The Mesolithic in Europe*. Donald Publishers Ltd, Edinburgh: 362-366.
- Zvelebil M. 1994. Plant use in the Mesolithic and its role in the transition to farming. *Proceedings of the Prehistoric Society* 60: 35-74.

Summary

The study was conducted at the Miasteczko Śląskie 2 archaeological site, which is situated on a dune around 8 km NE of the city of Tarnowskie Góry. The dune, which is part of a larger group of aeolian forms, stretches between two peat bogs, and at a very early stage it could already have provided a communication bridge between the Żyglin area, which lies in an elevated area built of Middle Triassic limestone, and the forest settlements on the Mała Panew River.

Archaeological excavations were conducted in an area of 100 m². In order to analyse the extent of the dune and the morphology of the adjacent area, orthophotomaps and a digital terrain model were used, as well as archival maps. Landform mapping was carried out. The textural features of sediments were analysed alongside petrological and physico-chemical analyses and ¹⁴C dating. The study also used datings conducted as part of geochemical work carried out in a peat bog to the east of the dune.

The archaeological work performed there uncovered traces of human presence from the Middle Stone Age, the period of Roman influence and the Middle Ages. Historical materials were discovered in fine-grained sand within the podzolic eluvial horizon. Artefacts from the Middle Stone Age formed a small flint scatter (*kshemenitsa*). On its peripheries, the same layers contained glued-together pieces which resembled shells. However, initial datings demonstrated that those were younger than the flint finds. The scarce inventory suggests that Mesolithic hunters only stayed for a short time. The camp's usable area did not exceed 220 m². The Miasteczko Śląskie 2 site presumably belonged to a peripheral zone of a larger camp which consisted of multiple parts, or was perhaps a place of a short stay. The place

where the camp was founded met the criteria for a good location. On the basis of its technological and typological characteristics, the inventory may be conditionally attributed to the Duvensee complex or the Komornica culture. In the Atlantic Period, the dune was occupied by a group of Mesolithic hunter-gatherer-fishermen. In peat bog sediments behind the dune, charcoal levels were recorded at various depths. The group camping on the dune was probably trying to scare away animals by lighting fires.

The studies indicate that the Mesolithic communities inhabiting the dune were hunter-gatherers who engaged in producing flint tools, hunting

(birds at least) and collecting mineral resources to make dyes. During the period of Roman influence and in the Middle Ages, pine wood and peat were sourced in the vicinity. The peat blocks extracted were dried on the dune and at its foot and later used as fuel and/or for building wall insulation. Peat digging coincided with the intensification of mining and the development of metallurgy in the vicinity of the modern-day city of Tarnowskie Góry, which resulted in an increase in demand for wood and charcoal. Human activity in the vicinity of the site was recorded in the environment, *inter alia*, in the form of increased heavy-metal concentrations in peat bog profiles.

ZAPIS GEOARCHEOLOGICZNY DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W NEOHOLOCENIE W POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI PRZEDGÓRZA IŁŻECKIEGO (CENTRALNA POLSKA)

Geoarchaeological record of human activity during the Neoholocene in the south-eastern Iłża Foothills (Central Poland)

MARCIN SZELIGA*, RADOSŁAW DOBROWOLSKI**, JACEK CHODOROWSKI**,
IRENA AGNIESZKA PIDEK**, PRZEMYSŁAW MROCZEK**

Zarys treści. W artykule zaprezentowano wyniki geoarcheologicznych badań przeprowadzonych w obrębie oraz otoczeniu dwóch wielokulturowych stanowisk archeologicznych w Tominach i Zawadzie (południowo-wschodnia część Przedgórze Iłżeckiego), w bezpośrednim sąsiedztwie północnej krawędzi pokrywy lessowej Wyżyny Sandomierskiej. Ich zasadniczym celem była kompleksowa rekonstrukcja osadniczej i gospodarczej aktywności człowieka w analizowanym obszarze w okresie ostatnich około 5 tysięcy lat, wraz z identyfikacją wszelkich jej uwarunkowań, zarówno na poziomie chronologiczno-kulturowym, jak i środowiskowym. Uzyskane wyniki pozwoliły na określenie przebiegu i skali lokalnych zjawisk kulturowych oraz związanych z nimi procesów osadniczych między późnym neolitem a czasami współczesnymi. Na podstawie uchwyconych śladów eksploatacji oraz przekształceń środowiska naturalnego podjęta została również próba określenia charakteru i stopnia lokalnej antropopresji w neoholocen.

Słowa kluczowe: geoarcheologia, neoholocen, aktywność człowieka, antropopresja, Wyżyna Małopolska

Abstract. The article presents the results of geoarchaeological research carried out within and around two multicultural archaeological sites in Tominy and Zawada (south-eastern Iłża Foothills), in the immediate vicinity of the northern edge of the loess cover of the Sandomierz Upland. The main objective of the research was to comprehensively reconstruct human settlement and economic activity in the study area in the last ca. 5,000 years, along with identifying its conditions, both at the chronological-cultural and the environmental level. The results allowed a determination of the course and scale of local cultural phenomena and related settlement processes between the late Neolithic and modern times. On the basis of traces of exploitation and transformation of the natural environment, an attempt was made to determine the nature and extent of local anthropopressure in the Neoholocene.

Key words: geoarchaeology, Neoholocene, human activity, anthropopressure, Małopolska Upland

Wprowadzenie

Południowo-wschodnia część Przedgórze Iłżeckiego stanowi bezpośrednie przedpole lessowej Wyżyny Sandomierskiej, obfitującej w znaleziska archeologiczne dokumentujące bardzo intensywny i trwały charakter osadnictwa od późnego paleolitu po okres średniowiecza i nowożytność. Obszar przedgórze, pomimo wzmożonej aktywności wykopalskiej w ostatniej dekadzie oraz obiecujących

wyników badań, pozostaje wciąż słabo rozpoznany i zagadkowy w kontekście rozważań nad jego rzeczywistą pozycją i znaczeniem dla człowieka na przestrzeni dziejów. Z jednej strony bowiem jest to strefa występowania licznych i bardzo dobrych jakościowo surowców krzemiennych w jurajskich i kredowych kompleksach osadowych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (np. Schild 1971; Budziszewski 2008), stanowiących zasadniczy czynnik stymulujący prądziejową aktywność wydobywczo-przetwórczą. Z drugiej jednak, pokrywa glebowa, wykształcona na piaszczys-

* Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Instytut Archeologii, Pl. M. Curie-Skłodowskiej 4, 20-031 Lublin; e-mail: marcin.szeliga@poczta.umcs.lublin.pl

** Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; e-mail: rdobro@poczta.umcs.lublin.pl, jchodor@poczta.umcs.lublin.pl, i.pidek@poczta.umcs.lublin.pl, loess@poczta.umcs.lublin.pl

to-gliniastych osadach zlodowacenia odry (Złonkiewicz 1992, 1994), cechuje się słabą jakością użytkową, co wyraźnie obniża atrakcyjność rolniczą tych terenów w porównaniu do przylegającej od południa wysoczyzny lessowej. Okoliczności te zdają się uzasadniać ogólną ocenę omawianych terenów jako obszaru związanego raczej z krótkotrwałymi pobytami różnokulturowych grup ludzkich, powiązanymi z eksploatacją lokalnych surowców krzemiennych, niż objętego regularnym i stałym osadnictwem (por. np. Florek 2009). Wyniki przeprowadzonych dotąd badań archeologicznych sugerują jednak brak ścisłego związku między niskimi walorami pokrywy glebowej a faktycznym przebiegiem, zakresem czasowym i intensywnością lokalnych procesów osadniczych, ukazując obecność reliktywów stałego osadnictwa, począwszy od wczesnej fazy neolitu, po okres rzymski (Szeliga, Zakościelna 2007; Zakościelna, Wiśniewski 2007; Szeliga 2008; Kadrow, Olejarczyk 2010; Miecznikowski i in. 2013).

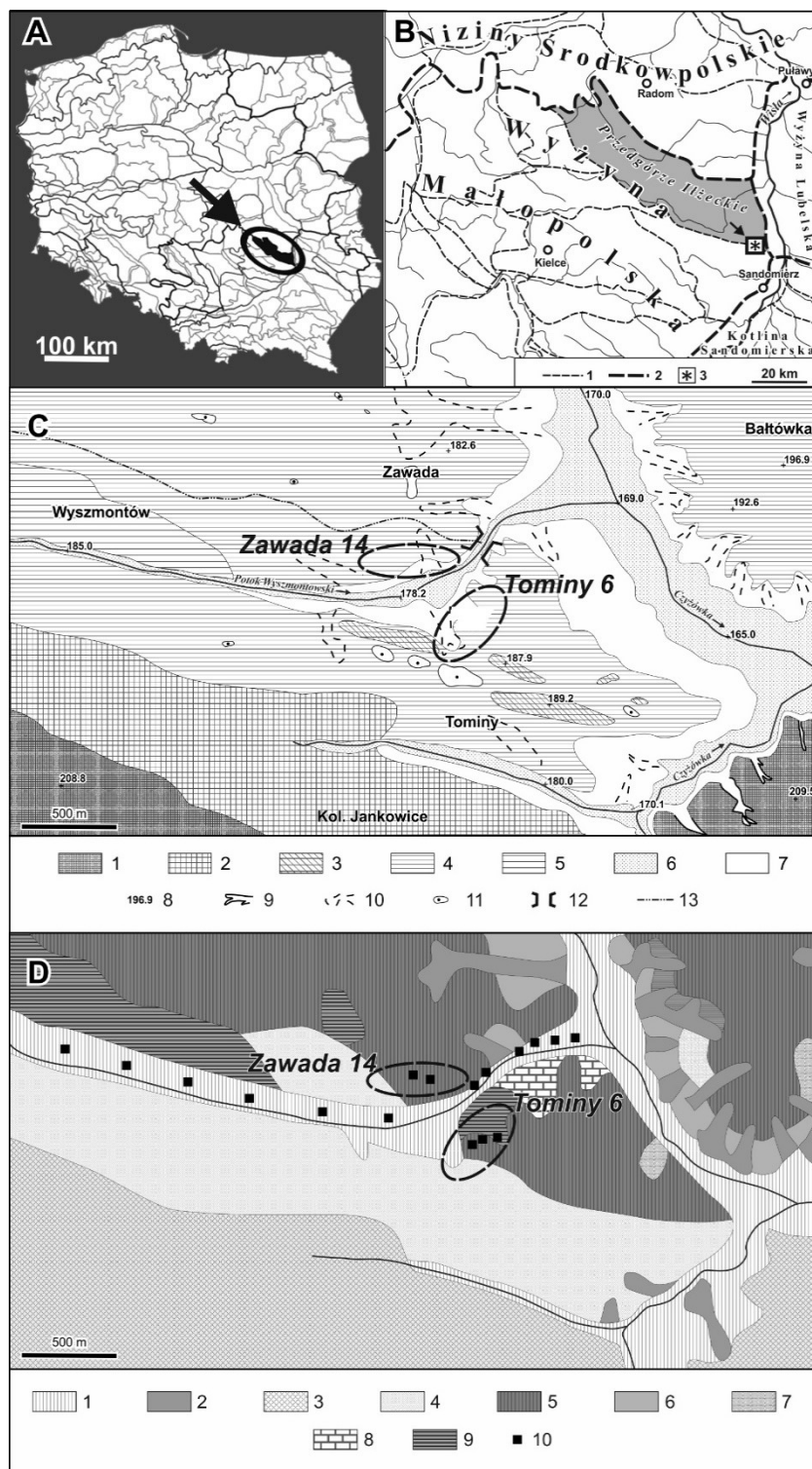
Ze względu na specyfikę położenia i warunki naturalne obszar Przedgórza Iłżeckiego wydaje się kluczowy dla rozstrzygnięcia szeregu ważnych problemów archeologiczno-historycznych związanych zarówno z neoholocenem, jak i wcześniejszą, aktywnością człowieka. Do najważniejszych z nich należy określenie kulturowej przynależności społeczności przebywających na tych terenach, chronologicznych ram ich funkcjonowania, a także charakteru i stopnia intensywności oraz trwałości związanych z tym procesów osadniczych. Niezwykle ważna wydaje się również kwestia sposobów i skali eksploatacji zasobów lokalnego środowiska naturalnego, zwłaszcza w kontekście rolniczo-hodowlanego profilu gospodarki w tym okresie. Rozwiązanie tych problemów wymaga kompleksowego, interdyscyplinarnego podejścia badawczego, dającego z jednej strony szansę na odtworzenie poszczególnych przejawów aktywności ludzkiej w kontekście dokonujących się przemian środowiskowych (zwłaszcza klimatycznych, hydrologicznych i morfologicznych), z drugiej na identyfikację wszelkich jej konsekwencji w postaci przekształceń środowiska naturalnego. Założenia te stanowiły podstawę podjęcia badań geoarcheologicznych, których głównym celem było pozyskanie danych, pozwalających na rekonstrukcję rzeczywistych przejawów aktywności ludzkiej w neholocenie, w tym przebiegu i skali lokalnych zjawisk kulturowych oraz procesów osadniczych, a także określenie stopnia i charakteru antropopresji na podstawie wszelkich uchwytnych śladów eksploatacji oraz przekształceń środowiska naturalnego.

Obszar badań

Obszar badań położony jest w południowo-wschodniej części Przedgórza Iłżeckiego, jednostki mezoregionalnej Wyżyny Małopolskiej (Solon i in. 2018). Stanowi bezpośrednie północne przedpole lessowej Wyżyny Sandomierskiej, z którą wyraźnie kontrastuje pod względem morfogenetycznym i hipsometrycznym (rys. 1A, B; 2A). Geomorfologicznie jest to obszar zdominowany przez równinę moreny dennej z okresu zlodowacenia odry (182–190 m n.p.m.), pociętą na subrównoleżnikowe grzędy szeregiem strukturalnie uwarunkowanych dolin rzecznych, wykorzystywanych jako doliny marginalne podczas stadium maksymalnego zlodowacenia odry (Kosmowska-Sufczyńska 1972; Mojski 2005). Miejscami ponad powierzchnią równin morenowych odsłaniają się fragmenty neogeńskiej powierzchni zrównania (190–200 m n.p.m.), rozwiniętej na wapieniach skalistych i detrytycznych środkowej oraz górnej jury (Złonkiewicz 1994).

W obrębie omawianego obszaru do szczegółowych badań wytypowano dwa stanowiska archeologiczne: Tominy, stan. 6 i Zawada, stan. 14 (rys. 2B, C), rozdzielone wąską doliną Potoku Wyszmontowskiego. W przypadku stanowiska w Tominach stanowiły one kontynuację prac archeologicznych prowadzonych od 2006 r., których wyniki potwierdziły jego wielokulturowy charakter, wskazując przy tym na najintensywniejszy stopień jego zasiedlenia już we wczesnej fazie neolitu (kultura ceramiki wstęgowej rytej), tj. na przełomie VI i V tys. BC, a także w epoce brązu (kultura trzciniecka) i wczesnej epoce żelaza (kultura łużycka), tj. w II i I tys. BC (Szeliga, Zakościelna 2007). Stanowisko w Zawadzie nie było dotąd badane wykopaliskowo. Na jego związek z osadnictwem społeczności wczesnoneolitycznej kultury malickiej (V tys. BC), a także kulturami trzciniecką i łużycką wskazywały liczne materiały zabytkowe zebrane z powierzchni. Powiązanie obu stanowisk z wczesnoneolitycznym horyzontem chronologiczno-kulturowym stanowiło podstawowe kryterium ich wyboru do dalszych, szczegółowych badań geoarcheologicznych.

Dodatkowo badania przeprowadzono w obrębie przydennej partii doliny Potoku Wyszmontowskiego (rys. 1C, D). Ich zasadniczym celem było z jednej strony pozyskanie danych niezbędnych do szczegółowych analiz środowiskowych, z drugiej weryfikacja obecności potencjalnych pozostałości archeologicznych odpowiadających okresowi funkcjonowania obu stanowisk.



Rys. 1. Położenie stanowisk archeologicznych w Tominach i Zawadzie

A, B – na tle regionalizacji fizyczno-geograficznej Polski (wg Solona i in. 2018)

A – granice pomiędzy mezoregionami, B – granice pomiędzy makroregionami

C – na tle mapy geomorfologicznej
1 – wyższy poziom wierzchołiny lessowej, 2 – niższy poziom wierzchołiny lessowej, 3 – izolowane płyty lessowe, 4 – równina moreny dennej, 5 – stare powierzchnie zrównań, 6 – dno doliny rzecznej, 7 – stoki, 8 – punkty wysokościowe, 9 – systemy wąwozowe, 10 – dolinki erozyjno-denuwacyjne, 11 – zagłębienia bezodpływowe, 12 – przełom, 13 – dział wodny

D – na tle mapy utworów powierzchniowych (wg Złonkiewicza 1994, uzupełnione)

holocen: 1 – piaski, mułki rzeczne i torfy, 2 – mułki i piaski deluwialne; zlodowacenie wisty: 3 – lessy; zlodowacenie odry: 4 – piaski pyłowate, 5 – gliny lodowcowe, 6 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 7 – mułki zastoiskowe; górna kreda: 8 – opoki; jura górna: 9 – wapnienie; 10 – sondowania geologiczno-geologiczne

Location of the archaeological sites in Tominia and Zawada

A, B – against physico-geographical regionalization of Poland (acc. to Solon *et al.* 2018)

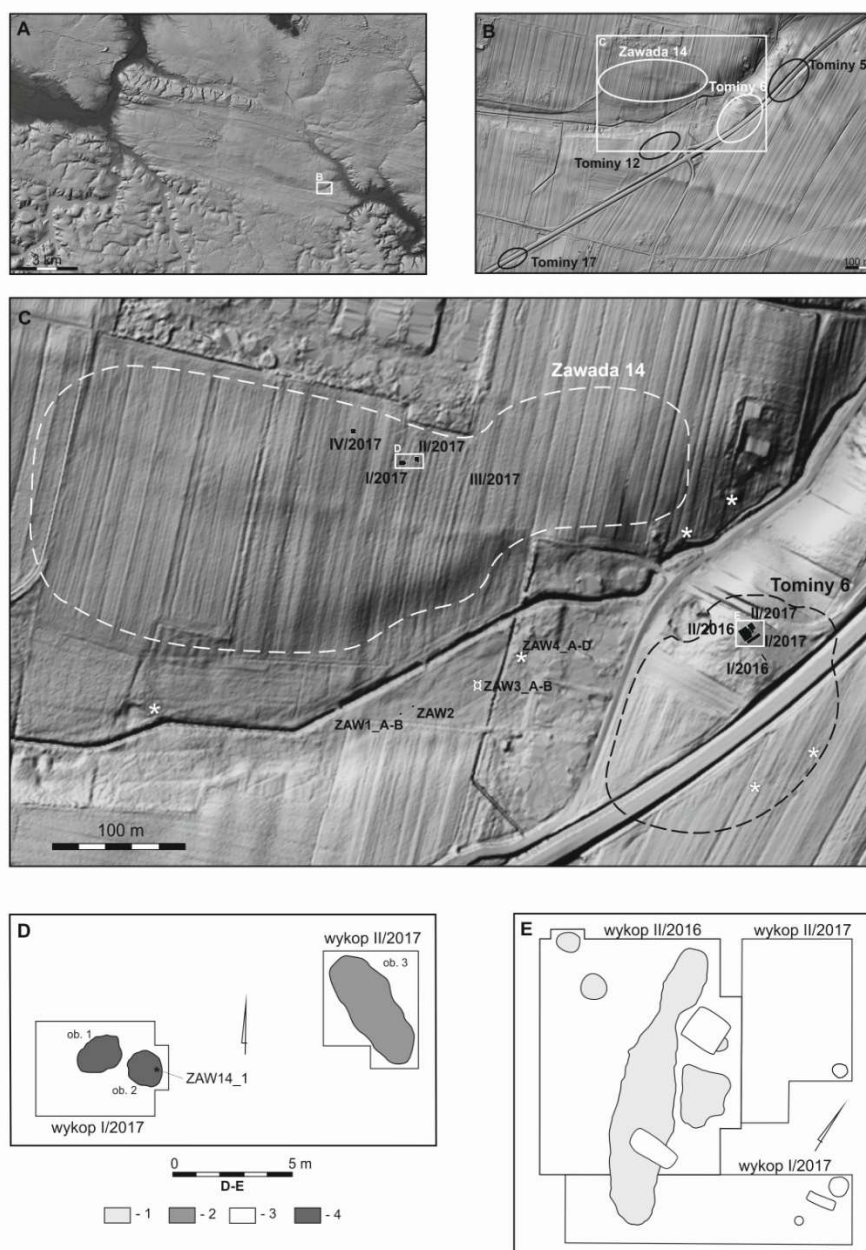
A – borders between mesoregions, B – borders between macroregions

C – against relief map

1 – higher level of loess plateau, 2 – lower level of loess plateau, 3 – isolated loess patches, 4 – moraine plain, 5 – old denudation surfaces, 6 – bottom of river valley, 7 – slopes, 8 – elevation points, 9 – gully systems, 10 – erosion-denudation valleys, 11 – closed depression, 12 – gorge, 13 – watershed

D – against surface rocks (acc. to Złonkiewicz 1994, modified)

Holocene: 1 – sands, muds and peats, 2 – colluvial silts and sands; Weichselian Glaciation: 3 – loess, Saalian Glaciation: 4 – silty sands, 5 – lodgements, 6 – fluvioglacial sands and gravels, 7 – laustrine silts; Upper Cretaceous: 8 – opokas; Upper Jurassic: 9 – limestones; 10 – geological-pedological drillings



Rys. 2. Lokalizacja obszaru badań i stanowisk archeologicznych w Tominach i Zawadzie

A – ogólna lokalizacja obszaru badań w południowo-wschodniej części Przedgórze Iłżeckiego

B – położenie stanowisk Tominy 6 i Zawada 14 na tle rozmieszczenia wzmiankowanych w tekście pozostałych, badanych wykopaliskowo stanowisk archeologicznych w regionie

C – lokalizacja wykopów badawczych oraz sondowań geologiczno-glebowych (oznaczonych symbolem *) w obrębie stanowisk Tominy 6 i Zawada 14 oraz dna doliny Potoku Wyszmontowskiego, na tle modelu rzeźby terenu, z lokalizacją profilu palinologicznego (oznaczonego symbolem □) oraz miejsc poboru próbek do datowania radiowęglowego

D–E – rozmieszczenie i przynależność kulturowa obiektów archeologicznych odkrytych w obrębie stanowisk w Zawadzie (D) oraz Tominach (E)

1 – kultura ceramiki wstęgowej rytej, 2 – kultura malicka, 3 – kultura pucharów lejkowatych; 4 – kultura łużycka

Location of the research area and archaeological sites in Tominy and Zawada

A – general location of the research area at the south-eastern part of the Iłża Foothills

B – location of Tominy 6 and Zawada 14 sites on the background of the other mentioned, excavated archaeological sites in the region

C – location of the research trenches and geological-pedological surveys (marked with *) within the sites Tominy 6 and Zawada 14 and the bottom of the Wyszmontowski Stream valley, on the background of the terrain relief model, with the location of the palynological profile (marked with □) and radiocarbon dating samples

D–E – distribution and cultural affiliation of archaeological features discovered within the sites in Zawada (D) and Tominy (E)
1 – Linear Pottery culture, 2 – Malice culture, 3 – Funnel Beaker culture, 4 – Lusatian culture

Oba stanowiska archeologiczne mają zbliżoną pozycję morfologiczną. Położone są w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej, przechodzącej krótkimi zboczami w dno doliny Potoku Wyszmontowskiego (ciek trzeciego rzędu o długości 8,9 km i średnim spadku koryta 3,2‰; rys. 1C), wciętego erozyjnie w podłoże, głębokość około 10 m (Złonkiewicz 1992). Rzeźba terenu w obrębie zlewni Potoku Wyszmontowskiego (pow. 13,1 km²) jest wyraźnie asymetryczna. Część lewobrzeżna jest znacznie bardziej połoga w stosunku do prawobrzeżnej, co wynika ze zróżnicowania litologicznego utworów powierzchniowych. W północnej części bezpośrednio na powierzchni odsłaniają się gliny zwałowe i piaski lodowcowe zlodowacenia odry, sięgające miąższości do 10 m. Zalegają one na utworach glacialnych stadiu przedmaksymalnego odry oraz sanu, a w górnej części zlewni bezpośrednio na skałach węglanowych środkowej jury. W południowej części zlewni z kolei odrzańskie gliny zwałowe nadbudowane są cienką serią lodowcowych piasków pylastych i mułków tego samego wieku (rys. 1D). Dno doliny Potoku Wyszmontowskiego wypełniają piaski rzeczne zlodowacenia wisły (do 8 m) oraz holocenijskie osady mineralno-organiczne o miąższości do 2 m (Złonkiewicz 1992).

Stan badań archeologicznych

Najwcześniejsze przejawy aktywności ludzkiej na omawianych terenach w neholocen wiążą się z obecnością społeczności kultury pucharów lejokształtnych oraz kultury amfor kulistych w IV i III tys. BC. Pozostałości osadnictwa pierwszej z wymienionych kultur reprezentowane są przez trzy niewielkie osady oraz cmentarzysko szkieletowe odkryte na kilku badanych wykopaliskowo stanowiskach w Tominach (Zakościelna, Wiśniewski 2007; Kadrow, Olejarczyk 2010; Miecznikowski i in. 2013; Szeliga 2017). Znaleźiska związane z kulturą amfor kulistych są znacznie uboższe i reprezentowane jedynie przez pojedyncze obiekty (Kadrow, Olejarczyk 2010) oraz niewielkie zbiory luźnych artefaktów (Szeliga, Zakościelna 2007). Ich mała liczebność i skromny charakter uniemożliwiają określenie faktycznej formy i skali aktywności osadniczej społeczności tej kultury na omawianych terenach. Na możliwość trwałego, choć niewielkiego przestrzennie zasiedlenia poszczególnych stanowisk wskazuje pośrednio udokumentowany źródłowo związek ludności kultury amfor kulistych z masową eksploatacją kopalni krzemienia

pasiastego „Krzemionki” (Sałaciński 1993-1994; Borkowski 1995).

Intensywna działalność wydobywczo-przełomowa była kontynuowana również przez społeczności kultury mierzanowickiej we wczesnej epoce brązu (Budziszewski 1998). Aktywność ta nie znajduje jednak adekwatnego przełożenia na liczebność i zasobność związanych z nią relikwów osadniczych. Zarejestrowane dotąd pozostałości kultury mierzanowickiej reprezentowane są jedynie przez pojedyncze obiekty oraz bardzo niewielkie zbiory artefaktów (Dziurawiec 2010; Kadrow, Olejarczyk 2010; Miecznikowski i in. 2013). Rozwój lokalnej sieci osadniczej nastąpił dopiero w młodszej fazie epoki brązu i wczesnej epoce żelaza w związku z pojawieniem się społeczności kultur trzcinieckiej oraz łużyckiej. Aktualny stan badań wskazuje na istnienie w tym okresie niewielkich przestrzennie i stosunkowo krótkotrwałych osad (Florek 2009). Pozostałości kultury trzcinieckiej są przy tym zdecydowanie mniej liczne i reprezentowane głównie przez luźne materiały zabytkowe (Miecznikowski i in. 2013), a tylko sporadycznie przez trwałe relikw osadowe (Szeliga, Zakościelna 2007). Znacznie liczniejszą grupę stanowią pozostałości związane z grupą tarnobrzeską kultury łużyckiej (Szeliga, Zakościelna 2007; Kadrow, Olejarczyk 2010; Miecznikowski i in. 2013), której społeczności pojawiły się na Przedgórzu Iłżeckim w późnej epoce brązu i rozwijały się do początku okresu lateńskiego, tj. do około 400 BC (Dziurawiec 2010). W końcowej fazie tego okresu na omawiane obszary przybyły grupy ludności kultury pomorskiej. Epizod ten dokumentują skromne dane archeologiczne – ciałopalne cmentarzysko w Wyszmontowie (Pyzik 1963) oraz nieliczne znaleźiska powierzchniowe (Florek 2009).

Pozostałości związane z późniejszymi procesami penetracji i/lub zasiedlenia terenów południowo-wschodniej części Przedgórza Iłżeckiego udokumentowane są przez znacznie mniej liczne znaleźiska. Potwierdzają one tylko sporadyczną obecność grup ludzkich pomiędzy młodszym okresem przedrzymskim, a początkami wczesnego średniowiecza (Zakościelna, Wiśniewski 2007; Florek 2009; Szeliga 2009). Brak diagnostycznych materiałów archeologicznych dla późniejszych okresów wskazuje na dość radykalne i długotrwałe wyludnienie omawianych terenów pomiędzy VII a połową XIII w. W okresie tym osadnictwo koncentrowało się na terenach Wyżyny Sandomierskiej oraz w wąskim paśmie wzdłuż krawędzi doliny Wisły (Florek 2009).

Metody badań

Badania archeologiczne

Badania wykopaliskowe przeprowadzone zostały na stanowiskach w Tominach (stan. 6) i Zawadzie (stan. 14) oraz w obrębie dna doliny Potoku Wyszmontowskiego, przebiegającego pomiędzy nimi. W Tominach badaniami objęty został obszar o łącznej powierzchni 177 m² (wykopy I-II/2016 i I-II/2017) usytuowany w obrębie kulminacyjnej partii wzniesienia (rys. 2C), w pobliżu terenu badanego we wcześniejszych sezonach. Na lokalizację wykopów II/2016 oraz I-II/2017 decydujący wpływ miały odkrycia poczynione w bezpośrednim ich sąsiedztwie w 2009 r., tj. koncentracja obiektów osadowych kultury ceramiki wstęgowej rytej oraz grobów kultury pucharów lejkowatych (Szeliga 2017). Zasadniczym celem podjętych badań było odkrycie kolejnych struktur odpowiadającym tym fazom użytkowania stanowiska. W Zawadzie przeprowadzono je w obrębie czterech wykopów badawczych (I-IV/2017) o niejednorodnych wymiarach i łącznej powierzchni 59,75 m², usytuowanych w kulminacyjnej i stokowej partii wysoczyzny (rys. 2C). Prace w obrębie dna doliny Potoku Wyszmontowskiego zrealizowane zostały za pomocą trzech wykopów o wymiarach 2 x 3 m (ZAW1-2) oraz 1 x 5 m (ZAW3), o łącznej powierzchni 17 m² (rys. 2C).

Rozpoznanie geologiczne

Szczegółowe rozpoznanie geologiczne (z wykorzystaniem wykopów archeologicznych i wierceń; por. rys. 1, 2) przeprowadzono w sąsiedztwie stanowisk Tominy i Zawada, a także w zlewni Potoku Wyszmontowskiego. Wiercenia o niezaburzonej strukturze wewnętrznej osadów wykonano za pomocą przenośnego zestawu wiertniczego z próbnikiem żłobkowym (długość 1 m, średnica 3 cm) i próbnikiem typu Instorf (długość 1,0 m, średnica 5 cm). W sumie wykonano 17 wierceń (rys. 1D, 2C). Wszystkie odwierty były geodezyjnie pozycjonowane z wykorzystaniem odbiornika GPS.

Analizę litofacjalną osadów przeprowadzono zgodnie z ogólnymi zasadami metodycznymi opisanymi przez Mialla (1977, 1978). Uzyskane wyniki posłużyły do odtworzenia warunków depozycyjnych i interpretacji genetycznej postdepozycyjnych struktur deformacyjnych.

Datowania radiowęglowe

Do datowania wykorzystano osiem próbek o największej zawartości materii organicznej z 3 pro-

fili badawczych (kodowanych ZAW1_A-B, ZAW3_A-B, ZAW4_A-D) oraz węgle drzewne ze stanowiska Zawada (kodowane ZAW14_1) (rys. 2C); datowania wykonane zostały w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym. Standardową kalibrację przeprowadzono przy użyciu programu OxCal v.4.2.3. (Bronk Ramsey i in. 2013) oraz krzywej kalibracyjnej IntCal13 (Reimer i in. 2013).

Analizy pedologiczne

Wykonano przeglądowe kartowanie glebowe w otoczeniu stanowisk badawczych, weryfikujące i korygujące granice wydzielen typologicznych zawartych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:5000 (Mapa glebowo-rolnicza 1972). W opisie profili glebowych zastosowano terminologię zgodną z Systematyką gleb Polski (2011). Zawartość materii organicznej (OM) w próbkach glebowych obliczono według reguły: $OM = C_{org} \cdot 1,724$ (Lityński i in. 1976). Ilość węgla organicznego (C_{org}) oznaczono przy użyciu analizatora elementarnego CNS firmy LECO. Zawartość węglanu wapnia oznaczono metodą Scheiblera (Ostrowska i in. 1991).

Analizy palinologiczne

Łącznie przeanalizowano 13 próbek pobranych z profilu wykopu ZAW3 (rys. 2C), charakteryzującego się najwyższą frekwencją i najlepszym stanem zachowania sporomorf, przy najmniejszej domieszce materiału ilastego utrudniającego obróbkę laboratoryjną osadów i analizę mikroskopową próbek. Przygotowanie laboratoryjne próbek objęło macerację za pomocą standardowej metody acetolizy Erdtmanna, po uprzednim usunięciu węglanów (10% HCl), gotowaniu w 3,5% KOH i usunięciu frakcji mineralnej za pomocą 38–40% HF (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa 1986).

Analizę mikroskopową przeprowadzono przy użyciu mikroskopu świetlnego NIKON Eclipse E600 (powiększenie 600 x). Sumę podstawową do obliczeń procentowych stanowiła suma pyłku drzew, krzewów (AP) oraz krzewinek i lądowych roślin zielnych (NAP) z wyłączeniem pyłku roślin wodnych i szuwarowych oraz zarodników *Pteridophyta* i *Bryophyta*. Suma podstawowa wynosiła około 250-300 AP+NAP, a w próbkach o bardzo słabej frekwencji sporomorf – około 120-150 ziaren pyłku i zarodników. Ilustracją wyników jest procentowy diagram pyłkowy, wykonany w oparciu o oprogramowanie POLPAL (Nalepka, Walanus 2003). Podzielono go na jednostki biostratygraficzne tj. lokalne poziomy zespołów pyłkowych (L PAZs).

Wyniki badań

Rozpoznanie archeologiczne

Badania na stan. 6 w Tominach doprowadziły do odkrycia i wyeksplorowania 12 obiektów nieruchomych, związanych z osadą kultury ceramiki wstęgowej rytej oraz cmentarzyskiem szkieletowym kultury pucharów lejkowatych (rys. 2C, E). Relikty osadnicze fazy wczesnoneolitycznej reprezentowane są przez 3 doły posłupowe oraz 3 rozległe jamy budowlane, tzw. glinianki, związane z powstaniem i funkcjonowaniem budowli mieszkalnej o konstrukcji słupowej. Pozostałości powiązane z funkcjonowaniem cmentarzyska kultury pucharów lejkowatych obejmują z kolei trzy groby szkieletowe o konstrukcjach kamiennych, zorientowane na osi E-W oraz zlokalizowane w ich pobliżu trzy doły posłupowe (rys. 2E). W trakcie badań pozyskano również bogaty zbiór materiałów zabytkowych, w tym głównie fragmentów naczyń (1026 egz.). Wśród nich dominującą grupę stanowiły materiały kultury ceramiki wstęgowej rytej (696 egz.; 67,84%) i kultury pucharów lejkowatych (209 egz.; 20,37%). Przewyższały one znacząco udziały fragmentów naczyń pozostałych, młodszych ugrupowań kulturowych, w tym kultury trzcinieckiej i łużyckiej (łącznie 102 fragm.; 9,94%), a także kultury amfor kulistych i kultury mierzanowickiej (łącznie 5 fragm.; 0,49%).

Badania w Zawadzie pozwoliły rozpoznać obszar o powierzchni niespełna 0,6 ara (rys. 2C, D). Podczas eksploracji nawarstwień pozaobiektowych odkryto niezwykle liczny i zróżnicowany zbiór materiałów zabytkowych, obejmujący fragmenty naczyń (8158 fragm.) oraz artefakty krzemienne (2162 egz.) i kamienne (29 egz.). Analiza stylistyczno-technologiczna ceramiki ukazała zdecydowaną dominację ilościową fragmentów naczyń kultury malickiej (5208 fragm.; 63,84%) nad pozostałymi ugrupowaniami kulturowymi, w tym drugim pod względem liczebności zbiorem kultury łużyckiej (803 fragm.; 9,84%). Pozostałe materiały ceramiczne, powiązane z różnymi ugrupowaniami kulturowymi neolitu, epoki brązu oraz średniowieczem i nowożytnością, reprezentowane były przez bardzo niewielkie zespoły, obejmujące od 1 do maksymalnie kilkadziesiąt fragmentów naczyń. Poza bogatym inwentarzem materiałów zabytkowych w trakcie badań odkryto i wyeksplorowano trzy obiekty nieruchome (rys. 2D). Dwa z nich (ob. 1 i 2) zarejestrowane zostały w wykopie I/2017 około 60 cm poniżej współczesnej powierzchni użytkowej pola. Były to niewielkie i płytkie jamy o jednolitym wypełnisku barwy szarobrunatnej, manifestujące się regularnym,

kolistym zarysem w planie i nieckowatym profilem. Analiza stylistyczna materiałów ceramicznych pozyskanych z wypełnisk uzasadnia związek obu obiektów z grupą tarnobrzeską kultury łużyckiej. Wskazuje na to jednoznacznie obecność fragmentów esowatych garnków o intencjonalnie chropowaconych powierzchniach zewnętrznych, zaopatrzonych w pojedyncze rzędy otworków ułożonych poniżej wylewów (rys. 4A–D). Formy te i specyficzne ich zdobienia są diagnostycznym wyróżnikiem wzmiankowanej jednostki kulturowej (np. Czopek 1999). Z obiektu 2 pozyskany został ponadto fragment węgla drzewnego, oznaczony metodą radiowęglową na około 902–801 BC (σ_2 ; tab. 1). Bliska lokalizacja obu obiektów i jednolity zakres stylistycznego zróżnicowania odkrytej w nich ceramiki pozwalają zakładać ich wzajemną współczesność, a także wspólne (bliżej nieokreślone) przeznaczenie gospodarcze. Trzeci z odkrytych obiektów (ob. 3) zarejestrowany został na głębokości około 70 cm w wykopie II/2017 (rys. 2E). Charakteryzował się znacznie większymi rozmiarami (5,03 x 2,08 m), a także wydłużonym, zbliżonym do owalnego zarysem w planie i nieckowatym profilem. Eksploracja wypełniska doprowadziła do odkrycia bardzo licznej zbioru zabytków ruchomych, reprezentowanych przez fragmenty naczyń (676 fragm.) i wytwory krzemienne (152 egz.). Stylistyki zdobnictwa i atrybuty technologiczne materiałów ceramicznych pozwalają na powiązanie obiektu z fazą późnoklasyczną kultury malickiej.

Badania przeprowadzone w obrębie dna doliny Potoku Wyszmontowskiego nie doprowadziły do odkrycia żadnych reliktyw osadniczych związanych z neholoceniem. Podczas eksploracji wykopu I/2017 natrafiono jedynie na pojedynczy fragment dna naczynia kultury pucharów lejkowatych, zalegający bezpośrednio na vistuliańskich piaskach rzecznych, poniżej spągu osadów biogenicznych. Jego obecność w tym miejscu należy wiązać z pobliską osadą tej kultury na stan. 12 w Tominach (Kadrow, Olejarczyk 2010).

Rozpoznanie geologiczne – litofacjalna charakterystyka osadów

Zebrany materiał dokumentacyjny z odsłoneń badawczych i wierceń pozwolił na: (1) określenie miąższości oraz zróżnicowania litofacjalnego osadów w otoczeniu stanowisk badawczych, dających podstawę do skorygowania ich pozycji stratygraficznej oraz do (2) identyfikacji warunków środowiska depozycyjnego, nawiązującego do zmian hydrologicznych w zlewni Potoku Wyszmontowskiego, a pośrednio również do zmian klimatycznych lub/i faz aktywności człowieka.

Tabela 1

Wyniki datowań radiowęglowych z dna doliny Potoku Wyszmontowskiego
oraz stanowiska archeologicznego w Zawadzie

Juxtaposition and calibration of ^{14}C markings obtained from the bottom of the Wyszmontowski Stream valley
and archaeological site in Zawada

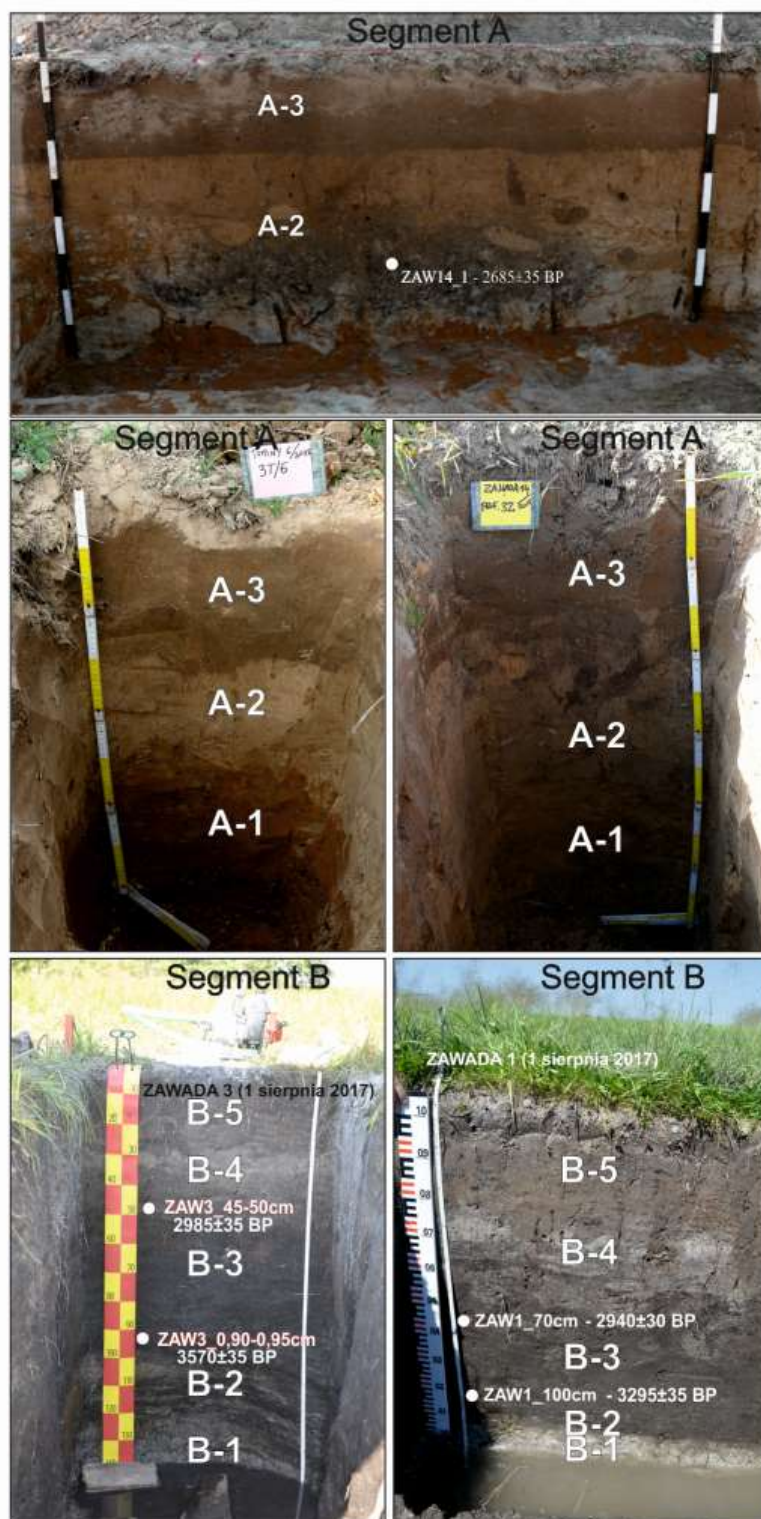
Symbol próbki <i>Symbol of sample</i>	Głębokość [cm] <i>Depth [cm]</i>	Rodzaj próbki <i>Kind of sample</i>	Laboratorium, nr próbki <i>Laboratory number of sample</i>	Wiek ^{14}C [BP] <i>^{14}C data [BP]</i>	Wiek kalibrowany [BC] <i>Calibrated age [BC]</i>	
					zakres 68,2% <i>68.2% probability</i>	zakres 95,4% <i>95.4% probability</i>
ZAW4_A	30	Torf niski dolinny	Poz-97480	2910±30	1188 (3,3%) 1181 1158 (6,0%) 1146 1129 (58,9%) 1045	1209 (95,4%) 1011
ZAW4_B	45	Torf niski dolinny	Poz-97479	3355±30	1686 (68,2%) 1619	1740 (7,7%) 1713 1697 (78,6%) 1602 1585 (8,5%) 1544 1539 (0,6%) 1535
ZAW4_C	60	Torf niski dolinny	Poz-97478	3820±30	2299 (68,2%) 2203	2448 (0,2%) 2446 2436 (1,4%) 2420 2405 (3,5%) 2378 2350 (84,9%) 2193 2177 (5,3%) 2144
ZAW4_D	90	Torf niski dolinny	Poz-97477	4550±40	3366 (22,7%) 3325 3232 (25,2%) 3173 3161 (20,3%) 3118	3485 (1,4%) 3474 3371 (37,2%) 3262 3247 (56,8%) 3100
ZAW1_A	70	Torf niski dolinny	Poz-96755	2940±30	1213 (68,2%) 1111	1257 (0,7%) 1251 1231 (94,7%) 1044
ZAW1_B	100	Torf niski dolinny	Poz-96905	3295±35	1615 (68,2%) 1530	1660 (95,4%) 1499
ZAW3_A	45-50	Torf niski dolinny	Poz-96595	2985±35	1265 (47,7%) 1188 1181 (11,2%) 1158 1146 (9,4%) 1129	1378 (3,9%) 1346 1304 (90,8%) 1109 1099 (0,7%) 1089
ZAW3_B	90-95	Torf niski dolinny	Poz-96579	3570±35	1972 (68,2%) 1882	2026 (84,2%) 1871 1846 (6,6%) 1812 1803 (4,6%) 1777
ZAW14_1	55	Węgiel drzewny	Poz-96204	2685±35	892 (13,4%) 877 847 (54,8%) 806	902 (95,4%) 801

W obrębie obszaru badań (zlewni Potoku Wyszmontowskiego) wyróżniono dwa, zróżnicowane pod względem wiekowym i genetycznym, segmenty litologiczne – oznaczone kodowo jako segment A i segment B (fot. 1)¹.

Na segment A składają się mineralne utwory glacialne ze zlodowacenia odry o miąższości około 10 m, budujące wysoczyznę moreny dennej niemal na całym analizowanym obszarze. Dostępne

do bezpośredniej obserwacji są jedynie stropowe 2,5–3 m tego segmentu z 3 głównymi jednostkami sedymentacyjnymi, odpowiadającymi w kolejności stratygraficznej: diamiktonowi (A-1), masywnym piaskom pylastym (A-2) oraz mułkom masywnym z wyraźnymi oznakami postdepozycyjnej transformacji pedogenicznej – w partii wierzchowinowej, a na stokach również śladami redepozycji (A-3).

