

WARUNKI PALEOEKOLOGICZNE SUBKOPALNEGO KORYTA KOLONIA BEHCICE NA TLE HYDROLOGII ŚRODKOWEGO ODCINKA DOLINY NERU

Palaeoecological and palaeohydrological patterns of the Kolonia Behcice subfossil oxbow in the mid-Ner River valley

MATEUSZ PŁÓCIENNIK*, PIOTR KITTEL**, RYSZARD K. BORÓWKA***,
KATARZYNA CYWA****, DANIEL OKUPNY*****, MILENA OBREMSKA*****,
DOMINIK PAWŁOWSKI*****, RENATA STACHOWICZ-RYBKA****, RAFAŁ SZPERNA*,
ANDRZEJ WITKOWSKI***

Zarys treści. Ślady późnoglacialnej i holocenijskiej historii doliny Neru są dobrze zachowane w osadach paleokoryta Kolonia Behcice (NKB), które zostało odcięte w młodszym dryasie. Jego rozwój może być podzielony na pięć wyraźnych faz. Podczas młodszego dryasu NKB było dość głębokim, oligotroficznym jeziorem. Z nastaniem holocenu starorzecze uległo eutrofizacji i zarosło roślinnością wodną, a następnie szybko przekształciło się w torfowisko niskie. Brak jest w profilu NKB osadów ze środkowego holocenu. Torfy z okresu borealnego przykryte są przez mulki i piaski pozakorytowe zdeponowane w okresie subatlantyckim. Zapis ewolucji paleokoryta Kolonia Behcice dowodzi, że dolina Neru była dynamicznym środowiskiem w późnym glacialu i holocenie. Ekosystemy starorzecza podlegały znacznie silniej presji zmian klimatycznych niż jeziora i mokradła znajdujące się na wysoczyznach w regionie łódzkim.

Słowa kluczowe: starorzecze, rekonstrukcje paleośrodowiskowe, paleoekologia, dolina Neru, Polska Środkowa

Abstract. The history of the Ner River valley is well documented in Kolonia Behcice (NKB) palaeochannel sediments. It was cut-off from the riverbed in the Younger Dryas. Its history may be divided into five distinct phases. During the Younger Dryas, the NKB was a relatively deep, oligotrophic water body. From the onset of the Holocene, the lake became a eutrophic, overgrown pond which quickly palludified and transformed into a rich fen with ferns and birches. There is a hiatus in the middle of the Holocene fen stratigraphy. A peat sequence is covered by fluvial silt and sand deposits. The NKB sequence documents the Ner valley as a dynamic system during the Late Glacial and the Holocene. Local ecosystems of this oxbow have remained under a much stronger pressure of climate changes than palaeolakes and wetlands located on uplands in the Łódź region.

Key words: palaeochannel, palaeoenvironmental reconstruction, palaeoecology, Ner River valley, Central Poland

Wstęp

Dna dolin rzecznych wyróżniają się na tle innych siedlisk znaczną geo- i bioróżnorodno-

ścią. Te z nich, które są zachowane w naturalnej formie, cechuje wysokie bogactwo gatunkowe roślin i bezkręgowców wodnych, występujących w korycie rzeki, zbiornikach przyrzecznych i zespołach łągowych, olsów oraz łąk zalewowych.

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź; email: mplociennik10@outlook.com, r_szperna@interia.eu

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

*** Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Geologii i Paleogeografii, ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin; e-mail: ryszard@univ.szczecin.pl, witkowsk@univ.szczecin.pl

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

***** Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: danek_1985@o2.pl

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

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

Ma to szczególne znaczenie dla badań paleośrodowiskowych w stanowisku Kolonia Behcice (NKB), które w pierwszej kolejności badano pod kątem archeologicznym, bowiem w jego sąsiedztwie odkryto relikty bytowania człowieka z epoki brązu, wczesnej epoki żelaza, okresów przedrzymskiego i rzymskiego oraz wczesnego średniowiecza (Muzolf, Kittel 2007). Problematyka osadnictwa pradziejowego w dolinie rzeki Ner i jego relacji z elementami otaczającego środowiska była tematem badań geoarcheologicznych, a ich wyniki zostały przedstawione w wielu publikacjach (Kittel 2011, 2012, 2014; Kittel i in. 2011). Środkowa dolina Neru jest również niezwykle ciekawym obiektem dla badań paleogeograficznych i paleoekologicznych (Turkowska 1988, 1990; Kittel 2011; Kittel i in. 2011, 2016; Turkowska, Dzieduszyńska 2011; Muzolf i in. 2015). Intensywne badania paleoekologiczne prowadzono także w stanowisku Lutomiersk-Koziówki (NKZ 3C), położonym 2,5 km w dół doliny od stanowiska Kolonia Behcice. Udokumentowano tam sekwencję osadów biogenicznych od okresu preborealnego do wczesnoatlantyckiego, z zapisem kilku wczesnoholoceńskich wezbrań (Kittel i in. 2016). Budowa geologiczna wypełnienia NKB wskazuje na znacznie bardziej złożony zapis historii paleokoryta, dlatego podjęto tutaj badania paleoekologiczne obejmujące abiotyczne i biotyczne elementy środowiska, których zasadniczym celem było zrekonstruowanie reakcji biocenozy na zmiany warunków paleohydrologicznych i paleoklimatycznych na poziomie lokalnym (tj. w obrębie starorzecza) i na poziomie regionalnym (tj. w nizinnej dolinie średniej wielkości). Uzyskane wyniki stały się podstawą wniosków, dotyczących warunków paleośrodowiskowych całego środkowego odcinka doliny Neru, a więc jednej z ważniejszych arterii wodnych w skali regionu.

Teren badań

Neru jest drugim co do wielkości, prawdopodobnym dopływem Warty o długości 125,9 km. Powierzchnia jego zlewni wynosi 1866 km², a średni przepływ u ujścia – 10 m³ s⁻¹ (Penczak i in. 2010). Środkowy odcinek doliny Neru leży w strefie staroglacjalnej, objętej zasięgiem stadiału warty zlodowacenia odry (Turkowska 2006; Marks 2011). Na późniejsze intensywne przemiany doliny miały wpływ procesy peryglacjalne podczas zlodowacenia wisły (Turkowska

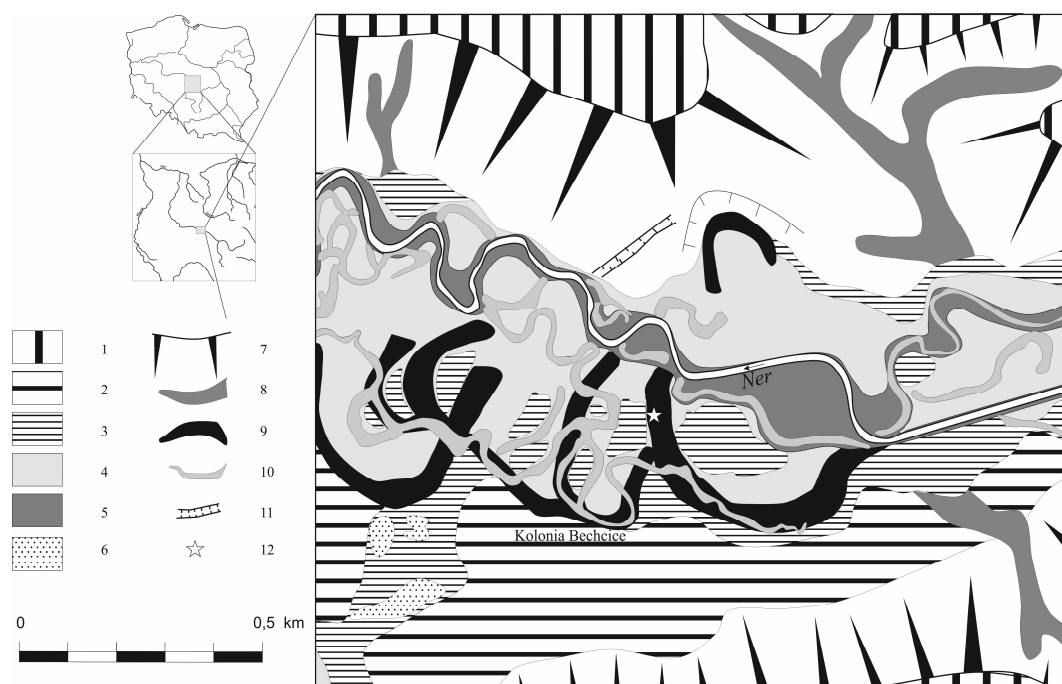
1988, 2006). Współczesne dno doliny zbudowane jest z utworów pochodzących z późnego wistulianu i holocenu, miejscami występują także ostańce terasy plenivistuliańskiej (rys. 1) (Kittel 2012; Kittel i in. 2016).

Stanowisko Kolonia Behcice obejmuje paleomenader Neru o współrzędnych: 51°45'12"N; 19°14'26"E. Prowadzone badania udokumentowały istnienie dużego paleokoryta, datowanego na okres późnovistuliański, które ogranicza ostańce plenivistuliańskiej terasy wysokiej, zbudowanej ze średnio i drobnoziarnistych piasków (Kittel 2012, 2014).

Materiał i metody

Profile osadów do badań w stanowisku Kolonia Behcice oznaczone symbolami NKB1 i NKB2 pobrane zostały z centralnej, najgłębszej części paleokoryta. Uzyskano dwa równoległe profile NKB1 i NKB2, oddalone o około 50 cm, których sekwencja osadów była identyczna. Rdzeń NKB1 został pobrany ze ściany wykopu do metalowych puszek o wymiarach 50×10×5 cm, a rdzeń NKB2 – próbnikiem Instorf. Profil NKB1 o długości 139 cm (od 85 do 224 cm p.p.t.) opróbowano z gęstością 5 cm i wykorzystano do analiz: geologicznej, geochemicznej, makroskopowych szczątków roślinnych, palinologicznej, okrzemkowej, szczątków wioślarek i antrakologicznej. Rdzeń NKB2 o długości 148 cm (od 77 do 225 cm p.p.t.) podzielono na 29 próbek z rozdzielczością od 3 cm do 10 cm i wykorzystano do analizy szczątków ochotkowatych (Chironomidae). W związku ze zróżnicowanym nagromadzeniem materii organicznej, opróbowanie NKB2 było gęstsze w warstwach gytii, a rzadsze w obrębie serii pozakorytowej. Analizy paleoekologiczne przeprowadzono w oparciu o standardowo przyjętą metodykę wg Berglunda (1986), Borówki (1992), Brooksa i in. (2007), Rollanda i Larocque'a (2007), Stachowicz-Rybki (2011) oraz Feurdeana i in. (2013). Kolekcje referencyjne znajdują się w Katedrze Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii UŁ oraz Muzeum Paleobotanicznym Instytutu Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk w Krakowie.

Sekwencję zgrupowań Chironomidae (Ch 1-4) wydzielono na podstawie metody *Sum-of-Squares Optimal Partitioning*. Liczbę statystycznie istotnych stref wyznaczono w oparciu o model *Broken Stick*. Na podstawie jakościowej analizy stratygrafii makroskopowych szczątków roślin



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Neru w rejonie stanowiska Kolonia Bechcice

1 – wysoczyzna morenowa (stadiał warty), 2 – terasa najwyższa (schylek st. warty), 3 – terasa wysoka (plenivistulian), 4 – terasa niska (późny vistulian), 5 – współczesne dno doliny (neoholocen), 6 – pola piasków przewianych, wydmy (późny vistulian, holocen), 7 – zbocza dolin, 8 – doliny denudacyjne, 9 – wielkie paleokoryta (późny vistulian), 10 – małe paleokoryta (holocen), 11 – rozcięcia antropogeniczne (neoholocen, okres nowożytny), 12 – położenie stanowiska NKB

Fig. 1. Geomorphologic sketch of the Ner River valley in the Kolonia Bechcice site area

1 – till plain (Wartanian), 2 – highest terrace (Wartanian), 3 – high terrace (Plenivistulian), 4 – low terrace (Late Vistulian), 5 – contemporary valley floor (Neo-Holocene), 6 – dunes and aeolian sands sheets, 7 – valley slopes, 8 – denudational dry valleys, 9 – large palaeochannels (Late Vistulian), 10 – small palaeochannels (Holocene), 11 – anthropogenic cuts (Neoholocene, Modern Period), 12 – location of the NKB site

oznaczono cztery strefy (MR 1-4). Granice pomiędzy poziomami zostały wyznaczone na podstawie pojawienia się, zaniku bądź wzrostu, ewentualnie spadku liczebności taksonów znaczących pod względem ilościowym lub wskaźnikowym. W podobny sposób (na podstawie zmian procentowego udziału taksonów) wydzielonych zostało pięć lokalnych poziomów pyłkowych (LPAZ 1-5). Na podstawie różnic w rozkładzie przestrzennym gatunków oraz grup ekologicznych wyróżniono pięć poziomów okrzemkowych (O 1-5). Skład gatunkowy i frekwencja Cladocera były podstawą wyznaczenia stref CI 1-4. Hierarchiczna analiza skupień (procedura aglomeracyjna) pozwoliła na podział badanego rdzenia na poziomy geochemiczne (GZ 1-5).

Wyniki

Budowa geologiczna i wiek osadów

W spągu wypełnienia paleomeandra od głębokości 220 do około 130 cm p.p.t. występują

osady organiczne tj. detrytus roślinny, gytia, silnie rozłożony torf i mułki organiczne. Od około 130 do około 90 cm p.p.t. zalegają pozakorytowe piaski drobnoziarniste i mułki laminowane, z zaburzeniami gęstościowymi. Od 90 cm głębokości dominują pozakorytowe piaski różnoziarniste, z domieszkami piasków mułkowych. W powierzchniowych warstwach badanego rdzenia ponownie zaobserwowano występowanie osadów organicznych tj. piasków słabo próchnicznych i zmruszonego torfu, które stanowią kopalne poziomy glebowe (fot. 1).

Opis osadów w profilu NKB1:

0–40 cm p.p.t. – nasyp współczesny;
 40–45 cm p.p.t. – zmruszały torf;
 45–57 cm p.p.t. – piaski słabo próchniczne (poziom akumulacyjny gleby kopalnej z fragm. ceramiki nowożytnej);
 57–72 cm p.p.t. – piaski różnoziarniste mułkowe szare (osady pozakorytowe);
 72–92 cm p.p.t. – piasek średnioziarnisty szary do żółtego, z laminami piasków drobnoziarnistych mułkowych szarych, z rdzawymi przebar-

wieniami, z wtrętami węgla drzewnych (osady pozakorytowe);

92–104 cm p.p.t. – piaski drobnoziarniste mułkowe, szare, z węglami drzewnymi (osady pozakorytowe);

104–120 cm p.p.t. – piaski ilaste szare laminowane piaskami drobnoziarnistymi mułkowymi żółtymi (osady pozakorytowe);

120–130 cm p.p.t. – piasek drobnoziarnisty ilasty brunatnoszary (osady pozakorytowe);

130–140 cm p.p.t. – ciemnoszare mułki organiczne (osady pozakorytowe);

140–145 cm p.p.t. – ciemnoszare mułki organiczne, zatorfione (osady pozakorytowe);

145–160 cm p.p.t. – torf silnie rozłożony niemal czarny;

160–190 cm p.p.t. – torf silnie rozłożony, poprzerastany kłęczami *Phragmites australis*;

190–220 cm p.p.t. – gytia grubodetrytusowa, zapiaszczona;

220–225 cm p.p.t. – piasek średnio i gruboziarnisty z detrytusem roślinnym.

Analizom specjalistycznym poddane zostały osady z głębokości 85–225 cm p.p.t.



fol. P. Kittel, 2009

Fot. 1. Profil litologiczny wypełnienia paleokoryta NKB1 oraz osadów pozakorytowych

Lithology of the palaeochannel NKB1 fill and overbank deposits

Wiek osadów wypełnienia badanego paleokoryta określony został na podstawie sześciu datowań radiowęglowych (tab. 1). Datowania z poziomów 190–194, 140–145, 130–135 cm mają charakter konwencjonalny i zostały wykonane w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Cianowicach z próbek osadów pobranych ze ściany wykopu (tzw. *bulk*). Datowania metodą AMS wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślin lądowych z poziomów 170–175, 140–145 i 105–110 cm wykonano w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym. Uzyskane wyniki wskazują na późnoglacialny i wczesnoholocenicki wiek gytii w spągu paleokoryta. Dla stropu gytii uzyskano wiek radiowęglowy 9520 ± 90 BP (MKL-417), a spąg osadów organicznych, wypełniających paleokoryto w jego brzeżnej części wydatowano na $11\ 020 \pm 230$ BP (IGSB-1381) (Kittel 2014). Wynika z tego, że początek wypełnienia paleokoryta miał miejsce około $13\ 400$ – $12\ 550$ BP (prawdopodobieństwo 95,4%), a zatem prawdopodobnie jeszcze w allerödzie. Na podstawie daty AMS z głębokości 140–145 cm określono czas zakończenia wypełnienia paleokoryta osadami biogenicznymi na około 750–550 BC. Należy w tym miejscu zwrócić uwagę na „postarzenie” wyników datowania próbek osadów *bulk* z głębokości 140–145 cm i 130–135 cm, które najprawdopodobniej jest wynikiem redepozycji materii organicznej w trakcie jej akumulacji w basenach popowodziowych. Wykonane metodą scyntylicyjną datowanie próbki osadu ze stropu torfu dało wynik 4890 ± 80 BP (MKL-423) i było niezgodne z wynikami analizy pyłkowej osadów. Jednocześnie analiza makroskopowych szczątków roślinnych wykazała silne zamulenie stropowej partii torfu. Datowanie AMS szczątków roślin lądowych (głównie owoców *Carex*) z tego samego poziomu (140–145 cm p.p.t.) dało wiek 2490 ± 35 BP (Poz-37468). Strop mułków organicznych uzyskał na głębokości 130–135 cm również „postarzony” wiek 3770 ± 80 BP (MKL-424). Przeszacowanie wyniku datowania stropu torfów i mułków organicznych, wykonanego metodą scyntylicyjną, jest najpewniej wynikiem zamulenia utworów, które było z kolei efektem redepozycji substancji organicznej z otoczenia zbiornika w wyniku uruchomienia procesów stokowych na skutek działalności ludzkiej na obszarze stanowiska (Kittel 2014). Akumulacja przykrywających wypełnienie paleokoryta aluwów pozakorytowych (powyżej 140 cm p.p.t.) miała miejsce w okresie subatlantyckim. Najwcześniej, być może w okresie przedrzymskim lub w okre-

sie rzymskim, zdeponowane zostały mułki organiczne. Jednak zasadnicza część pokrywy pozakorytowej akumulowana była w okresie nowo-

żytnym, czego dowodzi datowanie AMS z głębokości 105–110 cm p.p.t. (tab.1).

Tabela 1

Zestawienie datowań radiowęglowych w profilu NKB1 ze stanowiska Kolonia Bechcice

Radicarbon data set from the NKB1 core at Kolonia Bechcice site

Lp. No.	Głębokość [cm p.p.t.] Deepness [cm b.g.l.]	Osad Sediment	Datowanie konwencjonalne Conventional data [BP]	Datowanie kalibrowane Calibrated data [AD/BC] prob. 68%	Nr laboratoryjny Laboratory no.
1.	105–110	piaski drobnoziarniste i mułki szare słabo organiczne pozakorytowe (datowanie AMS wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinnych)	240±70	1522–1953 AD	Poz-36883
2.	130–135	ciemnoszare mułki organiczne – pozakorytowe	3770±80	2332–2038 BC	MKL-424
3.	140–145	ciemnoszare mułki organiczne, zatorfione – wypełnienie paleokoryta	4890±80	3779–3539 BC	MKL-423
4.	140–145	ciemnoszare mułki organiczne, zatorfione – wypełnienie paleokoryta (datowanie AMS wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinnych)	2490±35	763–542 BC	Poz-37468
5.	170–175	torf silnie rozłożony – wypełnienie paleokoryta (datowanie AMS wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinnych)	9090±50	8323–8250 BC	Poz-41755
6.	190–194	gytia grubodetrytusowa, zapiaszczona (strop)	9520±90	9129–8735 BC	MKL-417

kalibracja datowań radiowęglowych wykonana z użyciem programu OxCal 4.2.1 (Bronk Ramsey 2009)

¹⁴C data calibration was carried out with the use of the OxCal 4.2.1 program (Bronk Ramsey 2009)

Geochemia osadów

Analiza geochemiczna pozwoliła na wydzielenie pięciu poziomów stratygraficznych:

GZ 1 (224–200 cm)

Stanowi zapis sedymentacji materii mineralnej (86,2–96,2%) z domieszką materii organicznej (3,77–13,7%). W poziomie tym gwałtownie wzrasta udział pierwiastków litofilnych: Na (do 0,22 mg/g), K (do 2,73 mg/g) i Mg (do 1,84 mg/g).