¹ Ze względu na zakres tematyczny artykułu szczegółowy opis litofacyjny wraz z interpretacją litogenetyczną ograniczono do neholoceńskiego segmentu B.



fot. M. Szeliga, 2017; J. Chodorowski, 2018, P. Mroczek, 2017

Fot. 1. Zróżnicowanie litofacjalne osadów w otoczeniu stanowisk badawczych

segment A – osady mineralne, segment B – osady organiczne i mineralno-organiczne z zaznaczonymi miejscami poboru próbek do datowania radiowęglowego i uzyskanymi datowaniami BP; szczegółowy opis w tekście

Lithofacial differentiation of sediments in the vicinity of research sites

segment A – mineral deposits, segment B – organic and mineral-organic sediments with selected locations for radiocarbon dating samples and obtained BP dates; a detailed description in the text

Segment B stanowią osady organiczno-mineralne wypełniające dno doliny Potoku Wyszmonrowskiego w jego dolnym, kotlinowatym odcinku (w sąsiedztwie obu stanowisk badawczych), leżącym powyżej wyraźnego przewężenia doliny. Zalegają one na piaskach rzecznych zlodowacenia wisły lub bezpośrednio na węglanowych utworach środkowej jury. Maksymalna ich miąższość, dostępna do badań w odsłonięciach, wynosi 1,5 m. W ich obrębie wyróżnić można 5 zasadniczych jednostek sedymentacyjnych, kodowanych stratygraficznie od B-1 do B-5 (fot. 1). Dolną część segmentu (jednostka B-1), dostępną do obserwacji jedynie w jej stropowym ogniwie (10–20 cm), tworzy masywna gytia wapienna i wapienno-detrytusowa (FCm), o zawartości CaCO_3 równej 82,13%. Od wyżej leżącej jednostki B-2 oddzielona jest ostrą granicą erozyjną. Jednostkę B-2 buduje subhoryzontalnie warstwowana seria organiczno-mineralna o cechach rytmu (miąższość 10–30 cm), nawiązująca przebiegiem do nachylenia dna doliny. Składają się na nią drobnoklastyczne osady mułowo-piaszczyste, przewarstwione silnie zamulonymi utworami organicznymi (Fh, Sh, Ch). Wielkość pojedynczych rytmów wynosi 0,5 do 2 cm. Osady jednostki B-2 przechodzą gradacyjnie w masywne utwory organiczno-mineralne (= torfy dolinne o średniej zawartości OM wynoszącej 32,34%) budujące jednostkę B-3 (30–60 cm). Są silnie spiaszczone i zamulone, z dużą ilością kawałków drewna i skorupki malakofauny (Cm, Sm, Fm). Powyżej ostro zaznaczonej granicy erozyjnej, na jednostce B-3 spoczywa cienka seria utworów mineralno-organicznych (15–20 cm) o słabo zaznaczonym subhoryzontalnym warstwowaniu (Fh, Sh, Ch); buduje ona jednostkę B-4. Stropowe ogniwo segmentu C tworzą masywne utwory organiczno-mineralne (Cm) o miąższości 25–40 cm i średniej zawartości OM równej 13,35% (= torfy dolinne), silnie przekształcone przez procesy pedogeniczne.

Sukcesja osadowa segmentu B stanowi zapis ostatniego – neoholocenijskiego etapu wypełniania i przekształcania doliny Potoku Wyszmonrowskiego. Obecność gytii wapiennej w dolnej części tego segmentu, budującej jednostkę B-1, świadczy o długim okresie względnej stagnacji wody, przy relatywnie wysokim jej poziomie, w obrębie całego kotlinowatego rozszerzenia doliny. Dokumentuje ona tym samym fazę jeziorno-rozlewiskową w jej obrębie, będącą prawdopodobnie konsekwencją korzystnych warunków wilgotnościowych w dłuższym horyzoncie czasowym, bądź/i intencjonalnego podpiętrzenia wody. Ogłowie stropowego odcinka gytii, oraz obecność zale-

gających na niej subhoryzontalnie warstwowanych utworów organiczno-mineralnych jednostki B-2, świadczy o zmianie stylu sedymentacji, poprzedzonej fazą erozji w dolinie. Dynamika procesów erozyjnych, początkowo duża (skutkująca rozmyciem stropowego ogniw jednostki B-1), stopniowo słabła, o czym świadczy stratyfikowana depozycja drobnoklastycznych osadów mineralnych i organicznych (*de facto* była to redepozycja osadów wypełniających pierwotnie górną część dna doliny). Gradacyjne przejście w masywne utwory organiczno-mineralne jednostki B-3 świadczy o stopniowej stabilizacji warunków hydrologicznych, postępującej paludyzacji środowiska, skutkującej rozwojem torfów dolinnych, epizodycznie zamulanych w okresach przepływów powodziowych. Sukcesja utworów organiczno-mineralnych ze słabo zaznaczonym warstwowaniem, budujących jednostkę B-4, stanowi zapis kolejnego etapu erozyjno-depozycyjnego, skutkującego częściowym rozmyciem osadów i intensyfikacją procesów denudacyjnych w zlewni. Geneza jednostki B-5 wskazuje z kolei na ponowną stabilizację warunków hydrologicznych, połączoną z rozwojem torfów dolinnych (1 faza), a następnie na intensywnie zachodzące procesy pedogeniczne (2 faza), przy znacząco obniżanym poziomie wód gruntowych (efekt melioracji).

Rozpoznanie glebowe

Mineralne utwory glacialne budujące segment A stanowią skałę macierzystą gleb płowych typowych i gleb płowych spiaszczonych, gleb brunatnych dystroficznych typowych oraz gleb rdzawych typowych. Gleby płowe typowe i gleby płowe spiaszczone występują głównie w obrębie jednostki A-1. Charakteryzują się następującą budową profilu: Ap-Et-(Bt, BC)-2C lub Ap-Et-BC-C. Ważną cechą badanych gleb płowych jest niejednorodność uziarnienia. Górne poziomy genetyczne gleb płowych typowych mają na ogół uziarnienie pyłów zwykłych podścielonych glinami piaszczystymi lub glinami piaszczysto-ilastymi. W przypadku gleb płowych spiaszczonych są to piaski gliniaste podścielone glinami lekkimi. Odczyn tych gleb jest kwaśny. Analizowane gleby płowe charakteryzują się dobrze wykształconym poziomem orno-próchnicznym Ap o miąższości dochodzącej do 30 cm. Gleby brunatne dystroficzne typowe występują w obrębie jednostki A-1 i jednostki A-2. Mają następującą budowę profilu: Ap-Bw-C lub Ap-BC-2C. Gleby te wytworzone są głównie z piasków gliniastych, które lokalnie mogą być podścielone gliną piaszczystą, gliną lekką lub gliną piasz-

czysto-ilastą. Gleby te wykazują odczyn kwaśny oraz brak węglanów w całym profilu. Skałami macierzystymi gleb rdzawych typowych są utwory mineralne budujące jednostkę A-3. Na badanym obszarze gleby rdzawe typowe mają budowę: Ap-Bv-BC-C. Gleby te wykazują uziarnienie piasków słabogliniastych oraz kwaśny odczyn w całym profilu.

Holocenijskie utwory organiczno-mineralne, tworzące litologiczny segment B, pod względem pedogenicznym stanowią kompleks gleb organicznych węglanowo-limnowych oraz gleb mułowo-glejowych. Jednostce B-1 odpowiada poziom glejowy 2Gc gleby mułowo-glejowej o budowie: AO-Lcm-AO-2Gc. Gleby glejowo-mułowe mają zasadowy odczyn oraz zawierają węglany w całym profilu. Cechą charakterystyczną tych gleb jest występowanie w górnym poziomie mineralno-organicznym AO wytrąceń żelazistych (lub żelazisto-manganowych). Z pedogenicznego punktu widzenia jednostce B-2 odpowiada poziom genetyczny 2Ckg gleby organicznej węglanowo-limnowej o budowie: AO-Ak-AO-Lcm-2Ckg-3Ckg. Gleby organiczne węglanowo-limnowe są glebami węglanowymi o odczynie zasadowym. Gleby te posiadają organiczny poziom mułowy Lcm o miąższości dochodzącej do 70 cm. Poziom genetyczny Lcm odpowiada jednostce B-3. Z pedogenicznego punktu widzenia jednostkom B-4 i B-5 odpowiadają mineralno-organiczne poziomy AO występujące w profilu gleb organicznych węglanowo-limnowych, jak i gleb mułowo-glejowych.

Analiza palinologiczna

W trakcie analizy mikroskopowej próbek z profilu palinologicznego wykopu ZAW3 oznaczono 61 taksonów różnej rangi (gatunek, rodzaj lub rodzina). We wszystkich próbkach bardzo wysoki udział miał pyłek sosny (*Pinus*) oraz turzyc (*Cyperaceae*). Zróżnicowanie pozostałych taksonów wchodzących w skład spektrów pyłkowych pozwoliło na wydzielenie 2 lokalnych poziomów pyłkowych LPAZ, a w każdym z nich 2 podpoziomów (kodowanych a, b). Są to poziomy/subpoziomy (rys. 3):

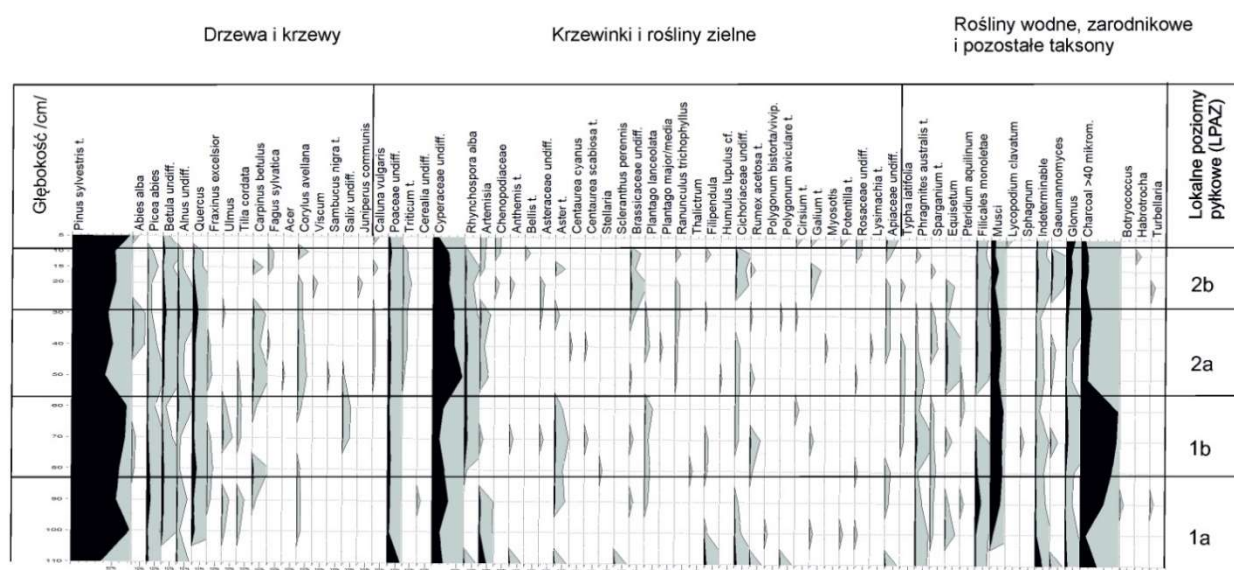
- LPAZ 1 – *Pinus-Picea-Ulmus* (z podpoziomami; starszym – a – Filicales monolet-Musci, i młodszym – b – *Salix-Aster* t. – *Plantago lanceolata*) oraz
- LPAZ 2 – *Pinus-Carpinus-Cyperaceae*, z podpoziomami; starszym a – *Abies-Corylus* i młodszym – b – Brassicaceae-Cichoriaceae.

Krajobraz odtworzony na podstawie spektrów pyłkowych jest krajobrazem wilgotnych łąk (w tym także pastwisk) oraz lasów sosnowych i niewielkich płatów lasów liściastych i mieszanych. O otwartości krajobrazu świadczy wysoki udział NAP (w tym dominacja *Cyperaceae*), a także wysoki udział zarodników Musci. Dwa ostatnie taksony pochodzą ze zbiorowisk torfowisk niskich związanych z doliną rzeczną. Zwraca uwagę także obecność mikrowęgielków, szczególnie obfita na głębokości od 90 do 60 cm. W niedalekim sąsiedztwie stanowiska obecne były zbiorowiska łąkowe. Z nich pochodzi zapewne pyłek m.in. *Thalictrum*, *Galium*, *Filipendula*, *Aster* t., Cichoriaceae, *Potentilla* t., *Myosotis*. Obecny jest pyłek *Plantago lanceolata* wskazujący na występowanie pastwisk, a w poziomie LPAZ 2 ciągła krzywa procentowa *Triticum* świadczy o uprawie pszenicy w pobliżu badanego stanowiska. Pyłek sosny pochodzi z drzewostanów sosnowych. Nie jest możliwe oszacowanie, jaka ich część znajdowała się w sąsiedztwie badanych stanowisk, a jaka część pyłku pochodzi z dalszej odległości, bo lekki i opatrzone workami powietrznymi pyłek sosny bardzo łatwo podlega dalekiemu transportowi w otwartych krajobrazach. Przenoszony jest niejednokrotnie na odległość kilkudziesięciu kilometrów. Spektra pyłkowe z najmłodszych odcinków holocenu zawierają z reguły duże ilości pyłku sosny, podobnie jak spektra profilu ZAW3. Obok sosny występują palinologiczne dowody obecności drzew grądowych (dąb, grab, lipa, buk), a także świerka, jodły i olszy pochodzących z wilgotniejszych zbiorowisk leśnych. Stanowisko było otoczone szuwarem trzcinowym z pałąk szerokolistną i jeżogłówką, a w sąsiedztwie rosły licznie paprocie i mchy.

Interpretacja wiekowa charakteru spektrów pyłkowych prowadzi do wniosku, że sedymentacja osadów biogenicznych rozpoczęła się w neholocenie, ze względu na obecność pyłku *Carpinus* i *Abies* już na głębokości 80 cm. Drzewa te, a zwłaszcza *Abies*, dotarły jako ostatnie drzewa lasotwórcze Polski z ostoi glacialnych. Dodatkowo tę interpretację wiekową wzmacnia obecność pyłku zbóż (niezidentyfikowany gatunek) w próbkach 90 cm.

Chronologia

Zestawienie wyników wszystkich datowań radiowęglowych ze stanowiska Zawada oraz jego otoczenia (dolina Potoku Wyszmontowskiego) prezentowane jest w tabeli 1.



Rys. 3. Procentowy diagram pyłkowy z profilu wykopu ZAW3

Percentage pollen diagram from the profile of trench ZAW3

Dyskusja wyników

Zebrany materiał dokumentacyjny pozwala na określenie głównych faz ewolucyjnych dokonujących się na analizowanym obszarze w okresie ostatnich około 4,8 ka cal BP, nawiązujących do zmian środowiskowych oraz przejawów aktywności człowieka (tab. 2).

Zmiany środowiskowe

Od początku okresu subborealnego (faza SB1 *sensu* Starkel i in. 2013) w środkowym i dolnym odcinku doliny Potoku Wyszmontowskiego funkcjonowało rozległe rozlewisko. Jego wiek sięga prawdopodobnie jeszcze okresu atlantyckiego, a rozwój był przypuszczalnie konsekwencją wyraźnego wzrostu wilgotności (faza AT4?), znaczącego podniesienia poziomu wód gruntowych i ich utrudnionego odpływu, związanego z obecnością naturalnego przewężenia w ujściowym odcinku doliny. W celu retencjonowania wody możliwym wydaje się również wykorzystanie sprzyjających warunków wilgotnościowych do intencjonalnego przetamowania doliny w jej najwęższym, ujściowym odcinku. Podobne przejawy aktywności hydrotechnicznej w dolinach rzecznych w okresie neoholocenu znane są również z innych obszarów Polski (por. Dobrowolski i in. 2010).

Od fazy SB2 następuje wyraźny wzrost aktywności fluwialnej, skutkujący rozmyciem organiczno-mineralnych osadów w górnym odcinku doliny i ich redepozycją w odcinku środkowym i dolnym. Od około 3550 cal BP dynamika procesów erozyjnych wyraźnie słabnie, następuje stabilizacja stosunków wodnych i w konsekwencji powolne zatorfienie dna doliny. Jedynie epizodycznie, w okresach względnego wzrostu wilgotności, zaznaczają się przeplawy powodziowe i spływy powierzchniowe, dostarczające do doliny większą ilość osadów mineralnych.

Wraz ze schyłkiem subboreału kończy się proces paludyzacji dna doliny Potoku Wyszmontowskiego. Wzrost wilgotności na początku okresu subatlantyckiego (faza SA1) skutkuje kolejną intensyfikacją procesów erozyjnych, rozmywaniem osadów w górnym odcinku doliny i wtórną ich depozycją w odcinku środkowym i dolnym. Względna stabilizacja warunków hydrologicznych zaznacza się od początku fazy SA2 (około 1500–1300 cal BP). W dnie doliny akumulowane są osady organiczno-mineralne (bez wyraźnie zaznaczonego warstwowania) o zmiennej zawartości OM w profilu. Wyraźne obniżenie poziomu wód gruntowych w fazie SA3 (uwarunkowane klimatycznie, a następnie pogłębione antropogenicznie w związku z pracami melioracyjnymi) skutkowało postępującym przesuszeniem stropowych części profili glebowych.

Tabela 2

Zbiórce zestawienie zmian warunków środowiskowych oraz aktywności człowieka
na analizowanym obszarze w neholocenie

Environmental changes and human activities in the south-eastern part
of the Iłża Foothills during the Neoholocene

Lata [cal BP] <i>Time intervals [cal BP]</i>	Stratygrafia (za Starkel i in. 2013) <i>Stratigraphy (after Starkel et al. 2013)</i>	Zmiany środowiskowe <i>Environmental changes</i>	Aktywność ludzka <i>Human activity</i>
4850–3700	SB1	Wzrost temperatury i wilgotności. W dolinie rzecznej – wzrost poziomu wody, rozwój dolinnego zbiornika jeziornego, podkreślony depozycją gytii wapiennej i wapienno-detrytusowej.	Intencjonalne podpiętrzenie/przetamowanie wód w dolinie (?). Wzmoczona aktywność wydobywczo- przetwórcza społeczności kultury amfor kulistych i kultury mierzanowickiej, w obrębie wychodni lokalnych krzemieni, a jednocześnie znikoma ich aktywność osadnicza (okresowe penetracje, ewentualnie krótkotrwałe pobyty społeczności obu kultur na omawianych terenach).
3700–2850	SB2	Początkowo wzrost aktywności fluwialnej (faza erozji), a od ca. 3550 cal BP jej wyraźne osłabienie i stabilizacja stosunków wodnych – paludyfikacja dna doliny (rozwój torfów dolinnych), z epizodycznymi powodziowymi oraz wpływami powierzchniowymi. W diagramie pyłkowym obecność glonu <i>Botryococcus</i> i kokonów <i>Turbellaria</i> dokumentuje epizodyczny zbiornik.	Intencjonalne odtamowanie zbiornika (?). Wzrost udziału flory synantropijnej m.in. <i>Plantago lanceolata</i> i <i>Cerealia</i> . Funkcjonowanie niewielkiej osady kultury trzcinieckiej na stanowisku 6 w Tominach, przebiegające prawdopodobnie w dwóch fazach. Koniec osadnictwa kultury trzcinieckiej – ok. 1100 BC. Pomiędzy 1100 a 900 BC brak danych na temat jakiegokolwiek aktywności ludzkiej (hiatus osadniczy?).
2850	SB/SA	Wzrost wilgotności. Koniec sedentacji organicznej w dnie doliny. Wzrost aktywności fluwialnej.	Umowna cezura pojawienia się migrantów grupy tarnobrzeskiej kultury łużyckiej z terenów międzyrzecza Wisły i Sanu, potwierdzona radiowęglowo (tab. 1).
2850–1500	SA1	Początkowo duża aktywność fluwialna z erozyjnym rozcinaniem osadów, powiązana z ich redepozycją w dolnej części doliny, następnie względna stabilizacja warunków hydrologicznych (z okresowymi zwiększonymi przepływami) – akumulacja osadów organiczno-mineralnych.	900–400 BC – funkcjonowanie co najmniej czterech niewielkich osad grupy tarnobrzeskiej kultury łużyckiej (stan. 5, 6 i 12 w Tominach i 14 w Zawadzie). 600–400 BC – słabo udokumentowana obecność ludności kultury pomorskiej. II/I w. BC – pocz. III w. AD – efemeryczna aktywność funeralna (pojedynczy grób całopalny z fazy A2 młodszego okresu przedrzymskiego z Tomin 6) i osadnicza (niewielka osada z zabudową ziemiankową z fazy B2/C1 okresu rzymskiego Tomin 17) ludności kultury przeworskiej.
1500–500	SA2		Stagnacja osadnicza, brak materiałów archeologicznych z tego okresu, z wyjątkiem najstarszej fazy wczesnego średniowiecza (VI–VII w.), reprezentowanych przez nieliczne znaleziska pozaobiektove.
500–do współczesności	SA3	Wyraźne obniżenie poziomu wód gruntowych. W ostatnim okresie przesuszenie stropowych części profili glebowych.	Intensywna eksploatacja rolnicza związana z powstaniem i rozwojem szeregu lokalnych wsi. XIX/XX w. – eksploatacja kamieniołomu w obrębie stan. 6 w Tominach (częściowe zniszczenie stanowiska). XX w. – intensywne zabiegi melioracyjne gruntów rolnych.

Aktywność człowieka

Pozyskane dane zdają się odzwierciedlać wyraźne osłabienie aktywności osadniczej na omawianym terenie pomiędzy środkowym/późnym neolitem a wczesną epoką brązu, tj. pomiędzy schyłkiem kultury pucharów lejkowatych oraz początkiem kultury trzcinieckiej. Wskazują na to, odnotowane na obu stanowiskach, jedynie nieliczne materiały zabytkowe i całkowity brak trwałych relikwów osadniczych związanych z kulturą amfor kulistych oraz kulturą mierzanowicką. Zdać się to wskazywać jedynie na penetrację, ewentualnie krótkotrwałe pobytu społeczności obu ugrupowań kulturowych na omawianym terenie, powiązane przede wszystkim z eksploatacją lokalnych złóż surowców krzemiennych, usytuowanych kilka kilometrów na północ od analizowanych stanowisk. Z drugiej jednak strony, ujawnione w obrębie dna doliny Potoku Wyszmontowskiego ślady wzrostu poziomu wody i rozwoju zbiornika jeziornego w tym okresie, mogłyby być interpretowane jako efekt intencjonalnego podpiętrzenia/przetamowania wód przez społeczności późnoneolitycznych lub wczesnobrązowych kultur archeologicznych. Na obecnym etapie badań brak jest jednak przesłanek co do celowości tego typu działań. Na aktywność rolniczą (gospodarka wypaleniskowa) ugrupowań kultury mierzanowickiej wskazuje pośrednio ujawniona w profilu palinologicznym z wykopu ZAW3 duża koncentracja węgli drzewnych na głębokości 60–90 cm, którym towarzyszyła niewielka zawartość pyłku zbóż (rys. 3). Dane te zdają się odzwierciedlać wciąż niepełny stan rozpoznania archeologicznego analizowanych stanowisk oraz ich najbliższego otoczenia.

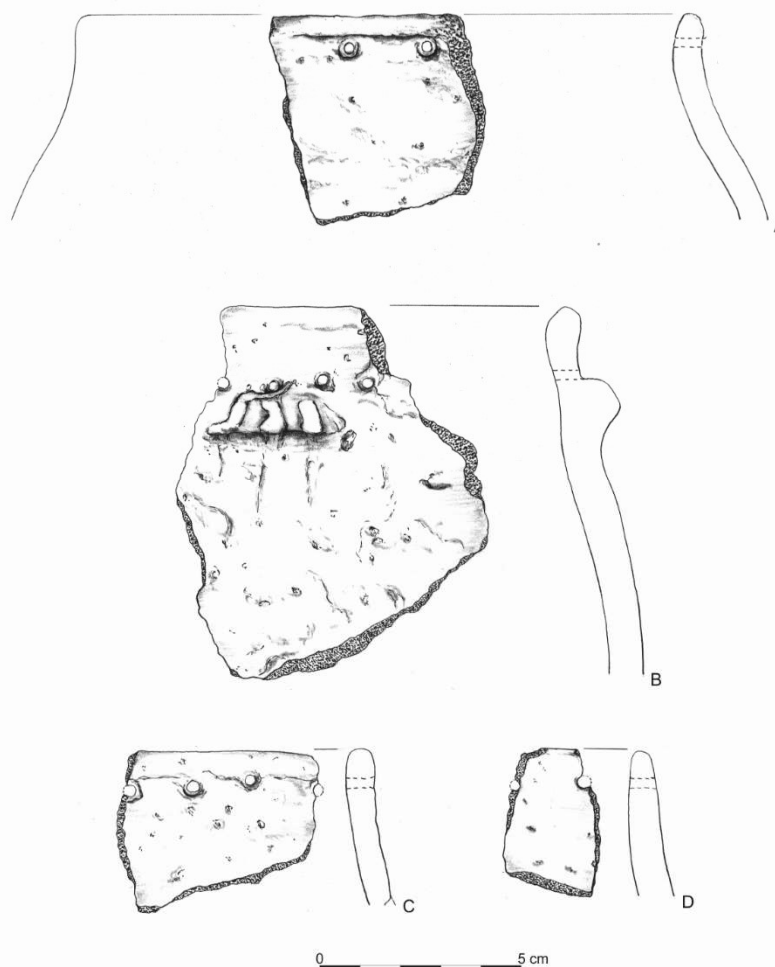
Nieznaczny wzrost aktywności osadniczej nastąpił w epoce brązu w związku z pojawieniem się na omawianych terenach społeczności kultury trzcinieckiej. Pozostałości stałego osadnictwa tej kultury zarejestrowane zostały, jak dotąd, jedynie na stan. 6 w Tominach i reprezentowane są przez kilkanaście obiektów nieruchomych tworzących niewielką koncentrację na południowo-zachodnim skłonie wzniesienia, na którym posadowione jest stanowisko (Szeliga, Zakościelna 2007). Analiza stylistyczno-technologiczna odkrytych w nich materiałów ceramicznych pozwala zakładać istnienie dwóch faz osadniczych tej kultury; starszej, obejmującej materiały fazy klasycznej i poklasycznej, a także młodszej, z materiałami diagnostycznymi dla fazy późnej i schyłkowej (Dziurawiec 2010). Niezależnie od tego, zgromadzone dotąd dane archeologiczne wskazują jedynie na krótkotrwały i mało intensywny charakter osadnictwa kultury

trzcinieckiej w obrębie stanowiska pomiędzy 1750/1700 a 1100 BC. Nieliczne materiały ceramiczne i krzemienne tej kultury, odkryte podczas eksploracji nawarstwień pozaobiektowych w Tominach i Zawadzie, odzwierciedlają przy tym znacznie większą aktywność przestrzenną jej ludności, związaną zapewne z działalnością rolniczą i hodowlaną w bezpośrednim sąsiedztwie osady. Potwierdza to zarejestrowany w profilu ZAW3 wzrost udziału flory synantropijnej w tym okresie (rys. 3), zwłaszcza pyłku *Plantago lanceolata* – wskazującego na istnienie pastwisk oraz *Triticum* – potwierdzającego uprawę pszenicy w pobliżu stanowiska. Nie można wykluczyć, że aktywność rolniczo-hodowlana wiązała się z nieznacznym odlesieniem okolicznych wysoczyzn, pomiędzy 1750 a 1400 BC, prowadzącym do uruchomienia procesów stokowych. Mogą na to wskazywać ślady okresowych spływów powierzchniowych w dnie doliny Potoku Wyszmontowskiego. Zarejestrowany w odsłoniętych profilach wyraźny wzrost aktywności fluwialnej w tym czasie sugeruje ponadto raptowne spłynięcie zbiornika wodnego.

Po zaniku kultury trzcinieckiej na obszarze południowo-wschodniej części Przedgórze Łżeckiego miał miejsce wyraźny regres osadniczy, rozciągający się w przybliżeniu pomiędzy 1100 a 900 BC. Powtórne zasiedlenie tych terenów nastąpiło najpewniej dopiero pod koniec tego okresu i wiązało się z migracją z międzyrzecza Wisły i Sanu społeczności grupy tarnobrzesckiej kultury łużyckiej. Wskazują na to zarówno wyniki analizy stylistycznej materiałów ceramicznych z Tomin (Dziurawiec 2010), jak i data radiowęglowa próby węgla drzewnego z jamy kultury łużyckiej w Zawadzie (tab. 1). Wyniki badań potwierdzają trwały charakter osadnictwa ludności tej kultury w regionie, dokumentując istnienie co najmniej czterech, niewielkich przestrzennie i zapewne krótkotrwałych osad, pomiędzy 900 a 400 BC. Na stan. 6 w Tominach relikty osadnictwa tej kultury koncentrują się, podobnie jak w przypadku kultury trzcinieckiej, głównie na skłonie wzniesienia (Szeliga, Zakościelna 2007). Na znacznie większy zakres przestrzenny aktywności jej ludności zdają się jednak wskazywać pozaobiektywne znaleziska diagnostycznych materiałów zabytkowych, pozyskane poza strefą zwartego osadnictwa. Niewykluczone również, że wiążą się z tym pośrednio ślady wyrażonej intensyfikacji procesów erozyjnych w tym okresie, zarejestrowane w osadach dna doliny Potoku Wyszmontowskiego. Jedną z możliwych przyczyn może być intencjonalne odlesienie (wypalanie) okolicznych wysoczyzn, związane z aktywnością agrarną ludności tej kultury. Przypuszczenia te nie

znajdują jednak dostatecznego potwierdzenia w zgromadzonych danych przyrodniczych, w tym wynikach analiz pyłkowych. Niezależnie jednak od danych biotycznych, istnieją przesłanki natury archeologicznej, uzasadniające związek intensywnej denudacji mechanicznej (antropogenicznej) w regionie z osadnictwem kultury łużyckiej. Wskazuje na to zarejestrowana w obrębie badanych dotąd stanowisk w Tominach i Zawadzie warstwa deluwii

o niejednorodnej miąższości, zaznaczająca się głównie w obrębie ich partii stokowych i charakteryzująca się bardzo dużym nasyceniem materiałami zażytkowymi. Analiza odkrytych w niej artefaktów na stan. 6 w Tominach ukazuje dość sztywne ramy ich chronologiczno-kulturowej przynależności, niewykraczające poza okres rozwoju kultury łużyckiej. Pozwala to na powiązanie zjawisk erozyjnych z aktywnością osadniczą i rolniczą (?) tej kultury.



Rys. 4. Wybór ceramiki grupy tarnobrzezkiej kultury łużyckiej ze stanowiska w Zawadzie

A, D – obiekt 1; B, C – obiekt 2 (rys. K. Gawryjolek-Szeliga)

Selection of ceramic materials of the Tarnobrzeg group of the Lusatian culture from site in Zawada

A, D – feature No. 1; B, C – feature No. 2 (drawn by K. Gawryjolek-Szeliga)

Kultura łużycka rozwijała się na analizowanym terenie do około 400 BC (Dziurawiec 2010), współwystępując w swej końcowej fazie (okres lateński) z allochtoniczną kulturą pomorską. Niestety, przeprowadzone badania nie dostarczyły żadnych nowych danych odnośnie tego okresu i potencjalnej aktywności ugrupowań tej kultury. Nowych materiałów źródłowych nie udało się

pozyskać również w odniesieniu do czasów pomiędzy okresem rzymskim a wczesną fazą średniowiecza. Wyniki starszych badań wskazują na wyraźną i sukcesywnie pogłębiającą się (co najmniej do połowy XIII w.) recesję osadniczą na omawianym obszarze. Wszelkie udokumentowane przejawy aktywności człowieka w młodszym okresie przedrzymskim i rzymskim, a także

wczesnosłowiańskim miały charakter czysto incydentalny. Odnośnie czasów późniejszych, badania obu stanowisk dostarczyły tylko niewielkich ilości mało diagnostycznych materiałów ceramicznych, powiązanych ogólnie z okresem średniowiecza.

Ostatni okres aktywności ludzkiej w neholocenie, udokumentowany danymi geoarcheologicznymi, odpowiada czasom od późnego średniowiecza do współczesności. Jest to okres niewątpliwie największej ingerencji człowieka w środowisko naturalne, w tym pokrywę glebową, w związku z prężnym rozwojem lokalnej sieci osadnictwa od XIV/XV wieku. Największy rozwój tych procesów miał miejsce w XIX i XX w. i wiązał się z jednej strony z intensyfikacją użytkowania rolniczego m.in. wskutek uwłaszczeniu chłopów w II połowie XIX wieku (Kiryk 2009; Szylar 2012), a z drugiej z eksploatacją skał wapiennych prowadzoną w obrębie licznych kamieniołomów. Pozostałości jednego z nich odkryte zostały podczas prac wykopaliskowych w obrębie stan. 6 w Tominach. Istotne zmiany środowiskowe na tym obszarze pociągnęły za sobą również zabiegi melioracyjne (drenaż pól i łąk) w XX w. Doprowadziły one m.in. do obniżenia poziomu wód gruntowych, a w konsekwencji przesuszenia stropowych części profili glebowych. Pozostałości tych zabiegów, w postaci ceramicznych drenów, stwierdzono zarówno w dnie doliny Potoku Wyszmontowskiego, jak i w stokowej partii stan. 6 w Tominach (Szeliga, Zakościelna 2007).

Wnioski

Uzyskane wyniki dostarczają nowych jakościowo danych na temat neholoceńskich zmian aktywności człowieka w południowo-wschodniej części Przedgórza Iłżeckiego i pozwalają na sformułowanie kilku zasadniczych wniosków:

1. W neholocenie nastąpił wyraźny spadek aktywności osadniczej w obrębie południowo-wschodniej części Przedgórza Iłżeckiego, w porównaniu z okresem wcześniejszym (koniec VI – koniec IV tys. BC), związanym z intensywnym osadnictwem społeczności wczesno- i środkowo-neolitycznych.

2. W okresie ostatnich 5 tysięcy lat omawiany obszar stanowił strefę częstych penetracji społeczności różnych kultur archeologicznych, podejmowanych m.in. w związku z eksploatacją lokalnych złóż krzemieni. Tylko niektóre z nich stworzyły trwałe struktury osadnicze, oparte na gospodarce rolniczo-hodowlanej.

3. W całym analizowanym okresie czytelnym jest zaledwie kilka epizodów niezbyt intensywnego i na ogół krótkotrwałego osadnictwa, rozdzielonych dłuższymi okresami recesji, a nawet przerwy osadniczej (1100–900 BC). Dwa najważniejsze z nich, najlepiej udokumentowane, odpowiadają epoce brązu i wczesnej epoce żelaza i są związane z kulturą trzciniecką oraz tarnobrzeską grupą kultury łużyckiej.

Uzyskane wyniki wskazują na konieczność kontynuowania badań geoarcheologicznych na omawianym obszarze. Kluczową kwestię stanowi pozyskanie nowych materiałów źródłowych i oznaczeń radiowęglowych odnośnie epoki brązu i wczesnej epoki żelaza oraz związanych z nimi ugrupowań kulturowych. Są one niezbędne dla szczegółowej korelacji danych archeologicznych i środowiskowych, zwłaszcza w kontekście zarejestrowanych w diagramie pyłkowym śladów aktywności rolniczej i hodowlanej oraz potencjalnych zabiegów hydrotechnicznych w obrębie dna doliny Potoku Wyszmontowskiego.

Podziękowania

Badania finansowane były ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na realizację projektu nr 2015/19/B/HS3/01720.

Literatura

- Berglund B., Ralska-Jasiewiczowa M. 1986. Pollen analysis and pollen diagrams. W: B.E. Berglund (ed.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and palaeohydrology*. John Willey & Sons, Chichester: 455-484.
- Borkowski W. 1995. Krzemionki mining complex. Deposit management system. Państwowe Muzeum Archeologiczne, Zespół do Badań Pradziejowego Górnictwa, Warszawa.
- Bronk Ramsey C., Scott M., van der Plicht H. 2013. Calibration for Archaeological and Environmental Terrestrial Samples in the Time Range 26-50 ka cal BP. *Radiocarbon* 55(4): 2021-2027.
- Budziszewski J. 1998. Świętokrzyski Okręg Pradziejowej Eksploatacji Krzemieni w dobie kultury trzcinieckiej. W: A. Koško, J. Czebreszuk (red.) „Trzciniec” – system kulturowy czy interkulturowy proces? Wyd. Poznańskie, Poznań: 285-299.
- Budziszewski J. 2008. Stan badań nad występowaniem i pradziejową eksploatacją krzemieni czekoladowych. W: W. Borkowski, J. Libera, B. Sałacińska, S. Sałaciński (red.) *Krzemień czekoladowy w pradziejach*. Wyd. UMCS, Warszawa-Lublin: 33-106.

- Czopek S. 1999. *Pradzieje Polski południowo-wschodniej*. Wyd. WSP w Rzeszowie, Rzeszów.
- Dobrowolski R., Pidek I.A., Gołub S., Dzieńkowski T. 2010. Environmental changes and human impact on Holocene evolution of the Horodyska river valley (Lublin Upland, East Poland). *Geochronometria* 35(1): 35-47.
- Dziurawiec B. 2010. Osadnictwo z epoki brązu i wczesnej epoki żelaza na stanowisku 6 w Tominach. Maszynopis pracy magisterskiej, Wydział Humanistyczny, Instytut Archeologii UMCS, Lublin.
- Florek M. 2009. Osadnictwo pradziejowe i średniowieczne Ożarów i okolic. W: F. Kiryk (red.) *Ożarów. Dzieje miasta i gminy*. Oficyna Wyd.-Druk. „Secesja”, Kraków: 25-53.
- Kadrow S., Olejarczyk P. 2010. ‘Cord’ ornaments on Funnel Beaker Culture pottery at Tominy, site 12. *Baltic-Pontic Studies* 15: 135-145.
- Kiryk F. 2009. W epoce staropolskiej. W: F. Kiryk (red.) *Ożarów. Dzieje miasta i gminy*. Oficyna Wyd.-Druk. „Secesja”, Kraków: 55-187.
- Kosmowska-Suffczyńska D. 1972. Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego w Górach Świętokrzyskich (Pasma Jeleniowskie-Dolina Kamiennej). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 42,1: 93-104.
- Lityński T., Jurkowska H., Gorlach E. 1976. Analiza chemiczno-rolnicza. Przewodnik metodyczny do analizy gleby i nawozów. PWN, Warszawa.
- Mapa glebowo-rolnicza. 1972. Mapa glebowo-rolnicza 1:5 000 z aneksem. Gromada: Janików, powiat: Opatów. Kielce: Wojewódzkie Biuro Geodezji i Urzędów Rolnych.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13(1): 1-62.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. W: A.D. Miall (red.) *Fluvial sedimentology* 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary: 597-604.
- Miecznikowski Z., Sałaciński S., Sałacińska B. 2013. Osadnictwo neolityczne i wczesnobrązowe w okolicy Tomin, pow. opatowski. *Wiadomości Archeologiczne* 64: 97-136.
- Mojski J.E. 2005. Ziemia polska w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Nalepka D., Walanus A. 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica* 43(1): 125-134.
- Ostrowska A., Gawliński S., Szczubiałka Z. 1991. Metody analizy i oceny właściwości gleb i roślin. Instytut Ochrony Środowiska, Warszawa.
- Pyzik Z.W. 1963. Materiały archeologiczne z powiatów opatowskiego i sandomierskiego. *Rocznik Muzeum Świętokrzyskiego* 1: 91-116.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years Cal BP. *Radiocarbon* 55(4): 1869-1887.
- Sałaciński S. 1993-1994. Krzemionki 1984-1992. *Wiadomości Archeologiczne* 53: 19-29.
- Schild R. 1971. Lokalizacja prahistorycznych punktów eksploatacji krzemienia czekoladowego na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Folia Quaternaria* 39: 1-61.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Kraż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91: 143-170.
- Starkel L., Micheczyńska D., Krapiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40: 1-21.
- Systematyka gleb Polski. 2011. *Roczniki Gleboznawcze* 62,3.
- Szeliga M. 2008. Kontynuacja badań wykopaliskowych na wielokulturowym stanowisku 6 w Tominach, pow. opatowski, w latach 2006-2007. *Archeologia Polski Środkowowschodniej* 10: 9-27.
- Szeliga M. 2009. Przyczynek do badań nad kulturą przeworską z młodszego okresu przedrzymskiego na północnym przedpołu Wyżyny Sandomierskiej. W: H. Taras, A. Zakościelna (red.) *Hereditas praeteriti. Additamenta archaeologica et historica dedicata Ioanni Gurba Octogesimo Anno Nascendi*. Wyd. UMCS, Lublin: 285-291.
- Szeliga M. 2017. The First Chronometric Markings of the Late Stage of the LPC in the Northern Foreland of the Sandomierz Upland. *Analecta Archaeologica Ressorviensia* 12: 431-447.
- Szeliga M., Zakościelna A. 2007. Wstępne sprawozdanie z ratowniczych badań wykopaliskowych na wielokulturowym stanowisku 6 w Tominach, pow. opatowski, w 2006 roku. *Archeologia Polski Środkowowschodniej* 9: 9-23.
- Szyłar A. 2012. Mieszkańcy Ożarowszczyzny w XIX w. i ich aktywność gospodarcza. *Zeszyty Sandomierskie* 34: 40-46.
- Zakościelna A., Wiśniewski T. 2007. Sprawozdanie z badań ratowniczych na wielokulturowym stanowisku 17 w Tominach, pow. opatowski, w 2006 roku.

- Archeologia Polski Środkowowschodniej* 9: 25-26.
- Złonkiewicz Z. 1992. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Ożarów. Wyd. PIG, Warszawa.
- Złonkiewicz Z. 1994. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Ożarów. Wyd. PIG, Warszawa.

Summary

Interdisciplinary geoarchaeological studies were conducted within and around two multicultural archaeological sites in Tominy and Zawada (the south-eastern Iłża Foothills), in the immediate vicinity of the northern edge of the Sandomierz Upland loess cover. The specificity of the geographical location and features of the Iłża Foothills' natural conditions make it a key area for resolving an important archaeological and historical problems related to human activity both in the Neoholocene and earlier. Among the most important of them are: the identification of the cultural affiliation of communities residing in these areas, the chronological framework of their functioning, and the nature and degree of intensity and durability of the associated settlement processes. The main objective of the research was to provide a comprehensive reconstruction of anthropogenic activity in the analysed area in the last circa 5,000 years, along with the identification of all its conditions, both at the chronological-cultural and the environmental level. In addition to the archaeology, the applied earth-sciences methods included: detailed geological diagnosis with determination of sediments' lithology, radiocarbon dating, palynological and pedological analyses. The results allowed the course and scale of the local cultural phenomena and related settlement processes between the late Neolithic and present to be determined.

The main phases of the environmental evolution in the analysed area in the last ca. 4.8 ka cal BP were determined, referring to environmental changes and manifestations of human activity. From the beginning of the Subboreal period (SB1 phase) in the middle and lower part of the Wyszmontowski Stream valley, there was an extensive floodplain, possibly connected with the groundwater level rising and its outflow being impeded by the presence of a natural narrowing in the upper, estuary section of the valley. It is very likely that the human groups inhabiting this area have used these favourable wetness conditions for valley slicing in order to retain water.

The increase in fluvial activity (SB2 phase) resulted in the elution of organic and mineral sediments in the upper section of the valley. From approx. 3550 cal BP, the dynamics of erosion processes clearly decreased, which led to the slow peating of the valley bottom. However, flood and diluvial flows occur episodically.

At the beginning of the sub-Atlantic period (SA1 phase), the increase in wetness results in another intensification of erosion processes, the elution of sediments in the upper section of the valley and their redeposition in the middle and lower sections. In soil profiles, there were traces of the groundwater level lowering in phase SA3, presumably conditioned by climate and then deepened as a result of drainage works.

Human activity changes, reconstructed on the basis of the results from Tominy and Zawada, complement and partially verify the existing findings on human activity in the south-eastern part of the Iłża Foothills in the Neoholocene. The decreasing of the settlement activity between the middle/late Neolithic and early Bronze Age is clearly visible, i.e. in the period between the end of the Funnel beaker culture and the beginnings of the Trzciniec culture. There are very few historical materials and no permanent settlement objects related to the Globular Amphora culture and the Mierzanowice culture.

A slight increase in settlement activity took place in the Bronze Age and was related with emergence of the Trzciniec culture community (two hypothetical settlement phases). The collected archaeological data indicate only the evanescent and not very intense character of this culture settlement within the site in Tominy, in the general range between 1750–1700 and 1100 BC. Agricultural exploitation of the areas in the immediate vicinity of the settlement could be associated with a slight deforestation of the surrounding uplands leading to the initiation of slope erosion processes. This may be indicated by the remains of periodic diluvial flows recorded in the bottom of the Wyszmontowski Stream valley. The distinct increase in fluvial activity recorded in the exposed sections at the initial stage of the discussed period also suggests intentional restoration of the water reservoir's patency.

After the disappearance of the Trzciniec culture in the area of the south-eastern Iłża Foothills, there was a clear settlement regression between 1100 and 900 BC, after which the area was re-populated as a result of the migration of communities identified with the Tarnobrzeg group of the Lusatian culture, originating from the inter-Vistula and

San rivers areas. This is indicated by the results of stylistic analysis of Tominy ceramic materials, as well as radiocarbon dating of charcoal from the Lusatian culture feature in Zawada. In Tominy, relics of the discussed culture settlement have also been discovered outside the dense settlement zone, which may be related to the intensification of erosion processes in this period that was recorded in the Wyszmontowski Stream valley bottom. The intentional deforestation (firing) of the surrounding uplands (associated with the agrarian activity of this culture population) may be one of their possible causes. There are archaeological justifications for connecting intensive slope erosion with the Lusatian culture settlement. This is indicated by the diluvial layer previously recorded at the sites in Tominy and Zawada, which has an uneven thickness and is marked mainly within the sites' slope parts and characterised by a very high-density occurrence of artifacts.

The Lusatian culture developed on the analysed area up to around 400 BC, in its final phase (pre-Roman period) co-occurring with the allochthonous Pomeranian culture. The presented research in Zawada and Tominy did not provide any new source data referring either to this period or to the scope of these culture groups' potential activity, nor to later times, between the Roman period and the Early Medieval period. The analysis of the overall source data acquired during the previous research, seems to indicate a distinctive – and at

the same time – deepening settlement recession in the discussed areas, beginning with the disappearance of the Lusatian culture settlement, up to the mid-fourteenth century, with incidentally only marked human activity in the younger pre-Roman and Roman, as well as early Slavonic periods. Regarding the later times, studies of both sites provided only a small amounts of little diagnostic ceramics, which in general were associated with the Medieval period and Modernity.

The last documented by the geoarchaeological data period of human activity in the Neoholocene corresponds to the times from the late Middle Ages to the present day. Undoubtedly this is the period of the greatest human interference in the natural environment (including in the soil cover) and is related to the intensive agricultural and industrial exploitation (stone quarry exploitation) of the discussed areas as a result of the dynamic development of the local settlement network from the 14th/15th century. Significant environmental changes also resulted from the drainage system (in the fields and meadows) constructed in this area in the 20th century. They led, among others, to the groundwater level lowering, and consequently to desiccation of the tops of soil profiles. The remains of these treatments were found in the form of a ceramic pipes in the bottom of the Wyszmontowski Stream valley and in the slope part of site 6 in Tominy.

ZRÓŻNICOWANIE ZAWARTOŚCI PIERWIASTKÓW ŚLADOWYCH W OSADACH TORFOWISK WOLBROM I OTRĘBOWSKIE BRZEGI ODZWIERCIEDLENIEM WPLYWU ANTROPOPRESJI

**Variability of trace element concentrations in deposits of the Wolbrom
and Otrębówskie Brzegi peatlands: a reflection of an anthropogenic impact**

FATIMA PAWEŁCZYK*, DANIEL OKUPNY**, ADAM MICHCZYŃSKI*

Zarys treści. W artykule zaprezentowano analizę geochemiczną profili torfowych z dwóch torfowisk, położonych w Polsce Południowej, dokumentujących przedział czasowy od okresu atlantyckiego (od 4900 BC Wolbrom i od 4200 BC Otrębówskie Brzegi) do czasów współczesnych. Jej wyniki poddano analizie statystycznej z użyciem programu PAST, celem porównania badanych torfowisk pod względem wpływu działalności człowieka oraz położenia w różnych zlewniach, z uwzględnieniem przeprowadzonych wcześniej analiz botanicznych, datowania radiowęglowego i ołowiem-210 oraz analizy składu izotopowego Pb. Koncentracja pierwiastków w badanych profilach torfowych zależała od rodzaju osadu i była mocno zróżnicowana, wahając się w przedziale od wartości niskich, zbliżonych do lokalnego tła geochemicznego, aż do ekstremalnie wysokich (w szczególności w przypadku metali ciężkich, takich jak cynk i ołów). Przeprowadzona analiza porównawcza pozwoliła na zaobserwowanie synchronicznego zapisu lokalnych, jak i regionalnych zmian składu chemicznego w dwóch torfowiskach, różniących się lokalizacją, litologią i rodzajem torfu.

Słowa kluczowe: torf, pierwiastki śladowe, stabilne izotopy ołowiu, antropopresja, Polska Południowa

Abstract. A geochemical analysis was conducted on peat cores from two peatlands in Southern Poland that cover a time span from the Atlantic period (from 4900 BC in Wolbrom and from 4200 BC in Otrębówskie Brzegi) to modern times. The results were subjected to a statistical analysis using PAST software. The analysis was conducted taking into account previous botanical analyses, radiocarbon dating and lead-210 dating. The aim was to compare these two study sites in terms of their locations in different basins and anthropogenic activity. Elemental concentrations in the tested peat profiles were dependent on sediment type and their values range between very low (close to geochemical background values) and extremely high – especially in the case of heavy metals, like zinc and lead. The comparative analysis showed a synchronous record of local and regional changes of chemical composition in the two peatlands, which vary in terms of location, lithology and type of peat sediment.

Key words: peat, trace elements, stable lead isotope, anthropogenic activity, Southern Poland

Wprowadzenie

Osady biogeniczne stanowią bardzo ważną składową obiegu pierwiastków w przyrodzie. Osady torfowe, powstające w wyniku biochemicznych i strukturalnych przemian obumarłych szczątków roślinności bagiennej, charakteryzują się zróżnicowanym składem chemicznym (Bojakowska, Lech 2008; Rydelek 2011). W warunkach naturalnych, niezaburzonych przez działalność człowieka, skład i ilość pierwiastków śladowych, gromadzących się w osadach biogenicznych, są uzależnione

od kilku czynników. Do najważniejszych z nich zalicza się litologię podłoża oraz warunki hydroklimatyczne panujące w zlewni zbiornika akumulacji biogenicznej (Borówka 2007). Pierwszy z wymienionych czynników decyduje o składzie chemicznym dopływających wód powierzchniowych i gruntowych, drugi zaś przejawia się w bilansie wodnym torfowiska oraz przebiegu procesów wietrzenia i uruchamiania poszczególnych pierwiastków.

Analizy profili osadów biogenicznych pokazują, że naturalne warunki środowiskowe i procesy sedymentacyjne panujące w przeszłości mogły

* Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mail: fatima.pawelczyk@polsl.pl, adam.michczynski@polsl.pl

** Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: daniel.okupny@up.krakow.pl

powodować wyższą koncentrację niektórych metali w powstałych wówczas osadach, niż w utworach współczesnych. Przyczynami tego może być silna bioakumulacja cynku przez brzozę i wierzbę karłowatą (Fortescue 1980) oraz dostawa i tworzenie się minerałów żelaza (goethyt, piryt, syderyt, wiwianit), miedzi (chalkopiryt, kowelin) i cynku (smitsonit, wurcyt) (Shotyk 1988). Z drugiej strony wielokrotnie wykazywano zróżnicowanie koncentracji wybranych metali w zależności od typu torfu. Zdecydowanie wyższe stężenie pierwiastków śladowych jest dokumentowane w torfach niskich, zasilanych przez wody gruntowe lub przepływowe, najniższe zaś dla osadów torfowisk ombrotroficzných, zasilanych wyłącznie przez wody opadowe (Kwiatkowski 1971; Malawska, Wilkomirski 2004; Bojakowska, Tołkanowicz 2015; Pawłowski i in. 2016). Należy jednak pamiętać, że specyfika gospodarki wodnej torfowisk wysokich, determinuje występowanie oligotroficzných zbiorowisk mszarnych lub leśnych, wysoki średni stopień przyrostu autochtonicznej materii organicznej oraz powoduje dobrą czytelność zatrzymywanych pyłów, które są nawiewane na torfowisko (Horawski 1962; Żurek 1987). Z tego powodu badania z wykorzystaniem danych geochemicznych dla profili torfowisk wysokich, dokumentujących obecność osadnictwa oraz działalność gospodarczą na danym terenie, są coraz bardziej popularne w paleoekologii (Shotyk 1996; Coggins i in. 2006; Mighall i in. 2009; Słowiński i in. 2016).

W pracy przedstawiono porównanie wyników przeprowadzonych przez autorów badań dwóch torfowisk z obszaru Południowej Polski – Wolbrom koło Olkusza i Otrębowskie Brzegi koło Jabłonki, których wyniki częściowo już opublikowano (Pawełczyk i in. 2017, 2018, w druku). Badania te obejmowały analizę geochemiczną makroszczątków roślinnych i datowania radiowęglowe oraz ołowiowe. Szczegółowe wyniki wymienionych wyżej analiz oraz składu izotopowego ołowiu wykorzystane zostały do określenia rodzaju wpływu działalności człowieka, jaka miała miejsce na badanych obszarach od połowy holocenu, określenia źródeł zanieczyszczenia ołowiem, a także rekonstrukcji zmian paleośrodowiskowych. Celem niniejszego opracowania jest porównanie zapisu zmian składu chemicznego osadów w obydwu torfowiskach, ze szczególnym uwzględnieniem metali ciężkich. Została przeprowadzona ich statystyczna analiza w kontekście położenia w różnych zlewniach oraz działalności człowieka od czasów prehistorycznych aż do współczesnych. Przyjęta hipoteza badawcza zakładała, że w badanych torfowiskach, ze względu na różnice wynikające z ich położenia,

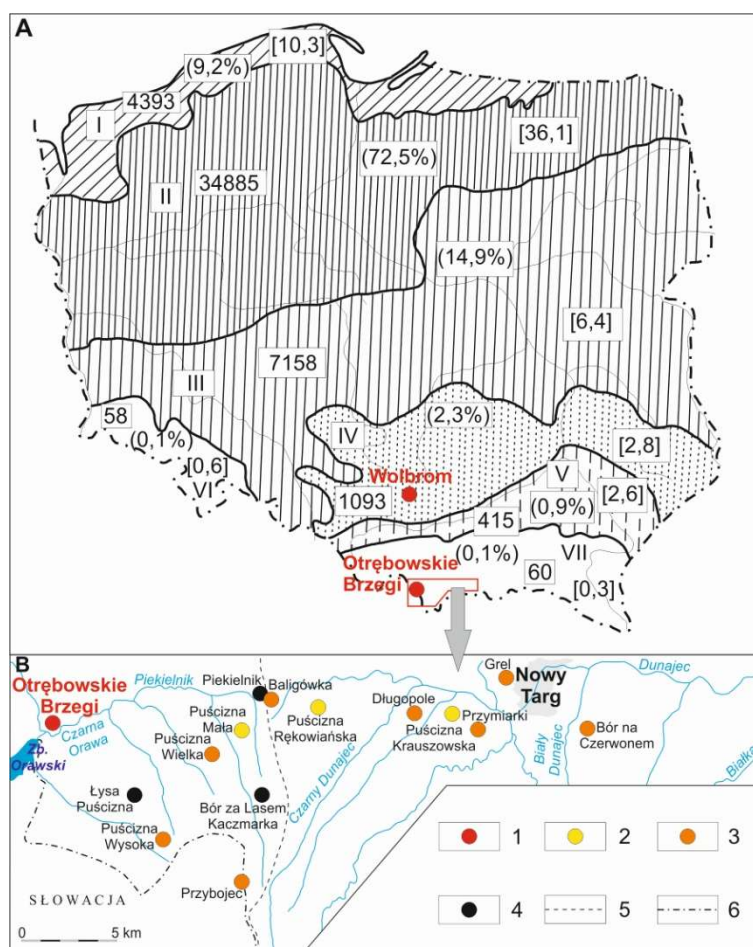
ekspozycji na zanieczyszczenia antropogeniczne, a także odmiennego typu osadu, zapis geochemiczny będzie znacznie się różnił.

Charakterystyka stanowisk badawczych

Torfowiska Wolbrom i Otrębowskie Brzegi będące przedmiotem badań położone są w południowej Polsce, charakteryzującej się jednym z najniższych wskaźników zatorfienia w skali całego kraju (rys. 1). Z syntezy dotyczącej rozmieszczenia i charakteru torfowisk dokonanej przez Żurka (1987) wynika, że obszar ten ma względnie wysoki odsetek złóż torfów wysokich i przejściowych w ogólnej liczbie złóż. W przypadku Wyżyny Śląsko-Krakowskiej wartość ta waha się w szerokim przedziale od 5 do 60%, a w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej przekracza 60%.

Torfowisko Wolbrom położone jest w południowo-wschodniej części miasta (o takiej samej nazwie), na wysokości około 380 m n.p.m., w obniżeniu zwanym Bramą Wolbromską, która łączy Wyżynę Śląską z Wyżyną Miechowską (Gilewska 1972). Torfowisko znajduje się na obszarze wododziałowym Białej Przemyśi i Szreniawy, w odległości kilkunastu km od Olkusza, ważnego ośrodka górniczo-hutniczego (Godzik, Woch 2015). Z badań przeprowadzonych przez Obidowicza (1976) wynika, że misę torfowiska cechuje obecność kilku przegłębień, w których maksymalna miąższość osadów organicznych wynosi około 5 metrów. Badania palinologiczne wykazały, że początek sedentacji torfu należy wiązać ze starszym dryasem (Latałowa 1976). Pobrane do szczegółowych badań geochemicznych rdzeń zlokalizowany jest w środkowej części torfowiska, w miejscu dawnych ombrogenicznych zbiorowisk z klasy *Oxycocco-Sphagnetia*. Wskutek prac melioracyjnych znacznie obniżył się tam poziom zwierciadła wody, a sama powierzchnia ekosystemu została sztucznie zalesiona olszą czarną i brzozą karłowatą.

Z kolei torfowisko Otrębowskie Brzegi położone jest w zachodniej części Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, na południowy zachód od Jabłonki, na wysokości około 620 m n.p.m. Obszar ten stanowi jedyne w Karpatach rozległe obniżenie śródgórskie, w którym podczas holocenu powstały liczne torfowiska niskie i wysokie. W świetle najnowszych wyników badań w wielu stanowiskach udokumentowano osady jeziorne, podścielające torfy. Pod względem zajmowanej powierzchni zdecydowanie dominują torfowiska typu wysokiego (1546,5 ha), na które przypada 64,2% powierzchni wszystkich



Rys. 1. Lokalizacja badanych torfowisk

A. Położenie torfowisk na tle mapy liczebności w podstawowych typach rzeźby terenu Polski (wg Żurek 1987)
 I – pobrzeża młodoglacjalne; II – pojezierza młodoglacjalne; III – niziny staroglacjalne; IV – wyżyny; V – kotliny podkarpaccie; VI – Sudety; VII – Karpaty; 4393 – liczba torfowisk; (9,2%) – procent ogólnej liczby torfowisk; [10,3] – liczba torfowisk na 100 km²
 B. Lokalizacja torfowisk wysokich w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej
 1 – stanowisko badawcze; 2 – torfowiska wysokie opracowane geochemicznie; 3 – torfowiska w trakcie opracowania pod kątem wieku i geochemii osadów; 4 – pozostałe torfowiska wysokie; 5 – europejski dział wodny; 6 – granica państwa

Location of the studied sites

A. Location of sites and the number of mires in various landscapes in Poland (acc. to Żurek 1987)
 I – young glacial seashores; 2 – young glacial lake district; III – old glacial plains; IV – uplands; V – Carpathian basins; VI – Sudetes; VII – Carpathians; 4393 – number of mires; (9,2%) percentage of general number of mires; [10,3] – number of mires per 100 km²
 B. Location of raised peat bogs in the Orava-Nowy Targ Basin
 1 – research site; 2 – raised peat bogs geochemical analyzed; 3 – peatlands during the chronology and geochemistry analysis; 4 – others raised peat bogs; 5 – European Watershed; 6 – state border

torfowisk rozmieszczonych w polskiej części Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (Lipka, Zajac 2014). Początkowo badania torfowisk w tym rejonie dotyczyły zróżnicowania złóż torfu oraz zmian szaty roślinnej i paleogeografii (m.in.: Dyakowska 1928; Koperowa 1962; Wójcikiewicz 1979). Dopiero w ostatnich latach zwrócono uwagę na geochemiczny zapis działalności człowieka w osadach torfowisk wysokich w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej (Hołyńska i in. 1998; Fiałkiewicz-Kozieł

i in. 2011, 2018). Z punktu widzenia geochemii osadów badanego torfowiska ważne jest, że pierwszy okres użytkowania badanego obszaru należy wiązać z gospodarką myśliwsko-zbieracką oraz późniejszym zasiedleniem dolin rzecznych w epoce brązu i żelaza (Łagydin 1984; Rydlewski, Valde-Nowak 1984). Kolejną formą gospodarczej aktywności jest eksploatacja żelazistych skał fliuszowych. Początek rozwoju hutnictwa żelaza przypada na XV wiek i należy wiązać go z powstaniem

wsu Hucisko po północnej stronie Babiej Góry (Jost 2004). Pobrano do szczegółowych analiz profil znajduje się w północnej części torfowiska, w pobliżu przekroju stratygraficznego wykonanego przez Lipkę i Zajac (2014).

Material i metody badań

W wyniku szczegółowego kartowania torfowisk przy użyciu laski holenderskiej, określono przestrzenny zasięg osadów biogenicznych oraz zlokalizowano miejsca do poboru rdzeni o nienaruszonej strukturze (50°22,636'N, 19°46,870'E – profil W3 i 49°27,771'N, 19°39,278'E – profil JB-1). Przy pomocy próbników torfowych Wardeenaar (Wolbrom) oraz Instorf (Otrębowski Brzegi) pobrano dwa rdzenie, oznaczone odpowiednio symbolami: W3 (1,06 m) oraz JB-1 (3,21 m). Rdzenie zostały podzielone na odcinki o długości od 0,5 do 2 cm, w zależności od zróżnicowania litologicznego osadów. Dla 84 próbek oznaczono zawartość materii organicznej LOI (*Loos on ignition*) – metodą strat prażenia w piecu muflowym w temperaturze 550°C. W Laboratorium Geochemicznym Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego przeprowadzano szczegółową analizę geochemiczną. Tok postępowania laboratoryjnego obejmował roztwarzanie popiołu na mokro w mikrofalowym mineralizatorze Speedwave firmy Berghof oraz oznaczenie metodą spektrometrii absorpcji atomowej (AAS Solaar 969 firmy Unicam) pierwiastków o wymowie paleogeograficznej (Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na) oraz pierwiastków śladowych (Ni, Cr, Cu, Pb i Zn). Ponadto wykonano łącznie 25 datowań radiowęglowych oraz 22 datowania metodą ołowiową, na podstawie których zbudowano modele wiek-głębokość badanych torfowisk. Datowania przeprowadzono w Laboratorium Radiowęglowym Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Dodatkowo na Wydziale Inżynierii Środowiska i Geodezji Uniwersytetu Rolniczego w Krakowie przeprowadzono analizy makroszczątków botanicznych dla obydwu torfowisk oraz na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego wykonano analizę palinologiczną rdzenia z Otrębowskich Brzegów. Dla badanych rdzeni przeprowadzono również pomiary izotopów stabilnych ołowiu – preparatykę wykonano na Wydziale Geologii Uniwersytetu w Liege, natomiast właściwe pomiary zostały wykonane na Wydziale Nauk o Ziemi i Środowisku Wolnego Uniwersytetu Brukselskiego w Belgii. Szczegółowe wyniki powyższych badań przed-

stawione zostały w publikacjach Pawełczyk i in. (2017, 2018, w druku).

W niniejszej pracy wyniki koncentracji wybranych składników litogeochemicznych (Pb, Zn, K oraz LOI) przedstawiono w postaci wykresów pionowych na osi czasu oraz jako wartości środkowe (mediana), minimalne i maksymalne dla wszystkich pierwiastków z obydwu badanych torfowisk z podziałem na osady powierzchniowe oraz osady z części profili pozbawionych wpływu zanieczyszczeń antropogenicznych (tzw. osady poziomu referencyjnego/odniesienia). Na wykresie tym, ze względu na bardzo duże różnice uzyskanych wartości, zastosowano skalę logarytmiczną. W rezultacie możliwe jest odczytanie procentowej zmiany wielkości lub relacji pomiędzy nimi dla oznaczonych cech geochemicznych. Do oszacowania stopnia wzbogacenia w pierwiastki śladowe powierzchniowych osadów biogenicznych wykorzystano tzw. współczynnik wzbogacenia EF (*Enrichment factor*). Przy obliczeniu wskaźnika EF wykorzystano wartości lokalnego tła geochemicznego, obliczonego z kolei jako mediana wyników składu chemicznego osadów poziomu odniesienia. Jako czynnik normalizujący wybrano koncentrację potasu, gdyż zawartość tego pierwiastka jest dobrze skorelowana z uziarnieniem osadów oraz z obecnością minerałów ilastych i glinokrzemianów (Rydelek 2013).

Ponadto w celu redukcji liczby zmiennych oraz określenia struktury w związkach między zmiennymi zastosowano analizę składowych głównych PCA (*Principal Components Analysis*) dla zestawu 12 zmiennych geochemicznych. W celu określenia zasadności stosowania analizy czynnikowej wykorzystano test sferyczności Bartletta, który pozwolił zweryfikować hipotezę zerową, że macierz korelacji jest macierzą jednostkową ($H_0: R=I$), co oznacza, że wszystkie współczynniki korelacji są równe zero. Stopień adekwatności macierzy korelacji zmierzono za pomocą współczynnika Kaisera-Mayera-Olkina (KMO) (Stanisz 2007). Liczbę składowych uwzględnianych w dalszej analizie wybrano na podstawie kryterium Kaisera, zgodnie z którym analizuje się składowe, których wartość własna jest większa od 1. Uwzględniając występowanie wartości badanych zmiennych w różnych jednostkach, analizę składowych głównych przeprowadzono dla danych zestandaryzowanych. Do uporządkowania i interpretacji wyników analiz geochemicznych wykorzystano program PAST – Paleontological Statistics (Hammer i in. 2001).

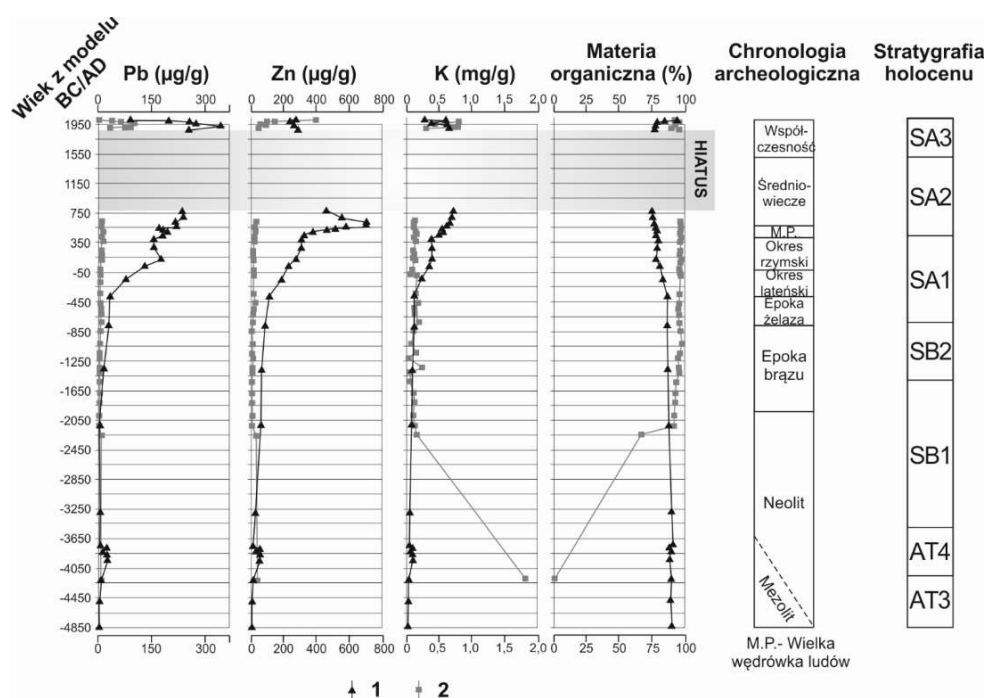
Wyniki badań i dyskusja

Torfowisko Wolbrom

W oparciu o wyniki analiz profilu W3 dokonano rekonstrukcji zmian środowiskowych jakie zaszły w okresie ostatnich ~7000 lat (Pawełczyk i in. 2017, 2018). Zgodnie z klasyfikacją stopnia замуlenia osadów organicznych zaproponowaną przez Okruszko (1976) tylko jedną próbkę, z głębokości 12 cm, należy zaliczyć do torfu słabo замуłonego, pozostałe próbki zaś do torfów niezamulonych. W profilu osadów wypełniających badane torfowisko dominują słabo i średnio rozłożone torfy niskie, turzycowiskowe (*Magnocaricioni*; H 30–50%), średnio rozłożone torfy mechowiskowe (*Bryalo-Parvocaricioni*; H 40%), średnio rozłożone torfy turzycowe (*Cariceti*; H 40–45%) oraz cienka wkładka torfu wysokiego mszystego o średnim stopniu rozkładu (H 40%). Analiza składu chemicznego osadów torfowych wykazuje jego duże zróźnicowanie i wyraźny zapis wpływu działalności antropogenicznej na ten ekosystem (rys. 2). Warto zwrócić uwagę, że w przypadku osadów powierzchniowych (głębokość od 59 do 0 cm) zanotowano większą rozpiętość dla wszystkich oznaczonych składników litogeo-

chemicznych oraz niższą średnią wartość dla materii organicznej, sodu, wapnia i magnezu (rys. 3).

Maksymalne koncentracje metali śladowych w osadach powierzchniowych udokumentowano dla Zn (715 µg/g) oraz Pb (347,8 µg/g). Średnia koncentracja pozostałych pierwiastków śladowych w przypadku osadów powierzchniowych oscyluje pomiędzy wartościami 6 µg/g dla Ni, poprzez 12 µg/g dla Cr do 14 µg/g dla Cu. Z tego właśnie powodu wskaźniki EF dla tych metali nie przekraczają lub bardzo rzadko są wyższe od wartości 1, wskazując jednocześnie ich naturalną (teryogeniczną) dostawę do torfowiska (rys. 4). W przypadku wskaźnika wzbogacenia Pb udział próbek z wartościami zaliczanymi do umiarkowanego poziomu zanieczyszczenia przekracza nieco 88%, a dla znaczącego poziomu zanieczyszczenia wynosi 7,6%. Dla Zn zanotowano podobny procent liczby próbek umiarkowanie zanieczyszczonych (tj. 86,4%), przy braku próbek silnie zanieczyszczonych. Maksymalne koncentracje oznaczonych pierwiastków śladowych są zbliżone do średnich wartości udokumentowanych przez Kosińskiego i in. (1994) w torfach położonych na terenie Nowej Huty w Krakowie.

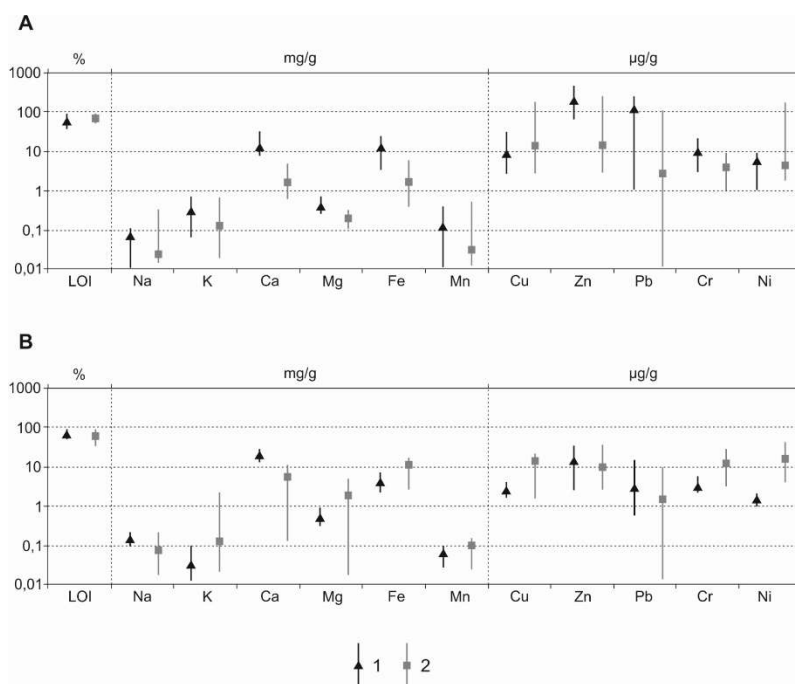


Rys. 2. Zmiany koncentracji wybranych pierwiastków w profilach W3 i JB-1, przedstawione na skali czasu na tle chronologii archeologicznej oraz stratygrafii holocenu wg Starkla i in. (2013)

1 – osady z Wolbromia, 2 – osady z Otrębowskich Brzegów

Changes in the concentration of selected elements in W3 and JB-1 profiles, showed on a timescale in relation to archeological periods and chronostratigraphy of the Holocene after Starkel *et al.* (2013)

1 – deposits from Wolbrom, 2 – deposits from Otrębowski Brzegi

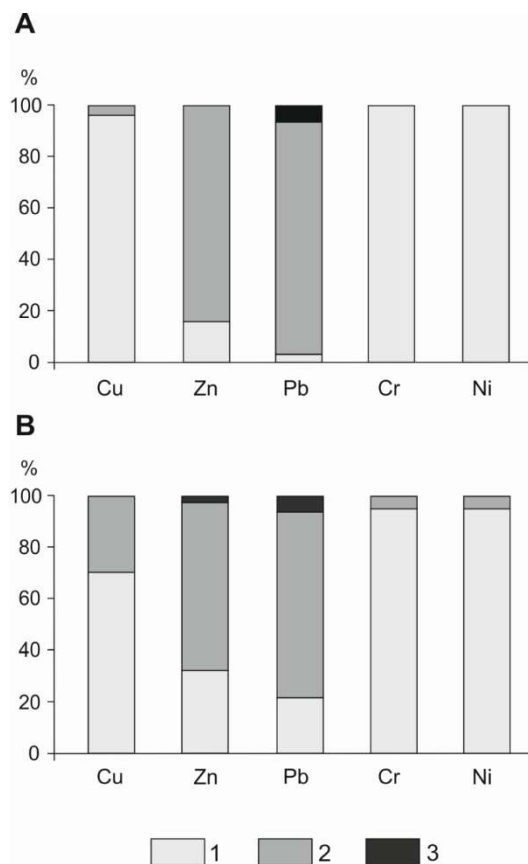


Rys. 3. Koncentracja oznaczonych składników litogeochemicznych (mediana, minimum i maksimum) w osadach powierzchniowych (A) i referencyjnych (B) dla stanowisk Wolbrom i Otrębowskie Brzegi

1 – osady z Wolbromia, 2 – osady z Otrębowskich Brzegów

The lithochemical element concentrations (median, minimum and maximum) in surface (A) and reference sediments (B) from Wolbrom and Otrębowskie Brzegi sites

1 – deposits from Wolbrom, 2 – deposits from Otrębowskie Brzegi



Rys. 4. Stopień zanieczyszczenia osadów torfowych w oparciu o wskaźnik wzbogacenia (EF) dla stanowisk Wolbrom (A) oraz Otrębowskie Brzegi (B)

1 – brak zanieczyszczenia ($EF < 1$), 2 – umiarkowany poziom ($EF 1-5$), 3 – znaczący poziom ($EF > 5$)

Degree of pollution of peat deposits based on enrichment factor (EF) for Wolbrom (A) and Otrębowskie Brzegi (B) sites

1 – no pollution ($EF < 1$), 2 – medium degree ($EF 1-5$), 3 – significant degree ($EF > 5$)

Torfowisko Otrębowskie Brzegi

Udokumentowane w spągu osady jeziorne (głównie gytia organiczna i węglanowa) dowodzą, że badany ekosystem powstał w rezultacie zładowienia zbiornika wodnego. Na profil złożonych powyżej torfów składają się: średnio rozłożony torf niski olchowy (*Alneti*; H: 40–50%), słabo rozłożony torf przejściowy mszarno-turzycowy (*Sphagno-Cariceti*; H: 20–30%) oraz słabo rozłożony torf mszarowy wysoki (*Ombro-Sphagniomi*; H: 10–30%). Pod względem geochemicznym analizowany profil wykazuje wyraźną dwudzielność. W części spągowej (poniżej 2,0 metrów) osady zawierają domieszkę materii mineralnej, która stanowi nawet ponad 40% masy osadów jeziornych i nieznaczną koncentrację pierwiastków śladowych (rys. 2). Powyżej 2,0 metrów aż do poziomu terenu osady torfowe zdominowane są przez materię organiczną rzędu 90–98% przy jednoczesnych wahaniami koncentracji Pb i Zn. Oprócz wahań krótkookresowych wyraźna tendencja wzrostowa zawartości wymienionych wyżej pierwiastków śladowych świadczy o narastającym wpływie działalności człowieka w ostatnich 2 tysiącach lat. Wynik datowania radiowęglowego dla próbki torfu niskiego, zalegającego bezpośrednio na osadach jeziornych wskazuje, że sedentacja autochtonicznej materii organicznej na torfowisku Otrębowskie Brzegi została zapoczątkowana w okresie atlantyckim – około 4200 BC, sugerując jednocześnie funkcjonowanie zbiornika jeziornego we wczesnym i środkowym holocenie (Pawełczyk i in. w druku).

Generalnie w osadach badanego torfowiska zakres wartości koncentracji oznaczonych pierwiastków jest większy niż w złożu Wolbrom (rys. 3). Prawdopodobnie ta dotyczy zarówno osadów referencyjnych (głębokość od 322 do 204 cm), jak i utworów powierzchniowych (głębokość od 204 do 0 cm). Jedynie próbkę torfu niskiego z głębokości 285 cm należy zaliczyć do torfu słabo zamulonego, podczas gdy pozostałą część profilu buduje złożo torfu niezamulonego. W przypadku osadów referencyjnych maksymalną koncentrację udokumentowano dla Ni (52,7 µg/g), Zn (43,9 µg/g) oraz Cr (38,2 µg/g). Maksymalne wartości koncentracji dla pierwiastków śladowych w osadach powierzchniowych udokumentowano nie tylko dla wymienionych wyżej metali, ale także dla Cu (rys. 3). Struktura obliczonych wskaźników wzbogacenia (rys. 4) wykazuje duże podobieństwo z osadami torfowiska Wolbrom. Dla Cu, Cr i Ni najwięcej próbek zaklasyfikowanych zostało do osadów niezanieczyszczonych, zawierających wartości koncentracji w granicach naturalnego tła geochemicz-

nego. Największy udział osadów umiarkowanych i silnie zanieczyszczonych dotyczy Pb, jest to odpowiednio 71% oraz 8% całej populacji badanych próbek z tego profilu.

Analiza składowych głównych

Wyniki przeprowadzonej analizy składowych głównych przedstawiono w tabeli 1. Na jej podstawie dla torfowiska Wolbrom wyodrębniono trzy czynniki wyjaśniające zmienność koncentracji w badanych torfach aż w 91,6%. Czynniki PC1 odpowiada za 67,2% wariancji, największy wkład w jego wyjaśnienie mają K, Fe, Pb, Zn, Cr (ze znakiem plus) oraz materia organiczna i Ca (ze znakiem ujemnym). Czynniki PC2 obejmuje głównie Mn i Mg oraz – ze względnie wysokimi wartościami ładunków czynnikowych – Cu i Zn. W czynniku PC3 zostały zgrupowane Mg i Na, których podwyższone wartości udokumentowano w próbkach z podwyższonym udziałem materii mineralnej. Obliczone wartości testów potwierdzają zasadność wykorzystania analizy czynnikowej w ocenie związków między zmiennymi geochemicznymi. Pełny opis analizy dla torfowiska Wolbrom przedstawiono w publikacji Pawełczyk i in. (2018), zaś stratyfikację geochemiczną w oparciu o pionową zmienność wydzielonych składowych głównych przedstawiono na rysunku 5.

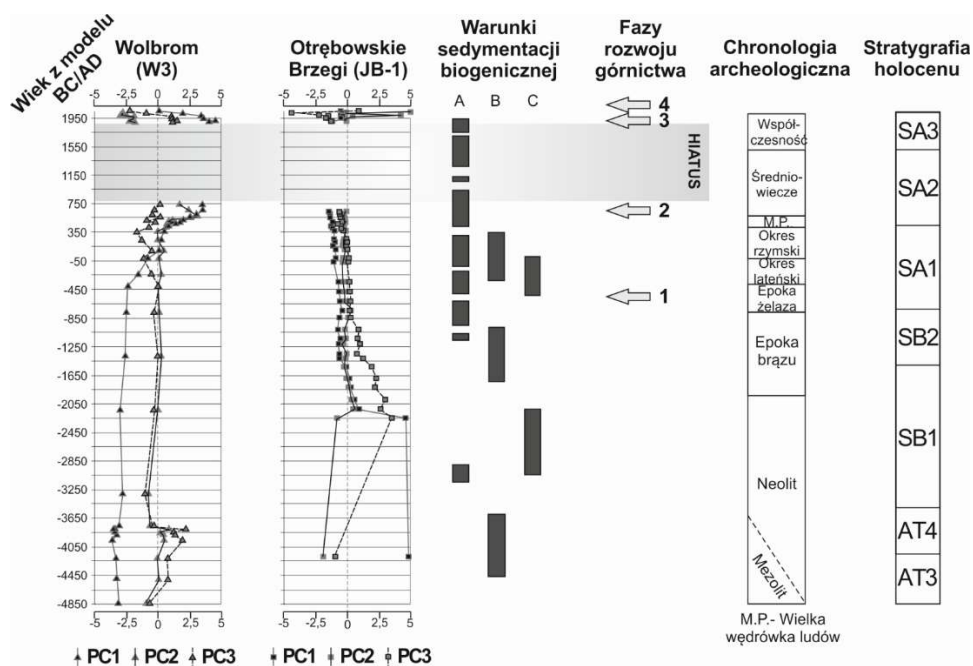
W toku analizy czynnikowej dla torfowiska Otrębowskie Brzegi zidentyfikowano 12 składowych głównych, z których w oparciu o kryterium Kaisera, wybrano trzy pierwsze, wyjaśniające łącznie 77,3% wariancji (tab. 1). Obliczone wartości testów dowodzą o umiarkowanej podstawie do zastosowania analizy czynnikowej dla wyników składu chemicznego badanego profilu. Wartość współczynnika KMO co prawda przekracza 0,5, nie mniej jednak zdaniem niektórych badaczy zaleca się przyjęcie wyższego wyniku (np. 0,7) jako wartości progowej (por. Stanisław 2007). Pierwsza składowa główna (PC1) jest silnie dodatnio skorelowana z Na, K, Mg oraz Fe. Czynniki ten wyjaśnia zaledwie 37,5% wariancji, czyli niemal dwukrotnie mniej niż pierwsza składowa wyróżniona na podstawie składu chemicznego osadów z Wolbromia. W czynniku PC2, który odpowiada za 24,1% wariancji, zostały zgrupowane Mn, Zn i Ni, których podwyższone wartości udokumentowano na głębokościach skorelowanych ze zmianami litologicznymi osadów. Czynniki PC3 odpowiada za 15,6% wariancji, a największy wkład w jego wyjaśnienie mają Ca (ze znakiem plus) oraz Pb (ze znakiem ujemnym).

Tabela 1

Korelacja zmiennych geochemicznych z trzema pierwszymi głównymi składowymi
(czcionką pogrubioną wyróżniono najsilniejsze związki korelacyjne)

Correlation of geochemical variables with three first components (the strongest correlations marked in bold)

Pierwiastek <i>Element</i>	Torfowisko Wolbrom <i>Wolbrom mire</i>			Torfowisko Otrębowskie Brzegi <i>Otrębowskie Brzegi raised bog</i>		
	Czynnik PC1 <i>Factor PC1</i>	Czynnik PC2 <i>Factor PC2</i>	Czynnik PC3 <i>Factor PC3</i>	Czynnik PC1 <i>Factor PC1</i>	Czynnik PC2 <i>Factor PC2</i>	Czynnik PC3 <i>Factor PC3</i>
LOI	-0,87	-0,34	-0,05	-0,85	0,42	0,12
Na	-0,76	0,04	0,52	0,67	0,29	-0,28
K	0,97	0,17	0,01	0,81	-0,31	0,33
Ca	-0,83	0,37	-0,14	0,11	0,19	0,86
Mg	-0,32	0,57	0,71	0,90	-0,31	-0,11
Fe	0,91	0,09	0,24	0,82	-0,29	0,32
Mn	0,48	0,74	-0,21	0,37	0,73	0,43
Cu	0,73	-0,61	0,12	0,31	0,54	-0,21
Zn	0,79	0,51	-0,21	0,39	0,83	-0,21
Pb	0,97	-0,03	0,13	-0,10	0,10	-0,61
Cr	0,98	0,03	0,13	0,64	-0,42	0,39
Ni	0,89	-0,31	0,21	0,58	0,75	0,04
Wyjaśniona wariancja w % <i>Percent of the variance</i>	67,2	15,8	8,6	37,5	24,1	15,6



Rys. 5. Wykresy wartości składowych głównych na tle warunków sedimentacji osadów biogenicznych i faz rozwoju górnictwa rud Zn-Pb w południowej Polsce

A – fazy wysokiego poziomu wody na torfowisku Puścizna Wielka (Krapiec i in. 2016); B – fazy wzrostu tempa sedimentacji osadów torfowych w Polsce (Starkel i in. 2006; 2013); C – fazy wysokiego poziomu wody w jeziorach w Polsce (Starkel i in. 2006; 2013); fazy rozwoju górnictwa opracowano na podstawie: Cabała, Sutkowska (2006), Godzik, Woch (2015), Cabała (2009)

The values of principal components on the background of conditions of biogenic sedimentation and phases of Zn-Pb ores mining in Southern Poland

A – phases of high water level in the Puścizna Wielka peatland (Krapiec *et al.* 2016); B – phases of increase of sedimentation rate of peat sediments in Poland (Starkel *et al.* 2006; 2013); C – phases of high water level in lakes in Poland (Starkel *et al.* 2006; 2013); phases of mining development have been compiled on the basis of: Cabała, Sutkowska (2006), Godzik, Woch (2015), Cabała (2009)

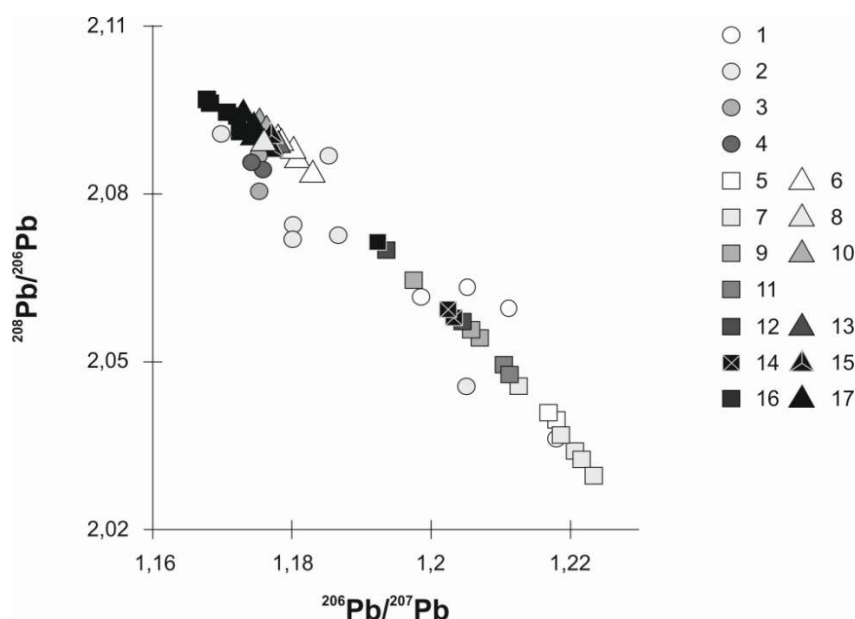
Uwarunkowania zróźnicowania składu chemicznego osadów torfowych

Naturalny charakter środowiska geochemicznego osadów biogenicznych pobranych z torfowisk w Wolbromiu oraz Otrębowskich Brzegach wiązać należy z budową geologiczną ich zlewni. W przypadku torfu ze złoża w Wolbromiu, które rozwinęło się na obszarze występowania skał węglanowych oraz lessów, udokumentowano wyraźnie niższą rozpiętość koncentracji pierwiastków. Przyczyną tego może być małe zróźnicowanie składu chemicznego powierzchniowej budowy geologicznej w bezpośrednim otoczeniu torfowiska (Salminen 2005). Z kolei skład chemiczny torfu ze złoża w okolicach Jabłonki, które rozwinęło się na granicy płaszczowiny magurskiej zbudowanej z fliszu oraz depresji Orawy z osadami rzecznyymi i namułami gliniastymi, wykazuje dużo większy zakres pomiędzy minimalną a maksymalną zawartością poszczególnych metali. Znajduje to potwierdzenie w bardziej zróźnicowanej litologii osadów biogenicznych, począwszy od gytii węglanowej, poprzez torf niski do wysokiego. Zmiany te wynikają z położenia torfowiska w peryferyjnej części niskiej terasy nadzalewowej oraz poboczniczy stożka napływowego Czarnego Dunajca, która jest dźwigana tektonicznie (Baumgart-Kotarba 1992). Niezależnie od różnic w składzie chemicznym badanych utworów podobny rozkład zawartości oznaczonych pierwiastków obserwowany jest dla torfów niskich i przejściowych z terenu Polski (Maksimow 1965; Kwiatkowski 1971; Bojakowska, Lech 2008).

Wpływ czynników antropogenicznych na skład chemiczny osadów torfowych wyraża się wzrostem koncentracji pierwiastków śladowych oraz litofilnych. Przedstawione na rysunku 2 zmiany koncentracji Zn i Pb w skali czasu dla obydwu torfowisk odzwierciedlają ślady działalności człowieka na obszarze Polski Południowej w przeszłości (Jost 2004; Pasieczna 2008; Woch 2015). Gwałtowny wzrost zawartości K wyznacza zmiany natężenia denudacji w otoczeniu badanych torfowisk i koreluje się z intensywną wycinką lasów na potrzeby rozwijającego się osadnictwa w okresie rzymskim zapisaną w licznych diagramach palinologicznych tego regionu (Koperowa 1962; Latałowa 1976; Latałowa, Nalepka 1987; Obidowicz 1992; Rybniček, Rybničková 2002; Kołaczek i in. 2010; Pawełczyk i in. w druku). Wyniki analizy geochemicznej dowodzą zmian natężenia proce-

sów denudacyjnych w holocenie, jednakże koncentracja pierwiastków litofilnych jest niewiele większa od wartości lokalnego tła geochemicznego. Z dotychczasowych badań archeologicznych wynika, że strefy neolitycznego zasiedlenia na Wyżynie Małopolskiej występują raczej na wschód i południe od torfowiska w Wolbromiu, w dolinach rzek Dłubni, Nidzicy i Szreniawy (Kruk 1970; Rydzewski 1972), a główne kompleksy osadnicze zlokalizowane są w rejonie Krakowa i Puszczy Niepołomickiej (Czekaj-Zastawny 2000). W przypadku profilu torfowiska z okolic Jabłonki nieco większe wartości koncentracji K, bliskie 2 mg/g, wynikają z litologii osadów i dostawy allochtonicznej materii mineralnej (prawdopodobnie frakcji ilastej) do ówczesnego zbiornika jeziornego.

W obydwu badanych torfowiskach pierwszy wyraźny wzrost koncentracji Pb występuje około roku 2250 p.n.e. (rys. 2). W tym samym czasie występuje również zmiana w składzie izotopowym ołowiu w obydwu torfowiskach, w kierunku wyższych wartości stosunku $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (rys. 6). Kolejny bardzo wyraźny wzrost koncentracji ołowiu następuje w okresie rzymskim (w profilu W3 nieco wcześniej) – zmiana ta jest związana z eksploatacją jego rud zawierających ołów, co znajduje potwierdzenie również w zmianach stosunków izotopów stabilnych Pb. Podczas gdy w Wolbromiu zmiany koncentracji Pb związane są ściśle z wpływem eksploatacji lokalnych rud Zn-Pb, potwierdzonymi zmianami w kompozycji izotopowej Pb, wzrost koncentracji tego metalu w okresie rzymskim w torfowisku Otrębowskie Brzegi odzwierciedla wpływ antropopresji o zasięgu regionalnym czy ponadregionalnym. W tym okresie na obszarze Karpat miało miejsce wydobywanie i przetwarzanie rud (Barcos, Udubasa 2012). Ponadto w okolicach Wolbromia w epoce brązu i żelaza zanotowano bardziej intensywny rozwój osadnictwa na terasach nadzalewowych oraz w suchych partiach den dolin rzecznych Dłubni, Nidzicy i Szreniawy (Rydzewski 1986; Michno 2004). Największy wzrost, jak również maksima koncentracji Pb w obydwu torfowiskach zanotowano w XX w. Jest to związane z intensywnym spalaniem paliw, zawierających ołów, co zostało także odzwierciedlone w kompozycji izotopowej Pb – gwałtowny spadek wartości stosunku $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ w okresie industrialnym. Wyższy, niż w Wolbromiu, wskaźnik wzbogacenia ołowiem w profilu JB-1 związany jest z niższym naturalnym tłem geochemicznym dla torfowiska Otrębowskie Brzegi.



Rys. 6. Porównanie składu izotopowego osadów torfowych z Wolbromia i Otrębowski Brzegów ze źródłami materii mineralnej. Wartości składu izotopowego dla galeny wg DeVleschouwer i in. (2009), powierzchni skorupy ziemskiej wg Millot i in. (2004) oraz Hamming, McLennan (2001), tatrzańskich granitoidów i galeny wg Poller i in. (2001)

1 – powierzchniowa warstwa skorupy ziemskiej, 2 – granitoidy tatrzańskie, 3 – galena tatrzańska, 4 – galena z okolic Olkusza, 5 – neolit JB-1, 6 – neolit W3, 7 – epoka brązu JB-1, 8 – epoka brązu W3, 9 – epoka żelaza JB-1, 10 – epoka żelaza W3, 11 – okres lateński JB-1, 12 – okres rzymski JB-1, 13 – okres rzymski W3, 14 – średniowiecze JB-1, 15 – średniowiecze W3, 16 – współczesność JB-1, 17 – współczesność W3

Comparison of lead isotope ratios in peat deposits from Wolbrom and Otrębowski Brzegi with sources of mineral matter. Values of galena (De Vleschouwer *et al.*, 2009), UCC (Millot *et al.*, 2004; Hemming, McLennan 2001), Tatra granitoid and galena (Poller *et al.*, 2001)

1 – upper continental crust, 2 – Tatra granitoid, 3 – Tatra galena, 4 – Olkusz galena, 5 – Neolith JB-1 core, 6 – Neolith W3 core, 7 – Bronze Age JB-1 core, 8 – Bronze Age W3 core, 9 – Iron Age JB-1 core, 10 – Iron Age W3 core, 11 – La Tene JB-1 core, 12 – Roman Period JB-1, 13 – Roman Period W3, 14 – Medieval JB-1, 15 – Medieval W3, 16 – Modern Period JB-1, 17 – Modern Period W3

W przypadku cynku dla obydwu torfowisk zaobserwowano silny wzrost koncentracji w okresie rzymskim, co w Wolbromiu należy wiązać ze współwystępowaniem tego pierwiastka z ołowiem w lokalnych rudach metali (Cabała 2000). W profilu JB-1 wzrost koncentracji cynku następuje później, około roku 240 n.e. i stanowi odzwierciedlenie regionalnych zanieczyszczeń atmosfery tym pierwiastkiem. Kolejny gwałtowny wzrost koncentracji Zn następuje w okresie działalności kultury przeworskiej i również on jest wyraźniejszy w profilu z Wolbromia. Należy podkreślić fakt, że wskaźnik wzbogacenia cynkiem w obydwu torfowiskach wykazuje wyraźny wzrost w okresie poprzedzającym hiatus. W wyniku przesuszenia torfowisk oraz rozkładu materii organicznej możliwa jest migracja tego metalu w profilu pionowym (Stepanova i in. 2015). Z kolei gwałtowny wzrost koncentracji Zn tuż przy powierzchni profilu z Otrębowski Brzegów najprawdopodobniej

związany jest z bioakumulacją tego pierwiastka przez pokrywę roślinną (duży udział brzozy w drzewostanie porastającym torfowisko). Maksymalna koncentracja Zn i Pb koresponduje z okresami eksploatacji rud metalonośnych i dostawy zanieczyszczeń gospodarczych. Złoża cynkowo-ołowiowe (Zn-Pb) w Olkuskim Okręgu Rudonośnym należą do najbogatszych w Europie, a ich udokumentowaną eksploatację (początkowo srebra, potem ołowiu i cynku) datuje się już na IX wiek (Godzik, Woch 2015; Pawełczyk i in. 2017).