GZ 2 (200–180 cm)

Reprezentuje fazę sedymentacji materii organicznej (41–83%) w paleokorycie. W warstwie tej gwałtownie wzrasta udział Zn z 2258 µg/g do 5569 µg/g (współczynnik zmienności, obliczony jako stosunek odchylenia standardowego do średniej wartości, dla tego metalu wynosi 37%).

GZ 3 (180–150 cm)

Stanowi zapis sedymentacji organicznej o najwyższej średniej zawartości materii organicznej (74,8%). Maksymalna koncentracja Fe (31,2 mg/g; głębokość 1,625–1,50 m) stanowi prawdopodobnie zapis właściwości absorpcyjnych autochtonicznej materii organicznej.

GZ 4 (150–135 cm)

Reprezentuje fazę sedymentacji utworu mineralno-organicznego (gwałtowny wzrost udziału materii mineralnej do 91,6%), której towarzyszy zmiana procesów denudacyjnych z chemicznych na mechaniczne (wzrost koncentracji pierwiastków litofilnych) oraz warunków redukcyjnych (spadek wartości wskaźnika Fe/Mn z 41 do 13).

GZ 5 (135–85 cm)

Stanowi zapis sedymentacji materii mineralnej, której udział waha się w granicach od 97,5 do 99,5%. Gwałtownie spada koncentracja metali

ciężkich oraz Fe i Mn. Koncentracja pozostałych pierwiastków początkowo spada, zaś w stropowej części profilu ponownie wzrasta.

Skład chemiczny spągowej części profilu (poziom GZ 1) dowodzi sedymentacji osadów mineralnych w warunkach wzmożonej denudacji mechanicznej w dolinie (gwałtowny wzrost koncentracji pierwiastków litofilnych: Na, K i Mg) oraz niskiej produktywności biologicznej (maksymalna zawartość materii organicznej nie przekracza 14%). Suma wymienionych wyżej pierwiastków nawet siedmiokrotnie przekracza zawartość wapnia, co jest typowe dla dolinnych osadów zbiornikowych, których sedymentacja zachodziła w późnym vistulianie (Okupny i in. 2013; Pawłowski i in. 2016). Kolejna faza (GZ 2) stanowi zapis akumulacji gytii grubodetrytusowej w zbiorniku o podwyższonej produktywności biologicznej i w warunkach stosunkowo niewysokiej dostawy allochtonicznej materii mineralnej (rys. 2). W opisywanym poziomie występuje najwyższy udział metali ciężkich (przekraczający 5570 µg/g), wśród których dominuje cynk (98%). Tak wysoka koncentracja tego metalu może wynikać z ewolucyjnie rozwiniętej tolerancji i z właściwości bioakumulacyjnych brzozy w stosunku do cynku (Kabata-Pendias, Pendias 1979; Reimann i in. 2007; Okupny i in. 2014). Skład chemiczny kolejnego poziomu (GZ 3) wynika głównie ze zmiany warunków oksydacyjno-redukcyjnych w zbiorniku oraz spadku natężenia procesów denudacji mechanicznej. W pierwszym przypadku udokumentowano spadek wartości stosunku Fe/Mn oraz maksymalną zawartość miedzi w osadzie torfowym. Podwyższona mobilność geochemiczna miedzi w osadach torfowych tłumaczona jest warunkami depozycji osadów i stopniem rozkładu materii organicznej oraz kwaśnym odczynem środowiska akumulacyjnego (Maksimow, Okruszko 1950; Sapek 1972). W drugim przypadku udokumentowano spadek zawartości pierwiastków litofilnych, w tym zwłaszcza potasu i sodu. Zdaniem Kwiatkowskiego (1971) oraz Rydelka (2013) właśnie te składniki litogeochemiczne stanowią najważniejszą grupę nieorganicznych elementów osadów torfowych, a za ich zawartość odpowiada nie tylko dostawa materii allochtonicznej, ale także rozkład substancji organicznej (np. trzciny, skrzypów).

Gwałtowna zmiana warunków akumulacyjnych w dolinie Neru zapisana została w analizowanym profilu na głębokości 150–130 cm (poziom GZ 4). Pozakorytowe mułki organiczne cechuje wyraźny spadek udziału materii organicznej z 52 do 8%, przy jednoczesnym wzroście koncentracji pierwiastków litofilnych (Na, K i Mg) względem

Ca. Osady piaszczyste zaliczone do poziomu geochemicznego GZ 5 cechuje najniższa średnia zawartość materii organicznej (1,46%), przy wysokiej zmienności koncentracji Na, K i Mg. Zawartość pozostałych pierwiastków gwałtownie spada i jest najniższa w całym profilu. Wartości te prawdopodobnie wynikają z przeciętnej koncentracji metali w osadach mineralnych budujących otoczenie stanowiska badawczego.

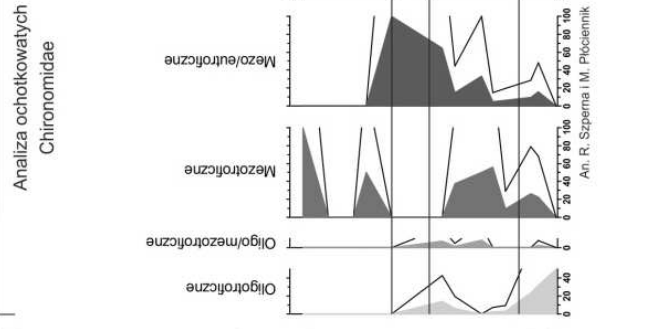
Objaśnienia do rys. 2

I – litologia i datowania osadów: 1 – piasek, 2 – gytia, 3 – torf, 4 – mułki organiczne, 5 – piaski ilaste i mułkowe. NKB1: Analiza geochemiczna: M.M. – materia mineralna, M.O. – materia organiczna, GZ – poziomy geochemiczne
Analiza palinologiczna. Składowe sum grup ekologicznych: A – wskaźniki późnoglacialne: *Helianthemum*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*; B – drzewa mezofilne: *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Acer* bez *Alnus*; C – wskaźniki antropogeniczne: *Rumex acetosa/acetosella*, *Plantago lanceolata*, *Plantago media/major*, *Anthemis* t., *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Urtica*, *Echium*, *Polygonum aviculare* typ, *Centaurea cyanus*, *Scleranthus* t., *Agrostemma githago*, *Polygonum persicaria*, *Humulus/Cannabis*, *Cannabis sativa* t.; D – zboża: *Triticum* t., *Secale cereale*, *Cerealium* undiff., E – rośliny wodne: *Potamogeton*, *Myriophyllum spicatum*, *Myriophyllum verticillatum*; L PAZ – lokalne poziomy pyłkowe
Analiza makroszczątków roślinnych: A – rośliny lądowe, B – rośliny torfowiskowe, C – rośliny szuwarowe, D – rośliny wodne, MR – lokalne poziomy makroszczątków
II – Analiza antrakologiczna: a – niespalone drewno, b – węgle drzewne
III – Analiza okrzemkowa: D – obecność okrzemek, O – poziomy okrzemkowe
IV – Analiza wioślarek: Cl – poziomy Cladocera
Analiza ochotkowatych: Ch – poziomy Chironomidae
Stratygrafia: H – holocen, LG – późny vistulian

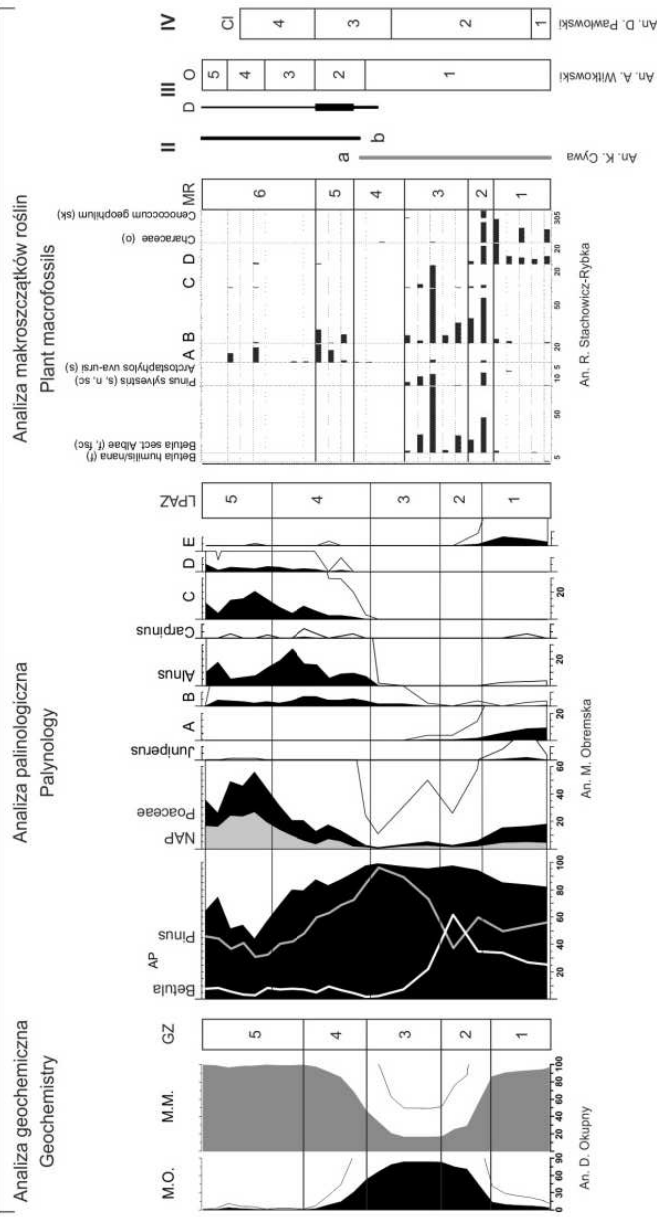
Explanations for Fig. 2

I – lithology and dating of deposits: 1 – sand, 2 – gyttja, 3 – peat, 4 – organic mud, 5 – clayey and silty sand. NKB1: Geochemistry: M.M. – mineral matter, M.O. – organic matter, GZ – geochemical zones
Palynology. The components of the ecological groups: A – Late glacial indicators: *Helianthemum*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*; B – mesophilic trees: *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Acer* without *Alnus*; C – anthropogenic indicators: *Rumex acetosa/acetosella*, *Plantago lanceolata*, *Plantago media/major*, *Anthemis* t., *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Urtica*, *Echium*, *Polygonum aviculare* typ, *Centaurea cyanus*, *Scleranthus* t., *Agrostemma githago*, *Polygonum persicaria*, *Humulus/Cannabis*, *Cannabis sativa* t.; D – Cerealia: *Triticum* t., *Secale cereale*, *Cerealium* undiff., E – aquatic plants: *Potamogeton*, *Myriophyllum spicatum*, *Myriophyllum verticillatum*; L PAZ – Local Pollen Assemblage Zones
Analysis of macroscopic plant macrofossils: A – terrestrial plants, B – boggy plants, C – reedswamp plants, D – aquatic plants, MR – Local Macrofossil Assemblage Zones
II – Antracological analysis: a – uncharred wood, b – charcoal
III – Diatoms: D – Diatom presence, O – Diatom zones
IV – Cladocera: Cl – Cladocera zones
Chironomidae: Ch – Chironomidae zones
Stratigraphy: H – Holocene, LG – Late glacial

NKB2



NKB1



Rys. 2. Główne fazy rozwoju paleokoryta NKB na tle analiz paleoekologicznych
Main stages of the palaeoecological development of the NKB oxbow

Analiza palinologiczna

Na podstawie wyników analizy pyłkowej w profilu NKB wydzielone zostały następujące lokalne poziomy pyłkowe (rys. 2):

LPAZ 1 NAP-*Juniperus* (223–197 cm)

Udział procentowy NAP pomiędzy 15–20%, obecność krzywej jałowca (*Juniperus*) (powyżej 2%). Wśród roślin zielnych wysoka zawartość procentowa pyłku bylicy (*Artemisia*), obecność pyłku posłonka (*Helianthemum*). W osadach licznie obecny pyłek roślin wodnych i bagiennych oraz cenobia zielenic. Górną granicę poziomu wyznacza spadek NAP i krzywej jałowca.

LPAZ 2 *Pinus-Betula* (197–180 cm)

Niski udział pyłku roślin zielnych (do 3%), maksimum udziału pyłku brzozy (*Betula* 60,3%), udział pyłku sosny (*Pinus*) pomiędzy 35–45%. Zanikają krzywe hydrofitów oraz glonów, gwałtownie rośnie zawartość zarodników paproci. Górną granicę poziomu wyznacza spadek zawartości pyłku brzozy.

LPAZ 3 *Pinus* (180–152 cm)

Dominacja pyłku *Pinus*. Obecność pyłku wiązu (*Ulmus*) i leszczyny (*Corylus*). Obecność pyłku roślin bagiennych z dominacją paproci (Filicales monolet sum). Górną granicę poziomu wyznacza spadek udziału sosny oraz początek krzywych drzew mezofilnych (*Quercus*, *Tilia*, *Alnus*).

LPAZ 4 *Pinus*-NAP (152–112 cm)

Malejący udział pyłku sosny, stopniowy wzrost zawartości procentowej NAP. Obecność krzywych dębu (*Quercus*), leszczyny, lipy (*Tilia*) i olszy (*Alnus*) oraz pojedynczych ziaren pyłku grabu (*Carpinus*). Początki krzywych roślinnych wskaźników antropogenicznych, w tym zbóż (*Rumex acetosa/acetosella*, *Plantago lanceolata*, *Secale*, *Cerealia* undiff.). Spadek zawartości zarodników paproci, pojawienie się zarodników torfowców (*Sphagnum*). Górna granica tego poziomu zaznacza się gwałtownym wzrostem udziału NAP.

LPAZ 5 NAP-*Pinus* (112–85 cm)

Dominacja pyłku roślin zielnych – NAP. Licznie obecny jest pyłek taksonów związanych z antropopresją. W poziomie tym występują pojedyncze ziarna pyłku roślin wodnych oraz cenobia glonów.

Osady poziomu LPAZ 1 pochodzą z późnego vistulianu (młodszy dryas), o czym świadczy liczna obecność pyłku roślin zielnych, w tym wskaźników charakterystycznych dla tego okresu. W tym czasie panowały zbiorowiska roślin-

ności otwartej z udziałem krzewów jałowca. Akumulacja przebiegała w warunkach jeziornych, co potwierdzone jest obecnością populacji glonów oraz pyłku roślin wodnych. Wraz ze zmianą warunków klimatycznych na przełomie późnego glacjału i holocenu zmieniła się szata roślinna w otoczeniu zbiornika. Rozwijały się zbiorowiska leśne z udziałem brzozy i sosny, prowadząc do zmniejszenia powierzchni zajmowanych dotychczas przez zbiorowiska zielne i krzewinkowe. Wraz z ocieplaniem klimatu dominującą rolę zaczęła odgrywać sosna. Intensywny rozwój lasów sosnowych następował do początku okresu borealnego (Latałowa i in. 2004). Potem pojawiły się gatunki drzew liściastych o wyższych wymaganiach termicznych (leszczyna, wiąz). Nastąpiła zmiana hydrologiczna w obrębie zbiornika wodnego, który uległ wypłycaaniu i przekształcaniu w torfowisko niskie, powodując rozwój roślinności szuwarowej z pałąką szerokolistną, turzycowatymi oraz zarośli z udziałem paproci (w tym *Thelypteris palustris*). Obraz tak ukształtowanej roślinności, zapisany w osadach poziomu LPAZ 2 i LPAZ 3, pochodzi najprawdopodobniej z okresu preborealnego i być może części borealnego.

Skład spektrów pyłkowych LPAZ 4 sugeruje, że część spągowa kolejnej warstwy osadu (od 152 cm) pochodzi najprawdopodobniej z okresu subborealnego, a dalej zawiera już osady subatlantyckie. Świadczy o tym licznie obecny pyłek głównych rodzajów drzew liściastych tworzących lasy mieszane i rosnący udział roślinności zielnej, wśród których pojawiły się wskaźniki antropogeniczne, w tym zboża. Towarzyszy im obecność pyłu węglowego. Taki obraz zmian sugeruje istnienie hiatusu i brak zapisu z okresu atlantyckiego. Ostatni poziom LPAZ 5 zawiera zapis z okresu subatlantyckiego. Nastąpiła wówczas bardzo wyraźna zmiana w szacie roślinnej, polegająca na silnym odlesieniu. Wzrost udziału zbiorowisk otwartych związany był z antropopresją i pozyskiwaniem terenów pod wypas zwierząt hodowlanych oraz uprawę zbóż. Wykonane datowanie radiowęglowe próbki z głębokości 110 cm wskazuje na okres nowożytny. Ku stropowi profilu udział zbiorowisk leśnych nieco wzrasta, ale nadal widoczna jest wyraźna i ciągła obecność indyktorów osadnictwa i gospodarki człowieka. Funkcjonujące w obrębie zbiornika torfowisko nieco zmieniło swój charakter, wyraźnie zaznaczył się spadek udziału paproci a pojawiły się mchy torfowce. Być może okresowo wzrastał poziom wody, powodując zalewanie powierzchni torfowiska. Wskazuje na to

epizodyczne pojawianie się pyłku roślin wodnych oraz nielicznych cenobiów glonów.

Makroskopowe szczątki roślinne

Wyniki paleobotanicznych badań makroskopowych szczątków roślinnych pozwoliły na wydzielenie w profilu NKB następujących poziomów:

MR 1 (225–205 cm)

Wyróżniony odcinek profilu w spągu budują głównie żółte piaski średnio i gruboziarniste, przechodzące w zapiaszczoną gytę grubodetrytusową (rys. 2). Spągową część poziomu cechuje stosunkowo niska frekwencja makroskopowych szczątków roślin, wśród których oznaczono *Betula humilis/nana*, *Hippuris vulgaris*, *Potamogeton alpinus*, *P. friessi*, *Nuphar pumila* i *Arctostaphylos uva-ursi*. Występują oospory *Chara* sp.

MR 2 (205–165 cm)

Poziom budują w spągu gytę grubodetrytusową, przechodzącą w silnie rozłożony torf. Jego granicę wyznacza pojawienie się licznych szczątków brzoź drzewiastych i sosny. Powyżej dominują szczątki *Carex pseudocyperus* oraz *Menyanthes trifoliata*. W stropie przeważają *Thelypteris palustris*, *Typha* sp. oraz *Lycopus europaeus*. Obecne są także pojedyncze szczątki *Urtica dioica*, *Ranunculus flammula*, *Comarum palustre* i *Carex rostrata*.

MR 3 (165–145 cm)

Osadem tworzącym ten poziom jest silnie rozłożony torf najbardziej ubogi w subfosylne nasiona i owoce. Występują tylko pojedyncze szczątki *Polygonum bistorta* i *Juncus* sp. Na głębokości 155–160 cm notowane jest ostatnie pojawienie się oospor Characeae.

MR 4 (145–85 cm)

W spągu poziom budują ciemnoszare torfiaste mulki organiczne, przechodzące w kierunku stropu w piaski ilaste, szare oraz piasek średnioziarnisty szary do żółtego z rdzawymi przebarwieniami. Dominują szczątki *Juncus* sp., *Carex* sp. div. W próbkach z głębokości 130–135 cm oraz 105–110 cm obecne są pojedyncze owocki *Alisma plantago-aquatica* i *Batrachium* sp. Obecne są także szczątki *Cyperus fuscus*, *Eleocharis* sp. i *Typha* sp.

Obecność w poziomie MR 1 takich gatunków jak *Betula humilis/nana*, *Hippuris vulgaris*, *Potamogeton alpinus*, *P. friessi*, *Nuphar pumila*, *Arctostaphylos uva-ursi* jednoznacznie wskazuje na chłodne warunki klimatyczne. *Hippuris vulga-*

ris z reguły występuje jeszcze przy minimalnej temperaturze lipca +10°C. Jest to gatunek, który w Wielkiej Brytanii i Skandynawii pojawia się jako jedna z pierwszych roślin na początku późnego glaciału (Wasylikowa 1964). Kolejny holarktyczny gatunek *Nuphar pumila* – występuje zwykle w zimnych, oligotroficznym wodach i odnajdywany jest w fazach subarktycznych w postaci nasion. Współcześnie w Polsce gatunek ten występuje tylko w pasie północnym, obejmującym Pomorze Wschodnie i Zachodnie. Ma podobne wymagania troficzne, odczynu wód i nasłonecznienia jak *Nuphar lutea*. Innym gatunkiem holarktycznym o rozmieszczeniu okołobiegunowym jest *Arctostaphylos uva-ursi*, którego jeden owocek znaleziono na głębokości 205–210 cm. W Polsce osiąga on południową i południowo-zachodnią granicę zwartego zasięgu (Browicz 1972), rośnie zwykle na wylesionych wydmach, pogorzeliśkach często zachowuje się jak roślina pionierska, tworząc rozległe zielone kobierce.