W historii górnictwa kruszcowego okolic Olkusza wyróżnia się kilka etapów, zróżnicowanych pod względem rodzaju pozyskiwanego kruszcu, metod wydobywania oraz rozwoju nowych technik odwadniania (Godzik, Woch 2015; Włodarz 2006; Cabała 2009). Wartości obliczonych wskaźników wzbogacenia (EF) dla Zn i Pb pozostają w ścisłym związku z wielkością eksploatacji rud (tab. 2).

Tabela 2

Zakres wartości wskaźnika wzbogacenia (EF) dla Zn i Pb w badanych profilach na tle wielkości produkcji kopalń kruszczonego rejonu olkusko-bolesławskiego do roku 2005 (wg Włodarz 2006, uproszczone)

Range of the enrichment factor (EF) for Zn and Pb in analysed profiles against a background of production volume of mines of the Olkusz-Bolesławiec Zn-Pb ores region until 2005 (after Włodarz 2006, simplified)

Okres wydobywania <i>Exploitation period</i>	Kopalnie <i>Mines</i>	Wydobycie rudy (tony) <i>Ore extraction (tons)</i>	Ilość metalu (tony) <i>Amount of metal (tons)</i>		Wskaźnik wzbogacenia (min-max) <i>Enrichment factor (min-max)</i>	
			Zn	Pb	Wolbrom	Otrębowskie Brzegi
Okres sztolniowy XII–XVII w. <i>Adit period 12th–17th century</i>	Szybów i sztolniowe <i>Shaft and adit</i>	120 000	-	27 000	b.d.	Zn – 2,80 Pb – 3,68
Okres kopalni galmanu XIX–XX w. <i>Galman's mine period 19th–20th century</i>	„Bolesław”, „Jerzy”, „Józef”, „Ulisses”	4 600 000	450 000	60 000	Zn – 0,86–1,00 Pb – 3,74–5,22	Zn – 0,62–2,04 Pb – 3,48–11,63
Współczesne kopalnie rud siarczkowych <i>Contemporary sulphide ores mines</i>	„Bolesław”, „Olkusz”, „Pomorzany”	110 650 000	4 580 000	1 719 000	Zn – 0,89–2,23 Pb – 3,07–4,65	Zn – 2,11–7,10 Pb – 0,07–3,57

Różnice w składzie chemicznym osadów badanych profili znajdują odzwierciedlenie w wynikach analizy składowych głównych. Należy podkreślić, że analizę składowych głównych wykonano dla całych profili W3 i JB-1 łącznie, bez podziału na osady współczesne i referencyjne. Tym samym wkłady poszczególnych pierwiastków do składowych głównych stanowią odzwierciedlenie korelacji między nimi, jaka ma miejsce w całości badanych profili. Z wyodrębnionych grup składników o podobnych typach zmienności stratygraficznej składu chemicznego wynika, że w przypadku profilu W3 już pierwszą (PC1), skorelowaną dodatkowo z koncentracją Fe, Cu, Zn, Pb, Ni i Cr, można uznać za wskaźnik antropopresji. Z drugiej strony współwystępowanie tych metali traktować można jako zjawisko powszechne, wynikające z sorbowania metali przez materiały ilaste oraz rozproszenia tych metali w skałotwórczych minerałach krzemianowych, węglanach oraz tlenkach żelaza (Polański 1988). Znajduje to potwierdzenie w kulminacjach wymienionych wyżej metali, towarzyszących wyższemu udziałowi materii mineralnej w osadach. W przypadku profilu osadów z Otrębowskich Brzegów dopiero w wyjaśnieniu drugiej składowej (PC2) największy udział mają pierwiastki śladowe, w tym zwłaszcza Zn, Cu i Cr oraz w mniejszym stopniu Pb. Z zestawienia stratygraficznej zmienności krzywych trzech głównych składowych z fazami rozwoju górnictwa rud Zn i Pb w południowej Polsce wynika, że tylko w przypadku profilu osadów z Wolbromia może-

my mówić o zapisie początków eksploatacji tego surowca (faza 1 na rys. 5). Również w przypadku kolejnej fazy, związanej z wydobywaniem srebronośnej galeny i udokumentowanej przekazami historycznymi (m.in.: Cabała, Sutkowska 2006; Godzik, Woch 2015), krzywa PC1 dla profilu W3 wykazuje bardziej wyraźny wzrost niż składowe PC1 i PC2 obliczone dla profilu JB-1 (faza 2 na rys. 5). Ze względu na przerwę w sedentacji autochtonicznej materii organicznej w okresie odpowiadającym pełnemu i późnemu średniowieczu niemożliwe jest odczytanie wpływu rozkwitu górnictwa galmanu czerwonego z okolic Bytomia, Tarnowskich Gór i Olkusza na skład chemiczny osadów torfowych. Najwyższe wartości składowych głównych stwierdzono dla 2 połowy XIX wieku, czyli początku eksploatacji siarczkowych rud Zn (faza 3 na rys. 5), nieco mniejsze zaś dla okresu odkrycia i eksploatacji nowych pokładów i działalność kopalni w II połowie XX wieku (faza 4 na rys. 5).

Wnioski

W związku z narastającą antropopresją osady biogeniczne stanowią cenny przedmiot zainteresowania wielu badaczy, gdyż ich skład chemiczny pozwala na rozpoznanie współczesnych i dawnych warunków sedymtacji oraz określenie stopnia dostawy do środowiska pierwiastków śladowych. Problematyka ta wymaga jednak prowadzenia badań interdyscyplinarnych ze względu na różne możliwości wiązania metali (tzw. fazy chemicz-

ne), problemy z określeniem lokalnego czy regionalnego tła geochemicznego, mnogość metod oceny jakości zanieczyszczenia osadów, zróżnicowanie form aktywności gospodarczej człowieka oraz lokalizację zbiorników akumulacji biogenicznej w stosunku do prehistorycznego osadnictwa (Bojakowska, Sokołowska 1998; Borówka 2007; Hildebrandt-Radke i in. 2011; Tylmann i in. 2011; Forsyś i in. 2012).

Ilość danych dotyczących uwarunkowań zróżnicowania składu chemicznego osadów torfowisk wysokich w Polsce Południowej wciąż jest niewielka, zwłaszcza w kontekście masowej eksploatacji złóż mineralnych prowadzonej na Górnym Śląsku oraz w Małopolsce. Mimo niezbyt licznego zbioru danych geochemicznych dla dwóch badanych torfowisk, przedstawiony w artykule sposób interpretacji zawartości pierwiastków śladowych wskazuje na przydatność zarówno podstawowych, jak i wielowymiarowych analiz statystycznych.

Wyniki przeprowadzonych badań torfowisk pozwoliły na wyciągnięcie następujących wniosków na temat czynników kształtujących skład chemiczny zróżnicowanych genetycznie torfów:

- badane osady dwóch wybranych torfowisk w Polsce Południowej charakteryzują się bardzo zróżnicowanym składem chemicznym. Koncentracja oznaczonych pierwiastków śladowych waha się w szerokim przedziale od wartości nieco niższych niż wartości lokalnego tła geochemicznego do stężeń ekstremalnie wysokich (np. Pb, Zn);

- koncentracja pierwiastków w badanych torfach zależy od litologii osadu (miąższość torfów wysokich w przypadku stanowiska Otrębowskie Brzegi jest około 10 razy większa niż na stanowisku w Wolbromiu), stopnia rozkładu torfów (przewaga torfu amorficznego nad torfem włóknistym w przypadku torfowiska w Wolbromiu) oraz lokalnych warunków hydroklimatycznych, determinujących przerwy w sedimentacji autochtonicznej materii organicznej;

- większa zmienność litologiczna w przypadku torfowiska Otrębowskie Brzegi znajduje odzwierciedlenie w większym zakresie wartości badanych metali. W torfowisku tym największe koncentracje pierwiastków śladowych udokumentowano w torfie wysokim, którego narastanie zostało zapoczątkowane w XV w p.n.e. Przyczyną wyraźnego wzrostu zawartości K w stropie badanych złóż jest odlesienie zlewni w ostatnich kilkuset latach, co znajduje potwierdzenie w diagramach palinologicznych. Dotyczy to zarówno torfowiska Wolbrom, położonego w sąsiedztwie Wyżyny Miechowskiej, która jest obszarem ty-

powo rolniczym, bardzo słabo zalesionym oraz torfowiska Otrębowskie Brzegi, zlokalizowanego w rolniczym regionie babiogórskim z rozwiniętym pasterstwem;

- zastosowanie analizy *multiproxy* pozwoliło na udokumentowanie synchronicznego zapisu oddziaływania czynników antropogenicznych o zasięgu regionalnym (np. emisja ołowiu ze spalania paliw) w torfowiskach różniących się położeniem geologicznym i geomorfologicznym, rodzajem osadu oraz lokalnymi warunkami rozwoju, tym samym negując przyjętą hipotezę badawczą.

Podziękowania

Autorzy składają podziękowania prof. dr. hab. Ryszardowi Borówce oraz mgr inż. Julicie Tomkowiak z Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego za umożliwienie wykonania analiz geochemicznych, owocną współpracę i cenne konsultacje. Dziękujemy również dr inż. Ewelinie Zając z Wydziału Inżynierii Środowiska i Geodezji Uniwersytetu Rolniczego im. Hugona Kołłątaja w Krakowie za wykonane analizy makroszczątków botanicznych.

Badania zostały sfinansowane w ramach środków własnych Instytutu Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktycznego Politechniki Śląskiej oraz badań statutowych Zakładu Ekorozwoju i Kształtowania Środowiska Geograficznego IG UP im. KEN w Krakowie w ramach projektów: „Naturalne i antropogeniczne przekształcenia środowiska geograficznego w Polsce południowej i południowo-wschodniej” oraz „Antropocen jako epoka przekształceń środowiska przyrodniczego”. Badania izotopowe zrealizowano w ramach współpracy międzynarodowej MSWiA między Polską a Walonią (WBI: 2014–2016 i WBI: 2017–2019).

Literatura

- Borcoş M., Udubaşu G. 2012. Chronology and characterisation of mining development in Romania. *Romanian Journal of Earth Sciences* 86: 17-26.
- Baumgart-Kotarba M. 1992. Rozwój geomorfologiczny Kotliny Orawskiej w warunkach ruchów neotektonicznych. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* XXV-XXVI: 5-27.
- Bojakowska I., Lech D. 2008. Zróżnicowanie zawartości pierwiastków śladowych w torfach występujących na obszarze Polski. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Górnictwo* 285: 31-41.
- Bojakowska I., Sokołowska G. 1998. Geochemiczne klasy czystości osadów wodnych. *Przegląd Geologiczny* 46,1: 49-54.
- Bojakowska I., Tołkanowicz E. 2015. Zróżnicowanie zawartości pierwiastków śladowych w osadach torfowisk Otałżyno, Huczwa i Stoczek. *Biuletyn*

- Państwowego Instytutu Geologicznego 464: 5-16.
- Borówka R.K. 2007. Geochemiczne badania osadów jeziornych strefy umiarkowanej. *Studia Limnologica et Telmatologica* 1: 33-42.
- Cabała J. 2000. Jakość oraz wtórne zmiany chemizmu rud Zn-Pb w olkuskim rejonie złożowym. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* 6: 117-141.
- Cabała J. 2009. Metale ciężkie w środowisku glebowym olkuskiego rejonu eksploatacji rud Zn-Pb. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach* 2729.
- Cabała J., Sutkowska K. 2006. Wpływ dawnej eksploatacji I przeróbki rud Zn-Pb na skład mineralny gleb industrialnych, rejon Olkusza i Jaworzna. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, seria Studia i Materiały* 32: 13-22.
- Coggins A.M., Jennings S.G., Ebinghaus R. 2006. Accumulation rates of the heavy metals lead, mercury and cadmium in ombrotrophic peatlands in the west of Ireland. *Atmospheric Environment* 40: 260-278.
- Czekaj-Zastawny A. 2000. Kultura ceramiki wstęgowej rytej w zachodniej części Małopolski – materiały do badań nad geografią osadnictwa. *Sprawozdania Archeologiczne* 52: 49-95.
- De Vleeschouwer F., Fagel N., Cheburkin A., Pazdur A., Sikorski J., Mattielli N., Renson V., Fiałkiewicz B., Piotrowska N., Le Roux G. 2009. Anthropogenic impacts in North Poland over last 1300 years – a record of Pb, Zn, Cu, Ni and S in an ombrotrophic peat bog. *Science Total Environment* 407: 5674-5684.
- Dyakowska J. 1928. Historia torfowiska „Na Czerwonym” pod Nowym Targiem w świetle analizy pyłkowej. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU* 63: 129-150.
- Fiałkiewicz-Kozieł B., Śmieja-Król B., Palowski B. 2011. Heavy metal accumulation in two peat bogs from southern Poland. *Studia Quaternaria* 28: 17-24.
- Fiałkiewicz-Kozieł B., De Vleeschouwer F., Mattielli N., Fagel N., Palowski B., Pazdur A., Śmieja-Król B. 2018. Record of Anthropocene pollution sources of lead in disturbed peatlands from Southern Poland. *Atmospheric Environment* 179: 61-68.
- Fortescue J.A.C. 1980. Environmental geochemistry. A holistic approach. Springer-Verlag, New York.
- Forysiak J., Borówka R.K., Kloss M., Obremska M., Okupny D., Żurek S. 2012. Geologiczna i geomorfologiczna charakterystyka torfowiska Rąbień oraz wstępne wyniki badań osadów biogenicznych. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 65-76.
- Gilewska S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: M. Klimaszewski (red.) *Geomorfologia Polski*, t. I. PWN, Warszawa: 232-339.
- Godzik B., Woch M.W. 2015. History of mining in the Olkusz region. W: B. Godzik (red.) *Natural and historical values of the Olkusz Ore-bearing Region*. Instytut Botaniki im. W. Szafera, Kraków: 29-36.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. 2001. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Paleontologia Electronica* 4: 1-9.
- Hemming F.E., McLennan S.M. 2001. Pb isotope compositions of modern deep sea turbidities. *Earth and Planetary Science Letters* 184: 489-503.
- Hildebrandt-Radke I., Janczak-Kostecka B., Spychalski W. 2011. Zapis procesów prehistorycznej antropresji w otoczeniu stanowiska archeologicznego w Bruszczewie (centralna Wielkopolska) na podstawie badań osadów rynny glacialnej Samicy. *Landform Analysis* 16: 87-91.
- Hołyńska B., Ostachowicz B., Ostachowicz J., Samek L., Strela C., Wachniew P., Węgrzynek D. 1998. Zmiany stężenia metali ciężkich w torfie z Puścizny Rękowiańskiej. Krajowe Sympozjum „Technika w przemyśle, medycynie, rolnictwie i ochronie środowiska”. Kraków: 135-140.
- Horawski M. 1962. Czynniki hydrologiczne w powstawaniu torfowisk wysokich. *Roczniki Gleboznawcze* XI: 147-160.
- Jost H. 2004. Dzieje górnictwa i hutnictwa w Tatrach Polskich. Towarzystwo Muzeum Tatrzańskiego im. Dra Tytusa Chałubińskiego, Zakopane.
- Kołaczek P., Fiałkiewicz-Kozieł B., Karpińska-Kołaczek M., Gałka M. 2010. The last two millennia of vegetation development and human activity in the Orawa-Nowy Targ Basin (south-eastern Poland). *Acta Palaeobotanica* 50,2: 133-148.
- Koperowa W. 1962. Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej. *Acta Palaeobotanica* 2,3: 1-62.
- Kosiński K., Lipka K., Mozdzen M. 1994. Zawartość metali ciężkich w torfach. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej w Krakowie. Inżynieria Środowiska* 15: 115-125.
- Krapiec M., Margielewski W., Korzeń K., Szychowska-Krapiec E., Nalepka D., Łajczak A. 2016. Late Holocene palaeoclimate variability: The significance of bog pine dendrochronology related to peat stratigraphy. The Puścizna Wielka raised bog case study (Orawa – Nowy Targ Basin, Polish Inner Carpathians). *Quaternary Science Reviews* 148: 192-208.
- Kruk J. 1970. Badania poszukiwawcze i weryfikacyjne w górnym i środkowym dorzeczu Szreniawy. *Sprawozdania Archeologiczne* XXII: 271-294.
- Kwiatkowski A. 1971. Nieorganiczne składniki torfu. *Biuletyn Torf* 4, 31: 1-17.
- Latałowa M. 1976. Diagram pyłkowy osadów późnoglacialnych i holocenskich z torfowiska w Wolbromiu. *Acta Palaeobotanica* 17,1: 55-80.
- Latałowa M., Nalepka D. 1987. A study of the Late-Glacial and Holocene vegetational history of the

- Wolbrom area (Silesian-Cracovian Upland). *Acta Palaeobotanica* 27,1: 75-115.
- Lipka K., Zając E. 2014. Stratygrafia torfowisk Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Wydawnictwo Art-Tekst, Kraków.
- Ładygin Z. 1984. 7 dni na Orawie Polskiej. Przewodnik turystyczny. PTTK Kraj, Warszawa-Kraków.
- Maksimow A. 1965. Torf i jego użytkowanie w rolnictwie. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa.
- Malawska M., Wilkomirski B. 2004. Geochemistry and geochemical differentiation on major elements in selected peat bog profiles (south-east of Poland). *Soil Science and Plant Nutrition* 50,6: 925-930.
- Michno A. 2004. Transformacja doliny dolnej Nidzicy w holocen. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Mighall T.M., Timberlake S., Foster I.D.L., Krupp E., Singh S. 2009. Ancient copper and lead pollution records from a raised bog complex in Central Wales, UK. *Journal of Archeological Science* 36: 1504-1515.
- Millot R., Allegre C.J., Gaillardet J., Roy S. 2004. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust. *Chemical Geology* 203: 75-90.
- Obidowicz A. 1976. Geneza i rozwój torfowiska w Wolbromiu. *Acta Palaeobotanica* 17,1: 45-54.
- Obidowicz A. 1992. Major aspects of the history of vegetation in the Podhale area (Inner West Carpathians, S Poland). Veröff.Geobot.Inst. ETH, Stiftung Rubel, Zurich, 107: 172-176.
- Okruszkó H. 1976. Zasady rozpoznawania i podziału gleb hydrogenicznych z punktu widzenia potrzeb melioracji. *Biblioteczka Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych* 52: 7-53.
- Pasieczna A. 2008. Wpływ przemysłu na środowisko przyrodnicze regionu śląsko-krakowskiego. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* 24,2: 67-85.
- Pawełczyk F., Chróst L., Magiera T., Michczyński A., Sikorski J., Tudyka K., Zając E. 2017. Radiocarbon and lead-210 age depth model and trace elements concentrations in the Wolbrom fen (S Poland). *Geochronometria* 44: 40-48.
- Pawełczyk F., Michczyński A., Tomkowiak J., Tudyka K., Fagel N. 2018. Mid to Late Holocene elemental record and isotopic composition of lead in a peat core from Wolbrom (S Poland). *Mires and Peat* 21: 1-13.
- Pawełczyk F., Bloom K., Jucha W., Michczyński A., Okupny D., Sikorski J., Tomkowiak J., Zając E., Fagel N. w druku. Reconstruction of atmospheric lead and heavy metal pollution in the Otębskie Brzegi peatland (S Poland). *Atmospheric Environment*.
- Pawłowski D., Borówka R.K., Kowalewski G., Luoto T.P., Milecka K., Nevalainen L., Okupny D., Płóciennik M., Woszczyk M., Tomkowiak J., Zieliński T. 2016. The response of flood-plain ecosystems to the Late Glacial and Early Holocene hydrological changes: A case study from a small Central European river valley. *Catena* 147: 461-428.
- Polański A. 1988. Podstawy geochemii. Wyd. Geol., Warszawa.
- Poller U., Todt W., Kohut M., Janak M. 2001. Nd, Sr, Pb isotope study of the Western Carpathians: implications for Palaeozoic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 81: 159-174.
- Rybniček K., Rybničková E. 2002. Vegetation of the Upper Orava region (NW Slovakia) in the 11000 years. *Acta Palaeobotanica* 42,2: 153-170.
- Rydelek P. 2011. Geneza i skład części mineralnych wybranych złóż torfów niskich Wysoczyzny Lubartowskiej. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 11,2: 135-149.
- Rydelek P. 2013. Origin and composition of mineral constituents of fen peats from Eastern Poland. *Journal of Plant Nutrition* 36: 911-928.
- Rydlewski J., Valde-Nowak P. 1984. Z najdawniejszej przeszłości Orawy. *Wierchy* 51: 7-25.
- Rydzewski J. 1972. Badania poszukiwawcze i weryfikacyjne w dolnym dorzeczu Szreniawy. *Sprawozdania Archeologiczne XXIV*: 267-294.
- Rydzewski J. 1986. Przemiany stref zasiedlania na wyżynach lessowych Zachodniej Małopolski w epoce brązu i żelaza. *Archeologia Polski* XXXI: 125-194.
- Salminen R. (red.) 2005. Geochemical Atlas of Europe. Part 1: Background Information, Methodology and Maps. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Shotyk W. 1988. Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters. *Earth-Science Reviews* 25,2: 95-176.
- Shotyk W. 1996. Peat bog archives of atmospheric metal deposition: geochemical assessment of peat profiles, natural variations in metal concentrations, and metal enrichment factors. *Environmental Reviews* 4,2: 149-183.
- Słowiński M., Marcisz K., Płóciennik M., Obremska M., Pawłowski D., Okupny D., Słowińska S., Borówka R.K., Kittel P., Forsyjak J., Michczyńska D.J., Lamentowicz M. 2016. Drought as a stress driver of ecological changes in peatland – A palaeoecological study of peatland development between 3500 BCE and 200 BCE in central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 461: 272-291.
- Stanisz A. 2007. Przystępny kurs statystyki. T. 3. Analizy wielowymiarowe. Kraków.
- Starkel L., Soja R., Michczyńska D.J. 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene history of Polish rivers. *Catena* 66: 24-33.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krapiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in

- the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40: 1-21.
- Stepanova A.V., Pokrovsky O.S., Viers J., Mironycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnyakova E.K. 2015. Elemental composition of peat profiles in western Siberia: Effect of the micro-landscape position and permafrost coverage. *Applied Geochemistry* 53: 53-70.
- Tylmann W., Łysek K., Kinder M., Pempkowiak J. 2011. Regional pattern of heavy metal content in lake sediments in Northeastern Poland. *Water, Air & Soil Pollution* 216: 217-228.
- Woch M.W. 2015. Characteristics of landscape features related to mining and metallurgy in the Olkusz region. W: B. Godzik (red.) *Natural and historical values of the Olkusz Ore-bearing Region*. Instytut Botaniki im. W. Szafera, Kraków: 43-54.
- Włodarz B. 2006. Zabytkowa kopalnia górnictwa kruszcowego w Olkusz – perspektywy uruchomienia. *Górnictwo i Geoinżynieria* 30,4: 131-141.
- Wójcikiewicz M. 1979. Stratygrafia torfowiska Bór na Czerwonym z uwzględnieniem zespołów subforysnych oraz rozmieszczenia i zróźnicowania współczesnych zbiorowisk roślinnych. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej w Krakowie* 153, 10: 133-193.
- Żurek S. 1987. Złoza torfowe Polski na tle strefy torfowych Europy. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 4.

Summary

Biogenic deposits are an important component of natural elemental circulation. Peatlands have diverse chemical compositions. These differences are dependent on many natural factors (lithology, geological structure, hydroclimatic conditions, bio-accumulation of certain elements). On the other hand, concentrations of trace elements in peatlands differs depending on the type of peat – higher concentrations are observed in fens, which are supplied mainly by groundwaters, while very low concentrations are found in ombrotrophic bogs, which are supplied by precipitations. Recently, research using geochemical analyses in peat profiles have been growing in popularity in palaeoecology and they are valuable in tracing different human activities, such as agriculture, mining and smelting.

The Wolbrom and Otrębowskie Brzegi peatlands are located in Southern Poland, where very low numbers of peatlands occur in comparison to the whole country (Fig. 1). The fen in Wolbrom is located on the eastern part of Silesian-Cracovian Upland, in the Wolbrom Gate subregion, which connects Silesian Upland and Miechow Upland. It is located on the watershed between the Czarna Przemsza and Szreniawa rivers, a few kilometres

NE of Olkusz, an important zinc- and lead-ore-bearing region. The Otrębowskie Brzegi peatland is on the west side of the Orava-Nowy Targ Basin, near the village of Jabłonka. The JB-1 peat core was taken from the northern part of the peatland.

After mapping both peatlands with a peat probe, two peat cores – W3 (1.06 m) and JB-1 (3.21 m) – were taken using an Instorf corer. The cores were divided with a resolution of 0.5–2.0 cm. For 84 samples, loss on ignition (LOI) was established by combustion at 550°C. Next, geochemical analyses were performed at the Geochemical Laboratory at the Faculty of Geosciences of the University of Szczecin, Poland. The concentrations of major elements (Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na) and trace elements (Ni, Cr, Cu, Pb and Zn) were measured using Atomic Absorption Spectrometry (AAS Solaar, Unicam). The deposits were divided into two levels: a deeper one that represents natural geochemical background and a sub-surface one. To assess the enrichment of trace elements in biogenic deposits, the enrichment factor (EF) was calculated using K as a conservative element. Principal Component Analysis (PCA) for 12 geochemical components was performed using PAST software. The three most important factors affecting the chemical compositions of both peat profiles were distinguished using Kaiser's criterion.

Based on the results of the W3 analyses, palaeoenvironmental changes in the last ca. 7,000 years were reconstructed. The geochemical analysis results revealed a huge anthropogenic impact on that ecosystem (Figs 2 and 3). The concentrations of elements in sub-surface deposits reached their maximum values of 715 µg/g for Zn and 347.8 µg/g for Pb. Average concentrations of other trace elements reach values of 6 µg/g for Ni, 12 µg/g for Cr up to 14 µg/g for Cu. That is why the EFs for these elements are usually lower than 1, which indicates their terrigenous supply to the peatland (Fig. 4). On the basis of PCA (Fig. 5, Tab. 1), three complementary components were identified that explained 91.6% of the geochemical variability of the deposit. PC1 explains 67.1% of the total variance and K, Fe, Pb, Zn and Cr have the biggest positive influence on it, and organic matter and Ca have the largest negative influence. PC2 is associated with Mn, Mg, Cu and Zn. PC3 is associated with a contribution of Mg and Na.

Lake sediments (mainly organic and calcareous gyttja) found in the bottom part of profile JB-1 reveal the lacustrine genesis of the peatland. Radiocarbon dating showed that in this peatland the sedimentation of autochthonous organic matter started in the Atlantic period (ca. 4200 BC). Generally, the concentration ranges of the tested elements were

wider than in Wolbrom (Figs 2, 3). In the case of reference deposits, maximum concentrations for Ni (52.7 µg/g), Zn (43.9 µg/g) and Cr (38.2 µg/g) were noted. For these metals and for Cu the concentrations in sub-surface sediments reached maximum values. The structure of calculated enrichment factors (EF) is similar to deposits from Wolbrom (Fig. 4, Tab. 2). PCA analysis revealed 3 components that together explain 77.3% of the total variance (Fig. 5, Tab. 1). PC1 is strongly positively correlated with Na, K, Mg and Fe but explains only 37.5% of the total variance. Mn, Zn and Ni are classified in PC2, which explains 24.1% of the total variance. PC3 is positively correlated with Ca and negatively correlated with Pb. The Pb isotopic analysis allowed us to reconstruct the lead sources in the investigated peatlands. In both peatlands the upper part of the cores, which corresponds to the period from industrial revolution to a present day, was characterised

by modern airborne pollution. In the W3 core, Pb isotopic analysis showed a strong influence of local Zn–Pb ores (Fig. 6).

Biogenic deposits are very valuable for researchers. Knowledge about their chemical composition make it possible to reconstruct modern and past sedimentation conditions and to assess trace element supply to the peatland. The performed analyses allowed several conclusions to be drawn:

- the chemical compositions of the two studied peatlands in southern Poland are very diverse. The concentrations of tested elements range between very low and extremely high (e.g. Pb, Zn);
- the concentrations of tested elements depend on the type of deposit. Higher concentrations of tested elements were found in ombrotrophic peat;
- applying statistical methods, the problem of outliers was encountered. This relates to the bottom peat as well as the sub-surface part.

PALAEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTIONS FOR THE NEOLITHIC PILE-DWELLING SERTEYA II SITE CASE STUDY, WESTERN RUSSIA

Warunki paleogeograficzne rozwoju neolitycznej osady palafitowej Serteya II (zachodnia Rosja)

PIOTR KITTEL*, ANDREY MAZURKEVICH**, EKATERINA DOLBUNOVA**,
EDUARD KAZAKOV***, AGNIESZKA MROCZKOWSKA*, ELENA PAVLOVSKAIA****,
WIKTOR PIECH*, MATEUSZ PŁOCIENNIK*****, JERZY SIKORA*****,
YULIA TELTEVSKAYA*****, MAGDA WIECKOWSKA-LÜTH*****

Abstract. The article presents the results of recent archaeological and geomorphological research conducted on Middle to Late Neolithic site Serteya II in the Serseysky microregion of the Dnepr-Dvina region (NW Russia). The interaction of archaeological and multidisciplinary palaeoenvironmental research allowed for the reconstruction of the natural environment transformations and the natural conditions of the activity of the ancient communities in the lower Serteyka River valley, the left-bank tributary of the Western Dvina River. The terrain relief of the area was formed after the recession of the Weichselian (Valdai) Ice Sheet. The present day Serteyka River valley occupies a subglacial channel that was earlier occupied by a few lake basins of almost two generations. The water basins of the first generation existed within glacial crevasses and between blocks of dead ice, and second generation lakes developed after the melting of dead ice in the Late Valdai. Throughout the entire Holocene, the Serteyka River drained several lake basins as a result of headward river erosion. The Neolithic Serteya II site occupied the surface of a kame terrace and biogenic plain within the palaeolake basin. The pile-dwelling settlement functioned there in a period when palaeolakes existed and were affected by transgression and regression of the water table. The main phase of pile-dwelling development is dated to ca. 4200–3800 cal BP and existed for almost 140 years. It was part of a wider settlement structure in the period of domination of a hunter–gatherer economy and the beginning of agriculture.

Key words: recently glaciated area, palaeolake systems, river valley, pile-dwelling settlement, Neolithic

Zarys treści. Artykuł przedstawia wyniki ostatnich badań archeologicznych i geomorfologicznych środkowo- i późnoneolitycznego stanowisku Serteya II, zlokalizowanego w międzyrzeczu Dniepru i Dźwiny, w obrębie mikroregionu Sertejskiego (NW Rosja). Połączenie wyników badań archeologicznych i multidyscyplinarnych analiz paleośrodowiskowych pozwoliło na odtworzenie środowiska naturalnego i warunków przyrodniczych działalności dawnych społeczności w dolinie dolnej Sertejki, lewego dopływu Dźwiny. Rzeźba terenu została uformowana po ustąpieniu zlodowacenia wisły (wałdajskiego). Współczesna dolina wykorzystuje rynną subglacjalną, w której wcześniej funkcjonowało kilka basenów jeziornych dwóch generacji. Zbiorniki pierwszej generacji rozwinęły się w szczelinach lodowych i w obniżeniach pomiędzy martwymi bryłami lądolodu. Jeziora drugiej generacji powstały po wytopieniu brył martwego lodu w późnym vistulianie. W trakcie holocenu rzeka Sertejka, w wyniku erozji wstecznej, zdrenowała kolejne jeziora. Osada neolityczna Serteya II zajmowała powierzchnię

* University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Geomorphology and Palaeogeography, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, Poland; e-mail: piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl, A_Mroczkowska@outlook.com, piechwiktor@gmail.com

** The State Hermitage Museum, Dvortsovaya Naberezhnaya 34, 190000 Saint Petersburg, Russia; e-mail: a-mazurkevich@mail.ru, katjer@mail.ru

*** Nansen International Environmental and Remote Sensing Center, 14th Line 7 V.O., 199304 Saint Petersburg, Russia; e-mail: ekazakov@niersc.spb.ru

**** Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Department of Geophysics, 7 Universitetskaya Embankment, 199034 Saint Petersburg, Russia; e-mail: pavlovskai.elena@gmail.com

***** University of Lodz, Faculty of Biology and Environmental Protection, Department of Invertebrate Zoology and Hydrobiology, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź, Poland; e-mail: mplociennik10@outlook.com

***** University of Lodz, Institute of Archaeology, Department of Historical Archaeology and Weapon Studies, ul. G. Narutowicza 65, 90–131 Łódź, Poland; e-mail: jerzy.sikora@uni.lodz.pl

***** Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia; e-mail: yulia.teltevskaia@mail.ru

***** Christian-Albrechts-University, Institute of Prehistoric and Protohistoric Archaeology, Archaeobotanical and Palynological Laboratory, Kiel, Johanna-Mestorf-Straße 2-6, 24118 Kiel, Germany; e-mail: mwickowska@ufg.uni-kiel.de

terasy kemowej oraz wkraczała na równinę biogeniczną w obrębie basenu jeziornego. Osadnictwo palafitowe funkcjonowało podczas okresów transgresji i regresji paleojezior. Główny okres jej rozwoju przypadał na 4200–3800 cal BP i trwał ponad 140 lat. Osada stanowiła część większej struktury osadniczej rozwijającej się w okresie przechodzenia lokalnych społeczności od gospodarki łowiecko-zbierackiej do prymitywnego rolnictwa.

Słowa kluczowe: obszar młodoglacjalny, systemy paleojeziorne, dolina rzeczna, osadnictwo palafitowe, neolit

Introduction

The Serteya region is situated in Western Russia on the border between three regions – the Pskov, Smolensk and Tver oblasts. The region lies within the recently glaciated Vitebsk Lakeland (according to Kondracki 1992) or the Western Dvina Lakeland (according to Abramov 1972). It is situated near to the Central Russian Upland and close to the European watershed of three catchments: the Baltic Sea, the Black Sea and the Caspian Sea. The main watercourse of the area is the Western Dvina, but the main axis of the studied region is the Serteyka River, an approximately 40-km-long left tributary of the Western Dvina River. The main traits of the terrain of this recently glaciated area were formed during the Valdai (Weichselian) Glaciation (Figs 1, 2) and, with its rich natural resources, the land-

scape offered favourable conditions for ancient settlers.

The area is located within a temperate zone of broadleaf deciduous forest. The studied region occupies a particular place in research on the Neolithisation processes of Eastern Europe, hosting sites of the earliest ceramic ware connected with the primary ceramic centres of southern Eastern Europe (Mazurkevich, Dolbunova 2015; Kul'kova *et al.* 2015a). It also supplies valuable evidence regarding the adaptation of Middle and Late Neolithic communities to the changing environmental conditions of the transition between the Atlantic and Subboreal Periods (Mazurkevich *et al.* 2009a, 2011, 2017a, b; Kul'kova *et al.* 2015b), where the construction of pile-dwellings might have been one of the forms of such an adaptation, which marks a cultural discontinuity and major environmental changes.

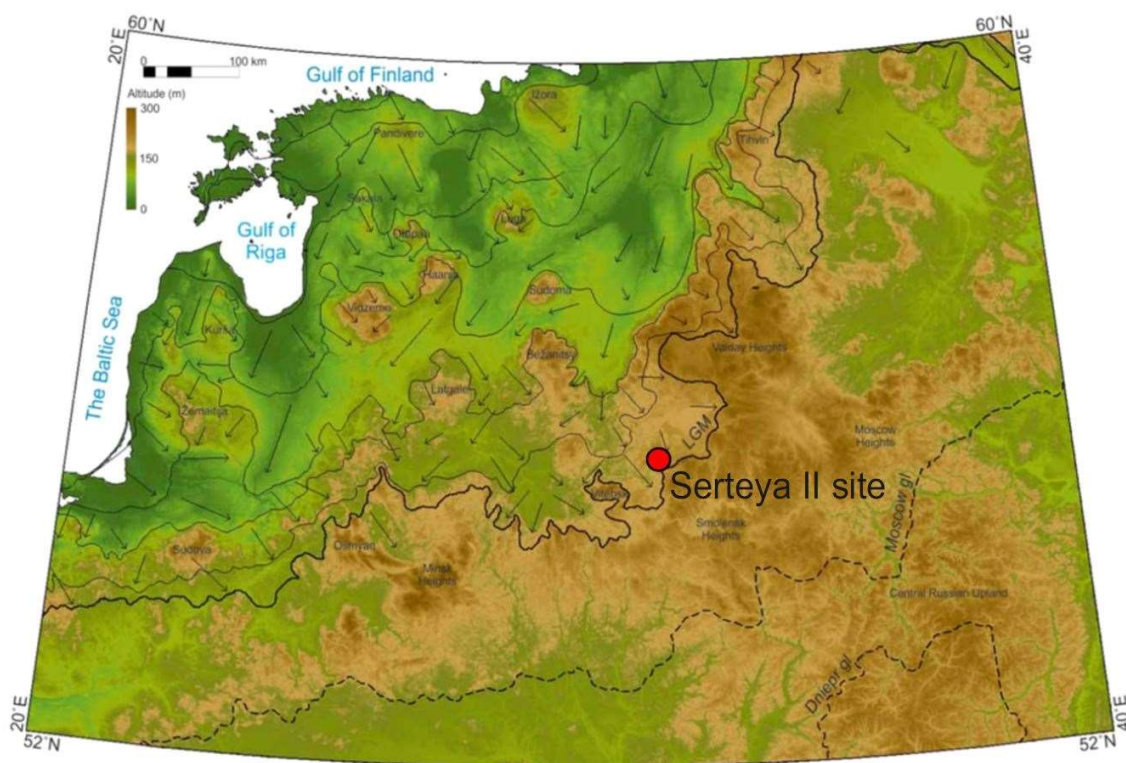


Fig. 1. Research area against the limit of the LGM, after Gorlach *et al.* (2015)

Obszar badań na tle zasięgu LGM wg Gorlacha i in. (2015)

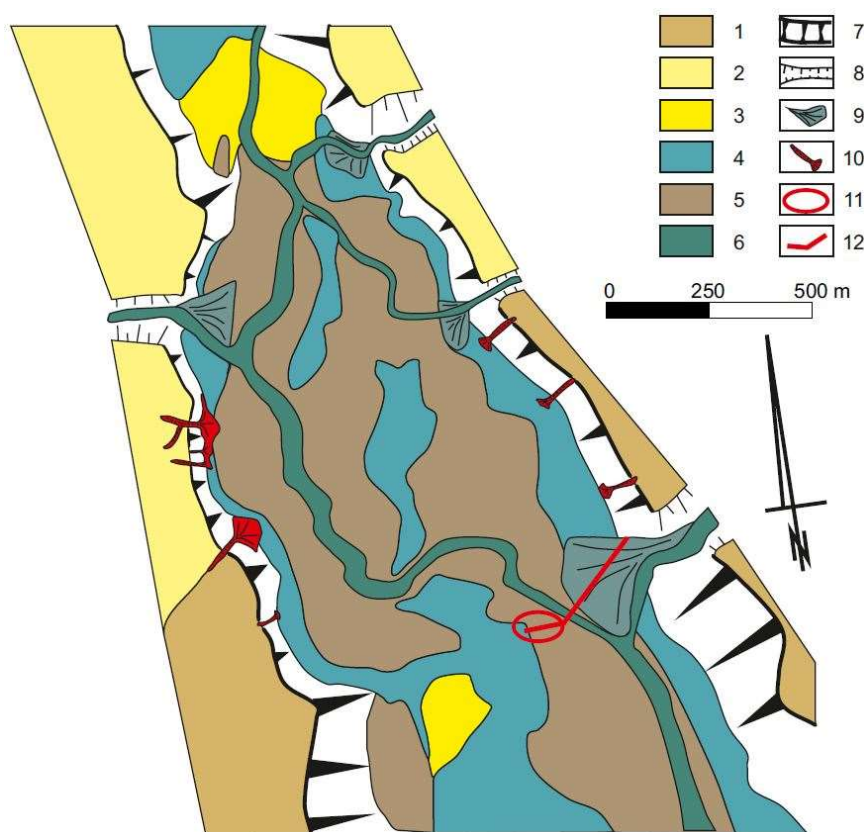


Fig. 2. Geomorphological sketch of the Serteya II site area

1 – moraine plateau, 2 – glaciofluvial plain, 3 – crevasse fills, 4 – kames and kame terraces, 5 – biogenic plains, 6 – flood plain, 7 – subglacial channel, 8 – valley slopes, 9 – alluvial fans, 10 – gullies, erosional cuts and proluvial-deluvial fans, 11 – site area, 12 – geological cross-section line (see Fig. 8)

Szkic geomorfologiczny otoczenia stanowiska Seteya II

1 – wysoczyzny morenowe, 2 – równiny wodnolodowcowe, 3 – formy szczelinowe, 4 – kemy i terasy kemowe, 5 – równiny akumulacji biogenicznej, 6 – równiny zalewowe, 7 – rynna subglacjalna, 8 – zbocza dolin, 13 – stożki napływowe, 10 – wąwozy, parowy, rozcięcia erozyjne i stożki proluwialno-deluwialne, 11 – obszar stanowiska, 12 – linia przekroju geologicznego (vide rys. 8)

Several pile-dwelling sites are known in the eastern Baltic region. They existed at about the same time as they did in the foothills of the Alps in Western Europe (Dolukhanov, Mazurkevich 2000). The first pile-dwellings existed in the Western Dvina–Lovat' region from ca. 5700 BP. The wooden constructions were based on poles and situated in the shore and/or littoral zones of lakes. Cultural layers of these sites are often discovered within lacustrine deposits as a result of later lakes' transgression, and therefore found artefacts and ecofacts are in a unique state of preservation. The appearance of pile-dwellings was probably a specific form of adaptation to the particular landscape and climatic conditions. The second stage of the existence of pile-dwelling settlement functioned near to (or even during) the 4200 years BP cooling event (see: Dolukhanov, Miklyayev 1986; Mazurkevich, Dulbanova 2011; Mazurkevich *et al.* 2011, 2014; Kul'kova *et al.* 2015b).

The Serteya II site revealed remains of several settlements with a core zone occupied by several pile-dwelling constructions dated to the period from ca. 4900 to ca. 3800 cal BP. It is situated in the present day Serteyka River Valley, close to Rudnya village. The site lies on the southern border of the Great Serteya Palaeolake Basin (GSPB).

Detailed mapping of the area with the use of geological augering and outcrops, supplemented by analyses of topographical maps and aerial photographs, combined with geophysical prospections documented thick organic sediments and alluvial deposits within post-lake basins. Detailed palaeoecological reconstructions were important to the understanding of natural landscape evolution and human–environment relationships on the Eastern European Plain. The multidisciplinary palaeoenvironmental research, which was based on an extensive geological and geomorphologic survey and preliminary palaeoecological research, allowed for

the reconstruction of both the settlement location conditions and the natural environment transformations and the natural conditions for the activity of the ancient communities in the former lake basin area.

Study methods

The site was found in 1971, and investigations were renewed in 2008. Different parts of the Serteya II site situated both on the surface of mineral sediments and within lacustrine deposits were studied. Within the organic deposits, pile-dwelling constructions were excavated with using underwater and wetland archaeological methods. During the archaeological excavations of the site, all find locations were 3D-recorded along with detailed observation of the microstratigraphy of cultural and lithological sediments. Typological analysis of artefacts and further 3D analysis of their distribution is regarded to be an important proxy for interpretation of the formation and chronology of cultural layers.

A detailed geological survey was carried in order to recognise the surficial geology of the Serteya II archaeological site surroundings. This was based on hand augering with the use of Eijkelpamp equipment with different kind of endings (e.g.: Edelman, gouge auger, peat sampler). In total, ca. 100 cores have been made at depths of 1.2 to 8.5 metres. Some of the drillings were situated in the cross-section line of the GSPB in the Serteya II surroundings (Fig. 2). A few boreholes were made outside the cross-section lines, too. The geological work was also investigated with the use of archaeological trenches and geological outcrops. The archaeological trenches allowed the detailed study of subsurface deposits.

Ground-penetrating radar (GPR) was used for the detection of archaeological features and structures, as well as geological deposits. This is a non-invasive geophysical technique that detects electrical discontinuities in the shallow subsurface. It is based on the generation, transmission, propagation, reflection and reception of discrete pulses of high frequency (MHz) electromagnetic energy. The GPR survey on the Serteya II archaeological site area was conducted in August 2017 using the "OKO-2" georadar using an antenna with a centre frequency of 150 MHz (LOGIS-GEOTECH Company). The aims of the GPR survey were (1) rectification of the geological section based on the drilling data, (2) to locate and determine the thickness of the lake sediments, and (3) to search for river

palaeochannels. The location of GPR profiles was referenced to drilling points (Fig. 3). The data were processed using GeoScan32 software.

Topographic and geodetic observation provided detailed spatial configurations of modern relief, water bodies, swamps, vegetation, etc. High-quality spatial data opens up profound possibilities for the interpretation of geological and archaeological information.

A basic topographic survey at Serteya was made in 1995–1996 using plan table survey and theodolites at 1:5,000 scale (Fig. 4), which was later digitised and integrated into a GIS. In 2014 a new network of geodetic points was created, which covered the main survey sites and included 10 geodetic points, the coordinates of which were determined by static GNSS observations based on the point of the Russian state geodetic network with an absolute accuracy of about 2–3 centimetres. The geodetic network on the overview map is shown in Fig. 5.

High-scale topographic surveys (from 1:1,000 to 1:100) using total stations and post-processing kinematic (PPK) method with geodetic satellite receivers were produced on the basis of this network. Also, experimental work was carried out to survey the relief of one of the key areas with ultra-high detail (with a surveying step of about 40 centimetres), which allowed for a detailed surface reconstruction (Fig. 6) that was further correlated with the results of geophysical observations.

In 2016, aerial photography from a UAV was performed at Serteya with a low-cost DJI Phantom 3 Advanced drone based on the established network of ground control points. The network consisted of brightly-coloured plastic plates fixed on the terrain, with their coordinates determined with high accuracy by traverse and static GNSS observation methods. To automate aerial photography in the field, the DroneDeploy software was used, and photogrammetric software products Agisoft Photoscan and OpenDroneMap to process the data. As a result, orthophotomaps of the area with a resolution of 6 centimetres per pixel were obtained, as well as digital terrain models of the area with a resolution of about 25 centimetres per pixel (Fig. 7) (Kazakov 2016). Such materials are widely used in the interpretation of objects on the ground, the search for special areas, planning work, as well as auxiliary information in the conduct of research.

The results of geological mapping and observations within geological outcrops combined with geophysical prospections and a detailed topographic survey also supported the elaboration of the geological cross-section of the GSPB fill (Fig. 8).