Wysoki udział oospor *Chara* sp. (rys. 2) sugeruje, że środowisko było bogate w węglan wapnia. Występowało otwarte lustro wody, a głębokość zbiornika mogła dochodzić do 4 m. Charakter osadu potwierdza, że w tym czasie jezioro znajdowało się w fazie inicjalnej, a otaczająca je roślinność nie tworzyła zwartej pokrywy.

Na głębokości 205 cm zanikają taksony wskazujące na chłodne warunki klimatyczne. Początek holocenu zaznacza się wzrostem udziału brzoź drzewiastych i sosny. Zanika notowana jeszcze w spągu poziomu roślinność związana z otwartym lustrem wody. Na jej miejsce wkraczają rośliny związane ze strefą szuwaru oraz rośliny torfowiskowe, wśród których dominują *Carex pseudocyperus* oraz *Menyanthes trifoliata*. Z czasem w strefie szuwaru zaczyna dominować *Thelypteris palustris*, który wraz z *Typha* sp. oraz *Lycopus europaeus* wskazuje na istnienie zbiorowiska *Thelypteridi-Phragmitetum*, a w miarę wypłykania i zarastania zbiornika – zbiorowiska *Betula pubescens-Thelypteris palustris*. To ostatnie najczęściej występuje na podłożu torfów przejściowych, na peryferiach torfowisk w dnach dolin rzecznych (Matuszkiewicz 2008).

Na głębokości 165–145 cm pojawia się warstwa silnie rozłożonego torfu, wyjątkowo uboga w subfosylne nasiona i owoce. Ostatnie pojawienie oospor Characeae świadczy o istnieniu niewielkiego otwartego zbiornika. Obecność *Polygonum bistorta* oraz *Juncus* sp. sugeruje, że nadal trwał rozwój torfowiska niskiego, ale stopień rozłożenia torfu uniemożliwia identyfikację

jego składu i wskazuje na okresowe silne przesuszenie torfu, które miało miejsce najprawdopodobniej w okresie atlantyckim.

Wraz ze stopniowym łądowaniem zbiornika zaczynają dominować rośliny siedlisk suchych i wilgotnych, a zanikają taksony wodne. W poziomie MR 4 na głębokościach 130–135 cm oraz 105–110 cm obecność *Alisma plantago-aquatica* i *Batrachium* sp. sugeruje dwukrotne podniesienie się poziomu wody. Fakt ten zaznacza się również zwiększonym udziałem *Juncus* sp.

Analiza antrakologiczna

W próbkach z profilu NKB 1 znajdowano stosunkowo niewielkie ilości węgla drzewnych i drewnien. Przeciętna liczba ułamków na próbkę wynosiła od 1 do 3 fragmentów. Największą ich liczbę zawierała próbka z głębokości 60 cm, gdzie stwierdzono 7 fragmentów węgla. Odnajdowane ułamki węgla drzewnych były bardzo drobne i mieściły się w przedziałach wielkości: poniżej 0,1 i 0,1–0,3 cm. Większości węgla drzewnych, ze względu na małe rozmiary oraz duży stopień spieczenia i zniszczenia, nie udało się oznaczyć, więc zaliczono je jedynie do taksonów liściastych lub iglastych. Tylko pojedyncze fragmenty węgla oznaczono szczegółowo. Zidentyfikowano następujące taksony: *Alnus* sp. (ogółem 3 fragmenty), *Quercus* sp. (1 fragment), *Pinus sylvestris* (1 fragment) oraz *Salix/Populus* sp. (1 fragment).

Wśród znalezionych fragmentów niespalonego drewna zidentyfikowano jedynie dwa taksony: *Pinus sylvestris* (ogółem 4 fragmenty) i *Alnus* sp. (1 fragment). Podobnie jak w przypadku węgla drzewnych zdecydowanej większości fragmentów nie udało się oznaczyć, ze względu na ich silne storfienie i zanik wewnętrznej struktury anatomicznej.

Węgłe drzewne znajdowano tylko w górnej części profilu, natomiast drewno niespalone w dolnej (rys. 2). Granica między pojawieniem się węgla drzewnych, a występowaniem drewnien jest bardzo ostra i znajduje się na głębokości 145/150 cm p.p.t. tj. pomiędzy próbkami 140–145 cm a 150–155 cm.

Analiza diatomologiczna

Ogółem zidentyfikowano 65 taksonów okrzemek (gatunków i odmian), w tym 64 należące do Pennales i 1 do Centrales. Dominujące w badanych osadach gatunki to: *Gomphonema angustatum*, *Pseudostaurosira polonica*, *Stauro-*

sira venter, *Staurosira* spp., *Staurosirella martyi*. W profilu wydzielonych zostało 5 poziomów stratygraficznych (rys. 2):

O 1 (224–150 cm)

Do głębokości 155 cm okrzemki w ogóle nie występowały. Na głębokości 150 cm nielicznie pojawiły się tylko: *Fragilaria nitzschoides*, *Gomphonema angustatum*, *Staurosirella martyi*.

O 2 (145–130 cm)

Pod względem kategorii siedliskowej dominują tu okrzemki peryfitonowe, głównie *Gomphonema angustatum*, a także m.in. *Karayevia clevei*. Jednak ku stropowi poziomu następuje ich spadek. Widoczne są także gatunki z grupy peryfiton/bentos (np. *Amphora copulata*, *Cocconeis neodiminuta*), taksony bentosowe oraz w mniejszym stopniu gatunki należące do tychoplanktonu pochodzenia poroślowego (wśród nich: *Fragilaria leptostauron*). Wysoki udział osiągnęły okrzemki słodkowodno-brakiczne. Dominantami są również gatunki alkalifilne. Widoczny jest udział mezotrafentów, mezo-eutrafentów, eutrafentów oraz oligo- do eutrafentów. Analiza saprobii wykazała dominację beta-mezosaprobentów.

O 3 (125–110 cm)

Okrzemki występowały w pojedynczych ilościach (m.in.: *Cocconeis disculus*, *C. pseudothumensis*, *Fragilaria leptostauron*, *Planothidium lanceolatum*, *Reimeria sinuata*, *Staurosirella martyi*).

O 4 (105–95 cm)

Pod względem zajmowanego siedliska dominują tu okrzemki bentosowe (*Staurosira* spp.). Podobny udział jak w O 2 osiągnęły gatunki peryfitonowe. Okrzemki reprezentujące pozostałe grupy siedliskowe pojawiały się w niewielkiej liczebności. Dominują taksony słodkowodne (ok. 50% udział) oraz w mniejszym stopniu słodkowodno-brakiczne (np. *Staurosira construens*, *Sellaphora pupula*), większość z nich to w dalszym ciągu gatunki alkalifilne. Analiza trofii wykazała silną dominację mezotrafentów. Widoczny jest także udział eutrafentów. Jednak ich liczebność spada ku stropowi, przy jednoczesnym wzroście udziału mezo-eutrafentów. Pod względem saprobii dominują beta-mezosaprobenty.

O 5 (90–85 cm)

Okrzemki były obecne w znikomej ilości, a co za tym idzie, nie można było przeprowadzić analizy statystycznej tej części rdzenia. Jedynie sporadycznie występowały *Cocconeis disculus*,

Fragilaria nitzschoides, *Gomphonema angustum*, *Hantzschia abundans*, *Luticola acidoclinata*, *Meridion circulare* var. *constrictum*, *Staurosirella martyi*, *Staurosirella pinnata*.

Cladocera

Subfosylne szczątki wioślarek są reprezentowane przez 15 gatunków należących do 2 rodzin (Pawłowski 2012). Najliczniej reprezentowane są gatunki litoralne, należące do rodziny Chydoroidae. Udział gatunków planktonowych z rodzin Bosminidae nie przekroczył 40% wszystkich wioślarek.

Cl 1 (224–205 cm)

Na początku fazy, w osadach piaszczystych odnotowano obecność form planktonowych z rodziny Bosminidae – *Bosmina (Eubosmina) coregoni*, *B. (E.) longispina* oraz *B. longirostris*. Wśród form litoralnych występowały: *Chydorus sphaericus*, *Alona affinis* i *Acroperus harpae*. Później wraz z sedymentacją gytii pojawiły się także gatunki takie jak: *Alona rectangula*, *Eurycercus lamellatus* i *Graptoleberis testudinaria*.

Cl 2 (205–160 cm)

Na początku fazy widoczny jest wzrost ilości gatunków i frekwencji osobników wioślarek. Nadal dominowały formy litoralne tj. *Chydorus sphaericus*, *Alona affinis*, *Alona rectangula*, ale po raz pierwszy pojawiły się *Alonella nana*, *Alonella exigua*, *Alona guttata*, *Camptocercus rectirostris* oraz gatunki z rodzaju *Pleuroxus* – *Pl. truncatus* i *Pl. uncinatus*. Gatunki planktonowe były reprezentowane wyłącznie przez *Bosmina (E.) coregoni*, który pojawił się tylko na początku fazy.

Cl 3 (140–130 cm)

Sporadycznie pojawiły się tylko 2 gatunki litoralne: *Chydorus sphaericus* i *Alona rectangula*.

Cl 4 (110–100 cm)

Jest to faza najuboższa w szczątki wioślarek, występował tylko jeden gatunek – *Chydorus sphaericus*.

Obecność wioślarek planktonowych w spągowych partiach rdzenia datowanych na młodszy dryas wskazuje, iż w stadium inicjalnym starorzecza (Cl 1) poziom wody był stosunkowo wysoki. W dalszym etapie rozwoju zbiornika warunki sprzyjały litoralnym formom Cladocera, szczególnie tym żyjącym wśród roślinności. Począwszy od fazy Cl 2 (205 cm) notuje się obecność gatunków preferujących przebywanie

wśród osadów, ale także w wodach ciepłych, których pojawienie się zwiastuje poprawę warunków klimatycznych. Towarzyszyły im gatunki wskazujące na podwyższoną trofię w zbiorniku. Prawdopodobnie zmiany te należy wiązać z ociepleniem klimatu na początku holocenu. W dalszym rozwoju doszło do obniżenia poziomu wody, na co wskazuje zanik form planktonicznych. Ponadto w zespole wioślarek nastąpiła przebudowa składu, wzrosła zawartość form mogących żyć w środowisku bardziej kwaśnym, przy dużym udziale roślinności w zbiorniku. Pod koniec fazy Cl 2 nastąpił systematyczny zanik wioślarek w profilu. Prawdopodobnie zarosnięcie zbiornika nastąpiło stosunkowo szybko, gdyż od głębokości 160 cm nie odnotowano żadnych szczątków tych zwierząt.

Kolejne, krótkotrwałe pojawianie się Cladocera (Cl 3 i Cl 4) na głębokościach 135 cm oraz 105 cm prawdopodobnie zbiegło się z ponowną obecnością krótkotrwałego zbiornika wodnego, co dokumentują widoczne w profilu litologicznym facje pozakorytowe (mułki i piaski mułkowe) oraz wyniki analizy makroskopowych szczątków roślinnych.

Chironomidae

Z badanych próbek wypreparowano 321 szczątków należących do 42 morfotypów. Analiza stratygrafii zgrupowań Chironomidae pozwala wydzielić cztery strefy datowane na: młodszy dryas (Ch 1), okres preborealny (Ch 2), środkowy holocen (Ch 3 – brak Chironomidae w badanym odcinku rdzenia) i okres subatlantycki (Ch 4) (rys. 2).

Ch 1 (225–210 cm)

Strefa datowana jest na okres późnoglacialny. Dominującym gatunkiem tej strefy jest *Corynocera ambigua*. Poza nim występowały m.in. również szczątki *Dicrotendipes typ nervosus*, *Tanytarsus typ mendax*, *Microtendipes typ pedellus*, *Psectrocladius typ sordidellus*, *Tanytarsus typ lugens* i *Tanytarsus typ lactescens*.

Ch 2 (210–175 cm)

Datowana jest na okres preborealny. To strefa najliczniejszego występowania ochotkowatych. Najwięcej ich szczątków (61) odnotowano na głębokości 185–180 cm. Dominującymi taksonami w tej strefie są *Chironomus typ plumosus*, *Polypedilum typ nubeculosum*, *Ablabesmyia* i *Natarsia*.

Ch 3 (175–160 cm)

Osady ze strefy Ch 3 nie zostały wydatowane, najprawdopodobniej pochodzą ze środkowego holocenu. W tej strefie właściwie nie występują subfosylne szczątki Chironomidae, jedynie na granicy strefy stwierdzono pojedynczą puszkę głowową *Natarsia* – gatunku typowego dla mezotroficznych warunków siedliskowych, często występującego na torfowiskach niskich.

Ch 4 (160–125 cm)

Strefa datowana jest na okres subatlantycki. Znaleziono w niej szczątki siedmiu osobników należących do 5 morfotypów tj. *Chironomus* typ *plumosus*, *Glyptotendipes* typ *pallens*, *Natarsia*, *Tanytarsus pallidicornis* typ 2 oraz *Smittia*.

Na całej długości badanego profilu dominują gatunki preferujące stałe warunki wodne, co sugeruje występowanie choćby płytkiego, ale stałego zbiornika. Nie bez znaczenia jest pojawienie się na głębokościach 205–175 cm oraz 150 cm ziemnowodnych gatunków tolerujących okresowe zanikanie lustra wody (*Limnophyes*, *Parametriocnemus-Paraphaenocladus*, *Pseudorhocladius*, *Smittia*, *Neozavrelia*). Obecność tych morfogatunków wskazuje na zanikanie stałego zbiornika wodnego oraz stopniowe łądowanie już w okresie preborealnym. W okresie atlantyckim i subborealnym nastąpił jego całkowity zanik, na co wskazuje brak szczątków ochotkowatych w całej strefie Ch 3. Pojedynczy osobnik *Natarsia* na granicy stref Ch 3 i 4 był związany z wilgotnymi siedliskami telmatycznymi. Na diagramie (rys. 2) jego obecność sugeruje wysoką, blisko 100% dominację gatunków mezotroficznych, jednak nie należy z tego faktu wyciągać daleko idących wniosków. Występowanie w strefie Ch 4 (okres subatlantycki) niektórych gatunków Chironomidae sugeruje, co najmniej okresową obecność otwartego zbiornika wodnego na badanym stanowisku.

Sekwencja zgrupowań Chironomidae wskazuje na stopniowe zmiany siedliska w stanowisku Kolonia Bechcice. W strefie Ch 1 i na granicy Ch 1 i Ch 2 obserwujemy dominację gatunków związanych z dnem mineralnym (*Corynocera ambigua*, *Tanytarsus* typ *lactescens*, *Tanytarsus* typ *lugens*, *Cladopelma* typ *lateralis*) oraz dnem pokrytym roślinami wodnymi (*Dicrotendipes* typ *nervosus*, *Cricotopus* typ *intersectus*, *Phaenopsectra* typ *flavipes*). Głębokość 195 cm rdzenia stanowi granicę występowania gatunków związanych z dnem mineralnym, chociaż nadal odnotowywane są gatunki naroślinne (m.in. *Ablabesmyia*). Od 180 cm, aż do stropu sekwencji

NKB zarysowuje się wyraźna dominacja taksonów związanych z dnem organicznym tj. *Polypedilum* typ *nubeculosum*, *Procladius*, *Neozavrelia*, *Natarsia*, *Tanytarsus pallidicornis* typ 2.

Wraz ze zmianą warunków hydrologicznych, stopniowym łądowaniem i przemianami zachodzącymi na poziomie mikrosiedlisk wzrosła produktywność zbiornika. Obserwuje się stopniową eutrofizację od mezotroficznego starorzecza w młodszym dryasie, poprzez mezotrofię i mezo-eutroficzne mokradło w okresie preborealnym po eutroficzne i okresowe rozlewiska w subatlantyku. W początkowych fazach istnienia zbiornika licznie występują gatunki oligotroficzne (*Corynocera ambigua*, *Tanytarsus* typ *lugens*) i mezotroficzne (*Chironomus* typ *anthracinus*). W strefie Ch 2 obserwujemy przejście od dominacji Chironomidae preferujących mezotrofię (*Microtendipes* typ *pedellus*, *Tanytarsus* typ *mendax*, *Ablabesmyia*, *Paratanytarsus* typ *penicillatus*) i mezo-eutrofię (*Dicrotendipes* typ *notatus*, *Psectrocladius* typ *sordidellus*, *Monopelopia tenuicalcar*, *Natarsia*) po dominację taksonów typowych dla eutroficznych warunków siedliskowych (*Chironomus* typ *plumosus*, *Phaenopsectra* typ *flavipes*, *Polypedilum* typ *nubeculosum*, *Endochironomus* typ *impar*, *Procladius*).

Dyskusja

W późnym vistulianie w Polsce Środkowej miała miejsce przebudowa układów koryt rzecznych z roztokowych na meandrowe z licznymi starorzeczami (Turkowska 1988, 1992, 2006). Zdaniem Turkowskiej (1985, 1990) już 14,5 tys. lat temu Ner miał wykształcić układ meandrowy, czego nie potwierdzają jednak szczegółowe badania w odcinku między Bechcicami a Lutomińskim. Nie zostały tu bowiem dotychczas udokumentowane wypełnienia paleokoryt starsze od około 13 tys. lat (11 tys. conv. ¹⁴C BP) (Kittel 2012). W paleokorytach w dolinie rzeki Grabi na stanowiskach Ldzań i Świerczyna odnotowano z kolei znaczne wahania poziomu wody przypadające na młodszego dryasa, których prawdopodobną przyczyną były ekstremalne zjawiska wezbraniowe (Pawłowski i in. 2016). Zmiany klimatyczne prawdopodobnie jeszcze przed młodszym dryasem prowadziły w dolinie Grabi do intensyfikacji procesów rzecznych i przeobrażeń systemów roztokowych w meandrujące (Pawłowski i in. 2015). Dla części dolin regionu łódzkiego postulowany jest zaś powrót

układu roztokowego w młodszym dryasie, jednak Ner pozostawał w tym okresie w dalszym ciągu rzeką meandrującą (Turkowska 1988, 1990; Turkowska, Dzieduszyńska 2011). Potwierdza to również brak wypełnienia paleokoryt osadami mineralnymi, związanymi z funkcjonowaniem rzeki roztokowej, przy jednoczesnym udokumentowaniu wczesnoholoceńskich osadów pozakorytowych (Kittel i in. 2016).

Badania geochemiczne osadów NKB potwierdzają silną denudację w okresie młodszego dryasu i dostawę materii mineralnej do starorzecza w Kolonii Behcicach. Jest to zbieżne z wynikami analiz paleobotanicznych wskazujących na występowanie w dolinie Neru otwartych, pionierskich zbiorowisk roślinnych. Dominowały gatunki zimnolubne, które obecnie mają w Polsce południową i zachodnią granicę zasięgu. Samo starorzecze NKB, odcięte być może jeszcze w allerödzie, było w młodszym dryasie zbiornikiem dosyć głębokim, o czym świadczy wysoki udział wioślarek planktonowych i obecność roślinności wodnej. Skład chemiczny osadów oraz zbiorowiska roślinne i zgrupowania ochotek wskazują na warunki oligotroficzne, obecność węgla wapnia i występowanie otwartego lustra wody. Zastanawiający jest brak okrzemek w późnoglacialnej fazie rozwoju zbiornika. Chociaż szczątki ochotkowatych w profilu NKB były zbyt nieliczne dla rekonstrukcji klimatycznych, to istnieją takie rekonstrukcje dla sąsiednich stanowisk. Ich wyniki są jednak rozbieżne. Dla stanowisk z niskim udziałem *C. ambigua* dają one średnią temperaturę lipca dla młodszego dryasu około 14°C (Płóciennik 2010). Tam gdzie *C. ambigua* osiąga 80–90% dominacji (Pawłowski i in. 2015) wyniki rekonstrukcji są znacznie niższe – około 8°C.