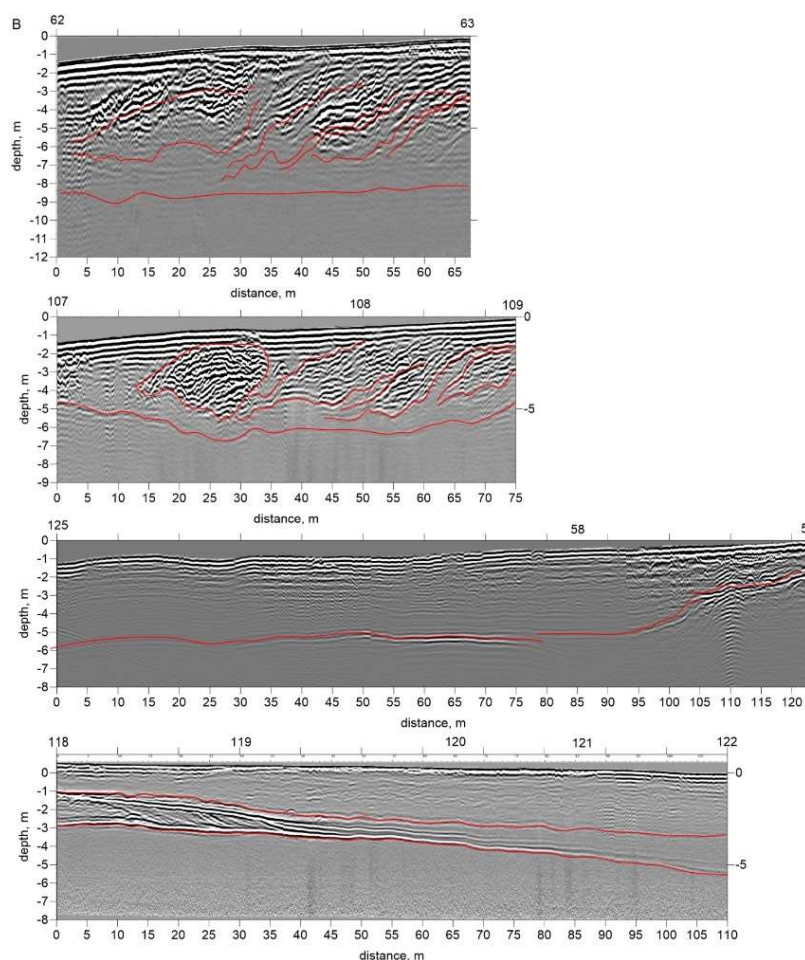
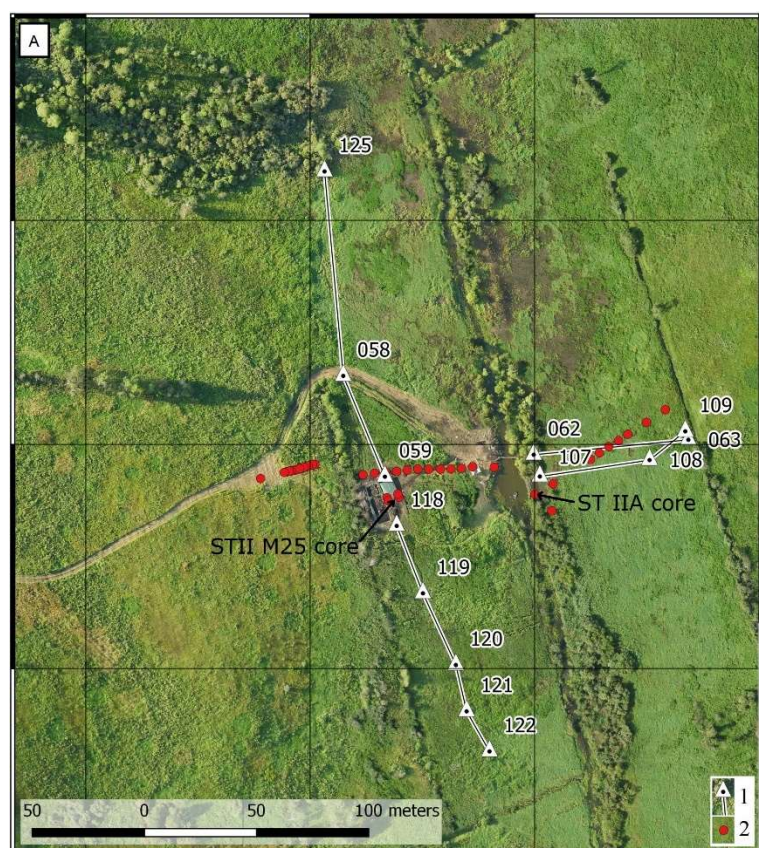


Fig. 3. Results of ground penetrating radar (GPR) survey

A – Location of ground penetrating radar profiles on the Serteya II archaeological site

1 – profile lines, 2 – location of geological drillings

B – GPR sections distance and depth in metres

Wyniki badań georadarowych (GPR)

A – Lokalizacja profili georadarowych na stanowisku Serteya II
1 – linie profili, 2 – położenie sondowań geologicznych

B – przekroje GPR
odległości i głębokości w metrach

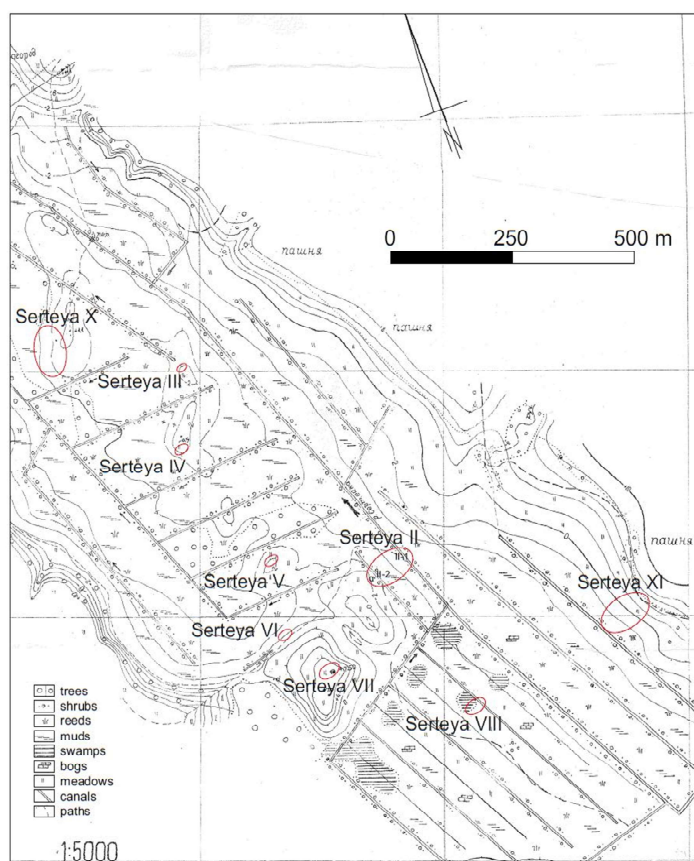


Fig. 4. Fragment of topographical survey performed in 1995–1996

Fragment planu topograficznego wykonanego w latach 1995–1996

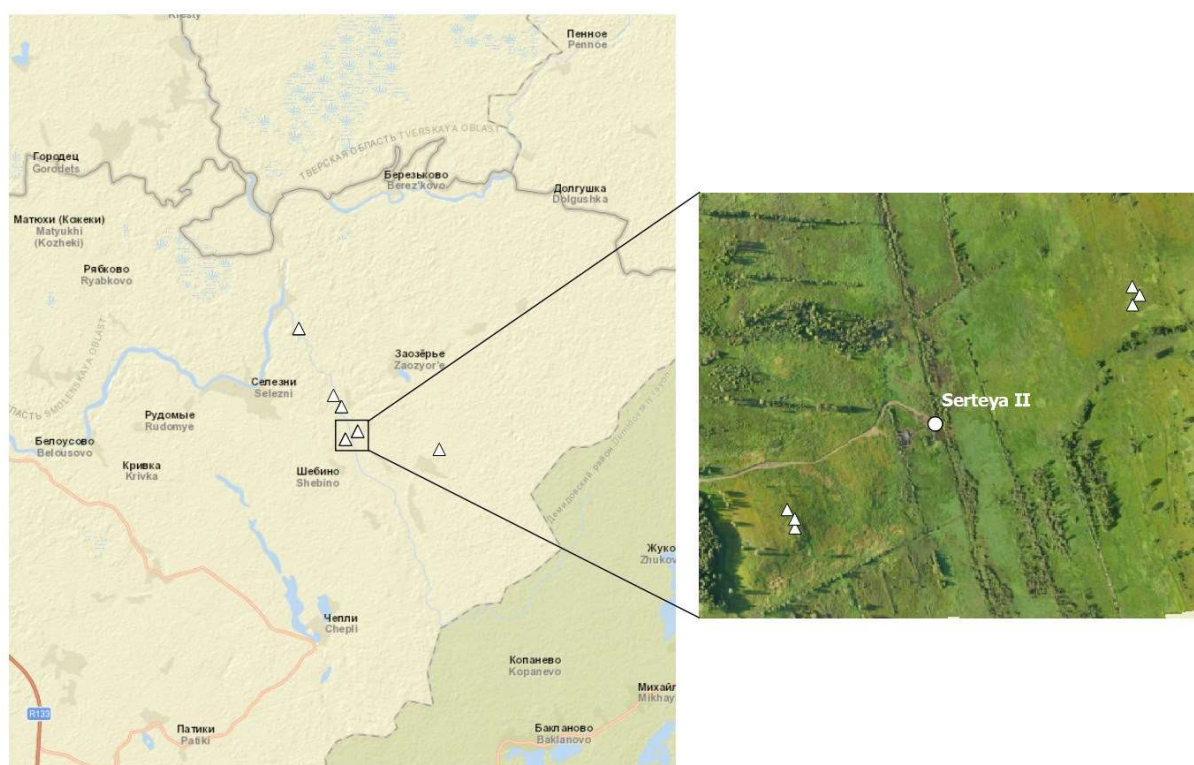


Fig. 5. Plan of local geodetic points developed for Serteya research

geodetic points shown as triangles

Plan lokalnych punktów osnowy geodezyjnej opracowany dla badań w Serteji

punkty geodezyjne są przedstawione jako trójkąty

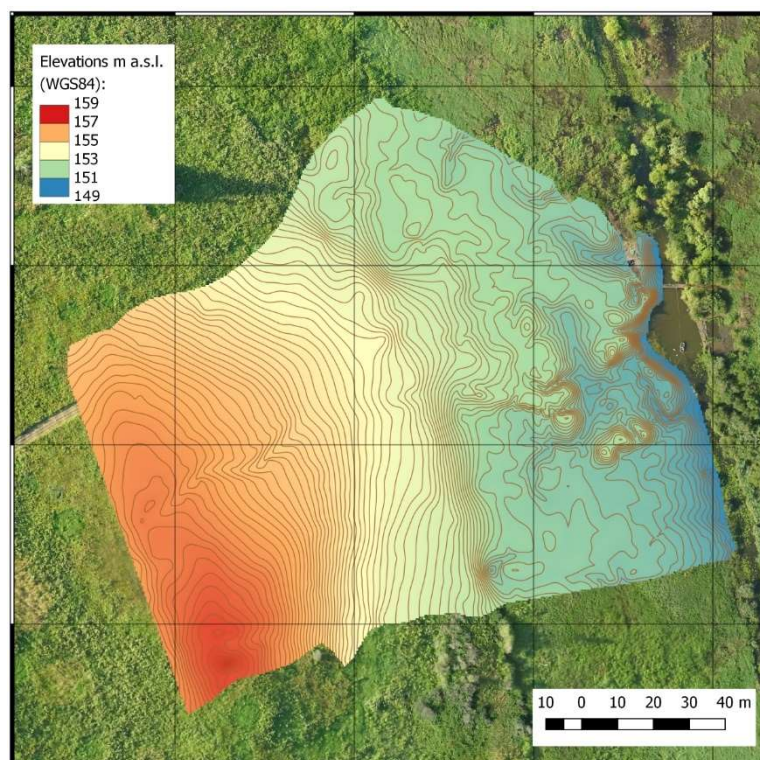


Fig. 6. High-detail relief survey at Serteya II site

contours made for every 10 centimetres of elevation

Model terenu o wysokiej rozdzielczości dla stanowiska Serteya II

poziornice poprowadzono co 10 cm

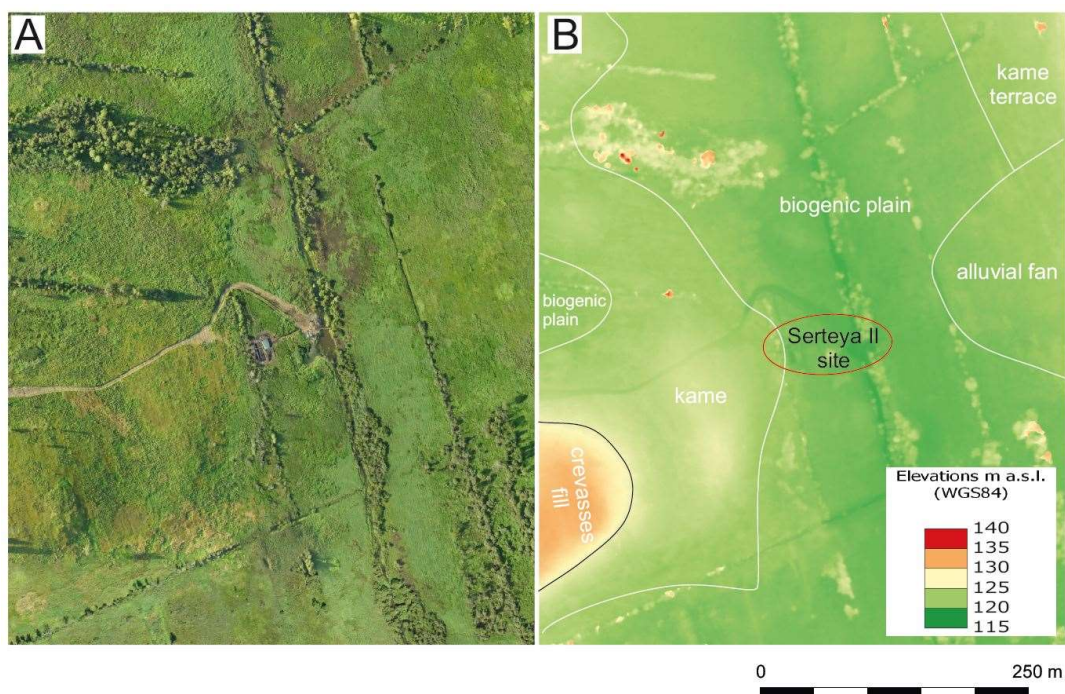


Fig. 7. Results of aerial photo surveying at Serteya II site

A – Orthophotomap (resolution 6 cm/pixel), B – Digital terrain model (resolution 25 cm/pixel)

Wyniki prospekcji lotniczej dla stanowiska Serteya II

A – Ortofotomapa (rozdzielczość 6 cm/pixel), B – Numeryczny model terenu (rozdzielczość 25 cm/pixel)

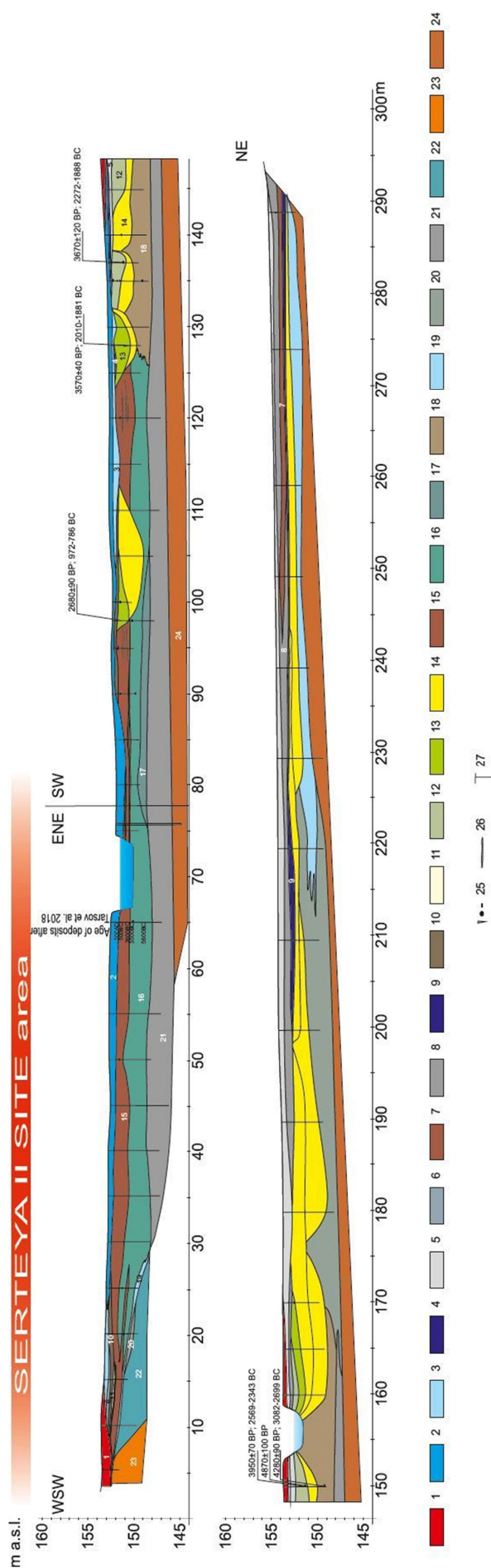


Fig. 8. Geological cross-section of the GSPB in the Serteya II site area

1 – present embankment; 2 – partly organic mud with iron admixture – overbank deposits; 3 – sand and organic mud with iron admixture – overbank deposits; 4 – clayey mud – overbank deposits; 5 – silty sand – overbank deposits; 6 – mud with sand – overbank deposits; 7 – sandy clay and silt – overbank deposits; 8 – sand and silt – overbank deposits; 9 – clay – overbank deposits; 10 – peat and organic mud; 11 – sand with organic mud laminations – slope deposits; 12 – sand with organic mud – palaeochannel fill; 13 – organic mud – palaeochannel fill; 14 – sand with organic mud laminations – channel alluvia; 15 – brownish coarse-detritus gyttja; 16 – olive fine-detritus gyttja with shell fragments; 17 – olive grey fine-detritus gyttja; 18 – brownish muddy gyttja; 19 – limnic sand with organic detritus; 20 – limnic organic mud; 21 – grey limnic clay; 22 – limnic sand and organic mud; 23 – glacio-fluvial sand; 24 – limnoglacial(?) clay; 25 – vertical trunks, charcoal; 26 – cultural layer; 27 – location of drillings

Przekrój geologiczny GSPB w rejonie stanowiska Serteya II

1 – nasyp współczesny; 2 – mulki słabo organiczne z wytrąceniami związków żelaza – osady pozakorytowe; 3 – piaski i mulki organiczne z wytrąceniami związków żelaza – osady pozakorytowe; 4 – mulki ilaste – osady pozakorytowe; 5 – piaski mulkowe – osady pozakorytowe; 6 – mulki zapiaszczone – osady pozakorytowe; 7 – iły i mulki zapiaszczone – osady pozakorytowe; 8 – piaski i mulki – osady pozakorytowe; 9 – iły – osady pozakorytowe; 10 – torf i mulki organiczne; 11 – piaski laminowane mulkami organicznymi – deluwia; 12 – piaski z mulkami organicznymi – wypełnienie paleokoryta; 13 – mulki organiczne – wypełnienie paleokoryta; 14 – piaski laminowane mulkami organicznymi – aluwia korytowe; 15 – brunatna gytia grubodetrytusowa; 16 – oliwkowa gytia drobodetrytusowa z fragmentami muszli; 17 – oliwkoszara gytia drobodetrytusowa; 18 – brunatna gytia zamulona; 19 – piaski jeziorne z detrytusem roślinnym; 20 – mulki organiczne jeziorne; 21 – szare iły jeziorne; 22 – piaski i mulki organiczne jeziorne; 23 – piaski wodnolodowcowe; 24 – iły i mulki limnoglacialne (?); 25 – wertykalne pnie drzew, węgle drzewne; 26 – warstwy kulturowe; 27 – lokalizacja wierceń

Geological and geomorphological traits of the area

The development of the Western Dvina River Basin was initiated after the last ice sheet recession. The territory lies within the recently glaciated area of the Weichselian (Valdai) Glacial (Velichko *et al.* 2011) (Fig. 1). The formation of terrain relief during the Valdai Glacial Stage depended on the geological features of the region (Markov 1961). The region is characterised by a mosaic of glacial and glaciofluvial landscapes with numerous lakes and wetlands, closed depressions and poorly developed valleys of small rivers. The main relief forms of the area are: moraine plateaus, moraine hills, glaciofluvial plains, subglacial channels, and kames, all formed during the Valdai Ice Sheet expansion, as well as Holocene river valleys and biogenic plains (partly within post-lake basins) (Fig. 2). Various deposits and soils occurred in different areas of the landscape. In the southern part, the moraine plateaus are covered by sandy till, while in the northern part the glaciofluvial plains are covered by sands with admixtures of gravels. In the Late Weichselian (Late Valdai) and during the Holocene, organic deposits of lacustrine and swamp origin, alluvial sands and silts accumulated. Slopes of the subglacial channel were cut by gullies in the Late Holocene (see Piech *et al.* 2018, in this issue).

The plateaus are incised by a distinct subglacial channel, which was drained later by the Serteyka River. Numerous widenings (basins) with biogenic plains and narrow gap sections in between occur in the valley floor. They are the remnants of palaeolake basins. Four post-lake basins occur within the researched section of the valley – from the upstream: The Great Serteya Palaeolake Basin (GSPB), The Rudnya Palaeolake Basin, The Nivniky Palaeolake Basin, the smallest, unnamed palaeolake basin (which expedition members called “The Banya Palaeolake Basin” and which was studied by Kalicki *et al.* 2015a). These basins are 100–600 metres wide and 100–2000 metres long. They are filled with organic deposits (mostly gyttjas) of up to 8 metres thick covered with sandy-silty overbank alluvia. All the basins are part of the present Serteyka River valley and are connected by narrow erosive segments (Kul'kova *et al.* 2001; Kalicki *et al.* 2015a; Kittel *et al.* 2016). Radiocarbon data sets and results of a preliminary pollen analysis prove that the sediments of the

palaeolake basins hold records of the Late Weichselian and Holocene (Kul'kova *et al.* 2001, 2015b; Mazurkevich *et al.* 2009a, 2012; Tarasov *et al.* 2018). Potentially, the records of the Late Weichselian and Holocene also exist within deposits of kettle holes situated on glaciofluvial plains (Kittel *et al.* 2017).

The Serteyka River valley was formed in a subglacial channel, after palaeolakes were merged together. Two main palaeolake generations existed within the subglacial channel. The first stages of lake formation took place in the Late Weichselian within glacial crevasses and between blocks of dead ice. Inorganic deposits, mainly silts and sands accumulated at the bottom of these lakes. The remnants of the ice-melting lakes are sandy-silty kames and kame terraces. Kames formed low hills in the subglacial channel floor. In the Late Weichselian (according to the ^{14}C data set – see Tarasov *et al.* 2018 and also authors' materials), the lakes of the second generation started to develop after buried ice began to melt. They were filled with organic deposits and the water level depended on palaeoclimatic and palaeohydrological changes (Kalicki *et al.* 2015a; Kittel *et al.* 2016). The climatic conditions of the Serteya territory situated in a humid zone of high precipitation influenced lake development. Small and shallow lakes turned into swamps during the Holocene because of the high rate of accumulation of deposits. Fluvial systems could, however, replace part of the lake basins during the lakes' regression stages in the Mid- and Late Holocene (Kalicki *et al.* 2015a, b; Kittel *et al.* 2016).

The Serteyka River presumably drained subsequent water bodies during the Holocene. This drainage was an effect of fluvial headward erosion, as was confirmed by radiocarbon dating of the topmost parts of biogenic deposits. In the lowest section of the valley, the lake disappeared in the Late Vistulian–Holocene transition because the river had existed there since at least the Early Holocene. This is confirmed by a palaeochannel cut in the lacustrine sediments, and filled with organic deposits in the Middle Holocene. The Serteyka River presumably drained the Holocene lake basins, successively from the lower sector, as an effect of headward erosion, mainly during lake transgression phases. This is confirmed by radiocarbon dating of the very top parts of organic lacustrine deposits in subsequent post-lake basins (Kalicki *et al.* 2015a; Kittel *et al.* 2016).

Archaeology of the area

Archaeological research has been conducted systematically in the Serteya region since the 1970s (Dolukhanov, Miklyaev 1986; Miklyayev *et al.* 1987; Dolukhanov *et al.* 1989; Mazurkevich 1995; Mazurkevich, Miklyayev 1998; Mazurkevich *et al.* 2009b). Over the last 30 years of long-standing archaeological research, numerous (ca. 60) archaeological camp sites and settlements were discovered in the lower, ca. 10-kilometre-long section of the Serteyka River valley. The Serteya region of the Upper Dvina Basin was settled periodically from the Late Palaeolithic to the Middle Ages and more-or-less permanent occupation of the area started in the Modern Period. Early medieval sites were surveyed in the Serteyka River and Western Dvina River valleys too. The region became part of the Grand Duchy of Lithuania in the late 14th century, and later of the Grand Duchy of Moscow and the Tsardom of Russia. From 1582 to 1772 AD, it belonged to the Polish–Lithuanian Commonwealth, and in 1772 AD the Serteya region became part of Russia.

Numerous archaeological sites are dated to the Neolithic; they are classified to this epoch based on pottery occurrence. The study reveals intensive settlement in the area during the Neolithic since ca. 8300 BP (Kul'kova *et al.* 2001; Mazurkevich *et al.* 2009a, b, 2012). The Neolithic remains were dated from 8000/7500 to 3000 years BP (Mazurkevich *et al.* 2009a, b, 2012), and the processes of neolithisation were strongly dependent on climate changes – mainly vegetation season length, summer temperature and continentality (Kul'kova *et al.* 2015a). The sites are situated both on the mineral basement and within organic deposits of the biogenic plains formed in the area of a few palaeolake basins. The Early Neolithic sites were located at both lower and higher elevations, the Middle and Late Neolithic layers were located predominantly on lower elevations and even within lake deposits, which might be connected with ancient economic systems.

Of particular interest are Neolithic lake settlements, which were first discovered in the upstream basin of the Western Dvina River by A. Miklyaev in 1963. The first excavations were conducted in peat-bogs; it was only later that underwater excavations began. In the case of these sites, the organic artefacts and ecofacts remained in a very good state of preservation.

Early Neolithic communities were hunter-gatherers, while the Middle and Late Neolithic communities introduced agriculture and cattle-breeding (Mazurkevich *et al.* 2009a, b, 2012). However, due to palynological and archaeozoological analyses, this productive economy did not play a significant role in that period (Mazurkevich 2003; Mazurkevich *et al.* 2009b, 2012, 2016a; Tarasov *et al.* 2018).

Archaeological characteristic and stratigraphy of the Serteya II site

Different parts of the Serteya II site have been excavated thus far. Underwater archaeological excavations were conducted within its eastern part in the artificial canal made by drainage works in the 1980s (area of squares O–U/I–VII) (Fig. 9). The Neolithic cultural layers at the site were located within the lacustrine deposits – mostly coarse-detritus gyttja. Vessel fragments attributed to the local Zhizhitsa Culture (ca. 3000–2200 BC), not limited numbers of stone-made tools (cf. Polkovnikova 2014), and wooden and bone objects were found in the cultural layer, which is rich in small burnt bones, fish bones, hazelnuts (sometimes also burnt), water chestnuts, acorns, animal bones and bird bones. Lots of organic artefacts and objects were found due to particularly good preservation conditions, including artefacts made from bone and antler as well as plant material. All the artefacts were found predominantly around the remains of wooden constructions and were mostly absent from the interiors of the constructions. Wicker baskets for waste recycling, nets, bast textile, fishing trap systems and campfires were also found at the site (Mazurkevich, Dolbunova 2011; Mazurkevich *et al.* 2011). Numerous pile-dwelling constructions have been recognised since 2009. Remains of construction №1 (¹⁴C dated to ca. 2400–2200 BC) occupy an approximately 24-m² surface. The construction walls were made from long, thin chips of 2–3 cm wide and 0.5 cm thick. Floor remains were represented by large wooden bark put on the poles and wooden planks and covered with sand in the fireplace (Photo 1, 2). Sites containing domestic structures (i.e. pile-dwellings), artefacts and ecofacts preserved within the lacustrine sediments in the research area are extremely important on a European scale.

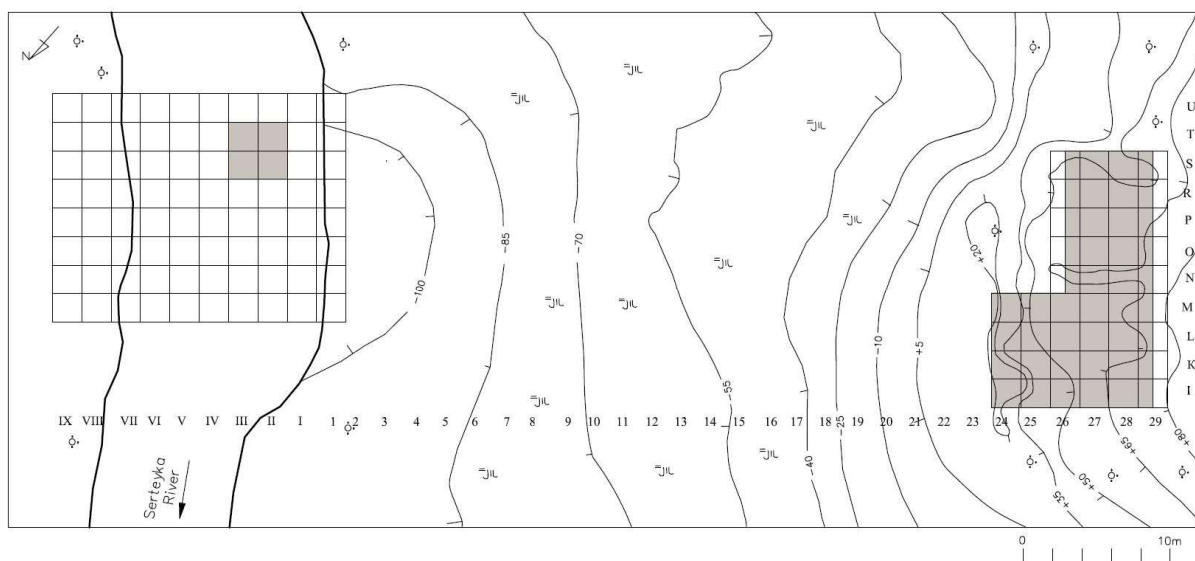


Fig. 9. Plan of the Serteya II site with excavated areas marked
measuring network described with numbers and letters

Plan stanowiska Serteya II z zaznaczonymi obszarami eksploracji archeologicznej
siatka pomiarowa oznaczona cyframi i literami



photo by P. Kittel, 2013

Photo 1. Remnants of the Late Neolithic pile-dwelling settlement at the Serteya II site
Relikty późnoneolitycznej osady palafitowej na stanowisku Serteya II

A



B



photo by A. Mazurkevich, 2014

Photo 2. Serteya II site. A – remains of the wall construction made from thin, treated wooden chips,
B – remains of the floor of construction №1

Stanowisko Serteya. A – relikty konstrukcji ściany wykonanej z wąskich szczap drewnianych,
B – relikty podłogi konstrukcji №1

The western part of the site, called Serteya II-2 (squares I–S/24–29), and layer α (Fig. 9) are situated on the sandy ground and within the lacustrine deposits in the shore zone of the GSPB. Numerous artefacts and features were situated in: a brown coarse-detritus, a brown-olive coarse-de-

tritrus gyttja, and underlying sands with organic mud and clay admixture. The most ancient group of potsherds is represented by vessel fragments from the Serteya Culture dated to the 7–6th millennium BC and the Rudnya Culture (5300–4900 BC). They were found within sands with

organic mud and clay admixture. Selected plant macrofossils from organic mud lamination were ^{14}C dated to $9973 \pm 35 \text{ BP}$ (MKL-A3887), i.e. 9647–9334 BC. The potsherds found at the site are eroded, which could attest to redeposition of the cultural layer and organic matter in the lake shore zone. Fragments of the Rudnya Culture vessels were also found in a lower part of the gyttja layer and ^{14}C dated to $5368 \pm 28 \text{ BP}$ (MKL-A3884), i.e. 4322–4084 BC. This suggests that this pottery could have been deposited due to the erosion of the cultural layer on the upper sandy slope.

The up-to-80-cm thick layer of brown and olive gyttja with wooden remains contains rich artefacts (mainly potsherds) and ecofacts. This gyttja layer was dated in the very bottom, as mentioned above, to $5368 \pm 28 \text{ BP}$ (MKL-A3884), i.e. 4322–4084 BC and in the top to $3371 \pm 21 \text{ BP}$ (MKL-A3936), i.e. 1687–1637 BC (Photo 3, 4). Various pottery types were recorded in this layer, which are attributed to different cultural and chronological periods. They include vessels attributed to Eneolithic cultures of the steppe and forest-steppe zone of Eastern Europe: thick-edged Khvalynskaya Culture pottery and vessels of the late stage of the Sredny Stog Culture, which existed from the 5th to the beginning of the 4th millennium BC.

The majority of finds were found in the upper part of the brown gyttja layer with wooden remains, as well as in olive gyttja. The Middle Neolithic was represented by materials of the Usviati Culture (3100–2900 BC), deposited

mostly in an olive gyttja layer. Most typical for these deposits are potsherds of the Zhizhitsa Culture (3000–2300 BC) – as for the pile-dwelling part of the site. Nevertheless, a small group of pottery, which might have been formed under the influence of the Linear Pottery Culture, and potsherds dated to the end of the Early Neolithic were discovered in gyttja. Apart from the potsherds, some flint, bone, antler and wooden artefacts were found. The remnants of a rectangular construction with an accumulation of elk, bear, badger and boar bones were recognised in the bottom of the brown coarse-detritus gyttja layer and might be connected with the Zhizhitsa Culture communities. This may have been a place dedicated to the butchering of animals (Mazurkevich *et al.* 2016c, 2017b).

In this part of the site, two almost complete skeletons of young women deposited in non-anatomical order and a small part of a third skeleton were registered. The bones were found in brown coarse-detritus gyttja with rich wood fragments (Photo 5, 6; Fig. 10). The corpses had probably lain on wooden branches on the surface for a long period. The gyttja from the horizon close to the skeletons was ^{14}C dated to $3967 \pm 33 \text{ BP}$ (MKL-A 3979), i.e. 2566–2462 BC. However, two wooden elements in the immediate surroundings of the bones were dated to $3760 \pm 20 \text{ BP}$ (Jle-11161), i.e. 2202–2142 BC and $3450 \pm 50 \text{ BP}$ (Jle-11162), i.e. 1876–1691 BC (Mazurkevich *et al.* 2017b). The wooden elements were most probably deposited during a palaeolake transgression phase.

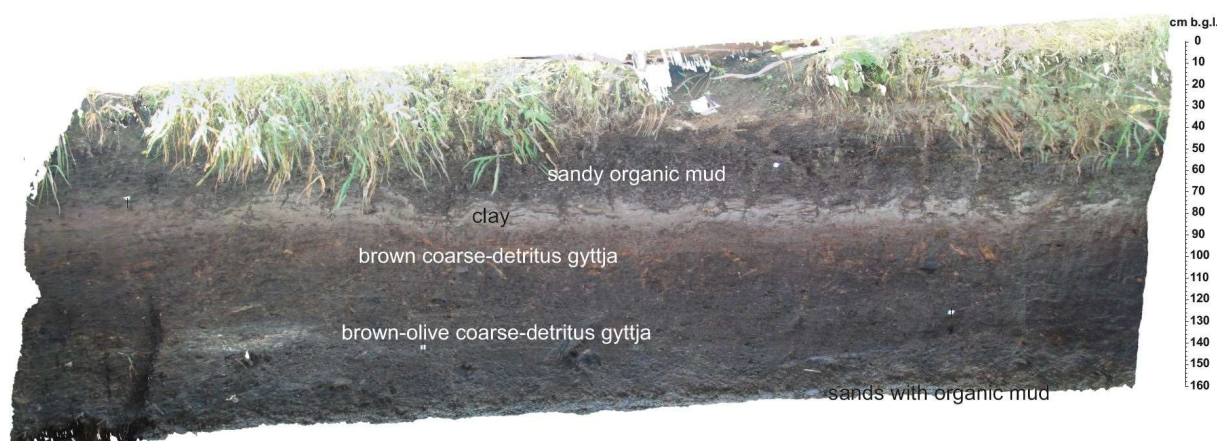


photo by P. Kittel, 2016

Photo 3. Wall of the exposure (the M/25 square) in the GSPB shore zone at the Serteya II site

Ściana wykopu (odcinek M/25) w strefie brzegowej GSPB na stanowisku Serteya II



photo by A. Mroczkowska, 2016

Photo 4. Core of organic deposits in the wall of the exposure (the M/25 square)
in the palaeolake shore zone at the Serteya II site

Rdzeń osadów organicznych w ścianie wykopu (odcinek M/25)
w strefie brzegowej paleojeziora na stanowisku Serteya II



photo by P. Kittel, 2015

Photo 5. Human bones in the geological outcrop at the Serteya II site

Kości ludzkie w odkrywce geologicznej na stanowisku Serteya II

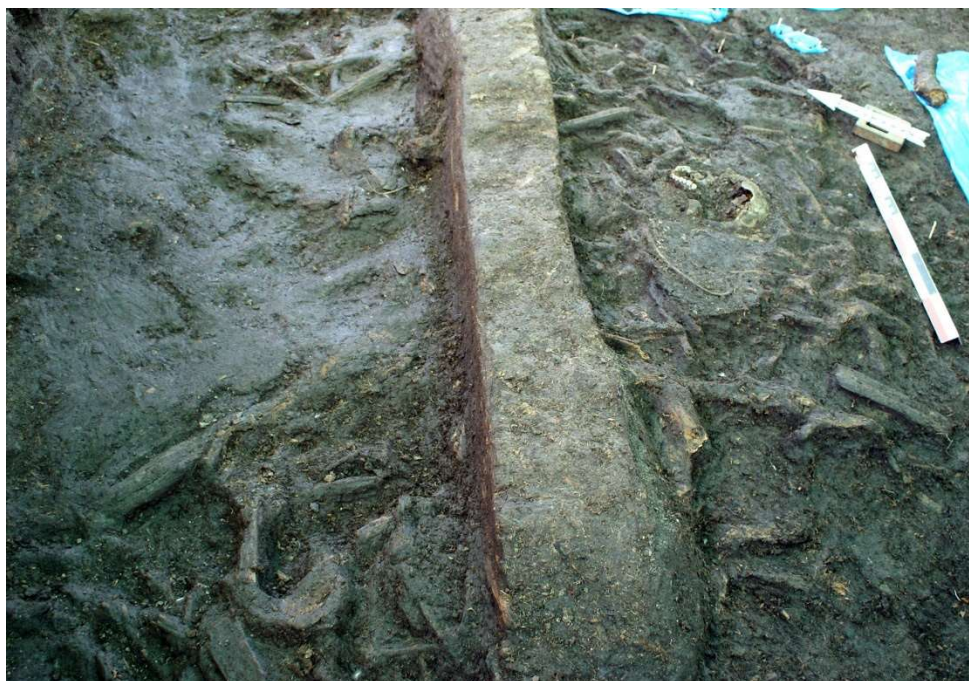


photo by E. Dolbunova, 2015

Photo 6. Remains of skeletons within wooden branches in the brownish coarse-detritus gyttja at the Serteya II site

Pozostałości szkieletów pośród elementów drewnianych w brunatnej gytii grubodetrytusowej na stanowisku Serteya II

were not analysed. In the central part of the geological cross-section, according to the drilling data, a system of palaeochannels was found formed by sand and organic mud and also gyttja. Palaeochannels can also be traced on radiograms – they correspond to areas with a high-amplitude signal and intense coherent line-ups. All of the palaeochannels are stretched in one direction and are adjacent to each other. GPR data allow us to determine not only the size and location, but also the shape of the palaeochannels. In the lower part of the GPR section the top of the till is traced, rising in the eastern part of the profile and opened there by boreholes.

On the radarogram along the parallel profile through points 107–108–109, located to the south of profile 62–63, the same palaeochannels of the Serteyka River were traced. Layered sand deposits also occur to the north of the profile through the drilling points, but lacustrine deposits rich in organic matter are more widespread there.

In the Serteya II site area, it was interesting to estimate the thickness of the lacustrine sediments and to trace their contact with the underlying deposits. According to the GPR data, the thickness of gyttja is minimal in the area of the excavation (less than 2 m), and increases to the north (GPR section of profile 59–125) and south (GPR section of profile 118–122) of it (Fig. 3B). In the northern part, clay has been found below the gyttja, as was demonstrated with a wave pattern. In the southern part, there are cross-layered sands under gyttja and also clay under that. Thus, the river sandy deposits in this area are to the south of the excavation site and are wedged out around it.

Remains of pile-dwellings were discovered within coarse detritus gyttja at the elevation of ca. 150.5–151.2 m a.s.l. During augering of the part of the site close to the canal, two cultural layers were documented: 1/ ca. 1.2–1.5 and 2/ ca. 2.0 m b.g.l. (Fig. 8). The constructions were situated on a marshy shore or an exposed lake bottom. This is attested to by the accumulation of clay, sand and shells around the piles. So, the piles must have been located on a dry surface and seasonal water rises led to the penetration of clay and cultural layer into spaces around the piles. Pits filled by different waste products were also traced in the underlying layer. Accumulations of waste products show that they could have been submerged and eroded during water level increases. Cultural remains (artefacts and ecofacts) were accumulated on the gyttja surface

during dry periods (regression phases), and later they were sunken and covered with gyttja deposition. The archaeological context suggests episodes of lake regressions, allowing the appearance of settlements on the post-lake plains.

In the western part of the site, within the palaeolake shore zone, the skeletons were situated at an elevation of ca. 152.0–152.25 m a.s.l. in the brown coarse-detritus gyttja. Below, in the brown and olive coarse-detritus gyttja, a cultural layer was recorded at a depth of ca. 120–150 cm b.g.l. (ca. 151.8–151.5 m a.s.l.) with rich Middle and Late Neolithic artefacts and ecofacts (Photo 3). Early Neolithic materials were found mostly within sands with organic mud laminations up to 160 cm b.g.l. (elevation ca. 151.4 m a.s.l.) in the deepest part of the excavated area. In the most western part of the site, Neolithic features were excavated on the slope of the kame. This surface is slightly inclined to the ENE and formed by glaciofluvial sands with admixtures of gravels and limnoglacial fine sands and silts. The elevation of this area is from 153 to 157 m a.s.l.

Discussion

The radiocarbon data set and the results of a preliminary pollen analysis prove that the lacustrine sediments in the Serteya II site area hold records of the Late Weichselian and the Holocene (up to the Modern Period) (Kul'kova *et al.* 2001, 2015a, b; Mazurkevich *et al.* 2009a, b, 2012; Tarasov *et al.* 2018). However, numerous inversions were observed within this radiocarbon data set (see: Zajceva *et al.* 2003; Tarasov *et al.* 2018). The first palaeoecological reconstructions in the Serteya microregion were conducted in the 2000s (see: Kul'kova *et al.* 2001; Mazurkevich 2003; Kul'kova, Savel'eva 2003; Zajceva *et al.* 2003; Dolukhanov *et al.* 2004; Kul'kova 2005, 2006; Mazurkevich *et al.* 2009a, b; Tarasov *et al.* 2018). The cores of organic deposits from GSPB, The Rudnya Palaeolake Basin and The Nivniki Palaeolake Basin were studied in order to enable a palaeoenvironmental reconstruction with the use of pollen, diatom and geochemical analyses. These studies documented the subsequent lake level fluctuations in the Subboreal period as a result of climatic (mostly precipitations) fluctuations (Kul'kova *et al.* 2001). A decrease in precipitation was recorded for the early Subboreal period and, later, warming began in the Middle Subboreal. An increase in cooling and humidity was registered in the late Subbore-

al period in the western Russian territory (Aleshinskaya, Spiridonova 2000). In the Subboreal period spruce became the base forest species in the Serteya region (Kul'kova, Savel'eva 2003). Productivity of the lake decreased and the water level was higher (Kul'kova *et al.* 2001). The Subatlantic period was cooler, with higher human impact at the beginning of the period. It was a time when most of the lakes turned into swamps. In the middle Subatlantic, human impact decreased. The main lake transgressions correlated with the humid stage of the Holocene (Kul'kova, Savel'eva 2003; Mazurkevich *et al.* 2012). During the Middle Holocene, the periphery of wetlands was forested by broadleaf forests. Charcoals derived from those species predominate in the Neolithic cultural layers buried in the lacustrine deposits (Kul'kova *et al.* 2001; Mazurkevich *et al.* 2009a, b; Tarasov *et al.* 2018).

The exceptional importance of the palaeoecological reconstruction of the local environment concerns the palaeohydrological conditions (transgression and regression phases) of the GSPB at the pile-dwelling Serteya II site in the Neolithic. The palaeohydrological conditions, the palaeolake evolution and the fluvial regime of the Serteyka River were the forces driving lake water table fluctuations, and determined the development of pile-dwelling settlements there. The crucial issue is the location conditions of the pile-dwelling constructions, and whether they developed during lake transgression or regression. Preliminary results of palaeoecological reconstructions document a lake water level regression during the Neolithic occupation phase. The pile-dwellings were situated directly on the surface of lacustrine deposits (coarse detritus gyttja) within the GSPB. The archaeological data, as pits dipped in the palaeolake bottom, suggest at least short-lasting regressions of water level during the existence of constructions (Mazurkevich *et al.* 2016b). The question remains: did the settlement emerged during the seasonal water level decrease, the short time of the lake regression, or after the permanent lake water disappearance associated with the Serteyka River valley development?

The situation recognised on the east side of the Serteya II site shows possible periods of the lake system being replaced by a fluvial one in the 2nd half of 3rd millennium BC. During hand augering and georadar prospections, fluvial deposits (channel alluvia and palaeochannel fills) were recorded within lacustrine deposits and ¹⁴C

dated to: 3950±70 BP (MKL-3095), 2569–2343 BC; 3670±120 BP (MKL-3094), 2272–1888 BC; 3570±40 BP (MKL-3092), 2010–1881 BC or even 2680±90BP (MKL-3093), 972–786 BC (Figs 7, 9). On the opposite side of the GSPB (ENE from the Serteya II site point of view), a small river valley was developed that cut the subglacial channel slope. Within the GSPB, a well-developed alluvial fan was formed. Delta sediments interfinger with lacustrine deposits.

The landscapes and resources that were formed in the studied area mostly during the Middle Holocene attracted not only hunter–fisher communities, but also members of cultures with a cattle-breeding and agriculture economy. These cattle-breeding tribes penetrated the Upper and Middle Dvina basin, as well as the Smolensk part of the Dnepr River basin in the 5th millennium BC from the southern forest-steppe, and later on – in the 3rd millennium BC (bearers of cultural traditions of Globular Amphora Cultures and Corded Ware Culture). Climate aridisation in the southern regions of Eastern Europe led not only to vegetation zones shifting to the north, but also to intense migration processes. As a result of migrations in the region in question, tribes of the Eneolithic cattle breeders appear, which are marked by a specific pottery and stone industry. It was probably the vast flood plains of the lacustrine-river systems in Serteya area that attracted these early cattle-breeding communities.

Analysis of sites' distribution within the reconstructed Subboreal landscapes allows some distinctive features to be determined. The resources that maintained the life of the pile-dwelling settlement throughout the year had to be used according to some strategy. This strategy might have included various factors – accessibility of resources, the ceasing of some of them, their maintenance and renewal through time, the choice of place for permanent and temporal settlements/sites according to some factors, etc. Seasonality and the time period of site occupation were also important factors conditioning the availability and amount of different resources.

Accessibility of and distance to different resources might have changed over time or depending on season. The use of spruce as a building material disappeared after a while near the site, thus the distance to this resource increased greatly. Activities in forests can also be traced through single finds of stone axes of the Middle to Late Neolithic. Seasonality and some strategy

in hunting different animals (primarily the most meaty one – the elk) may also be noted based on faunal remains. The finding of only parts of carcasses of big animals on the site may be evidence of the area where the animals were caught having been remote. The small number of species recorded, which could not have supplied the needs (in meat, raw materials for tools production, and skins) of the inhabitants of this site throughout the whole period of its existence, would evidence the existence of other places where butchering was conducted. Single scrapers and arrowheads attributed to this time found in different parts of the GSPB and other palaeolake basins may indicate temporal hunting and butchering sites or “satellite-sites” serving this permanent pile-dwelling settlement. Pottery similar to that of the Serteya II site and remains of bones marking a butchering zone were found on contemporaneous sites Serteya X and VIII (Fig. 4). The remains of household constructions (without fire places) on the Serteya X sites may evidence the existence of special storage and butchering places 500 m from a basic settlement. They were located on the islands and shores of the lake.

Fishing and gathering products might have been the basis of the diet during spring and the beginning of autumn, and hunting from autumn to spring. Cattle-breeding and agriculture have not yet become the main source of food supply. Single bones of domesticated horse, cow, sheep and probably pig were found on the sites of this region (Sablin, Siromyatnikova 2009). Palynological data might indicate some agricultural activities as well (Dolukhanov *et al.* 2004; Arslanov *et al.* 2009). The harvesting and storage of wood for building might have been the most effective during the winter period, because of wood quality at this time, and ease of transportation. Wood for nets, ropes, textile, baskets and other basketry would most reasonably have been conducted during spring because of material quality.