Wszystkie analizy potwierdzają przebieg granicy pomiędzy młodszym dryasem a holocেনem na głębokości 210–197 cm. Najwcześniejsze zmiany udokumentowane zostały w zgrupowaniach Chironomidae, które szybko dostosowały się do cieplejszych warunków klimatycznych i wyższej trofii (210 cm). Zgrupowania wioślarek i makrofitów występujących w paleokorycie wykazują wyraźną zmianę na 205 cm. Cechy geochemiczne osadów dokumentują przejście z warunków peryglacialnych w typowe dla wczesnego holocenu na głębokości 200 cm. Najpóźniej zareagowały lądowe zbiorowiska roślinne, których reakcja zapisana jest w wynikach analizy pyłkowej na 197 cm. Z zakończeniem młodszego dryasu i nastaniem holocenu rozpoczęło się wyraźne ocieplenie klimatu.

Przeprowadzone rekonstrukcje wskazują na wzrost temperatury o 10°C zimą i o 4°C latem około 9500 BP w dolinie Neru (Kittel i in. 2016). Temperatury powietrza były wówczas wyższe niż obecnie, średnio o 1–1,5°C. Wyższy wzrost temperatury odnotowany został w Europie Zachodniej i Południowej niż we wschodniej części kontynentu (Feurdean i in. 2014; Brooks, Langdon 2014). Wczesny holocen generalnie charakteryzował się spadkiem ilości opadów oraz wilgotności, jednak znaczne zwilgotnienie klimatu miało miejsce na przełomie okresu preborealnego i borealnego około 10200–10500 BP, jak również pomiędzy 9600–8400 BP, kiedy topnienie pokrywy lodowej na obszarach obecnej Kanady i USA doprowadziło do uruchomienia napływu wilgotnych mas powietrza nad Europę i wzmoczonych opadów, których rezultatem były ekstremalne zjawiska wezbraniowe (Starkel i in. 2013). Kittel (2015) sugeruje, że ekstremalne zjawiska wezbraniowe w Kotlinie Kolskiej przypadają na wczesny holocen, natomiast Petera-Zganiacz i in. (2015) datują najintensywniejsze fazy wezbraniowe jeszcze na młodszego dryasa.

Pierwszych informacji odnoszących się do występowania wezbrań w dolinie Neru we wczesnym holocenie dostarczają badania wypełnienia paleokoryta na nieodległym stanowisku Lutomiernsk-Koziówki (NKZ 3C) (Kittel i in. 2016). Zrekonstruowane tam fazy wezbrań w dolinie Neru są zgodne z zapisem osadów rzecznych i jeziornych na terenie Europy i Polski, ilustrujących zmiany aktywności fluwialnej. Starkel i in. (2013) datują główne fazy wezbrań na terenie Polski na 9700–9400 BP (szczyt 9600–9500 BP) i 8600–8400 BP (szczyt 8400 BP).

Mimo że w stanowisku NKZ 3C (ok. 2,5 km poniżej NKB) odnotowano wyraźne ślady wezbrań we wczesnym holocenie, warunki w paleokorycie Kolonia Behcice pozostawały stabilne. Skład osadów w profilu NKB wskazuje na jedynie słabą dostawę materii mineralnej i wzrost produkcji autochtonicznej. Także w zbiorowiskach Chironomidae następowało przejście od gatunków związanych z dnem mineralnym do gatunków typowych dla dna organicznego. Stopniowe wypływanie i lądowanie starorzecza wyraźnie sprzyjało zespołom bentosowym. Przejawia się to intensywnym rozwojem ochotkowatych, w tym form ziemnowodnych, ale też przejściem zgrupowań wioślarek od form planktonowych do bentosowych. Przekształcaniu się zbiornika w torfowisko niskie towarzyszył początkowo wzrost trofii i produktywności biologicznej, potem zaś spadek pH, który prze-

jawia się spadkiem liczebności szczątków Chironomidae oraz pojawieniem się gatunków acydofilnych i ziemnowodnych. Być może to jest przyczyną braku okrzemek. Torfienie wiązało się z intensywnym rozwojem roślinności szuwarowej, najpierw turzyc i trzciny, potem paproci i wreszcie ekspansji brzozy. Właśnie brzoza była gatunkiem, który zdominował lasy w dolinie wraz ze wzrostem temperatury powietrza z nastaniem holocenu. Później zastąpiła ją sosna i leszczyna.

W osadach NKB zapis okresu borealnego już jest bardzo słaby. Wyniki analizy palinologicznej wskazują na ekspansję lasów mieszanych, w których obok sosny występowały również wiąz i leszczyna. Samo paleokoryto prawdopodobnie przechodziło fazy wilgotne i suche. O występowaniu zbiornika wodnego w wilgotnych okresach świadczą okrzemki oraz pojedyncze szczątki roślin wodnych i ramienic. Skład chemiczny osadów potwierdza ograniczenie denudacji. Brak jest szczątków wioślarek i ochotek, co świadczy o silnym rozkładzie torfu. Prawdopodobnie fazy suche były bardziej długotrwałe i silniejsze.

W osadach w Kolonii Bechcicach brak jest zapisu okresu atlantyckiego. Być może zatem silne przesuszenie torfowiska NKB nastąpiło dopiero w okresie atlantyckim, na który przypada optimum klimatyczne holocenu. Byłoby to potwierdzenie dla rekonstruowanej fazy stabilizacji den dolin regionu łódzkiego w tym okresie (Turkowska 1988). Jednocześnie dla środkowego odcinka doliny Warty, Forysiak (2005) stwierdził intensyfikację akumulacji osadów biogenicznych, w tym sedentacji torfów. Choć w innych torfowiskach dolinnych regionu łódzkiego także widoczne są hiatusy z środkowego holocenu (Forysiak 2012). Obok wysokiej temperatury powietrza, okres atlantycki cechuje przemienność następowania faz suchych i wilgotnych związana ze wzmożoną aktywnością opadową (Starkel i in. 2013).

Nad osadami okresu borealnego w profilu NKB bezpośrednio występują antropogeniczne osady neoholoceny. Uzyskane wyniki datowań radiowęglowych z wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinnych z osadów budujących pokrywę aluwii pozakorytowych wskazują na dwie główne fazy ich akumulacji. Pierwsza jest młodsza od około 750–550 BC, drugą zaś należy wiązać z młodszymi fazami okresu nowożytnego od około połowy XVI w. Akumulacja mułków organicznych przykrywających torfy przebiegała we wczesnej epoce

żelaza w warunkach zwilgotnienia klimatu, a także w początkach okresu subatlantyckiego lub nawet pod koniec okresu subborealnego. W spektrach pyłkowych występują gatunki synantropijne, w tym zboża. Powyżej głębokości 145 cm pojawiają się węgle drzewne, rejestrowane w całej górnej części profilu NKB, dowodzące wzrostu antropopresji (por. Kittel i in. 2011; Kittel 2014). Okresowo, w obrębie paleokoryta, mogły tworzyć się płytkie rozlewiska popowodziowe. Świadczy o tym występowanie w poziomach w obrębie pokrywy osadów pozakorytowych pojedynczych makroskopowych szczątków roślin wodnych, a także wioślarek, ochotek i okrzemek.

Przykłady wzmożenia aktywności fluwialnej w Polsce Środkowej datowane na okres sprzed około 2000 BP udokumentowane zostały w dolinach Neru, Wolbórki (Turkowska 1988), Moszczenicy (Kamiński 1993) i Przysowy (Twardy i in. 2004). Znajdują również potwierdzenie w licznych dolinach Europy Środkowej (por. Kalicki 2006). Najlepiej rozpoznana została faza aktywności fluwialnej w Przysowie, którą wydatowano na około 2300–2200 BP (Twardy i in. 2004), a więc na okres zbliżony do fazy udokumentowanej w Kolonii Bechcice.

Akumulacja piaszczystej pokrywy osadów pozakorytowych w okresie historycznym powszechnie dokumentowana jest w dnach dolin regionu łódzkiego – Luciąży w Rozprzy (Goździk 1982; Wachecka-Kotkowska 2004; Kittel i in. 2015), dolnym odcinku Moszczenicy (Kamiński 1993), Krasówki w Kotlinie Szczercowskiej (Marosik 2002), Lindy koło Ozorkowa (Marosik 2003), Rawki w Rawie Mazowieckiej (Kittel 2013), Dobrzyńki (Kittel 2011), Bzury w Tumie (Forysiak i in. 2015) oraz w dolinie Neru w stanowisku Lutomiernicko-Koziówki (Kittel 2011; Muzolf i in. 2015). Podtopienie den dolin w okresie historycznym związane jest w głównej mierze z rosnącą antropopresją w dolinach rzecznych (Strzemski 1964; Krzemiński, Maksymiuk 1966; Kurnatowski 1968; Starkel 2002; Olaczek 2000; Dotterweich 2008; Hoffmann i in. 2010; Kaiser i in. 2012).

Podsumowanie

W późnym glacie i holocenie dolina Neru była bardzo dynamicznym układem. Przejawia się to wysoką georóżnorodnością i zmiennością form dna doliny na małej przestrzeni. Przykładem tego jest starorzecze NKB. O ile paleojezio-

ra na wysoczyznach (Żabieniec, Rąbień) przechodziły zmiany bardziej ewolucyjnie i w dłuższym czasie (por. Forysiak 2012), o tyle w przypadku NKB dochodziło do daleko idących zmian funkcjonowania. Od warunków typowo jeziornych przy niskiej trofii, przez płytki eutroficzny zbiornik, torfowisko, po warunki typowo lądowe i występowanie okresowych basenów popowodziowych. Bezpośrednimi przyczynami tych zmian były warunki lokalne – hydrologiczne (działalność fluwalna) i geologiczne (ładowienie). W szerszej skali zależały one od warunków klimatycznych (sumy opadów i temperatura powietrza). W każdej z faz rozwoju rekonstruowano inną wartość ekologiczną w stanowisku NKB. Tylko chłodne warunki klimatyczne sprzyjały funkcjonowaniu jeziornego charakteru tego starorzecza. Ocieplenie klimatu szybko przyczyniło się do eutrofizacji, a następnie przejścia w fazę torfowiskową niewielkiego i płytkiego zbiornika. Dalszy wzrost temperatury i długotrwałe obniżenie poziomu wód gruntowych doprowadziły do uwalniania węgla magazynowanego w torfie do atmosfery. Z kolei działalność człowieka w ostatnich czasach była przyczyną wzmożonej aktywności rzeki i akumulacji osadów pozakorytowych.