Archaeological and geoarchaeological study of the Serteya II site allowed the reconstruction of different zones of inhabitation and household activities related to the GSPB marshy area (central part of the pile-dwelling site), a shore part with other types of constructions and butchering zones: all zones were probably in use during the lifetime of the pile-dwelling Serteya II site in the 3rd millennium BC. The Serteya II pile-dwelling settlement appeared before the 4200-years-BP cooling event (Mazurkevich, Dolbunova 2011;

Mazurkevich *et al.* 2014). The archaeological context, as well as palaeoecological data, suggests the presence of short-term episodes of lake regressions in this period, allowing the pile-dwelling settlement's development on post-lake plains. The settlement survived for numerous seasons before being flooded again (Mazurkevich, Dolbunova 2011; Mazurkevich *et al.* 2011; Kul'kova *et al.* 2015a, b).

Conclusions

In the long period during the Holocene, few lake basins existed within the present-day Serteya River valley. One of the largest, the Great Serteya Palaeolake Basin (GSPB) occurred in the area of Serteya II site. The Serteya River presumably drained subsequent lake basins in the Holocene, successively from the lower sector, as an effect of headward erosion. These processes took place mainly during lake transgression phases. A fluvial system also replaced part of the lake basins during regression phases in the Late Holocene. Water level fluctuations strongly influenced the human settlements – during the regression phase it was possible to situate the pile-dwelling constructions on the uncovered lake bottom, although they were flooded in the transgression phase. Settlement density strongly depended on climate and vegetational changes, which influenced the availability of natural resources. The environmental conditions seem to be very attractive – especially to Late Neolithic communities – in regression phases, due to a high level of landscape geo- and biodiversity, including small lakes, rivers and fertile hydrogenic and semihydrogenic soils. Therefore, the most important issue concerns palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes and their influence on ancient communities, such as the phenomenon of the emergence of the culture of pile-dwellers.

The palaeoenvironmental research contributes greatly to broadening the knowledge of the functioning and transformation of the natural environment in the Neolithic, mainly during the transition from the hunter-gatherer economy into the productive one, and also during the period of global climate changes ca. 6200 and 4200 BP. Pile-dwellings appeared in the end of the 4th to the beginning of the 3rd millennium BC (ca. 4900 BP), in the period of rebuilding of ecological niche forced by environmental changes in the transition of the Atlantic to the Subboreal. It is

supposed that the new type of architecture (i.e. pile-dwellings) was a form of adaptation to the changeable ecological conditions of the Sub-boreal Period. The variable geomorphological system (changeably: fluvial and lacustrine or swampy) strongly determined the lifestyle and economy of Neolithic pile-dwelling settlers.

Acknowledgments

The palaeoecological research at Serteya II site is financed by grants from the “National Science Centre, Poland” based on the decision No. 2017/25/B/HS3/00274.

We would like to thank Prof. M. Krapiec for radiocarbon dating.

The authors are grateful the Reviewers and Editors of AGL for their very constructive remarks which greatly improved the final version of the paper.

References

- Abramov L.S. 1972. Opisaniya prirody nashey strany: Razvitiye fiziko-geograficheskikh kharakteristik. Mysl'. Moskva.
- Aleshinskaya A.S., Spiridonova E.A. 2000. Periodizatsiya epokhi bronzы lesnoy zony evropeyskoy Rossii. *Tverskoy Arkheologicheskoy Sbornik* 4(1): 52-358.
- Arslanov Kh.A., Dolukhanov P.M., Savelieva L.A., Dzinoridze E.N., Kuzmin G.F., Denisenkov V.P. 2009. The Holocene Environments in North-Western and Central Russia. In: P.M. Dolukhanov, G.R. Sarson, A.M. Shukorov (eds) *The East European Plain on the Eve of Agriculture*. BAR International Series 1964. Archaeopress, Oxford: 109-121.
- Dolukhanov P., Mazurkevich A. 2000. Sites lacustres neolithiques de Russie, *Archeologia* 369: 69-70.
- Dolukhanov P.M., Miklyayev A.M. 1986. Prehistoric lacustrine pile dwellings in the north-western part of the USSR. *Fennoscandia Archaeologica* 3: 81-89.
- Dolukhanov P.M., Gey N.A., Miklyayev A.M., Mazurkewicz A.N. 1989. Rudnya-Serteyska, A stratified dwelling-site in the upper Duna basin (a multidisciplinary research). *Fennoscandia Archaeologica* 6: 23-27.
- Dolukhanov P., Shukorov K., Arslanov A.N., Mazurkevich L.A., Savel'eva E.N., Dzinoridze M.A., Kulkova M., Zaitseva G.I. 2004. The Holocene Environment and Transition to Agriculture in Boreal Russia (Serteya Valley Case Study). *Internet Archaeology* 17 (<http://intarch.ac.uk/journal/issue17>).
- Gorlach A., Kalm V., Hang T. 2015. Thickness distribution of quaternary deposits in the formerly glaciated part of the East European plain. *Journal of Maps* 11(4): 625-635.
- Kalicki T., Alexandrovskiy A.L., Kittel P., Krupa J., Mazurkevich A., Pawłowski D., Plóciennik M., Stachowicz-Rybka R. 2015a. From Lake Basins to River Valley – Late Vistulian and Holocene Evolution of Last Glaciation Area: Serteya Basin (Western Russia). International Association of Geomorphologists (IAG) Regional conference “Gradualism vs catastrophism in landscape evolution”, July 2-4, 2015. Publishing House of Altai State University, Barnaul: 159-161.
- Kalicki T., Kittel P., Pawłowski D., Plóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Mazurkevich A., Krupa J., Alexandrovskiy A. 2015b. Postglacial evolution of Lower Serteya river valley (Western Russia). Quaternary Conference, 27 November 2015. ÚGV PrF MU, Brno: 23.
- Kazakov E.E. 2016. Opyt organizatsii byudzhetnoy topograficheskoy aerofotosyemki v usloviyakh polevoy ekspeditsii sredstvami lyubitelskogo BPLA DJI Phantom 3 Advanced. GIS-Lab.info (http://gis-lab.info/jaa/aerial_photo_DJI_Phantom_3.html)
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kalicki T., Kul'kova M., Pawłowski D., Plóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Zaitseva G. 2016. Evolution of lake basins in the Serteya region (Western Russia) in the context of Neolithic settlement's development. Proceedings of the International Conference “Paleolimnology of Northern Eurasia. Experience, Methodology, Current Status”, Yakutsk. 22-27 August 2016. North-Eastern Federal University, Yakutsk: 13-15.
- Kittel P., Mazurkevich A., Błaszczyk K., Dolbunova E., Gauthier E., Kotrys B., Kramkowski M., Lamentowicz M., Łuców D., Mroczkowska A., Plóciennik M., Słowiński M. 2017. Last 1000 years palaeoecological history of the kettle-hole peatland in the Serteya region (research project). / Kittel P., Mazurkevich A., Blashchik K., Dolbunova E., Got'ye E., Kotrys B., Kramkowski M., Lamentovich M., Lutsuv D., Mrochkovska A., Plutsennik M., Slovin'skiy M. 2017. Paleoekologicheskaya istoriya poslednikh 1000 let torfyanikovoy kotloviny v Serteyskom regione (predstavleniye proyektu). In: A.A. Vybornov, A.N. Mazurkevich, E.V. Dolbunova, E.S. Tkach (eds) *Kul'turnyye protsessy v tsirkumbaltiyskom prostranstve v rannem i srednem golotsene*. MAE RAN, Sankt-Peterburg: 50-54.
- Kondracki J. 1992. Fizycznogeograficzna regionalizacja republik Litewskiej i Białoruskiej w układzie dziesiętnym. *Przegląd Geograficzny* 64(3-4): 341-346.
- Kul'kova M.A. 2005. Geokhimicheskaya indikatsiya landshaftno-paleoklimaticheskikh usloviy v

- golotsene v regionakh Dvinsko-Lovatskogo mezhdurechia i Yuzhnoy Sibiri. Avtoreferat dissertatsii. Sankt-Peterburg.
- Kul'kova M. 2006. The geochemical indicators of paleoclimate of Holocene and their meaning for reconstruction of prehistory sites in Western Dvina-Lovat' area of North-Western Russia. Proceeding from the 8th Nordic Conference on the Application of Scientific Methods in Archaeology "Archaeology and Environment". *Umee* 21: 93-100.
- Kul'kova M.A., Savel'eva L.A. 2003. Vosstanovleniye paleoklimaticheskikh usloviy golotsena v rayone zabolochennykh ozer v doline r. Serteyki v Velizhskom rayone Smolenskoy obl. po dannym sopryazhennogo analiza. Drevnosti Podvinia. istoricheskiy aspekt: po materialam kruglogo stola. posvyashchennogo pamyati A.M. Miklyayeva. 6-8 oktyabrya 1999 g. Gosudarstvennyy Ermitazh, Sankt-Peterburg: 291-299.
- Kul'kova M.A., Mazurkevich A.N., Dolukhanov P.M. 2001. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina-Lovat area of North-western Russia. *Geochronometria* 20: 87-94.
- Kul'kova M.A., Mazurkevich A.N., Dolbunova E.V., Lozovsky V.M. 2015a. The 8200 cal BP climate event and the spread of the Neolithic in Eastern Europe. *Documenta Praehistorica* 42: 77-92.
- Kul'kova M.A., Mazurkevich A., Gerasimov D. 2015b. Stone Age archaeological sites and environmental changes during the Holocene in the NW region of Russia. In: J. Harff, G. Bailey, F. Lüth (eds) *Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf*. Geological Society, London: 27-50.
- Markov K.K. 1961. (ed.) Relyef i stratigrafiya chetvertichnykh otlozheniy Severo-Zapada Russkoy ravniny: K 6 kongressu INQUA v Varshave 1961. Izd-vo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
- Mazurkevich A.N. 1995. O rannem neolite Lovatsko-Dvinskogo mezhdurechia. *Peterburgskiy Arkheologicheskii Vestnik* 9: 77-84.
- Mazurkevich A.N. 2003. Pervyye svidetelstva proyavleniya proizvodnyashchego khozyaystva na Severo-Zapade Rossii. In: D.G. Savinov, V.N. Sedykh (eds) *Pushkarevskiy sbornik II*. Izd-vo S-Peterburgskogo un-ta, Sankt-Peterburg: 77-84.
- Mazurkevich A., Dolbunova E. 2011. Underwater Investigations in Northwest Russia: lacustrine archaeology of Neolithic pile dwellings. W: J. Benjamin, C. Bonsall, C. Pickard, A. Fischer (red.) *Submerged Prehistory*. Oxbow Books, Oxford: 158-172.
- Mazurkevich A., Dolbunova E. 2015. The oldest pottery in hunter-gatherer communities and models of Neolithisation of Eastern Europe. *Documenta Praehistorica* 42: 13-66.
- Mazurkevich A.N., Miklyayev A.M. 1998. O rannem neolite mezhdurechia Lovati i Zapadnoy Dviny. *Arkheologicheskii Sbornik Gosudarstvennogo Ermitazha* 33: 7-31.
- Mazurkevich A., Dolukhanov P., Shukurov A., Zaitseva. G. 2009a. Mesolithic and Neolithic in the Western Dvina-Lovat Area. In: P.M. Dolukhanov, G.R. Sarson, A.M. Shukurov (eds) *The East European Plain on the Eve of Agriculture, BAR International Series* 164. Archaeopress, Oxford: 145-153.
- Mazurkevich A., Korotkevich B.N., Dolukhanov P.M., Shukurov A.M., Arslanov Kh.A., Savel'eva L.A., Dzinoridze E.N., Kul'kova M.A., Zaitseva G.I. 2009b. Climate, subsistence and human movements in the Western Dvina – Lovat River Basins. *Quaternary International* 203: 52-66.
- Mazurkevich A.N., Dolbunova E.V., Maigrot Y., Hookk D. 2011. Results of underwater excavations of Serteya II and research of pile-dwellings in Northwest Russia. *Archaeologia Baltica* 14: 47-64.
- Mazurkevich A.N., Dolbunova E.V., Kul'kova M.A. 2012. Dynamics of landscape developing in early-middle Neolithics in Dnepr-Dvina region. International conference "Geomorphic Processes and Geoarchaeology: from Landscape Archaeology to Archaeotourism", Moscow-Smolensk. Russia, August 2012. Univer-sum, Moscow-Smolensk: 20-24: 192-194.
- Mazurkevich A., Dolbunova E., Kittel P. 2014. The phenomenon of pile-dwellings in North-Western Russia in the 4th-2nd mil. BC. Culture, Climate and Environment Interactions at Prehistoric Wetland Sites 11-14 June 2014. University of Bern, Switzerland, Bern: 25.
- Mazurkevich A., Kittel P., Maigrot Y., Kul'kova M., Kazakov E., Dolbunova E., Sablin M., Lyashkevich E., Regert M., Mazuy A. 2016a. Landscape and natural resources use in the 3rd mill BC by pile-settlements' dwellers in NW Russia. 22th Annual Meeting of the EAA. 31st August-4th September 2016 Vilnius. The European Association of Archaeologists, Public Institution The Academy of Cultural Heritage, Vilnius: 644-645.
- Mazurkevich A., Kittel P., Dolbunova E., Maigrot Y., Zaiceva G. 2016b. Cultural layer formation, production and dwelling areas on pile-settlements of Upper Dvina region. 22th Annual Meeting of the EAA. 31st August-4th September 2016 Vilnius. The European Association of Archaeologists, Public Institution The Academy of Cultural Heritage, Vilnius: 644-655.
- Mazurkevich A.N., Kittel P., Dolbunova E.V., Kazakov E.E., Faßbinder J., Sablin M.V.,

- Maigrot Y. 2016c. Okruzhayushchaya sreda. landshaft Serseyskogo arkheologicheskogo mikroregiona i ego ispolzovaniye v III tys. do n.e. (po rezultatam novykh issledovaniy pamyatnika Serveya II). Mizhnarodnaya navukova-praktychnaya konferencyja. Starazhytnasci III–I tys. da n.e. Belarusi i sumieznyh terytorij: novyya pogljady i interpretacyi (da 80-goddzja dasliedavannja pasielishchaw Kryvinskaga Tarfianika). Pragrama i zbornik tezisaw dakladaw / International conference. Antiquities of III–I mill. b.c. of Belarus and adjacent territories: new views and interpretations (dedicated to 80th anniversary of the research of Kryvina Peat-Bog settlements). Programme and abstract book / Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya. Drevnosti III–I tys. do n.e. Belarusi i sopredelnykh territorij: novyye vzglyady i interpretatsii (k 80-letiyu issledovaniya poseleniy Krivinskogo Torfyanika). Programma i sbornik tezisov dokladov. 1–2 snezhnja 2016 goda. Instytut gistoryi NAN Belarusi, Minsk: 36-37.
- Mazurkevich A., Dolbunova E., Kittel P., Kazalov E. 2017a. Lacustrine pile-dwellings of the 4-3rd mill BC: particularities of landscape, economy and culture (NW Russia). International Open Workshop. Socio-Environmental Dynamics over the Last 12,000 Years: The Creation of Landscapes V, Kiel, March 20-24, 2017. Graduate School at Kiel University, Kiel: 147.
- Mazurkevich A., Dolbunova E., Kittel P., Fassbender J., Maigrot Y., Mroczkowska A., Płóciennik M., Sikora J., Słowiński M., Sablin M., Shirobokov I. 2017b. Multi-disciplinary research on the Neolithic pile-dwelling Serveya II site (Western Russia) and the landscape reconstruction. In: A. Marciniak-Kajzer, A. Andrzejewski, A. Golański, S. Rzepecki (eds) *Nie tylko krzemienie. Not only flints*. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Łódzka Fundacja Badań Naukowych, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich Oddział w Łodzi, Łódź: 103-128.
- Miklyayev A.M., Mazurkevich A.N., Doluhanov P.M., Zajceva G.I. 1987. O rannem neolite severa Smolenskoy oblasti i yuga pskovskoy oblasti. In: V.P. Shilov (ed.) *Zadachi sovetckoy arkheologii v svete resheniy XXVII syezda KPSS*. Nauka, Moskva: 169-170.
- Piech W., Kittel P., Mazurkevich A., Pavlovskaya E., Kazakov E., Teltevskaia Y., Błaszczak K., Kotrys B. 2018. Cechy sedimentologiczne i warunki osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Seretki (zachodnia Rosja). *Acta Geographica Lodziensia* 107; 215-238.
- Polkovnikova M.E. 2014. Kamenny inventar' svaynogoposeleniya Serveya II. Material mezhdunarodnoy konferentsii, posvyashchennoy poluekovomu issledovaniyu svaynykh poseleniy na Severo-Zapade Rossii „Arkheologiya ozer-nykh poseleniy 4-2-go tys. do n.e.: khronologiya kul'tur i prirodno-klimaticheskoye ritmy”. Sankt-Peterburg, 13-15 Noyabrya 2014 G. Gosudarstvennyy Ermitazh, Sankt-Peterburg: 271-274.
- Sablin M.V., Siromyatnikova E.V. 2009. Animal remains from Neolithic sites in northwestern Russia. In: P.M. Dolukhanov, G.R. Sarson, A.M. Shukurov (eds) *The East European Plain on the Eve of Agriculture. BAR International Series 1964*. Oxford: Archaeopress: 153-158.
- Tarasov P.E., Savelieva L.A., Long T., Leipe C. 2018 (in press). Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. *Quaternary International*
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.029>
- Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu.N., Sudakova N.G., Lavrentiev N.V. 2011. Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology. *Developments in Quaternary Science* 15: 337-359.
- Zajceva G.I., Vasil'ev S.S., Dergachev V.A., Mazurkevich A.N., Semencov A.A. 2003. Novyye issledovaniya pamyatnikov basseyna Zapadnoy Dviny i Lovati: raspredeleniye radiouglerodnykh dat. korrelyatsiya s izmeneniyem prirodnnykh protsessov. primeneniye matematicheskoy statistiki. Drevnosti Podvinia. istoricheskiy aspekt: po materialam kruglogo stola. posvyashchennogo pamyati A.M. Miklyayeva. 6-8 oktyabrya 1999 g. Gosudarstvennyy Ermitazh, Sankt-Peterburg: 140-154.

Streszczenie

Dolina współczesnej rzeki Seretki, dopływu Dźwiny, wykorzystuje rynnę subglacialną ukształtowaną w trakcie zlodowacenia wisły (wałdajskiego). W późnym vistulianie i w holocenie w rynnę funkcjonował przez długi czas system paleojezior, co najmniej dwu generacji. Rzeka Seretka stopniowo zdrenowała zbiorniki jeziorne w wyniku erozji wstecznej. Proces ten przypadał zapewne głównie na fazy transgresji paleojezior. System fluwialny zastąpił ostatecznie system limniczny w późnym holocenie. Warunki poziomu wody miały silny wpływ na warunki rozwoju lokalnego osadnictwa. Gęstość zaludnienia zależała od regionalnych zmian klimatycznych i lokalnego krajobrazu. Szczególnie bogate i interesujące są relikty osadnictwa neolitycznego odkrywane w dnie współczesnej doliny Seretki. W obrębie jednego z największych zbiorników paleojeziornych funkcjonowa-

ła neolityczna osada palifitowa Serteya II. Warunki środowiskowe stanowiska wydają się być szczególnie korzystne dla społeczności neolitycznych opartych przede wszystkim o gospodarkę przyswajalną, w tym głównie rybołówstwo. W trakcie regresji wód paleojeziora środowisko obszaru cechowało się wysoką geodiversity i bioróżnorodność, a w krajobrazie dominowały małe jeziora, niewielkie ciek i żyzne gleby hydrogeniczne. Dlatego ważnym celem badań multidyscyplinarnych jest rekonstrukcja zmian paleohydrologicznych i paleoklimatycznych obszaru oraz ich wpływu na lokalne osadnictwo.

Prace archeologiczne na stanowisku Serteya II pozwoliły na wydzielenie zróżnicowanych pod względem funkcjonalnym stref w obrębie obszaru użytkowanego osadniczo. Wyróżniono strefę podmokłą stanowiącą centralną część osady palafitowej, której relikty odkrywano są w obrębie osadów jeziornych. W strefie brzegowej paleojeziora odkryto relikty zabudowy związanej z zajęciami gospodarczymi, w tym uprawianiem tusz zwierząt. Odkryto tu również części szkieletów

trzech osobników – dwu młodych kobiet i mężczyzny. Osada funkcjonowała w 3 tysiącleciu p.n.e. Znaczące jest to, że główna faza rozwoju osady palafitowej przerwana została w trakcie chłodnej oscylacji klimatycznej 4,2 ky. BP. Kontekst geoarcheologiczny jej istnienia, sugeruje występowanie krótkotrwałych regresji paleojeziora właśnie przed 4200 BP, co skutkowało zakładaniem zabudowy typowej dla obszarów okresowo zalewanych. Osada palafitowa przetrwała długi okres, zanim została ponownie zatopiona.

Osadnictwo późnoneolityczne funkcjonowało na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego, kiedy to doszło do przebudowy zbiorowisk roślinnych i zmiany warunków klimatycznych w Europie. Nowa, palafitowa architektura była adaptacją do zmiennych warunków hydroklimatycznych w subboreale. Zróżnicowana geomorfologia doliny (od systemów jeziornych do fluwialnych i mokradłowych) silnie wpływała na warunki życia społeczności neolitycznej w rejonie Serteji.

**CECHY SEDYMENTOLOGICZNE I WARUNKI DEPOZYCJI OSADÓW
STOŻKA AKUMULACYJNEGO W DOLINIE RZĘKI SERTEJKI
(ZACHODNIA ROSJA)**

**Sedimentological features and depositional conditions of deposits of
the accumulative fan in the Serteyka River valley (Western Russia)**

WIKTOR PIECH*, PIOTR KITTEL*, ANDREY MAZURKEVICH**, ELENA PAVLOVSKAIA***,
EDUARD KAZAKOV****, YULIA TELTEVSKAYA*****, KRZYSZTOF BŁASZCZYK*****,
BARTOSZ KOTRYS*****

Zarys treści. Artykuł skupia się na analizie czynników klimatycznych i antropogenicznych wpływających na rozwój rozległego stożka akumulacyjnego powstałego w dolnym odcinku doliny rzeki Sertejki w zachodniej Rosji. W osadach budujących stożek rozpoznano kilka warstw osadów, tj. trzy serie deluwii (dolna, środkowa i górna), proluwia, a także koluwia i diamikton rolny, które różnią się cechami tekstualnymi i strukturalnymi. Wykonano analizy uziarnienia i zestawiono cechy teksturalne badanych osadów stokowych: średnią średnicę ziaren, skośność, odchylenie standardowe, kurtozę. Następnie dokonano oraz omówiono relacje wybranych parametrów uziarnienia. Otrzymane wyniki wskazują na niewielką odmienność cech teksturalnych osadów budujących stożek w stosunku do materiału źródłowego. Deluwia dolne charakteryzują się bardzo słabo wykształconym laminowaniem i jasnobrunatnożółtą barwą, deluwia środkowa mają barwę brunatną, a wartości wskaźników teksturalnych są do siebie zbliżone. Znamienne dla deluwii górnych jest subhoryzontalne warstwowanie. W tej warstwie notowane są również wahania wartości wskaźników teksturalnych. Diamikton rolny jest osadem zagęszczonym i masywnym, powstałym wskutek mieszania deluwii górnych poprzez orkę. Wszystkie wyróżnione serie cechują się małą zawartością węglanu wapnia. Rozwój stożka rozpoczął się w trakcie pessimum Małej Epoki Lodowej wskutek zmian klimatu i zwiększenia liczby ulewnych deszczy oraz intensyfikacji antropopresji. Rozpoznano sześć zasadniczych etapów kształtowania badanej formy, które są związane głównie ze zmianami użytkowania terenu i wzrostem intensywności antropopresji na przestrzeni ostatnich 300 lat.

Słowa kluczowe: osady stokowe, rozcięcia erozyjne, akumulacja osadów, antropopresja, Europa Wschodnia

Abstract. The article focuses on the analysis of climatic and anthropogenic factors affecting the development of the accumulative fan in the lower sector of the Serteyka River valley in Western Russia. Within the fan deposits, several layers of sediments were identified, i.e. three units of deluvium (lower, central and upper), proluvium and also colluvium and tillage diamicton, which differ in textural and structural features. The grain size analysis was made and the textural features of the studied slope sediments were compared: mean grain diameter, skewness, standard deviation, kurtosis. Then, the relations of selected grain size parameters were interpreted. The obtained results indicate a rather small transformation of the accumulative fan in relation to the textural features of the source material. Lower deluvium is characterized by very weak lamination and light brown yellow color, the central deluvium has a brown color and the textural indicators are similar. Subhorizontal stratification is significant for the upper deluvium. This layer is characterized also by fluctuations in the value of sedimentological indices. Tillage

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, Polska; e-mail: wikt.piech@unilod.eu, piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl

** The State Hermitage Museum, ul. Dvortsovaya Naberezhnaya 34, 190000 Saint Petersburg, Russia; e-mail: a-mazurkevich@mail.ru

*** Saint Petersburg State University, Faculty of Earth Sciences, Institute of Earth Sciences, Department of Geophysics, ul. Dekabristov 16, 199155 Saint Petersburg, Russia; e-mail: pavlovskia.elena@gmail.com

**** Nansen International Environmental and Remote Sensing Center; 14th Line 7 V.O., 199304 Saint Petersburg, Russia; e-mail: e.kazakov@spbu.ru

***** Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Department of Cartography and Geoinformatics, 10th Line V.O., 199178 Saint-Petersburg, Russia; e-mail: yulia.teltevskaia@mail.ru

***** Muzeum Regionalne im. Stanisława Sankowskiego w Radomsku, ul. Narutowicza 1, 97-500 Radomsko, Polska; e-mail: artefakt-archeo@o2.pl

***** Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski; ul. Henryka Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin, Polska; e-mail: bkotr@pgi.gov.pl

diamicton is represented by thickened and massive sediment formed as a result of mixing of the upper deluvium by plowing. All featured series have a low content of calcium carbonate. The development of the fan began during the pessimum of the Little Ice Age due to climate change and an increase in the number of heavy rains, an also as a result of rising human impact. Six stages of the development of the studied relief form were identified, which are mainly associated with changes in land use and an increase in the intensity of anthropopression over the last 300 years.

Key words: slope deposits, erosion cut, accumulation, human impact, Eastern Europe

Wstęp

Środowisko naturalne wielu obszarów Europy w ostatnim tysiącleciu podlegało coraz silniejszym oddziaływaniom antropogenicznym, a także zmieniającym oddziaływaniom naturalnym, przede wszystkim związanym ze zmianami klimatycznymi. Świadczenia tych zmian zachowały się m.in. w osadach stokowych (Starkel 2005; Dotterweich 2008; Twardy 2008, 2017; Dreibrodt i in. 2010; Dotterweich, Dreibrodt 2011). Ewolucja form rzeźby i akumulacja osadów są ze sobą sprzężone. Aby poznać i zrekonstruować proces tworzenia pokryw osadowych i zidentyfikować fazy powstawania form związanych z tymi procesami należy posłużyć się szeroką gamą dostępnych narzędzi badawczych, z wykorzystaniem m.in.: kartowania geologicznego i sondowań geologicznych, specjalistycznych analiz geochemicznych, teksturalnych i strukturalnych oraz różnorodnych metod bezwzględnych datowań osadów i analiz paleoekologicznych.

Głównym czynnikiem odpowiedzialnym za przekształcenia rzeźby w warunkach antropopresji, a nawet powstawanie nowych form rzeźby, i co za tym idzie akumulacji osadów stokowych, jest działalność ludzka związana głównie z: deforestacją, zakładaniem punktów osadniczych, uprawą ziemi czy tworzeniem szlaków drogowych. Przyczyniało się to do intensyfikowania procesów stokowych, co skutkowało zmianą profili stoków oraz powstawania form geomorfologicznych, takich jak: pokrywy stokowe, parowy, tzw. rozcięcia drogowe czy terasy rolne (Twardy 2000, 2003; Twardy i in. 2014).

Poesen (2018) wskazuje na coraz większą powszechność występowania denudacji mechanicznej w skali globalnej. Jednocześnie zauważa brak dostatecznej wiedzy pozwalającej na przewidywanie efektów zmian środowiskowych w odniesieniu do rozwoju parowów i rozcięć erozyjnych. Trudnym do monitorowania procesem jest sufozja, która ma największy wpływ na rozwój stoków w obszarach lessowych (Zgłobicki i in. 2014; Poesen 2018). Od XVI wieku na terenie wschodniej Europy wylesianie postępowało coraz szybciej i obejmowało coraz większe obszary, jednakże rewolucja przemysłowa, która była bodźcem do intensyfikowania denudacji i erozji na jeszcze

większą skalę, nie dotarła na te tereny do roku 1850 (Kaplan i in. 2009).

W długiej skali czasowej rozwój procesów erozyjno-denudacyjnych spowodowanych zmianą użytkowania terenu prowadzi do spłaszczenia profili podłużnych stoków i obniżania ich powierzchni, a także rozwoju form erozyjnych. Zmiany w szacie roślinnej związane z rozwojem rolnictwa oraz intensywnym pozyskiwaniem drewna pociągały za sobą w okresie nowożytnym zachwianie geosystemów i uaktywnienie procesów erozji liniowej, co udokumentowano w różnych obszarach Europy Środkowej (por.: Twardy 2008; Kaplan i in. 2009; Dotterweich i in. 2012; Twardy i in. 2014; Zgłobicki i in. 2014). Wpływ działalności ludzkiej na przyspieszenie denudacji i erozji na obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego notowany jest już od XI w., a silniejsze oddziaływanie antropogeniczne zaznaczyły się pomiędzy XIV w. a XVI w. (Belyaev i in. 2005; Panin i in. 2009, 2011).

Materiał akumulowany w obrębie den dolinnych pochodzi w znacznej mierze z erozji wąwozowej i denudacji stoków. Jednocześnie rozcinanie den zwłaszcza niewielkich dolin następowało w wyniku rozwoju erozji spowodowanej intensywnymi opadami deszczu, głównie splukiwania liniowego oraz erozji wgłębnej. Na skutek pogłębiania den dolinnych niektóre formy erozyjne (parowy) na stokach stały się formami zawieszonymi (Twardy 1995; Smolska 2005).

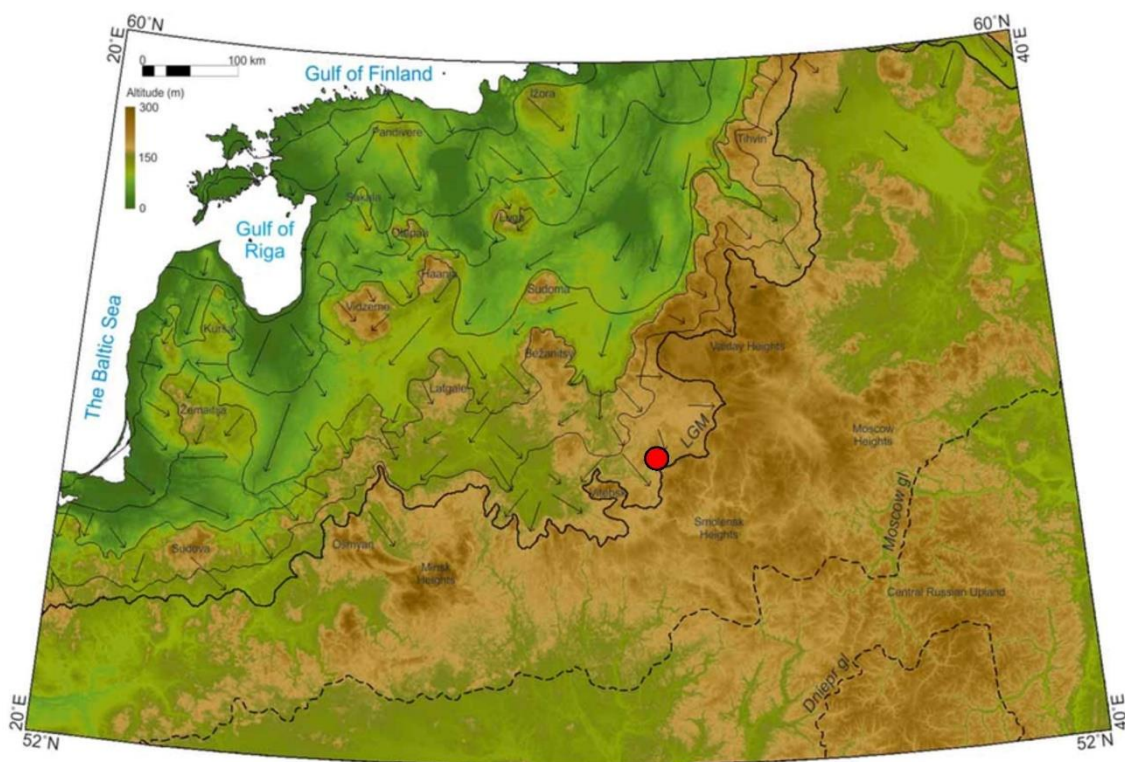
Celem artykułu jest analiza cech strukturalnych i teksturalnych oraz podstawowych cech geochemicznych osadów stożka akumulacyjnego, wydzielenie faz jego rozwoju oraz rozpoznanie czynników mających wpływ na rozwój formy.

Położenie obszaru badań na tle budowy geologicznej i rzeźby

Teren badań pod względem administracyjnym położony jest w północno-zachodniej części Obwodu Smoleńskiego, przy granicy z Ob. Pskowskim i Ob. Twerskim. Obszar znajduje się w Europie Wschodniej, a w regionalizacji fizycznogeograficznej wg Kondrackiego (1992) odpowiednio w megaregionie Nizina Wschodnioeuro-

pejska, prowincji Niż Wschodniobałtycko-Białoruski, podprowincji Pojezierza Wschodniobałtyckie, makroregionie Pojezierze Witebskie i mezoregionie Równina Suraska (842.22). W rosyjskich regionalizacjach obszar ten najczęściej jest określany jako Pojezierze Zachodnio-Dźwińskie (Западно-Двин-

ске (Смоленске) поозерье – Zapadno-Dvinske (Smolenske) Poozer'ye) (Abramov 1972). Rzeźba terenu badań została w swych zrębach ukształtowana podczas ostatniego zlodowacenia Valdai (vistulian) (rys. 1) (Velichko i in. 2011; Mazurkevich i in. 2012; Gorlach i in. 2015).



Rys. 1. Obszar badań na tle zasięgów zlodowaceń w zachodniej Rosji (Gorlach i in. 2015)

Study area in relation to glacial limits in Western Russia (Gorlach *et al.* 2015)

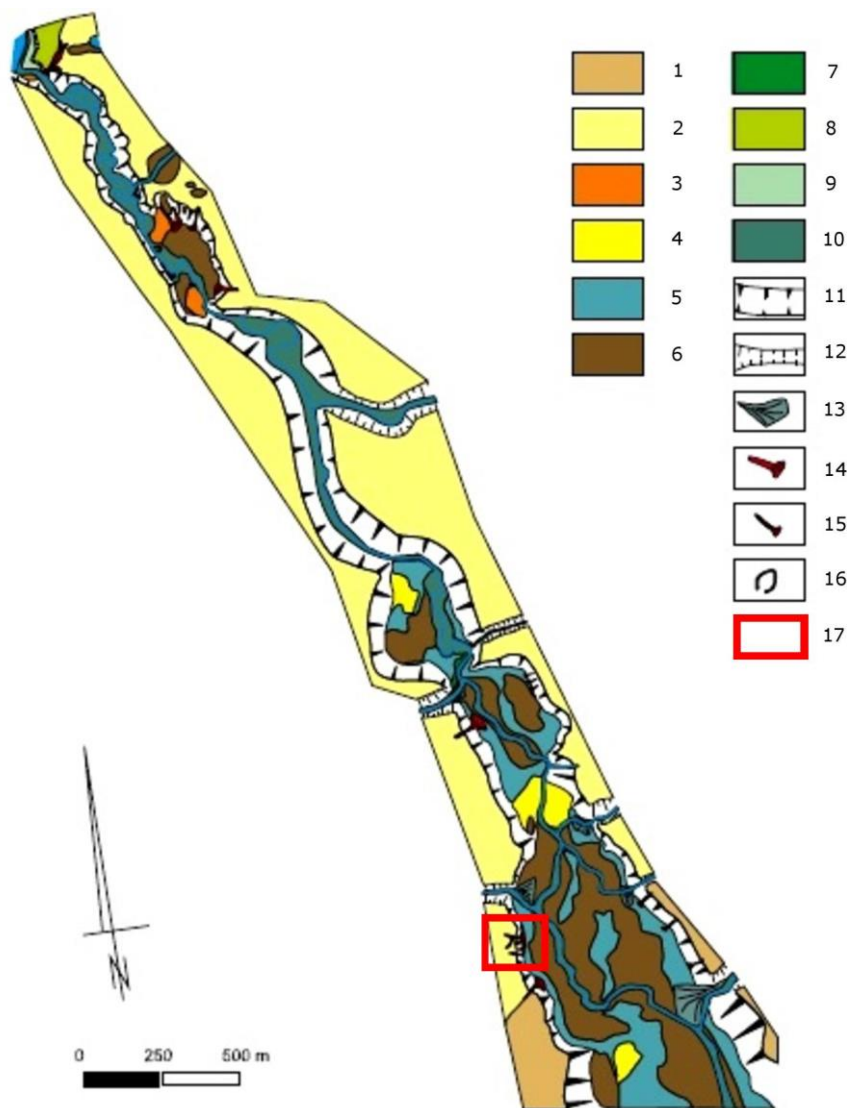
Badania prowadzono w obrębie doliny rzeki Sertejki, lewego dopływu Dźwiny. Strome zbocza współczesnej doliny są porożcinane licznymi formami erozyjnymi, takimi jak: parowy, debrze, czy wąwozy. U ujścia części z nich, rozwinięte są miejscami rozległe stożki akumulacyjne. Tego typu formy zostały wstępnie rozpoznane w trakcie kartowania geologicznego i geomorfologicznego obszaru.

Należy podkreślić, że dolina Sertejki wykorzystuje rynnę subglacialną powstałą w trakcie ostatniego zlodowacenia. Rynna zakonserwowana została przez bryły martwego lodu, które, wytapiając się, dały początek kilku zbiornikom jeziornym. W holocenie doszło do stopniowego zdrenowania zbiorników przez rzekę Sertejkę w efekcie erozji wstecznej (Kalicki i in. 2015; Kittel i in. 2016).

W otoczeniu południowego fragmentu doliny rzeki Sertejki dominują gliny morenowe (vistulian), a jej północny (dolny) odcinek wcięty jest w równinę sandrową. Zbocza doliny w bezpośrednim sąsiedztwie badanych parowów zbudowane są z vistuliańskich piasków wodnolodowcowych (rys. 2). Tego samego wieku są piaszczysto-mułkowe kemy i terasy kemowe, o często nieregularnym kształcie, znajdujące się w dnie doliny w obrębie basenów paleojeziornych. Powierzchnie kemów wznoszą się do 1 m ponad współczesne dno doliny, a ich stoki są pogrzebane przez osady akumulacji biogenicznej subkopalnych jezior oraz aluwia pozakorytowe. W dolnym fragmencie doliny rzeki Sertejki występują cztery misy pojezierne długości od 100 do 2000 m. wypełnione osadami organicznymi, głównie gytiami o miąższości dochodzącej do 8 m (Tarasov i in. 2018). Z analizy pyłkowej i datowań radiowęglowych wynika, iż

osady jeziorne akumulowane były co najmniej od późnego vistulianu (Kulkova i in. 2001; Mazurkevich i in. 2009a, b, 2012; Kalicki i in. 2015; Kittel i in. 2016; Tarasov i in. 2018). W osadach równiny akumulacji biogenicznej jednego z jezior znajdowano włożenia osadów rzecznych, które mogą dowodzić okresowej aktywności rzecznej w fazach zaniku Wielkiego Sertejskiego Basenu Pojeziornego (Большая Сертейская Озерная котловина – Bolshaya Cerseyskaya Ozerneya

Kotlovina). Wierceniami udokumentowano bowiem systemy paleokoryt, które wypełnione są aluwiami datowanymi na okres subborealny i subatlantycki (Kittel i in. 2018, w tym tomie). W stropie równin akumulacji biogenicznej występują subatlantyckie aluwia pozakorytowe. Holocenijskie osady deluwialne budują stożki oraz wypełniają doliny denudacyjne i rozcięcia erozyjne w obrębie rynny subglacialnej (Kittel i in. 2016).



Rys. 2. Mapa geomorfologiczna dolnego fragmentu doliny rzeki Seretki (Mazurkevich i in. 2017, zmienione)

1 – równina morenowa; 2 – równina wodnolodowcowa; 3 – ozy; 4 – formy szczelinowe; 5 – kemy, terasy kemowe; 6 – równiny akumulacji biogenicznej; 7 – terasy erozyjne; 8 – terasy aluwialne; 9 – wyższy stopień równiny zalewowej; 10 – dno doliny; 11 – rynna subglacialna; 12 – stoki doliny; 13 – stożki napływowe; 14 – doliny denudacyjne i stożki deluwialne; 15 – wąwozy, rozcięcia erozyjne i stożki deluwialne; 16 – starorzecza; 17 – analizowane rozcięcia erozyjne

Geomorphological map of the lower fragment of the Seretka River valley (Mazurkevich *et al.* 2017, modified)

1 – morainic plain; 2 – outwash plain; 3 – eskers; 4 – crevasses fillings; 5 – kames, kame terraces; 6 – organic accumulation plains; 7 – erosional terrace; 8 – alluvial terraces; 9 – upper flood plain; 10 – valley floors; 11 – subglacial channel; 12 – slopes of valleys; 13 – alluvial fans; 14 – denudational valleys and deluvial fans; 15 – gullies, erosional cuts and deluvial fans; 16 – oxbows; 17 – analyzed erosional cuts

Warto podkreślić, że współcześnie nie notuje się ani procesów erozyjnych w dnie parowów i innych rozcięć erozyjnych, ani akumulacji deluwialnej na powierzchni badanego stożka. Dzieje się tak pomimo braku pokrywy leśnej w obrębie omawianych form i okresowej ekstensywnej gospodarki uprawowej w ich otoczeniu. Współcześnie badane formy stanowią nieużytki porośnięte roślinnością zielną z wkraczającymi krzewami i młodymi drzewami.

Rys historii osadnictwa na badanym obszarze

Od mezolitu aż do dzisiaj zarówno stoki, jak i dno doliny rzeki Sertejki były kształtowane oraz wykorzystywane przez społeczności ludzkie (Mazurkevich i in. 2009a, b, 2012). Na tym obszarze odkryto szereg stanowisk archeologicznych, przede wszystkim kultur neolitycznych a wśród nich wyjątkowe w skali światowej osady palafitowe (Mazurkevich i in. 2012). Kolejnym świadectwem obecności człowieka na tym obszarze jest kilka odnalezionych kurhanów wczesnośredniowiecznych (Yeremeyev 2003).

Przez całe średniowiecze obszar ten był strefą pogranicza wpływów kilku państw, co skutkowało mało intensywnym użytkowaniem tego terenu. Rozwinął się w tym okresie system dróg lądowych i wodnych. Intensywna eksploatacja środowiska nastąpiła w XV w., co skutkowało m.in. powstaniem nowych, głównie lądowych, dróg.

Na początku XVI wieku w wyniku nieustannych konfliktów rejon Wieliża (miasta położonego niecałe 30 km od obszaru badań, w którego zasięgu znajduje się dolny odcinek Sertejki) został porzucony. Osadnictwo powróciło na ten obszar w końcu XVI w. po przyłączeniu do Rzeczypospolitej i rozwijało się intensywnie w wieku XVII. W 1714 r. król August II Mocny zezwolił na eksplorację zasobów drzewnych w rejonie Wieliża, co doprowadziło do znacznego odlesienia jeszcze w XVIII w. Pod koniec XVIII i w początkach wieku XIX, po włączeniu tego obszaru do Imperium Rosyjskiego, w wiosce Selezni (niecałe 7 km od obszaru badań) intensywnie rozwijało się rolnictwo, rzemiosło oraz hodowla bydła. Na początku XIX wieku na Niżu Środkowoeuropejskim (południowy fragment) powierzchnia użytków rolnych osiągnęła maksimum (Goloso i in. 2017). Po 1861 r., w rezultacie wprowadzenia reformy rolnej, bardzo szybko zaczął wzrastać udział powierzchni gruntów rolnych.

Z powodu działań wojennych podczas I wojny światowej drastycznie spadła liczba ludności, co doprowadziło do zmniejszenia się użytków rolnych o 10–15%. System gospodarczy wsi po II wojnie światowej zmienił się pod wpływem wzrostu liczby ludności oraz szybkiego rozwoju przemysłu, czego rezultatem była coraz większa urbanizacja i coraz większa deforestacja. W latach 90. XX w. po upadkach kołchozów ludność zaczęła migrować do miast w poszukiwaniu pracy, czego skutkiem było zmniejszenie się powierzchni użytków rolnych (Goloso i in. 2017).

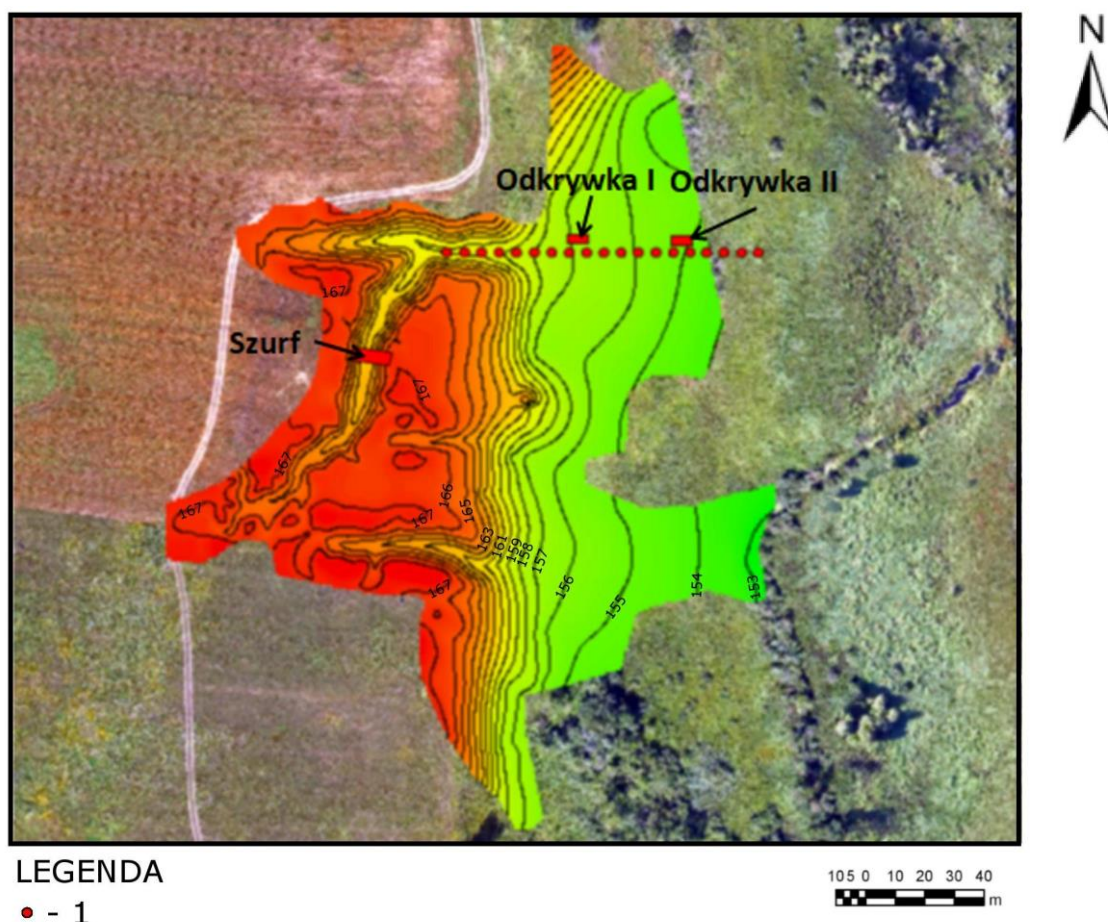
Metody badań

W ramach badań terenowych wykonano szczegółowe kartowanie stożka akumulacyjnego, systemu rozcięć erozyjnych oraz obszaru przyległej równiny wodnolodowcowej (rys. 3). Ponadto wykonano ciąg wierceń ręczną sondą geologiczną Eijkelkamp zaopatrzoną w końcówkę Edelmana typu kombi oraz próbnikiem żłobkowym. Głębokość zalegania osadów określano z dokładnością do 1 cm w próbniku żłobkowym i do 5 cm w sondzie Edelmana. Odległość pomiędzy wierceniami wynosiła 5 m. W strefie centralnej stożka wykonano odkrywkę geologiczną (I) o rozmiarach 5 m długości, 2 m szerokości i 2 m głębokości. Drugą odkrywkę (II) zlokalizowano w strefie dystalnej stożka (5 × 2 m i do 1 m głębokości). Na zboczu rozcięcia erozyjnego, w jego środkowym fragmencie, wykonano odsłonięcie w postaci kolejnych stopni wcinających się w ścianę rozcięcia na 50 cm, przy szerokości 1,5 m. Wysokość stopni odkrywki wynosiła około 50 cm. Odkrywkę tę przedłużono w dnie rozcięcia, tak aby uzyskać pełen przekrój jego wypełnienia. Tutaj szerokość odkrywki wyniosła 1,5 m, długość 3 m, a głębokość 2 m. Wykonana została dokumentacja fotograficzna oraz szkice ścian wykopów i odkrywki, co pozwoliło na zarejestrowanie cech morfologicznych i strukturalnych osadów budujących stożek oraz wypełniających dno parowu i utworów geologicznych budujących otoczenie obu form (osadów źródłowych).

Próbki do analiz teksturalnych pobrano w dwóch profilach. Pierwszy profil zlokalizowany został w odkrywce (I) w strefie centralnej stożka, gdzie próbki pobierano z dokładnością 1–3 cm z poszczególnych, dających się rozróżnić makroskopowo warstw. W przypadku braku możliwości rozpoznania struktury osadu lub braku zmiany jego cech teksturalnych przy ocenie makroskopowej próbki pobierano z dokładnością 5

cm. Profil miał głębokość około 2 m. Zastosowana metoda pobierania próbek pozwoliła na uchwycenie zmian w cechach uziarnienia poszczególnych serii, zwłaszcza warstwowanych deluwiiów. Drugi profil zlokalizowano w odkrywce w środkowym fragmencie rozcięć erozyj-

nych, gdzie próbki do analiz uziarnienia pobierane były ze ściany rozcięcia z osadów podłoża. Dokładność poboru wynosiła 20–50 cm i zależna była od zmian cech strukturalnych osadów. Głębokość profilu wyniosła około 6,3 m. Przeanalizowano w sumie około 100 próbek.



Rys. 3. Lokalizacja punktów badawczych w obrębie analizowanego stożka akumulacyjnego oraz rozcięcia erozyjnego

1 – miejsca wierceń

Location of research points within analysed the accumulative fan and erosive cut

1 – drilling locations

Do analizy uziarnienia wykorzystano metodę sitową zastosowaną dla frakcji osadów powyżej 2,0 mm oraz metodę dyfrakcji laserowej zastosowaną dla frakcji poniżej 2,0 mm (por. Hildebrandt-Radke 2017). Analizy uziarnienia metodą sitową przeprowadzono w laboratorium Wydziału Nauk Geograficznych UŁ, zaś analizy metodą dyfrakcji laserowej wykonano w Pracowni Sedymetologii Uniwersytetu Pedagogicznego im. KEN w Krakowie, używając laserowego miernika uziarnienia MasterSizer 3000 z przystawką wodną firmy Malvern. Następnie obliczono wskaźniki sedymetologiczne: średnią średnicę ziaren (M_z), odchylenie standar-

dowe (δ_1), skośność (Sk_1), kurtozę (K_G). Obliczenia wykonano metodą Folka i Warda (1957) przy użyciu metody kombinowanej uwzględniającej wyniki analiz laserowych i sitowych, używając programu GRADISTAT 5.11 (Blott, Pye 2001). Probki przeanalizowane zostały pod kątem zawartości procentowej węgla wapnia metodą objętościową z wykorzystaniem aparatu Scheiblera (Wicik 1993) w laboratorium WNG UŁ.

Datowania radiowęglowe zlecono Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale. Zostały one wykonane metodą scyntylacyjną. Tą metodą wydатовano dwie próbki, pierwsza to fragment

drewna złożonego w strefie centralnej stożka w stropie gytii grubodetrytusowej, a druga to szyszka ze stropu gytii grubodetrytusowej ze strefy dystalnej. Do kalibracji użyto programu OxCal 4.3. (Bronk Ramsey 2009).

Objętość stożka akumulacyjnego i rozcięcia erozyjnego została obliczona metodą zaproponowaną przez Klimczaka (1988). Materiałem źródłowym były tutaj mapy poziomicowe wykonane na podstawie pomiarów terenowych z użyciem tachimetru laserowego. Odległość kolejnych pikiet była nie mniejsza niż 5 m.

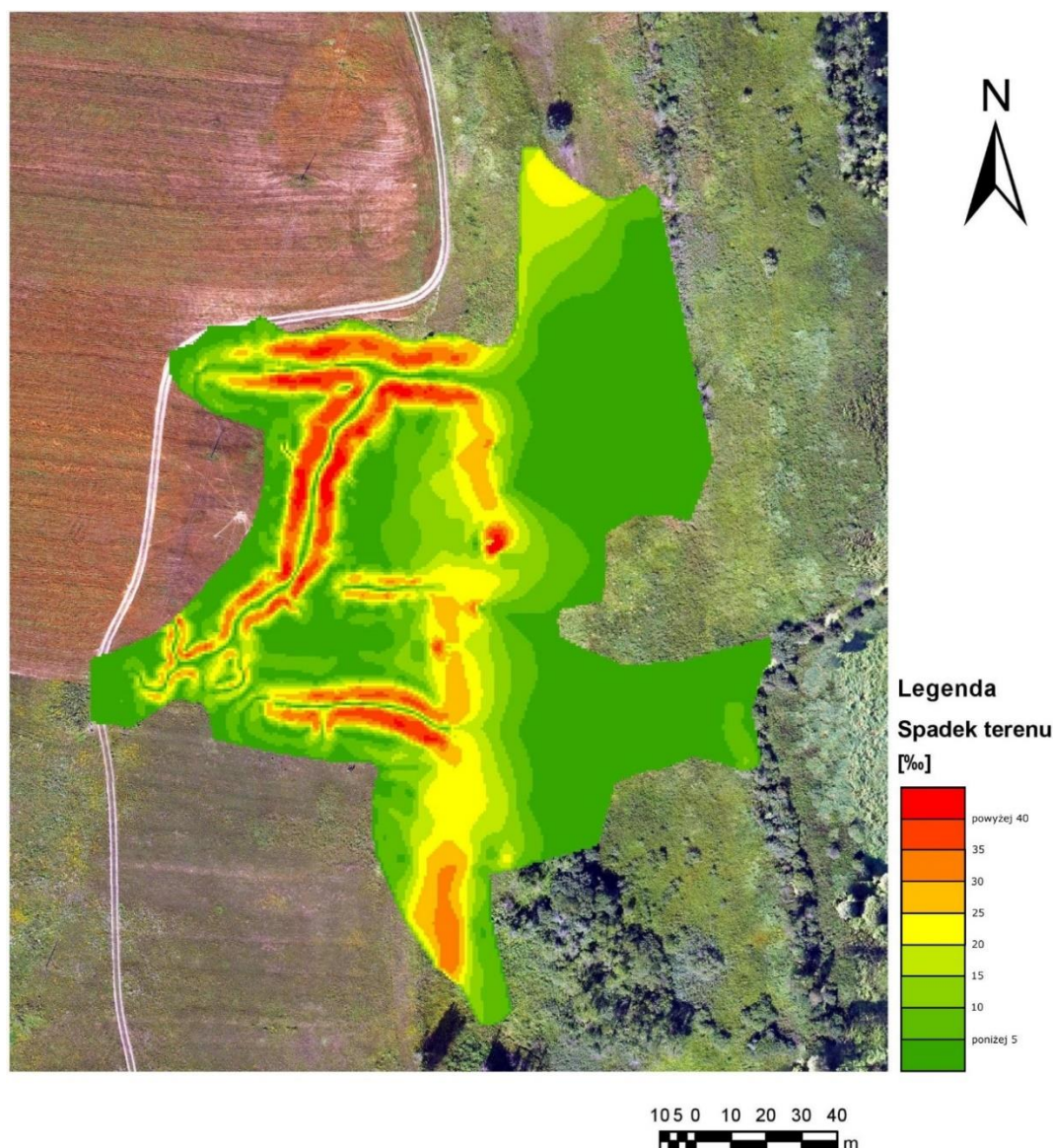
Wyniki badań

Szczegółowej analizie geomorfologicznej poddane zostało rozcięcie erozyjne (parów) rozwinięte w obrębie zachodniego zbocza współczesnej doliny rzeki Sertejki w obrębie Wielkiego Sertejskiego Basenu Pojeziornego oraz stożek akumulacyjny, rozwinięty u wylotu rozcięcia. Forma erozyjna jest bardzo dobrze rozwinięta, wcina się na długości około 110 m w równinę wodnolodowcową (sandrową), tworząc rozgałęziony system rozcięć. Głębokość formy wynosi około 15 m. Szerokość rozcięcia erozyjnego w górnym fragmencie wynosi 3 m, zaś przy ujściu 6 m (rys. 3). Nachylenie stoków tej formy wynosi średnio 30° (rys. 4). Największe nachylenia, ponad 40°, notuje się w środkowym fragmencie systemu rozcięć. Stoki doliny rzeki Sertejki są krótkie (około 10 m) i nachylone pod kątem około 20–25°. Długość stożka wynosi około 70 m. Pomiędzy środkowym fragmentem parowu a końcem stożka wysokość względna osiąga 6 m. Nachylenie powierzchni stożka osiąga maksymalnie niecałe 10°. Jego objętość wynosi około 3639,6 m³, zaś objętość osadów zerodowanych w parowie to około 3883,13 m³. Różnica objętości, czyli około 243,53 m³ osadów najprawdopodobniej została włączona w osady fluwialne, w efekcie erozji stożka w części dystalnej w trakcie wezbrań.

Budowa geologiczna stożka akumulacyjnego

Osady budujące stożek przykrywają bezpośrednio osady fluwioglacjalne i limnoglacialne (piaski i mułki terasy kemowej) w strefie proksymalnej oraz osady biogeniczne (gytia grubodetrytusowa) w strefie centralnej i dystalnej (rys. 5). W stropie gytii zarejestrowano w odkrywce geologicznej

zaleganie dużych fragmentów drewna oraz innych szczątków drzew (szyszki, kora i in.), być może pochodzą one z powalonych drzew. Osady mineralne stożka są oddzielone miejscami od osadów jeziornych mułkami organicznymi, co może świadczyć o wcześniejszym drenażu paleojeziora i akumulacji pozakorytowej. Kwestia ta wymaga jednak dalszych badań z wykorzystaniem analiz paleoekologicznych pobranych rdzeni osadów organicznych. Dno ujścia parowu (odwierty nr 1, 2, 3) wypełnione jest piaskami różnoziarnistymi, w których często natrafiano na bruk erozyjny świadczący o wysokoenergetycznym spływie skoncentrowanym (rys. 5). Dolną część strefy proksymalnej i centralnej stożka tworzą piaski drobnoziarniste pylaste o kolorze jasnożółtym (seria deluwiów dolnych). Przykryte są one serią deluwiów środkowych, utworzonych z piasków drobno- i różnoziarnistych jasnobrunatnych. Widoczna jest tutaj ciemniejsza barwa osadu oraz miejscami masywna struktura. W tej serii rozpoznano subkopalne nory zwierząt. Jednocześnie w NW części odkrywki I stwierdzono częściowe przykrycie stropu serii deluwiów dolnych bezstrukturalnymi piaskami różnoziarnistymi. W obrębie odkrywki osady te formowały niewielki wał, który rozpoznano jako fragment jęzora lub wału koluwalnego. Seria deluwiów środkowych powstała zatem w znacznej mierze w efekcie rozmywania wcześniej zdeponowanych koluwiów. Powyżej zostały złożone warstwowane horyzontalnie deluwia górne zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych jasnobrunatnożółtych lub jasnobrunatnych. Strop osadów stożka został przekształcony antropogenicznie wskutek działalności agrotechnicznej. Powstała w ten sposób warstwa diamiktonu rolnego o miąższości około 40 cm zbudowanego z piasków różnoziarnistych próchnicznych (rys. 5). W strefie dystalnej stożka, w stropie deluwiów dolnych udokumentowano glebę kopalną. Tworzy ją kilkucentymetrowa warstwa silnie zapiaszczonych mułków organicznych. Zachowane makroskopowe szczątki roślinne wskazują na otwarty krajobraz oraz podmokłe warunki w trakcie formowania tego poziomu (inf. ustna R. Stachowicz-Rybka). Nie można także wykluczyć akumulacji tych osadów w wyniku wezbrania lub powtarzających się wezbrań. W strefie dystalnej stożka następuje wyklinowanie deluwiów dolnych, a deluwia środkowe przechodzą w osady bardziej gruboziarniste (odwierty nr 15, 16), być może proluwia ulegały rozmywaniu w środowisku fluwialnym w trakcie wezbrań. Strop osadów tworzy tu diamikton rolny.



Rys. 4. Spadki terenu w obrębie rozcięć erozyjnych na obszarze badań
Slopes within erosional cuts in the research area

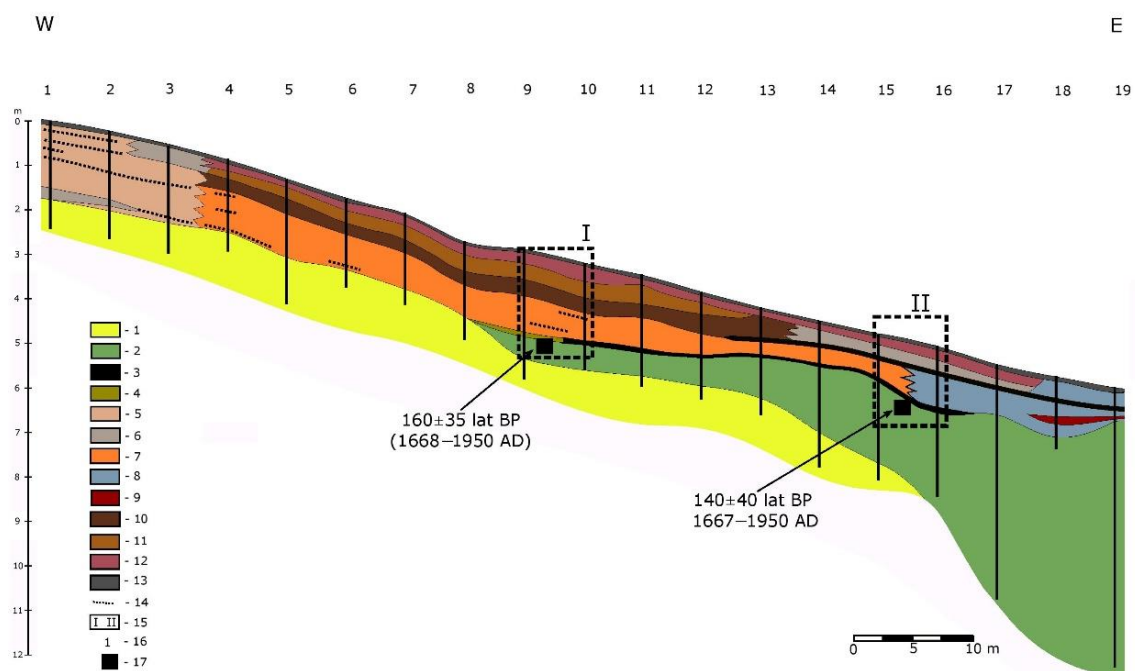
Datowania makroskopowych szczątków roślinnych (fragm. drewna i szyszki) ze stropu gytii grubodetrytusowej, nakrytej osadami stożka, dały wyniki odpowiednio: 160 ± 35 lat ^{14}C BP (MKL-3633) oraz 140 ± 40 lat ^{14}C BP (MKL-3635). Po kalibracji z prawdopodobieństwem 95,4% uzyskano wiek 1668–1950 AD oraz 1667–1950 AD.

Cechy teksturalne osadów stożka akumulacyjnego

W strefie centralnej stożka, w odkrywce geologicznej I, udokumentowano: deluwia dolne (190–102 cm), proluwia wypełniające rozcięcia erozyjne w obrębie deluwii dolnych (120 cm, 160 cm), deluwia środkowe (102–66 cm), deluwia górne (66–

40 cm), diamikton rolny (40–5 cm), glebę współczesną (głębokość 5–0 cm) (tab. 1; fot. 1; rys. 6).

Deluwia dolne to piaski drobnoziarniste o barwie jasnobrunatnożółtej, z rzadko występującymi warstwami piasków drobnoziarnistych o barwie ciemnobrunatno żółtej. Seria ta charakteryzuje się rytmicznością zmian wartości wskaźników sedymentologicznych (seria 3 na rys. 7). Średnia średnica ziaren dla deluwii dolnych mieści się w przedziale od 2,9 do 4,3 phi. Osady te odznaczają się dodatnią skośnością (0,04–0,3) i są słabo lub umiarkowanie wysortowane (rys. 7; tab. 2). W tej serii występują licznie niewielkie węgle drzewne. Ich ilość wzrasta od spągu ku stropowi. Zawartość węglanu wapnia średnio wynosi 0,07%. Zdecydowana większość krzywych



Rys. 5. Przekrój geologiczny stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki

1 – piaski i mułki fluwioglacjalne; 2 – gytia grubodetrystusowa; 3 – mułek organiczny; 4 – zmurszały torf; 5 – proluwia dna parowu (piaski różnoziarniste z przewagą piasków drobnoziarnistych); 6 – proluwia (piaski różnoziarniste i żwiry); 7 – deluwia dolne (piaski drobnoziarniste pylaste); 8 – osady pozakorytowe (piaski drobnoziarniste z mułkiem organicznym); 9 – torf słabo zapiaszczony; 10 – deluwia środkowe (piaski drobno- i różnoziarniste jasnobrunatne); 11 – deluwia górne (piaski drobno- i średnioziarniste); 12 – diamikton rolny (piaski różnoziarniste próchniczne); 13 – współczesny poziom próchniczny; 14 – bruk erozyjny; 15 – odkrywka I i II; 16 – numery wierceń; 17 – miejsce poboru próbek do datowań radiowęglowych

Geological cross-section of the accumulative fan in the Sertejka River valley

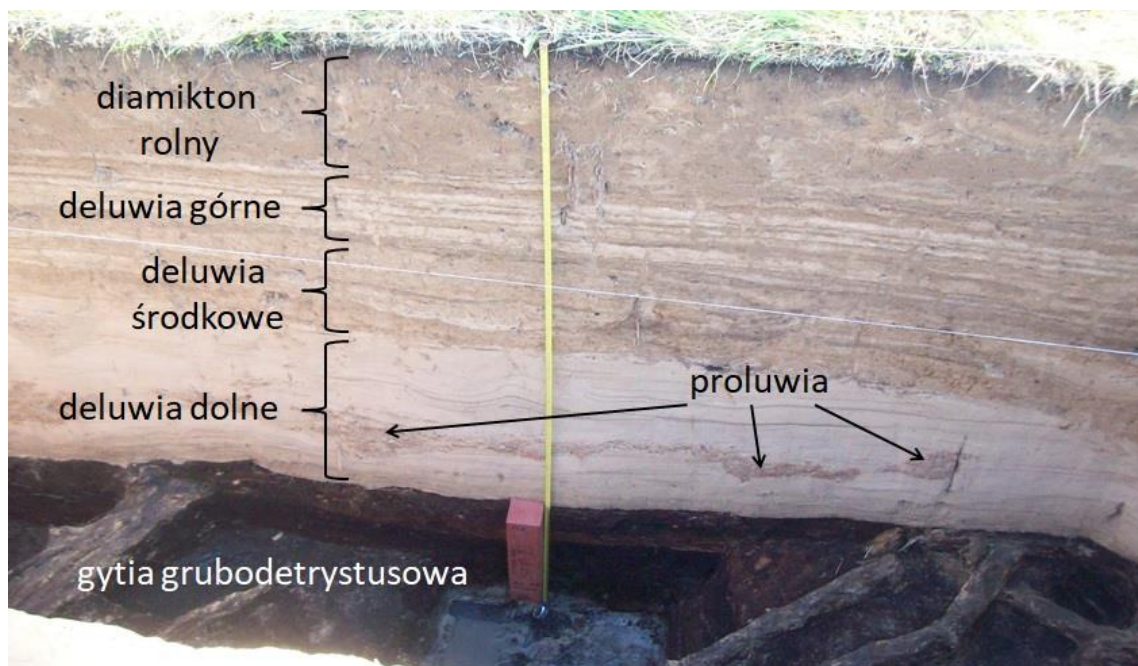
1 – fluvioglacial sands and silt; 2 – coarse detritus gytja; 3 – organic mud; 4 – peat mucked; 5 – proluvium of gully bottom (various-grained sands with predominance of fine sands); 6 – proluvium (various-grained sands and gravels); 7 – lower deluvium (fine-grained sands); 8 – overbank deposits (fine sands with organic mud); 9 – peat poorly sandy; 10 – central deluvium (fine- and various-grained sand); 11 – upper deluvium (fine- and medium-grain sand); 12 – tillage diamicton (humus-rich sand); 13 – contemporary humic horizon; 14 – gravel lag; 15 – outcrops I and II; 16 – drilling numbers; 17 – location of sample collection for radiocarbon dating

Tabela 1

Cechy strukturalne osadów stożka akumulacyjnego (odkrywka I)

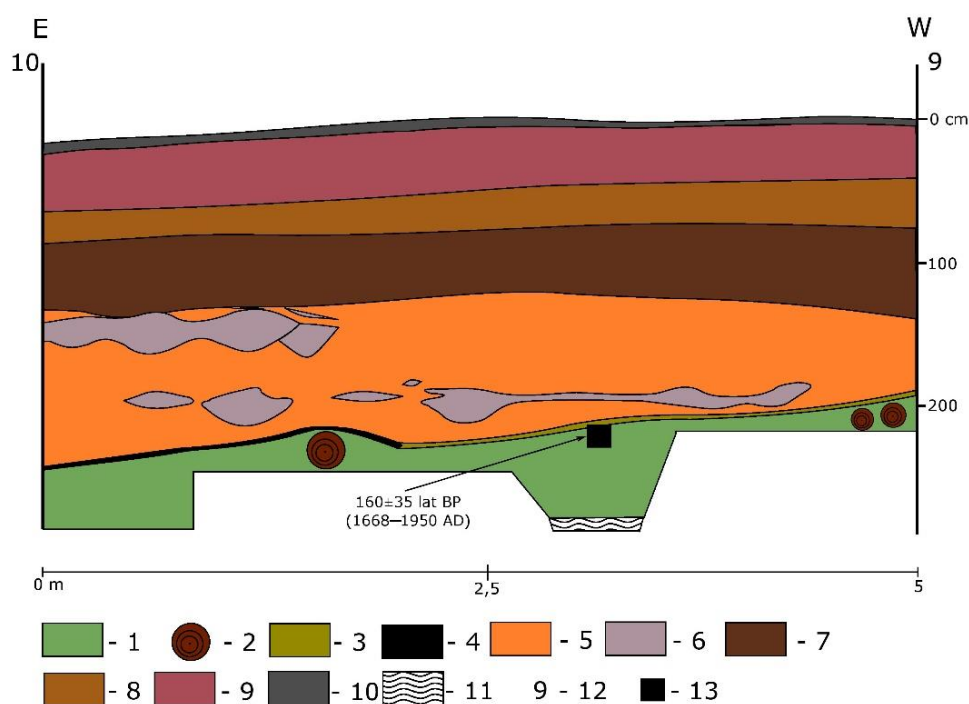
Structural features of an accumulative fan sediment (outcrop I)

Głębokość [cm] Depth [cm]	Cechy strukturalne Structural features	CaCO ₃ [%]	Typy osadów Sediment types
5–40	– brunatny piasek drobno- i średnioziarnisty próchniczny – materiał bezstrukturalny, zagęszczony	nie badano	diamikton rolny
40–66	– jasnobrunatnożółte lub jasnobrunatne piaski drobno- i średnioziarniste – płaskie warstwowanie subhoryzontalnie	0,05–0,07	deluwia górne
66–103	– brunatne piaski drobno- i różnoziarniste; – występują zoofakty	0,04–0,14	deluwia środkowe
103–190	– jasnożółte piaski drobnoziarniste pylaste – występują węgle drzewne, – słabo wykształcona laminacja osadów	0–0,09 (deluwia) 0–0,14 (proluwia)	deluwia dolne z wkładkami proluwiów
20–630	– jasnobrunatnożółte i brunatne piaski mułkowe i mułki – miejscami warstwowanie przekątne	nie badano	materiał źródłowy



fot. W. Piech, 2017

Fot. 1. Ściana odkrywki I w strefie centralnej stożka
The wall of outcrop I in the central zone of the fan

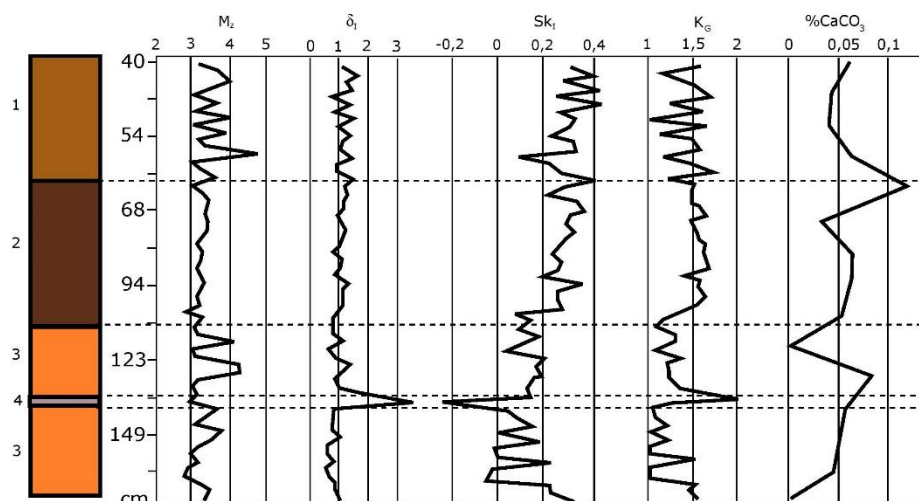


Rys. 6. Ściana odkrywki I w strefie centralnej stożka

1 – gytia grubodetrystusowa; 2 – drewno; 3 – zmurszały torf; 4 – mułek organiczny; 5 – deluwia dolne; 6 – proluwia; 7 – deluwia środkowe; 8 – deluwia górne; 9 – diamikton rolny; 10 – współczesny poziom próchniczny; 11 – poziom wody; 12 – numer wiercenia; 13 – miejsce poboru próbki na datowanie radiowęglowe

Wall of outcrop I in the central zone of the fan

1 – coarse detritus gyttja; 2 – wood; 3 – mucked peat; 4 – organic mud; 5 – lower deluvium; 6 – proluvium; 7 – central deluvium; 8 – upper deluvium; 9 – tillage diamict; 10 – contemporary humic horizon; 11 – water level; 12 – drill number; 13 – location of sample collection for radiocarbon dating



Rys. 7. Wskaźniki sedimentologiczne osadów mineralnych stożka akumulacyjnego w strefie centralnej (odkrywka I)

1 – deluwia górne; 2 – deluwia środkowe; 3 – deluwia dolne; 4 – proluwia

M_z – średnia średnica ziaren; δ_I – wysortowanie; Sk_I – skośność; K_G – kurtosis; $\%CaCO_3$ – procentowa zawartość węgla wapnia

Sedimentological indicators of mineral sediments in the accumulative fan in the central zone (outcrop I)

1 – upper deluvium; 2 – central deluvium; 3 – lower deluvium; 4 – proluvium

M_z – mean grain size; δ_I – sorting index; Sk_I – skewness; K_G – kurtosis; $\%CaCO_3$ – percentage content of calcium carbonate

Tabela 2

Wskaźniki sedimentologiczne poszczególnych typów osadów

Sedimentological indicators of individual sediment types

	M_z	δ_I	Sk_I	K_G
deluwia górne <i>upper deluvium</i>	3,0–4,8	0,8–1,6	0,14–0,43	1,0–1,7
deluwia środkowe <i>central deluvium</i>	2,9–3,5	0,8–1,3	0,14–0,38	1,3–1,6
proluwia <i>proluvium</i>	0,8–2,7	1,4–2,3	-0,5–(-0,04)	0,5–2,2
deluwia dolne <i>lower deluvium</i>	2,9–4,3	0,6–1,5	0,04–0,3	1,0–1,5
materiał źródłowy <i>source material</i>	3,8–5,6	0,5–1,6	0,01–0,6	0,9–2,1

częstości rozkładu uziarnienia jest unimodalna, z przewagą ziaren o wielkości 3–4 phi (podobnie jak w deluviach górnych i deluviach środkowych). Różnica częstości w tej modzie wynosi zaledwie 3% i kształtuje się na poziomie 14–17%. Podobnie jak w deluviach górnych i środkowych widoczne jest niewielkie zwiększenie udziału frakcji o wielkości ziaren 6–7 phi (rys. 8).

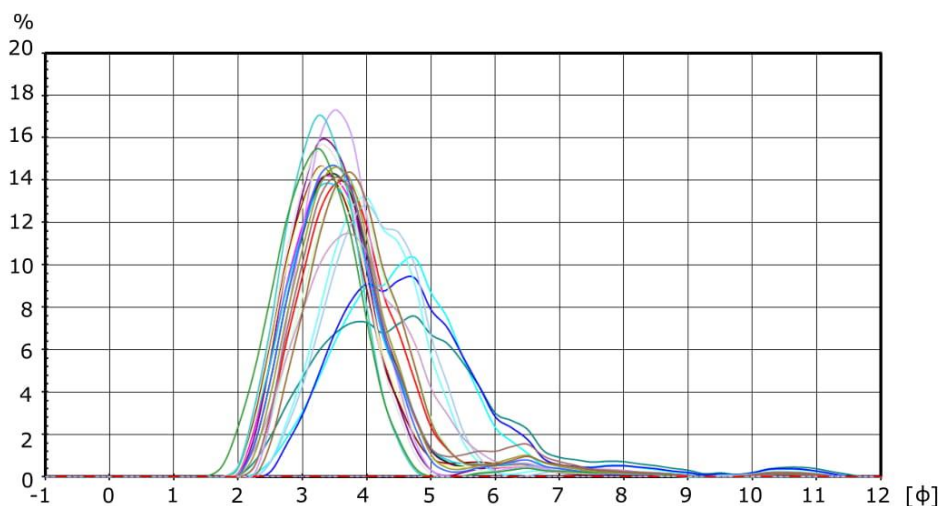
Proluvia stanowią wkładki wypełniające niewielkie rozcięcia erozyjne w obrębie deluviów dolnych. Budują je piaski różnoziarniste, z domieszką żwirów i toczenców gliniastych o średnicach dochodzących nawet do 3 cm. W całej serii

deluviów dolnych występują dwa horyzonty rozcięć wypełnionych proluwiami (rys. 5, 6). Pierwszy znajduje się na głębokości około 170 cm i równocześnie 20 cm nad stropem gytii podścielającej osady stożka. Drugi znajduje się około 150 cm pod powierzchnią terenu, bezpośrednio pod serią deluviów środkowych. W tym horyzoncie występują włożenia proluwii o największej miąższości. Niektóre z nich wypełnione są głównie gliniastymi toczencami. Osady proluwii są bardzo słabo lub słabo wysortowane ($\delta_I = 1,4–2,3$), z przewagą materiału o frakcji grubszej. Proluvia mają bardzo ujemny lub ujemny rozkład skoś-

ności, przy wartościach kurtozy zawierających się w przedziale 0,5–2,2 (tab. 2). Osady te są odwapnione, a zawartość węgla wapnia wynosi od 0% do 0,14%. Największe częstotliwości rozkładu uziarnienia mają ziarna o wielkości 3–4 phi (od 10% do prawie 25%) (rys. 9). Dla tych osadów zaznacza się wzrost udziału ziaren o wielkości 0 phi o kilka procent, podobnie jak w przypadku ziaren o wielkości od 5 do 8 phi. Ciekawym faktem jest, iż nie ma ziaren drobniejszych niż 8,5 phi. Niski jest udział ziaren 0,5–2,5 phi (na poziomie kilku procent) (rys. 9).

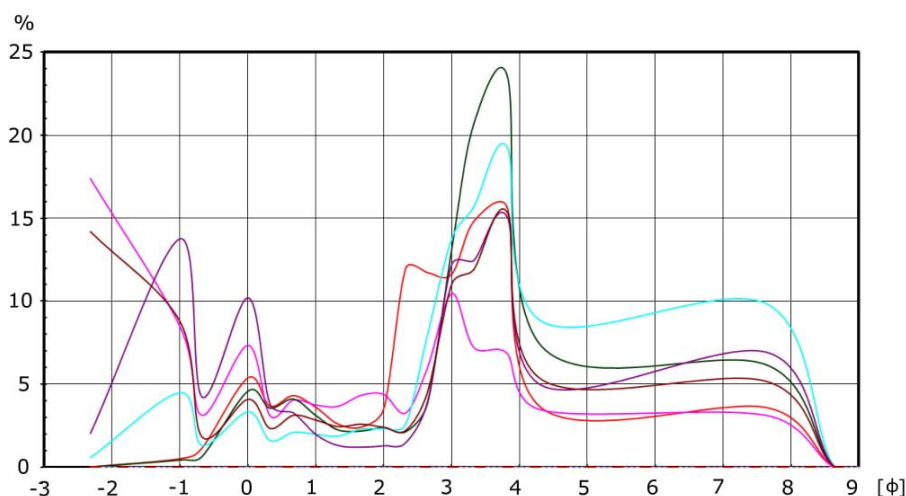
Deluwia środkowe są osadami o jasnobrunatnej barwie, których strop jest ścięty erozyjnie. Są to osady różnoziarniste z dużym udziałem frakcji drobnej. Osad ten charakteryzuje się brakiem

rytmiczności w zmianach wartości wskaźników uziarnienia, co daje efekt względnego wypłaszczenia odnośnych wykresów (seria 2 na rys. 7). Dominują ziarna o wielkości około 3,3 phi. Średnia średnica ziaren wynosi od 2,9 do 3,5 phi, wyśortowanie mieści się w przedziale 0,8–1,3, zaś skośność od 0,14 do 0,38 (rys. 7; tab. 2). Zawartość węgla wapnia jest na poziomie około 0,06%. W osadach deluwiiw środkowych przeważa udział ziaren o wielkości 3–4 phi (12–16%). Druga moda zaznacza się w przedziale wielkości ziaren 6–7 phi. Różnice pomiędzy poszczególnymi krzywymi zebranymi z całej miąższości warstwy są niewielkie (do 4% częstości w modzie pierwszej), zaś przebieg krzywych jest bardzo podobny względem siebie (rys. 10).



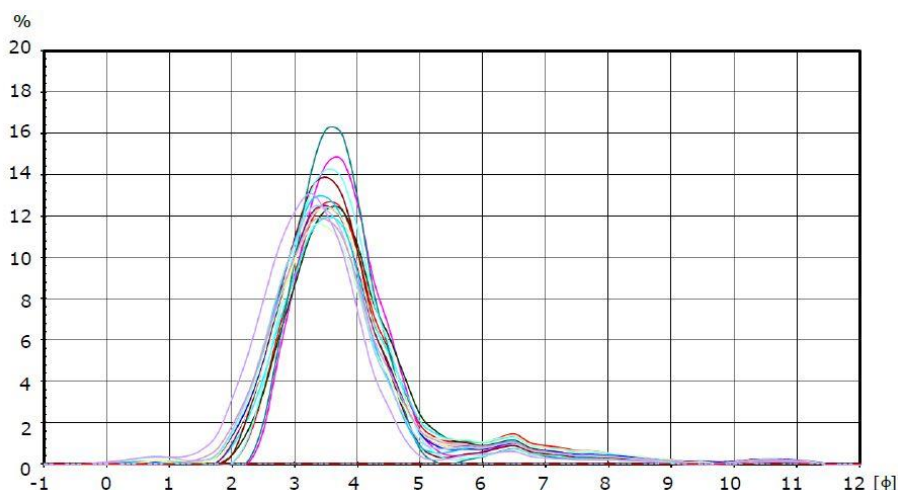
Rys. 8. Krzywe częstości rozkładu uziarnienia deluwiiw dolnych (odkrywka I)

The grain size distribution frequency curve of the lower deluvium (outcrop I)



Rys. 9. Krzywa częstości rozkładu uziarnienia proluwiiw (odkrywka I)

The grain size distribution frequency curve of the proluvium (outcrop I)



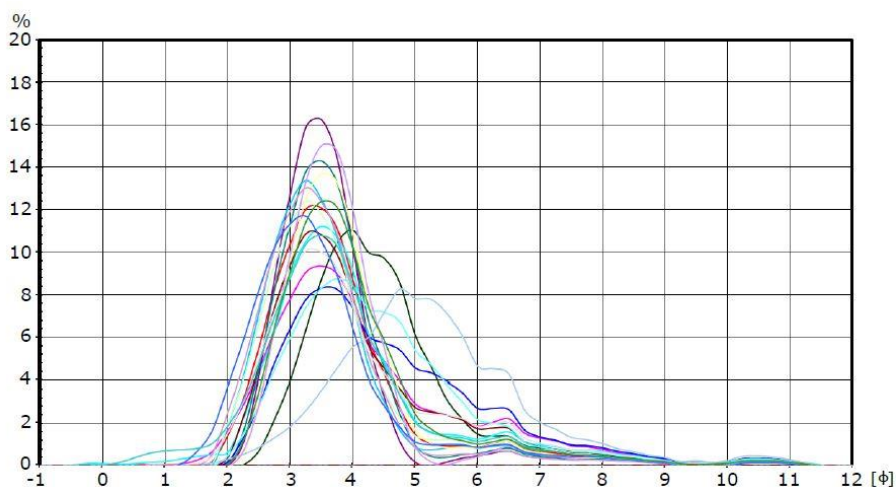
Rys. 10. Krzywa częstości rozkładu uziarnienia deluwiów środkowych (odkrywka I)

The grain size distribution frequency curve of the central deluvium (outcrop I)

Deluwia górne charakteryzują się rytmicznością występowania na przemian lamin jasnobrunatno-żółtych oraz brunatnych, o miąższości od 1 do 3 cm. Cechują się one płaskim warstwowaniem subhoryzontalnym. Analizując wartości wskaźników sedimentologicznych, można również zaobserwować rytmiczność zmian wartości, zwłaszcza biorąc pod uwagę średnią średnicę ziaren mieszczącą się w przedziale od 3 do 4,8 phi (seria 1 na rys. 7). Dla części lamin wskaźnik ten skupia się wokół wartości 3 phi, dla innych – około 4 phi. Osady deluwiów górnych są słabo lub umiarkowanie wysortowane (0,8–1,6), o bardzo dodatnio lub dodatnio skośnym rozkładzie, przy wartościach kurtozy 1,0–1,7 (rys. 7; tab. 2). Zawartość procentowa węgla wapnia jest niewielka i wynosi średnio 0,06%. Analizując krzywą częstości uziarnienia deluwiów górnych (rys. 11), zauważalne jest, że w badanej warstwie

znajduje się najwięcej ziaren o wielkości 3–4 phi (od 8 do 16%). Większość krzywych jest unimodalna, pojedyncze krzywe są bimodalne (rys. 11). Druga, mniejsza moda, zarysowuje się w przedziale ziaren 6–7 phi (do 4%), co świadczy o wzbogacaniu osadu w materiał pylasty. Zauważalna jest dość duża rozbieżność w krzywych uziarnienia dla poszczególnych lamin w obrębie deluwiów górnych, zwłaszcza w modzie pierwszej, gdzie różnica częstości wynosi nawet 8%. W drugiej modzie różnica wynosi około 3% (rys. 11).

Diamikton rolny reprezentują piaski drobno- i średnioziarniste próchniczne o barwie brunatnej. Osady są zagęszczone i bezstrukturalne, występują tu licznie korzenie współczesnych roślin. Jest to materiał silnie przemieszany przez orkę, która obejmowała najprawdopodobniej osady deluwiów górnych.



Rys. 11. Krzywa częstości rozkładu uziarnienia deluwiów górnych (odkrywka I)

The grain size distribution frequency curve of the upper deluvium (outcrop I)

Na rozkładach wskaźników sedimentologicznych badanych osadów w profilu pionowym (rys. 7) można zauważyć, iż od głębokości około 140 cm zwiększają się wartości skośności, co świadczy o zwiększaniu się przewagi frakcji drobniejszych w stosunku do frakcji o największej częstotliwości.

Materiałem źródłowym osadów budujących badany stożek akumulacyjny są utwory wodnolodowcowe powstałe podczas ostatniego zlodowacenia (fot. 2). Budują one powierzchnię terenu w otoczeniu rozcięcia erozyjnego. Osady badane były w odkrywcę założonej na stoku parowu i w jego dnie. Od powierzchni do 20 cm występuje poziom orno-próchniczny (fot. 2). Do głębokości 184 cm zalegają jasnobrunatne piaski mułkowe o średniej średnicy ziaren od 3,2 do 4,0 phi. Wysortowanie mieści się w przedziale 0,6–1,5, a skośność wynosi od 0,03 do 0,6. W tej warstwie zauważalne są rdzawe laminy piasku drobnoziarnistego o miąższości do 0,5 cm. Na głębokości od 137 do 184 cm występuje warstwowanie przekątne rynnowe. Od 184 cm do 411 cm zalegają na przemian piaski drobnoziarniste pylaste i piaski mułkowe ($M_z = 3,05\text{--}4,2$; $\delta_1 = 0,5\text{--}1,6$; $Sk_1 = 0,01\text{--}0,6$). Na głębokości od 417 cm do 456 cm notowane są brunatne mułki piaszczyste o średniej średnicy ziaren od 4,6 do 5,6 phi, wysortowaniu od 0,9 do 1,6 i skośności od 0,1 do 0,5. Od 456 do 630 cm występują jasnobrunatne piaski mułkowe o słabo widocznych warstwowaniach horyzontalnych i o średniej średnicy ziaren od 3,4 do 4,4 phi, wysortowaniu od 0,5 do 1,3 oraz skośności od 0,08 do 0,6. Analiza krzywych częstości materiału źródłowego wskazuje na najczęstsze występowanie (do 20%) ziaren o wielkościach 3–4 phi. Widoczna jest także druga moda w wielkościach ziaren w przedziale 6–7 phi oraz niewielki wzrost udziału ziaren o wielkości 10–11 phi. Kilka próbek odznacza się największą zawartością ziaren o wielkościach 4–5 phi (rys. 12).

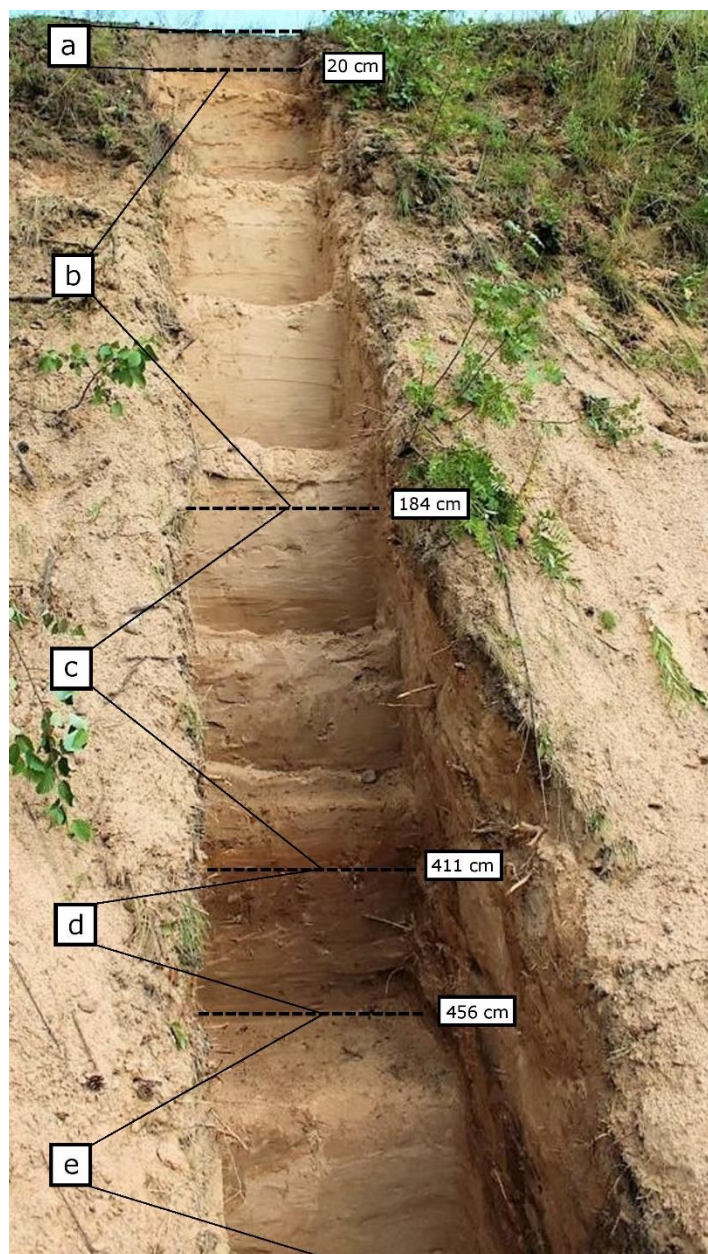
Interpretacja

Analizując skumulowany rozkład uziarnienia metodą Visher (1969), można stwierdzić, iż dla deluwii dolnych zaznacza się podział na dwie populacje próbek (seria 1, rys. 13). Saltacja była głównym procesem transportującym (od 84% do 96%) ziarna o wielkości od 1,5 do 4,5 phi. Drugim typem transportu była suspensja (od 4% do 16%) przy wielkości ziaren jednej populacji od 4,5 do 11,5 phi, a drugiej od 4,5 do 9 phi. Deluwia środkowa (seria 2, rys. 13) odznacza się niewielkim udziałem toczenia (do 5%) w transporcie ziaren o wielkości od

–5 phi (jedna próbka) do 1 phi. W pojedynczych warstwach udział toczenia był marginalny. Dominował proces saltacji (od 80% do 94%), przy wielkości ziaren od 4,5 do 11 phi. Przy czym występują tutaj dwie subpopulacje – jedna powiązana z saltacją w przesłonie trakcyjnej (ziarna grubsze) i druga z saltacją w chwilowym zawieszeniu (ziarna drobniejsze) (Visher 1969, por. też Szmańda 2011). W deluwii górnych (seria 3, rys. 13) występuje jedna populacja osadów, w której przeważa saltacja (od 82% do 95%), przy wielkości ziaren od 1 do 4,5 phi. Suspensja w tym przypadku zaznacza się od 5% do 18%, przy wielkości ziaren od 4,5 do 11,5 phi. Toczenie występuje w pojedynczych warstwach, gdzie udział tego procesu waha się od 0% do 1%, przy wielkości ziaren od –0,5 do 1,5 phi. W proluwii dominującym procesem transportującym ziarna jest toczenie (od 16% do 73%). Na drugim miejscu jest saltacja (od 18% do 68%), przy udziale ziaren od 2 do 3,5 phi. Udział suspensji wynosi od 6% do 16%, przy wielkości ziaren od 3,5 do 8 phi. W materiale źródłowym (seria 5, rys. 13) można wyróżnić dwie populacje osadów – jedna związana z saltacją i druga z suspensją. Saltacja była przeważającym procesem (od 75% do nawet 99%) transportu ziaren o wielkości od 1,5 do maksymalnie 4,5 phi. Udział suspensji wynosił zaś dla jednej populacji od 1% do 5%, przy wielkościach ziaren od 4 do 8,5 phi, dla drugiej od 5% do 25%, przy wielkościach ziaren od 4,5 phi do 11 phi.

Analizując powyższe krzywe kumulacyjne, można stwierdzić, że saltacja była głównym procesem transportującym ziarna zarówno podczas akumulacji materiału źródłowego jak i osadów stokowych. Drugim zaznaczającym się typem transportu była suspensja. Udział wleczenia był marginalny i zauważalny tylko w przypadku deluwii środkowych i deluwii górnych. Przy dominującym transporcie saltacyjnym deluwii budujących stożek, należy podkreślić, że osady źródłowe zapewniały obfitość odpowiedniego materiału. W przypadku proluwii toczenie i wleczenie przeważało w transporcie ziaren, duży był także udział suspensji, z kolei saltacja odgrywała mniejszą rolę (rys. 13).

Na wykresach zależności wskaźników sedimentologicznych rozpoznano układ II wg Mycielskiej-Dowgiałło (1995), w którym wraz ze zwiększaniem średniej średnicy ziarna wzrasta również stopień ich wysortowania. To kryterium najlepiej spełniają deluwie dolne i górne (rys. 14). Dla deluwii środkowych układ II jest słabo zauważalny. Proluwii odpowiada układ I, czyli wraz ze wzrostem średniej średnicy ziaren maleje stopień wysortowania (rys. 14).



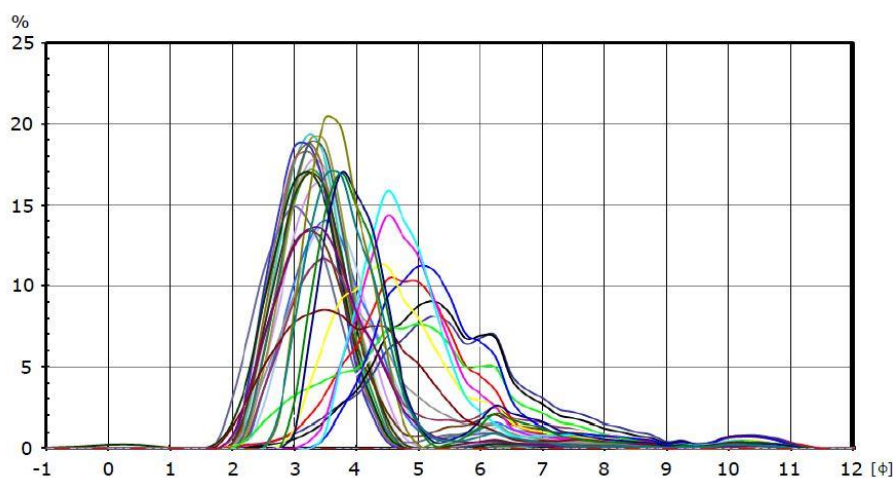
Fot. 2. Odślonięcie zlokalizowany w ścianie rozcięcia erozyjnego

1 – poziom próchniczny; 2 – piaski mułkowe; 3 – piaski drobnoziarniste pylaste i piaski mułkowe; 4 – mułki piaszczyste; 5 – piaski mułkowe słabo warstwowane

Exposure located in the wall of the erosive cut

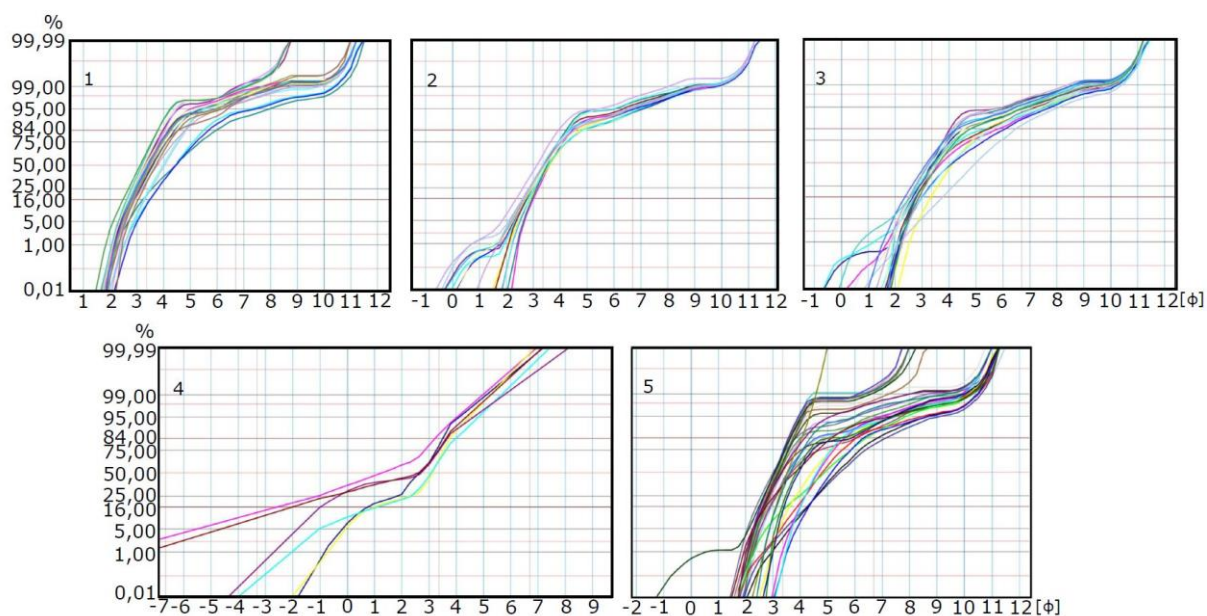
1 – humic horizon; 2 – silty sands; 3 – fine sands and silty sands; 4 – sandy silt; 5 – silty sands poorly stratified

fot. A. Mroczkowska, 2017



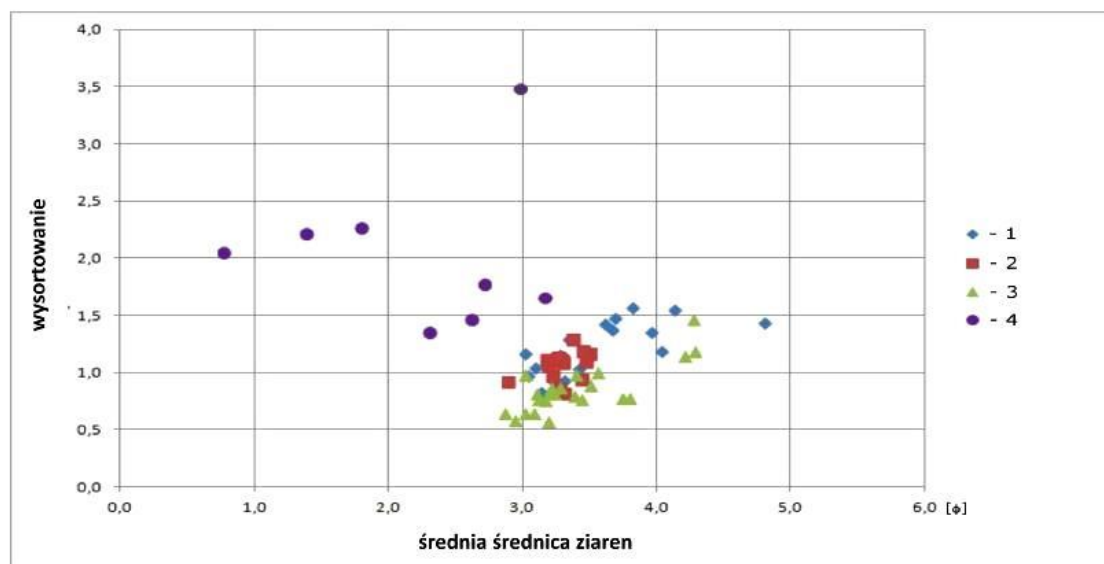
Rys. 12. Krzywe częstości uziarnienia materiału źródłowego (odślonięcie)

The grain size distribution frequency curve of the source material (exposure)



Rys. 13. Krzywe kumulacyjne rozkładu uziarnienia osadów stożka akumulacyjnego i materiału źródłowego
odkrywką I: 1 – deluwia dolne, 2 – deluwia środkowe, 3 – deluwia górne, 4 – proluwia; odsłonięcie: 5 – materiał źródłowy

The grain sizes cumulative curves of the accumulative fan sediments and source material
excavation I: 1 – lower deluvium, 2 – central deluvium, 3 – upper deluvium, 4 – proluvium; exposure: 5 – source material



Rys. 14. Wykres zależności pomiędzy średnią średnicą ziarna a wysortowaniem
dla osadów stożka akumulacyjnego

1 – deluwia górne; 2 – deluwia środkowe; 3 – deluwia dolne; 4 – proluwia

Relationship diagram between mean sizes of grains and sorting index of the accumulative fan deposits

1 – upper deluvium; 2 – central deluvium; 3 – lower deluvium; 4 – proluvium

Dyskusja

Warunki depozycji stożka akumulacyjnego

Deluwia dolne zbudowane są z jasnobrunatnego piasku drobnoziarnistego z pyłem. Taka tekstura świadczy najprawdopodobniej o słabym spłukiwaniu rozproszonym odpowiedzialnym za akumulację tej serii. W obrębie tej warstwy występują jednak wąskie i dość głębokie rozcięcia (do 40 cm) wypełnione materiałem różnoziarnistym oraz rozcięcia płytkie (do 10 cm) wypełnione proluwiami. Wskazuje to na okresowe rozcinanie powierzchni stożka przez skoncentrowane spływy powierzchniowe odpowiedzialne za spłukiwanie liniowe. Zauważalne jest, że wartości skośności w spągowej części deluwii dolnych przesuwają się ku wartościom niższym, zatem udział ziaren frakcji grubszych wzrastał (do głębokości około 140 cm). Znamienne jest, iż rozcięcia występują tylko w obrębie serii deluwii dolnych. Zwiększająca się ilość węgla w deluviach dolnych może świadczyć o narastającym wpływie przekształceń antropogenicznych (m.in. deforestacja obszaru) i zazębieniu antropopresji oraz czynnika klimatycznego.

W proluwiiach wypełniających rozcięcia w serii deluwii nie występują ziarna drobniejsze niż 8,5 phi. Najprawdopodobniej zostały one przetransportowane w strefę dystalną stożka i zostały włączone w system fluwialny Sertejki. Duży jest za to udział ziaren grubych i żwiru oraz toczeców gliniastych, co dowodzi silnych spływów skoncentrowanych. Badane proluwia wpisują się w zestawienie cech litologicznych osadów tego typu opisanych przez Twardego (2017), ze średnią średnicą powyżej 1 phi, wysortowaniem od 1 do 6, ujemną skośnością czy zawartością procentową węgla wapnia bliską zeru, przy czym proluwia z doliny Sertejki charakteryzuje względnie dobre wysortowanie.

Niewielkie zakresy wartości wskaźników uziarnienia deluwii środkowych mogą świadczyć o stabilnych warunkach akumulacyjnych. Seria ta charakteryzuje się brunatnym kolorem, co wskazuje na stosunkowo duży udział próchnicy, która była najprawdopodobniej spłukiwana z wyżej położonych, użytkowanych rolniczo gleb. Warstwa ta była przekształcana przez zwierzęta, o czym świadczą odnotowane zoofakty. Seria ta cechuje się słabo zachowanym warstwowaniem, a miejscami strukturą masywną. Prawdopodobnie jest to efekt działania procesów pedogenetycznych, w tym

działalności pedofauny, które prowadziły do szybkiego zacierania pierwotnego warstwowania.

Udokumentowana rytmiczność cech strukturalnych i wskaźników sedimentologicznych deluwii górnych związana jest z różną zawartością domieszek organicznych oraz zmiennymi warunkami akumulacyjnymi. Być może wynika z sezonowej zmienności tempa akumulacji osadów. Taką zależność zauważa Twardy (2003) w badaniach osadów deluwii antropogenicznych z Brzeziny k/Łodzi.

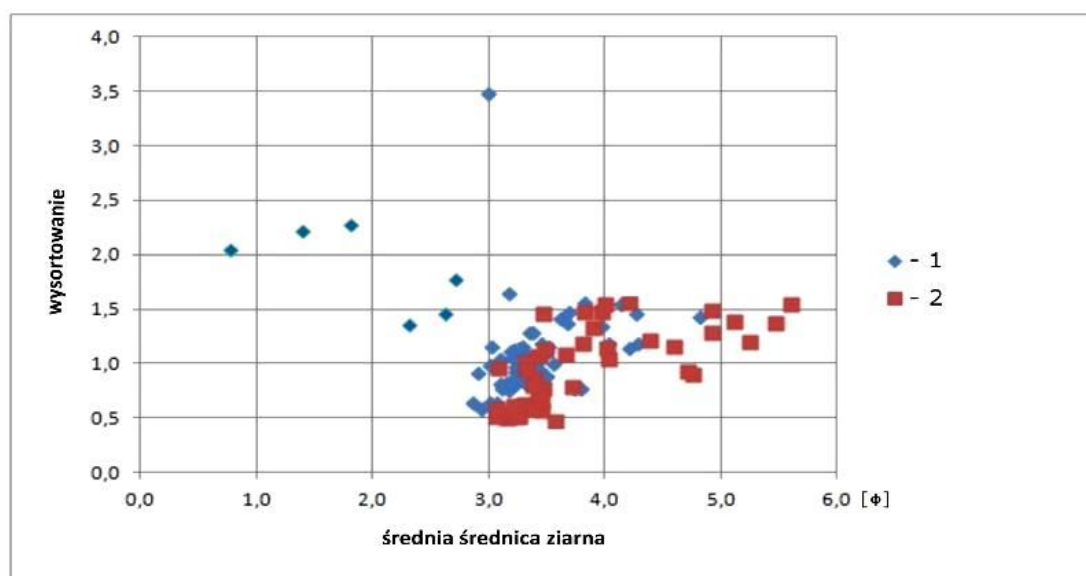
Diamikton rolny rozwinięty w stropowej części osadów stożka akumulacyjnego ma masywną strukturę, ciemnobrunatny kolor, co najprawdopodobniej związane jest z wysoką zawartością próchnicy. Dolna granica tej warstwy jest bardzo dobrze widoczna, co wskazuje na długotrwałą orkę i wykształcenie się tzw. podeszwy płużnej. Podobnymi cechami strukturalnymi odznaczają się diamiktony rolne z centralnej Polski, ponadto są one słabo wysortowane, próchniczne i bezwęglanowe (Twardy 2008; Twardy i in. 2014).

Deluwia dolne i górne akumulowane były w wyniku spłukiwania rozproszonego, na co wskazuje rozpoznany układ II stosunku odpowiednich wskaźników sedimentologicznych wg Mycielskiej-Dowgiałło (1995). Układ ten uważany jest za typowy dla osadów deluwialnych (m.in. Smolska 2003, 2005; Twardy 2003, 2008; Kittel 2016; Majewski 2017). Choć stwierdzany jest również w facji pozakorytowej osadów fluwialnych (por. Mycielska-Dowgiałło 1995; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011; Szymańska 2011). Wpływ na powstanie deluwii środkowych miało, oprócz spłukiwania rozproszonego, zapewne również przemieszczanie ziaren w wyniku rozbryzgu (por. Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011). Warunki akumulacyjne proluwii są najbardziej podobne do warunków akumulacyjnych dla osadów fluwialnych facji korytowej (układ I) (por. Mycielska-Dowgiałło 1995; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011; Szymańska 2011).

Podczas transportu i akumulacji nie doszło do wyraźnego pogorszenia się wysortowania osadów mineralnych stożka, tj. deluwii dolnych, środkowych i górnych w stosunku do materiału źródłowego (tab. 1) (por. Smolska 2005; Majewski 2017). Wyjątkiem są proluwia, których wysortowanie dość znacznie się pogorszyło (tab. 1). Udział ziaren grubszych jest tu nieco większy niż w materiale źródłowym przy podobnych wartościach wysortowania (rys. 15). Sugeruje to zaistnienie selektywnego przemieszczania materiału w dół stożka podczas spływu powierzchniowego i/lub nacinanie przez erozję warstw o większym udziale grubszych ziaren. Deluwia mają mniejsze zakresy

wartości skośności niż osady źródłowe (por. Majewski 2017). W wyniku spłukiwania rozproszonego podczas intensywnych opadów dochodzi

bowiem często do selektywnego wzbogacania osadu w drobne frakcje (Smolska 2003, 2005; Twardy 2003).



Rys. 15. Wykres zależności pomiędzy średnią średnicą ziarna a wysortowaniem dla osadów stożka akumulacyjnego i materiału źródłowego

1 – osady stożka; 2 – materiał źródłowy

Relationship diagram between mean sizes of grains and sorting index of the accumulative fan deposits and source material

1 – fan deposits; 2 – source material

Serie deluwiów dolnych, środkowych i górnych wpisują się w podział litologiczny osadów stokowych zaproponowany przez Twardego (2008, 2017). Analizowane osady odpowiadają zarówno cechom piasków deluwialnych, jak i deluwialnych pyłów piaszczystych. Wartości średniej średnicy ziaren z facji deluwialnych pyłów piaszczystych mieszczą się w przedziale 3–5 phi. Pozostałe cechy, czyli wysortowanie ($\delta_1 = 0,5\text{--}2$), wzrost skośności wraz z drobnieniem ziarna i warstwowania horyzontalne, czy silne odwapnienie wskazują na fację piasków deluwialnych.

Szczególną uwagę należy zwrócić na wartości odchylenia standardowego uzyskane dla badanych deluwiów sertejskich. Wskazują one na słabe wysortowanie, będące cechą typową dla deluwiów (por. Twardy 1995, 2000, 2003; Smolska 2005), które jest skutkiem krótkiego transportu ziaren oraz zmiennej intensywności siły transportującej. W przypadku deluwiów wahania hydrologicznych parametrów odpływu w ośrodku transportującym wynikają z drenowania małych, lecz licznych zbiorników wodnych (kałuż) na stokach. Na powierzchni stożka następowało wielokierun-

kowe rozmywanie materiału przez wody roztopowe i opadowe.

Cechy teksturalne analizowanych pokryw deluwialnych są uwarunkowane teksturą osadów źródłowych, co było podkreślane m.in. w pracach Smolskiej (2005) i Pietrzak (2002).

Osady deluwialne powstają w wyniku działalności procesów stokowych, głównie spłukiwania. W centralnej Polsce tworzą je najczęściej piaski drobne i bardzo drobne posiadające domieszkę organiczną i rozproszone węgle. Deluwia akumulowana są w dynamicznym środowisku, ale są także efektem umiarkowanie intensywnego spłukiwania rozproszonego (Twardy 2008; Kittel 2014). Zauważalne jest, iż w wielu przypadkach osady stokowe są wzbogacone w próchnicę. Najprawdopodobniej dostawała się ona tam w efekcie erodowania poziomego próchnicznego gleb podczas wzmożonego spłukiwania i postępującej denudacji obszarów przyległych (por. Kittel 2014). Poszczególne fazy transformacji stoków i tworzenia pokryw deluwialnych na stanowiskach Bechcice, Wierzbowa i Lutomiersk-Koziówki nawiązywały

do etapów intensywnego zasiedlania tych terenów przez ludność pradziejową (Kittel 2014).

Istotnym czynnikiem inicjującym rozwój procesów stokowych skutkujących akumulacją deluwii jest deforestacja wynikająca przede wszystkim z antropopresji (por. Stochlak 1996) i/lub w mniejszym stopniu z przyczyn naturalnych (naturalne pożary lasów). Cechy deluwii mogą świadczyć o chronologii i intensywności osadnictwa, a nawet o kierunkach i sile antropopresji (Smolska 2003; Kittel 2014).

Fazy rozwoju stożka akumulacyjnego

Akumulację osadów stokowych budujących badaną formę wyznacza uzyskany wiek radiowęglowy osadów biogenicznych podścielających serie mineralne stożka i wydатовanych najwcześniej na II poł. XVII w. (tj. 1668–1950 AD i 1667–1950 AD). Dolna seria stożka (deluwia dolne) powstała podczas I fazy rozwoju, która rozpoczęła się nie wcześniej niż w II poł. XVII w. i trwała do około XVIII w. Potwierdza to również fragment nowożytnego szkła, datowanego na XVII–XVIII w., odkrytego w spągu osadów wypełniających parów w jego środkowym odcinku.

Początek rozwoju parów i stożka akumulacyjnego w dolinie Sertejki jest związany najprawdopodobniej ze zmianami klimatycznymi, które nastąpiły podczas *pessimum* Małej Epoki Lodowej (MEL), być może w trakcie minimum Maundera. Badania dowodzą, iż częste występowanie ulewnych deszczy było mechanizmem inicjującym erozję wąwozową (Panin i in. 2009; Zgłobicki i in. 2014). W tym okresie średnia roczna temperatura spadła o około 1°C, zaś zimy były coraz dłuższe. Duży udział w transformacji stoków mogły mieć wówczas intensywne wiosenne roztopy. W Europie czas od połowy XVII do połowy XVIII wieku był okresem o zwiększonej sumie opadów (Jones, Mann 2004; Marks 2016). Duża miąższość serii deluwii dolnych (nawet do 1 m) dowodzi znacznej denudacji zboczy i/lub długotrwałości tych procesów. Jednocześnie proluwia w dnie parowu zazębiamą się z deluwiami dolnymi stożka, co dowodzi szybkiego uformowania głęboko wciętej formy erozyjnej i zapełniania jej dna osadami już na wczesnym etapie jej rozwoju. Trzeba również zwrócić uwagę, że dno parowu w środkowym odcinku ma wyraźnie wciśnięty profil, co dowodzi, że forma ta nie funkcjonowała jako rozcięcie drogowe.

Zainicjowanie erozji najprawdopodobniej związane było z silną deforestacją terenu wskutek antropopresji. Golosov (2002) i Golosov i in.

(2017) opisują intensywną erozję gleb na Niżu Środkoworosyjskim od XVII wieku po czasy obecne, zapoczątkowaną przez wzmożoną działalność rolniczą, co mogło być przyczyną rozwoju pokryw stokowych oraz erozji wąwozowej. Na tym samym obszarze osady organiczne w obrębie niektórych parów datowane są na 220 ± 100 lat BP oraz 430 ± 100 lat BP (Belyaev i in. 2005). Wyłesianie zmniejszało możliwości retencyjne obszaru, czego następstwem był wzmożony wpływ powierzchniowy i erozja stoków. Wskazują na to liczne węgle drzewne notowane w obrębie deluwii dolnych oraz liczne szczątki drzew w stropie gytii, co nadaje im cechy tzw. deluwii deforestacyjnych wg Stochlaka (1996). Być może procesy te należy wiązać z początkami przemysłu drzewnego w rejonie Wieliża w I poł. XVIII w. Zmiany klimatyczne (m.in. zwiększona liczba ulewnych deszczy) potęgowały cały proces. Na miąższość osadów stożka mogły mieć wpływ także cechy strukturalne materiału źródłowego, w tym przypadek podatnych na erozję piasków wodnolodowcowych.

Młodsze fazy rozwoju wąwozów na obszarze Wyżyny Lubelskiej wiązane są z Małą Epoką Lodową (Zgłobicki i in. 2014), co koreluje z fazą intensywnej erozji w całej Europie w tym okresie. Na terenie Wyżyny Lubelskiej skorelowano trzecią fazę erozji wąwozowej z intensywnym rozwojem rolnictwa związanym z produkcją zboża na eksport i silną deforestacją, która również była powszechna w Europie. Na okres ten przypadają także fazy erozyjne (8a – d: XV – połowa XVII wieku) rozwoju systemu wąwozowego koło Kazimierza Dolnego (Dotterweich i in. 2012). Ta faza odpowiada fazie I rozwoju rozcięcia erozyjnego w dolinie rzeki Sertejki. Najprawdopodobniej w tym okresie tworzyły się deluwia dolne, w których nie zaznacza się udział próchnicy. W Polsce Środkowej w tym czasie notowany jest okres osłabienia erozji (Twardy 2008). Stabilizacja ta jest wiązana m.in. z zapaścią gospodarczą w okresie „potopu szwedzkiego” (Twardy 2008). Na Pojezierzu Suwalskim najmłodszy okres akumulacji osadów stożków napływowych rozpoczął się od XIV/XV w., zaś w jednym stożku intensywna faza rozwoju przypada na wiek XVI i trwa do chwili obecnej (Smolska 2005).

Po fazie I nastąpiła stabilizacja stożka w dolinie Sertejki. Świadczyć o tym może gleba kołpna udokumentowana w strefie dystalnej stożka w stropie deluwii dolnych. Zmniejszyła się wówczas siła procesów erozyjnych zachodzących na zboczach doliny Sertejki. Brak gleby w wyższych partiach stożka najprawdopodobniej spowodowany

odowany jest erozją w późniejszym okresie. Faza II jest trudna do wydatowania, trwała najprawdopodobniej w II poł. XVIII w., być może związana jest z okresem konfliktów polsko-rosyjskich w okresie przedrozbiorowym.

Faza III miała miejsce od II poł. XVIII wieku do II poł. XIX wieku w czasie rewolucji przemysłowej, podczas której postęp technologiczny w rolnictwie (m.in. wprowadzenie płodozmianu, wyspecjalizowanego pasterstwa, czy upowszechnienie roślin okopowych) doprowadził do przeobrażeń środowiska. Po 1772 r. w rejonie wsi Selezni rozpoczyna się okres intensywnego rozwoju wielokierunkowego rolnictwa. Faza III rozwoju stożka sertejskiego odpowiada fazie 9 (XVIII – połowa XIX wieku) rozwoju wąwozów w rejonie Kazimierza Dolnego na Wyżynie Lubelskiej (Dotterweich i in. 2012).

Faza IV na obszarze sertejskim obejmowała okres od reform rolniczych (1861 r.) po II wojnę światową. Wówczas część stromych stoków dolin została częściowo zagospodarowywana rolniczo, znacząco wzrosła ogólna powierzchnia gruntów rolnych (Golosov i in. 2017), co spowodowało wzmożoną denudację zboczy doliny Sertejki. O erozji wąwozowej od końca XIX w. po II połowę wieku XX na obszarze zachodniej Rosji w kontekście erozji gleb pisze również Sidorchuk i in. (2006). Podczas tej fazy rozpoczęła się zapewne akumulacja deluwii górnych. Odpowiada to fazie 10b i 10c w koncepcji Dotterweicha i in. (2012).

Zgłobicki i in. (2014) wyróżniają fazę erozyjną przypadającą na XIX i XX wiek, wówczas został wprowadzony płodozmian oraz rośliny okopowe. W tym okresie panowało zwiększone zapotrzebowanie na ziemię uprawową, co spowodowane było kryzysem ekonomicznym i potrzebami wojskowymi. Zaczęto użytkować tereny wcześniej uważane za mało atrakcyjne rolniczo, co z kolei skutkowało zmniejszeniem retencji obszaru i wzrostem spływu powierzchniowego. Ponadto intensywnie rozwijano sieć dróg, po których jeździły maszyny rolnicze, doprowadzając do intensyfikowania spływu skoncentrowanego. W koncepcji Twardego (2008) na ten okres przypada ostatnia faza (ostatnie 200 lat) transformacji rzeźby w Polsce Środkowej, czyli faza VII. Dla tej fazy charakterystyczne było silne odlesianie terenów oraz uprzemysławianie ośrodków miejskich.

V faza (od II wojny światowej po lata 90. XX w.) to okres przekształcenia stożka wskutek działalności agrotechnicznej, przemieszanie stropowej części deluwii górnych i uformowanie

diamiktonu rolnego. Jeszcze w latach 80. XX w. obszar zajmowany przez stożek użytkowany był jako łąki kośne. Dla systemu parowów około Kazimierza Dolnego odpowiada to fazom 10c oraz 11 (Dotterweich i in. 2012).

Ostatni etap rozwoju stożka (faza VI) związany jest z upadkiem kołchozów w latach 90. XX w. i zaprzestaniem rolniczego użytkowania terenu. Porzucenie działalności rolniczej, spowodowało wykształcenie na powierzchni stożka poziomu próchnicznego o niewielkiej miąższości (około 5 cm). Faza ta trwa do chwili obecnej.

Główne fazy rozwoju stożka sertejskiego miały miejsce najwcześniej od II poł. XVII w. do I poł. XVIII w. (faza I) oraz od 3. ćwierci XVIII w. do połowy XX w. (faza III i IV). Nawiązując one do faz erozji dokumentowanych w Europie Środkowej (Twardy 2008, 2011, 2013; Dotterweich i in. 2012; Zgłobicki i in. 2014). Nastąpił wówczas wzrost intensywności i częstości opadów, które intensyfikowały erozję i akumulację osadów stokowych. Epizody te były często uwarunkowane przez rozwój upraw ziemi (m.in.: Dotterweich 2008; Dotterweich, Dreibrodt 2011; Pannin i in. 2011; Dotterweich i in. 2012). Jednocześnie czynniki klimatyczne i antropogeniczne nakładają się na siebie, co utrudnia ich rozróżnienie, tym bardziej, że wpływ człowieka (np. pożary lub nadmierny wypas zwierząt) może imitować naturalne przeobrażenia cech komponentów środowiska powodujące inicjowanie erozji czy potęgujące dalszy rozwój form (Bintliff 2002). W niektórych częściach Europy, na przykład na obszarze południowych Niemiec, wpływ klimatu na erozję wąwozową miał drugorzędne znaczenie, dominował tu sposób użytkowania ziemi (Lang 2003). Jednocześnie brak obserwacji współczesnego przebiegu procesów stokowych w obrębie badanych form w otwartym, choć nieużytkowanym intensywnie, krajobrazie dowodzi, że najprawdopodobniej główny impuls do zainicjowania denudacji stoków następuje w pierwszym okresie intensywnych przeobrażeń środowiska (tj. np. w pierwszych latach po deforestacji).

Podsumowanie

Udokumentowano sześć faz rozwoju stożka akumulacyjnego rozwiniętego w dolinie Sertejki. Podczas fazy I (od II poł. XVII w. do około XVIII w.) akumulowane były deluwia dolne, głównie przez spłukiwanie rozproszone. Okresowo następowało rozcinanie powierzchni stożka w efekcie spłukiwania liniowego i akumulacja proluwii.

Faza II (około połowy XVIII w.) to stabilizacja stożka, w której miejscami(?) dochodziło do formowania niezbyt miąższego poziomu próchnicznego gleby, częściowo związanego z akumulacją materii organicznej w trakcie wezbrań Sertejki. Faza III przypada na okres od II poł. XVIII w. po II poł. XIX w. W trakcie jej trwania deponowane były deluwia środkowe. Kolejna IV faza zaczęła się w drugiej połowie XIX w. i trwała prawdopodobnie do połowy XX w. Był to okres akumulacji deluwii górnych, które powstawały w warunkach splukiwania rozproszonego (podobnie jak w przypadku deluwii dolnych). W fazie V (od połowy po lata 90. XX w.) formowany był diamikton rolny, który tworzył się podczas intensywnego użytkowania rolniczego samego stożka. Ostatnia faza VI przypada na względną stabilizację stożka trwającą od lat 90. XX w. po czasy obecne. W ciągu tej fazy wykształcił się poziom próchniczny o niewielkiej miąższości.

Analizowany stożek akumulacyjny ukształtowany został podczas zmiennych warunków klimatycznych Małej Epoki Lodowej. Jednocześnie bardzo duży wpływ na rozwój formy miały zmiany środowiskowe, wygenerowane przez postępujący wzrost intensywności rolnictwa.

Zauważalne jest, że osady stożka są ściśle powiązane pod względem uziarnienia z materiałem źródłowym. Cechy teksturalne osadów budujących stożek są w znacznym stopniu odziedziczone po osadach źródłowych, co świadczy o ich krótkim transporcie i szybkiej depozycji. Najsilniejsza transformacja osadów zaszła w obrębie proluwiiw.

Analiza cech strukturalnych i teksturalnych osadów stożka pozwoliła określić warunki ich depozycji. Wahania wartości wskaźników uziarnienia deluwii dolnych i górnych oraz proluwiiw wskazują na dużą zmienność dynamiki środowiska depozycyjnego podczas poszczególnych faz rozwoju badanej formy.

Na badanym obszarze zaistniały dogodne warunki do powstawania i rozwoju rozległych systemów rozcięć erozyjnych. Złożyły się na nie: 1 – zwiększona suma opadów w okresie Małej Epoki Lodowej, 2 – deforestacja terenu spowodowana przez antropopresję oraz intensywny rozwój agrotechniki, 3 – sprzyjające warunki geomorfologiczne i topograficzne silnie nachylonego stoku basenu pojeziornego, 4 – podatne na erozję podłoże wysoczyzny. Skutkowało to utworzeniem rozległego stożka akumulacyjnego, o maksymalnej miąższości budujących go osadów sięgających około 2 m akumulowanych w ciągu 350 lat.

Podziękowania

Autorzy składają podziękowania Recenzentom artykułu oraz Redakcji AGL za cenne uwagi, które w znaczącym stopniu podniosły jakość merytoryczną pracy.

Badania zrealizowano w ramach projektu finansowanego z grantu Narodowego Centrum Nauki Nr 2017/25/B/HS3/00274.

Literatura

- Abramov L.S. 1972. Opisaniya prirody nashey strany: Razvitiye fiziko-geograficheskikh kharakteristik. Mysl'. Moskva.
- Belyaev V.R., Eremenko E.A., Panin A.V., Belyaev Y.R. 2005. Stages of Late Holocene gully development in the Central Russian Plain. *International Journal of Sediment Research* 20(3): 224-232.
- Bintliff J. 2002. Time, process and catastrophism in the study of Mediterranean alluvial history: a review. *World Archaeology* 33: 417-435.
- Blott S., Pye K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landform* 26: 1237-1248.
- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337-360.
- Dotterweich M. 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment. *Geomorphology* 101: 192-208.
- Dotterweich M., Dreibrodt S. 2011. Past Land Use and Soil Erosion Processes in Central Europe. *PAGES News* 19(2): 49-51.
- Dotterweich M., Rodzik J., Zgłobicki W., Schmitt A., Schmidtchen G., Bork H.R. 2012. High resolution gully erosion and sedimentation processes, and land use changes since the Bronze Age and future trajectories in the Kazimierz Dolny area (Nałęczów Plateau, SE-Poland). *Catena* 95: 50-62.
- Dreibrodt S., Lomax J., Nelle O., Lubos C., Fischer P., Mitusov A., Reiss S., Radtke U., Nadeau M., Grootes P. M., Bork H.R. 2010. Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *Geomorphology* 122: 351-369.
- 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.
- Golosov V. 2002. Soil erosion and small river aggradation in Russia. Proceedings of 12th ISCO Conference, May 26-31, 2002. Tsinghua University Press, Beijing: 154-159.
- Golosov V., Ivanova N., Kurbanova S. 2017. Influence of agricultural development and climate changes on the drainage valley density of the southern half

- of the Russian Plain. *International Journal of Sediment Research* 32(1): 60-72.
- Gorlach A., Kalm V., Hang T. 2015. Thickness distribution of quaternary deposits in the formerly glaciated part of the East European plain. *Journal of Maps* 11(4): 625-635.
- Hildebrandt-Radke I. 2017. Rekonstrukcja środowiska przyrodniczego na podstawie analiz litologicznych i geochemicznych. W: M. Krzepakowski, M. Moeglich, P. Wroniecki (red.) *Dzwonowo. Średniowieczne zaginione miasto. Tom I. Środowisko naturalne, zarys dziejów, badania nieinwazyjne*. Muzeum Regionalne w Wągrowcu: 32-46.
- Jones P.D., Mann M.E. 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42(2): 1-42.
- Kalicki T., Alexandrovskiy A.L., Kittel P., Krupa J., Mazurkevich A., Pawłowski D., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R. 2015. From Lake Basins to River Valley, Late Vistulian and Holocene evolution of last glaciation area: Serteya Basin (Western Russia). International conference "Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution". Barnaul, Russia: 159-161.
- Kaplan J.O., Krumhardt K.M., Zimmermann M. 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews* 28: 3016-3034.
- Kittel P. 2014. Slope deposits as an indicator of anthropopressure in the light of research in Central Poland. *Quaternary International* 324: 34-55.
- Kittel P. 2016. Badania geoarcheologiczne pokryw stołkowej na stanowisku archeologicznym Szynkielew 11, gm. Pabianice. *Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica Physica* 15: 25-35.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kalicki T., Kulkova M., Pawłowski D., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Zaitseva G. 2016. Evolution of Lake Basins in the Serteya region (Western Russia) in the context of Neolithic settlement's development. Proceedings of the International Conference "Paleolimnology of Northern Eurasia Experience, Methodology, Current Status". 22 – 27 August 2016, Yakutsk: 13-16.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kazakov E., Mroczkowska A., Pavlovskaya E., Piech W., Płóciennik M., Sikora J., Teltevskaia Y., Wieckowska-Lüth M. 2018. Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia. *Acta Geographica Lodziana* 107: 191-213.
- Klimczak R. 1988. Metoda obliczania objętości form wklęsłych i jej zastosowanie w geologii dynamicznej. *Czasopismo Geograficzne* 59(2): 201-208.
- Kondracki J. 1992. Fizycznogeograficzna regionalizacja republik Litewskiej i Białoruskiej w układzie dziesiętnym. *Przegląd Geograficzny* 64(3-4): 341-346.
- Kulkova M.A., Mazurkevich A.N., Dolukhanov P.M. 2001. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina-Lovat' area of North-Western Russia. *Geochronometria* 20: 87-94.
- Lang A. 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena* 51: 209-221.
- Majewski M. 2017. Cechy uziarnienia deluwii na tle osadów źródłowych na przykładzie zagłębień bezodpływowych w rejonie Łupawska (Pojezierze Zachodniopomorskie). *Acta Geographica Lodziana* 106: 221-223.
- Marks L. 2016. Zmiany klimatu w holocenie. *Przegląd Geologiczny* 64(1): 59-65.
- Mazurkevich A.N., Korotkevich B.N., Dolukhanov P.M., Shukurov A.M., Arslanov Kh.A., Savel'eva L.A., Dzinoridze E.N., Kulkova M.A., Zaitseva G.I. 2009a. Climate, subsistence and human movements in the Western Dvina – Lovat River Basins. *Quaternary International* 203 (1-2): 52-66.
- Mazurkevich A., Hookk D., Fassbinder J. 2009b. Magnetometry and susceptibility prospecting on Neolithic-early Iron Age sites at Serteya, North-West Russia. *ArcheoSciences Revue d'archeometrie, supplement* 33: 81-85.
- Mazurkevich A., Kulkova M., Savel'eva L. 2012. Geoarchaeological issues of the Upper Dnieper - Western Dvina River region (Western Russia): fieldtrip guide. Geomorphic processes and geoarchaeology. International conference "From Landscape Archeology to Archaeotourism", August 20-24, 2012. Moscow-Smolensk, Russia: 49-69.
- Mazurkevich A., Dolbunova E., Kittel P., Fassbinder J. W. E., Maigrot Y., Mroczkowska A., Płóciennik M., Sikora J., Słowiński M., Sablin M., Shirobkov I. 2017. Multi-disciplinary research on the Neolithic pile-dwelling Serteya II site (Western Russia) and the landscape reconstruction. W: A. Marciniak-Kajzer, A. Andrzejewski, A. Golański, S. Rzepecki, M. Wąs (red.) *Nie tylko krzemienie – Not only flints*. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Łódzka Fundacja Badań Naukowych, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich Oddział w Łodzi, Łódź: 103-128.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Uniwersytet Warszawski, Warszawa: 29-90.
- Mycielska-Dowgiałło E., Ludwikowska-Kędzia M. 2011. Alternative interpretations of grains-size data from Quaternary deposits. *Geologos* 17(4): 189-203.
- Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R. 2009. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology* 100(1-2): 71-91.
- Panin A., Fuzeina Y., Karevskaya I., Sheremetskaya E. 2011. Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the Centre of the Russian Plain. *Geographica Polonica* 84(1): 95-115.

- Pietrzak M. 2002. Geomorfologiczne skutki zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim. Wyd. IGI GP, Uniwersytet Jagielloński.
- Poesen J. 2018. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth Surface Processes and Landforms* 43: 64-84.
- Sidorchuk A., Litvin L., Golosov V., Chernysh A. 2006. European Russia and Byelorussia. W: J. Boardman, J. Poesen (red.) *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons: 73-93.
- Smolska E. 2003. Cechy deluwii w przykładowym osadów stokowych pagórka w okolicy Łopuchowa na Pojezierzu Suwalskim. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 45-57.
- Smolska E. 2005. Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Starkel L. 2005. Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in Central Europe. *Studia Quaternaria* 22: 27-33.
- Stochlak J. 1996. Osady deluwialne nieodłączny efekt procesu spłukiwania i propozycja ich podziału. Ogólnopolskie sympozjum naukowe „Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją”, Puławy-Lublin-Zwierzyniec, 11-13 września 1996 r. Prace Naukowe, Część 2, Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa, Puławy: 111-132.
- Szmańda J. 2011. Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwii pozakorytowych. *Landform Analysis* 18.
- Tarasov P.E., Savelieva L.A., Long T., Leipe C. 2018 (in press). Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. *Quaternary International* <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.029>
- Twardy J. 1995. Dynamika denudacji holocenijskiej strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 89.
- Twardy J. 2000. Deluwia neoholocenijskie – przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 78: 135-173.
- Twardy J. 2003. Cechy sedymentologiczne neoholocenijskich osadów stokowych na Wyżynie Łódzkiej i ich wartość interpretacyjna. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 25-44.
- Twardy J. 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. UŁ, Łódź.
- Twardy J. 2011. Influences of man and climate changes on relief and geological structure transformation in Central Poland since the Neolithic. *Geographia Polonica* 84: 163-178.
- Twardy J. 2013. Pradziejowa kolonizacja małych dolin rzecznych środkowej Polski i jej konsekwencje dla rozwoju rzeźby. *Landform Analysis* 4: 97-106.
- Twardy J. 2017. Holocenijska ewolucja nieck i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w świetle dotychczasowych badań. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 17-30.
- Twardy J., Forsyś J., Kittel P. 2014. Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure. W: E. Kobojeck, T. Marszał (red.) *Origin of relief of Central Poland and its anthropogenic transformation in Łódź University geographical research*. Wyd. UŁ, Łódź: 57-94.
- Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu.N., Sudakova N.G., Lavrentiev N.V. 2011. Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology. *Developments in Quaternary Science* 15: 337-359.
- Visher G. S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1074-1106.
- Wicik B. 1993. Badania laboratoryjne w opracowaniach fizycznogeograficznych. W: A. Richling (red.) *Metody szczegółowych badań geografii fizycznej*. PWN, Warszawa: 28-36.
- Yeremeyev I.I. 2003. Rannesrednevekovyye pamyatniki u Velizhskikh porogov na Zapadnoy Dvine (k probleme rekonstruktsii marshrutov puti «iz varyag v greki»), W: A.N. Mazurkovich (red.) *Drevnosti Podvin'ya: istoricheskiy aspekt*. Izdatel'stvo Gosudarstvennogo Ermitazha, Sankt-Peterburg: 258-270.
- Zgłobicki W., Rodzik J., Superson J., Dotterwiech M., Schmitt A. 2014. Phases of gully erosion in the Lublin Upland and Roztocze region. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B* 69(1): 149-162.

Summary

The article presents sedimentological analyzes of the sediment of a proluvial-deluvial fan developed in the Serteyka River valley in Western Russia. The fan developed at the outlet of a well-developed system of erosional cuts. The length of fan is about 70 m. Erosional cuts are formed on steep and short slopes and incised into the outwash plain to a length of about 110 m. The aim of the paper is to determine the factors that had a decisive influence on the accumulation of fan's sediments. The volume of the accumulation fan is about 3639.6 m³, and the volume of eroded sediments in the gully system is about 3883.13 m³. The difference in volume, i.e. about 243.53 m³, of sediments was most probably included in the fluvial system by washing the fan during floods.

Neolithic cultures already had an influence on the environment in this area. In the Middle Ages, this influence gradually increased, while in the period from the 18th century to the 19th century was noted at the apogee. It was connected with the deforestation of large forest areas. This caused

increased erosion of the steep slopes of the Sertyka River valley.

Detailed geological mapping of the area was performed. It has been documented that inorganic deposits cover gyttja. The sediments of researched fan were recognized as: lower deluvium, proluvium, central deluvium, upper deluvium and tillage diamicton. Two radiocarbon dates of samples taken from the central zone and the distal zone of the fan were estimated. The age of the beginning of the fan's deposits is dated to the period from 2nd half of the 17th century. Two dates of macrofossils from the very top of gyttja – 160±35 years ¹⁴C BP (MKL-3633), 140±40 years ¹⁴C BP (MKL-3635), give after calibration with a probability of 95.4% respectively: 1668–1950 AD and 1667–1950 AD. The lower deluvium deposits are light brown in color, and have poor lamination, and numerous charcoals. Values of sedimentological indexes have relatively large deviations. The average grain size diameter for the lower deluvium ranges from 2.9 to 4.3 phi. These sediments are characterized by a positive skewness (0.04–0.3) and are poorly or moderately sorted. Proluvium deposits are inserts that fill small erosional cuts within the lower deluvium deposits. They are built by multi-grained sands, with an admixture of gravels and clay lumps with diameters of up to 3 cm. The central deluvium deposits are brown, not laminated, and their sedimentological indices have small ranges, which gives very small deviations in the vertical profile. These are multi-grained sediments with a large fraction of the fine fraction. The upper deluvium deposits are characterized by subhorizontal lamination. The layers are alternately light brown and dark brown with a thickness of 1 to 3 cm. The sediment rhythmicity can also be seen in sedimentological indices, especially in the average grain diameter. Tillage diamicton are deposits made as a result of agrotechnical denudation. They were created as a result of long-term cultivation. They are characterized by a massive structure, poor sorting, an advantage of the sandy fraction, the presence of humic ad-

mixtures and the lack of calcium carbonate. All deposits of the fan are strongly decalcified. The source material of the fan's sediments was also tested – these are sands and silts. It is noticeable that the fan deposits have slightly changed from the source material in sedimentological index values. Features of analyzed deluvial covers are conditioned by the texture of the source sediments. There is also a small change in the mean diameter of grains in the fan. The share of thicker grains is only slightly larger than in the source material with similar sorting values.

Six stages of the formation of the fan are specified. Phase I lasted not earlier than from the 2nd half of the 17th century AD to the mid-18th c. (the accumulation of lower deluvium deposits). Phase II took place in the mid-18th c. and involves stopping of slope processes. Phase III from 2. half of the 18th c. to the 2. half of the 19th c. (accumulation of central deluvium deposits). Phase IV, the 2. half of the 19th c. to the mid-20th c. (accumulation of upper deluvium deposits). Phase V is the period from mid-20th c. to the 1990s (transformation of the upper part of the upper deluvium deposits into an agricultural diamicton). Phase VI is the period from the 90s of the 20th century to the present times (the formation of the humus level). The erosive-accumulation phases of the studied form can be correlated with the phases of shaping similar forms in Central and Eastern Europe.

The beginning of the accumulation of the fan's sediments was correlated with the pessimism of the Little Ice Age. The main reason for the formation of the fan is most likely a strong deforestation of this area in the 1. half of 18th c. AD. Numerous charcoals were indicate in lower deluvium. Climate changes during the LIA (eg. a greater number of heavy rains and or snow falls and later intense thaws) intensified erosion taking place on the slopes. The next accumulative-erosive phases are associated primarily with intense human activity, mostly agriculture.

RECENZENCI

Ryszard K. Borówka	Uniwersytet Szczeciński
Olga Druzhinina	Immanuel Kant Baltic Federal University
Maria Fajer	Uniwersytet Śląski
Barbara Fiałkiewicz-Kozieł	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Wacław Florek	Akademia Pomorska
Iwona Hildebrand-Radke	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Michał Jankowski	Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Zdzisław Jary	Uniwersytet Wrocławski
Tomasz B. Karasiewicz	Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Marek Kasprzak	Uniwersytet Wrocławski
Renata Kołodyńska-Gawrysiak	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Józef Kukulak	Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN
Maria Łanczont	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Marek Majewski	Akademia Pomorska
Mirosław Makohonienko	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Paweł Molewski	Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Jerzy Nitychoruk	Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II
Daniel Okupny	Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN
Joanna Petera-Zganiacz	Uniwersytet Łódzki
Ewa Smolska	Uniwersytet Warszawski
Józef Superson	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Jacek B. Szmańda	Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN
Piotr Szwarczewski	Uniwersytet Warszawski
Andrzej Traczyk	Uniwersytet Wrocławski
Krzysztof Wójcicki	Uniwersytet Śląski