Powyższe badania dowodzą, iż małe paleokoryta są bardzo wrażliwe na oddziaływanie lokalnych i regionalnych czynników środowiskowych. Mają duże znaczenie dla środowiska jako zbiorniki wodne, są siedliskiem różnych organizmów, pełnią funkcje retencyjne oraz magazynują węgiel organiczny w fazie torfienia. Mogą również uwalniać CO₂ do atmosfery w okresach suszy. Z całą pewnością są ważne dla zachowania lokalnej geo- i bioróżnorodności, dlatego zasługują na ochronę przy prowadzeniu prac melioracyjnych.

Podziękowania

Badania przeprowadzone zostały jako element programu środowiskowego badań archeologicznych stanowiska Kolonia Behcice 1, w ramach ścisłej współpracy z B. Muzolfem (MAiE w Łodzi) oraz P. Muzolfem (URz). Badania finansowane były w ramach dwóch projektów badawczych MNiSW: nr 1 H01H 025 30 realizowanego w latach 2006–2008 (kierownik Piotr Kittel) i nr N N306 276735 realizowanego w latach 2008–2011 (kierowanego przez Jacka Forysiaka, któremu dziękujemy również za uwagi do tekstu). Prace badawcze powadzono także z środków finansowych Wojewódzkiego Urzędu Ochrony Zabytków w Łodzi oraz Fundacji Badań Archeologicznych imienia Profesora K. Jażdżewskie-

go. Szczególne podziękowania składamy Marcie Koniarek za poprawę językową angielskich fragmentów manuskryptu.

Literatura

- Berglund E.B. 1986. Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. J. Wiley and Sons Ltd. Chichester – New York: 1-869.
- Borówka R.K. 1992. Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu. Wyd. UAM, Poznań, Seria Geografia 54: 1-177.
- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337-360.
- Brooks S.J., Langdon P.G. 2014. Summer temperature gradients in northwest Europe during the Late-glacial to early Holocene transition (15-8 ka BP) inferred from chironomid assemblages. *Quaternary International* 341: 80-90.
- Brooks S.J., Langdon P.G., Heiri O. 2007. The identification and use of Palaeartic Chironomidae larvae in palaeoecology. Quaternary Research Association, Technical Guide, London: 1-276.
- Browicz K. 1972. Atlas rozmieszczenia drzew i krzewów w Polsce. Tom. 11. PWN, Warszawa: 1-27.
- 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.
- Feurdean A., Liakka J., Vannière B., Marinova E., Hutchinson S.M., Mosburger V., Hickler T. 2013. 12,000-Years of fire regime drivers in the lowlands of Transylvania (Central-Eastern Europe): a data-model approach. *Quaternary Science Reviews* 81: 48-61.
- Feurdean A., Persoiu A., Tantau I., Stevens T., Magyari E.K., Onac B.P., Marković S., Andrić M., Connor S., Farcas S., Gałka M., Gaudeny T., Hoek W., Kolaczek P., Kunes P., Lamentowicz M., Marinova E., Michczyńska D.J., Persoiu I., Płóciennik M., Słowiński M., Stancikaite M., Sumegi P., Svensson A., Tamas, T., Timar A., Tonkov S., Toth M., Veski S., Willis K.J., Zernitskaya V. 2014. Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quaternary Science Reviews* 106: 206-224.
- Forysiak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90: 1-116.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego wistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99: 1-164.

- Forysiak 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.
- Goździk J. 1982. Środowisko przyrodnicze osadnictwa średniowiecznego okolic Rozpry. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 29: 138-151.
- Hoffmann T., Thorndycraft V.R., Brown A.G., Coulthard T.J., Damnati B., Kale V.S., Middelkoop H., Notebaert B., Walling D.E. 2010. Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Global and Planetary Change* 72: 87-98.
- Kabata-Pendias A., Pendias H. 1979. Pierwiastki śladowe w środowisku biologicznym. Wyd. Geol., Warszawa: 1-300.
- Kaiser K., Lorenz S., Germer S., Juschus O., Küster M., Libra J, Bens O., Hütti R.F. 2012. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climates and human impact – an overview. *E&G Quaternary Science Journal* 61,2: 103-132.
- Kalicki T. 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Prace Geograficzne* 204: 1-346.
- Kamiński J. 1993. Późnoplejstoceńska i holocenijska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka. *Acta Geographica Lodziensia* 64: 1-104.
- Kittel P. 2011. 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 (2013): 71-86.
- Kittel P. 2012. Budowa i ewolucja doliny Neru w rejonie stanowiska Lutomiernsk-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: 34-35.
- Kittel P. 2015. The alternative interpretation of chronology of flood events in the mid-Warta River valley: Record of Early Holocene alluviation in the Koło Basin (central Poland). *Quaternary International* 386: 116-121.
- Kittel P., Błaszczyk J., Muzolf B., Cywa K., Wacnik A., Tomczyńska Z., Obremska M. 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 Wydawnictwo Naukowe, Dr. Rudolf Habelt GmbH, Poznań-Bonn: 129-141.
- Kittel P., Płóciennik M., Borówka R.K., Okupny D., Pawłowski D., Peyron O., Stachowicz-Rybka R., Obremska M., Cywa K. 2016. Early Holocene hydrology and environments of the Ner River (Poland). *Quaternary Research* 85: 187-203.
- Kittel P., Sikora J., Wroniecki P. 2015. The morphology of the Luciaża 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.
- Krzemiński T., Maksymiuk Z. 1966. Próba rekonstrukcji niektórych elementów krajobrazu pierwotnego okolic Łęczycy. W: A. Nadolski, A. Abramowicz, T. Poklewski (red.) *Łęczycza wczesnośredniowieczna*, t. 1. Ossolineum, Łódź: 23-32.
- Kurnatowski S. 1968. Osadnictwo i jego rola w kształtowaniu się krajobrazu. *Folia Quaternaria* 29: 145-160.
- Kwiatkowski A. 1971. Nieorganiczne składniki torfu. *Biuletyn Torf* 31: 1-17.
- Latałowa M., Tobolski K., Nalepka D. 2004. *Pinus L.* subgenus *Pinus* (subgen. *Diploxylon* (Koehne) Pilger) – Pine. W: M. Ralska-Jasiewiczowa (red.) *Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps*. W. Szafer Institute of Botany, Kraków: 165-169.
- Maksimow A., Okruszko H. 1950. Sorbcja i elektrodializa miedzi w torfach. *Roczniki Gleboznawcze* 1: 7-92.
- Matuszkiewicz W. 2008. Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 1-537.
- Marks L. 2011. Quaternary Glaciations in Poland. W: J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughes (red.) *Developments in Quaternary Sciences* 15: 299-303.
- Marosik P. 2002. Ukształtowanie terenu i warunki geologiczne na stanowisku archeologicznym nr 11 w Grabku oraz na obszarze przyległym w dnie doliny Krasówki. W: R. Grygiel (red.) *Badania archeologiczne na terenie odkrywki „Szczerców” Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów” S.A.*, t. II. Fundacja Badań Archeologicznych imienia Konrada Jażdżewskiego, Fundacja UAM, Łódź: 9-23.
- Marosik P. 2003. Sytuacja geomorfologiczna w rejonie stanowiska archeologicznego. W: R. Grygiel (red.) *Ratownicze badania archeologiczne na stanowisku 6-7 w Kowalewiczach*, pow. Zgierz,

- woj. łódzkie. *Via Archaeologica Lodziensis* 1: 15-24.
- Muzolf B., Kittel P. 2007. Sprawozdanie z sondażowo-weryfikacyjnych w miejscowości Kolonia Bechcice (Biłgoraj) na stan 1. Maszynopis w Archiwum Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków w Łodzi.
- Muzolf B., Kittel P., Płóciennik M., Głęb Z., Okupny D. 2015. Wczesnonowozytne płóciennictwo w świetle badań reliktyw moczdyła na stanowisku Lutomiersk-Koziówki. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi* 46: 187-210.
- Okupny D., Borówka R.K., Fortuniak A., Tomkowiak J. 2014. Skład chemiczny osadów organicznych ze stanowiska Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensis* 102: 71-86.
- Okupny D., Fortuniak A., Tomkowiak J. 2013. Cechy denudacji w regionie łódzkim w późnym vistulianie w świetle chemicznych badań osadów torfowiskowych. *Acta Geographica Lodziensis* 101: 89-99.
- Olaczek R. 2000. Antropogeniczne czynniki przekształcania dolin rzecznych W: J. Kołtuniak (red.) *Rzeki. Kultura, Cywilizacja, Historia*. Tom 9: 119-141.
- Pawłowski D. 2012. Younger Dryas Cladocera assemblages from two valley mires in central Poland and their potential significance for climate reconstructions. *Geologos* 18: 237-249.
- 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: 411-428.
- Pawłowski D., Kowalewski G., Milecka K., Płóciennik M., Woszczyk M., Zieliński T., Okupny D., Włodarski W., Forsyjak J. 2015. A reconstruction of the palaeohydrological conditions of a flood-plain: a multi-proxy study from the Grabia River valley mire, central Poland. *Boreas* 44: 543-562.
- Penczak T., Kruk A., Grabowska J., Śliwińska A., Koszaliński H., Zięba G., Tybulczak S., Galicka W., Marszał L. 2010. Wpływ stopniowej poprawy jakości wody w rzece Ner na regenerację ichtiofauny. *Roczniki Naukowe PZW* 23: 97-117.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A., Twardy J., Pawłowski D., Płóciennik M., Lutyńska M., Kittel P. 2015. Younger Dryas flood events: A case study from the middle Warta River valley (Central Poland). *Quaternary International* 386: 55-69.
- Płóciennik M. 2010. Sukcesja zgrupowań Chironomidae torfowiska Żabieniec w późnym vistulianie i holocenie W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyjak (red.) Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 141-150.
- Reimann C., Arnoldussen A., Boyd R., Finne T.E., Koller F., Nordgulen Ø., Englamaier P. 2007. Element contents in leaves of four plant species (birch, mountain ash, fern and spruce) along anthropogenic and geogenic concentration gradients. *Science of the Total Environment* 377: 416-433.
- Rolland N., Larocque I. 2007. The efficiency of kerosene flotation for extraction of chironomid head capsules from lake sediments samples. *Journal of Paleolimnology* 37: 565-572.
- Rydelek P. 2013. Origin and composition of mineral constituents of fen peats from Eastern Poland. *Journal of Plant Nutrition* 36: 911-928.
- Sapek A. 1972. Wiązanie miedzi, manganu i cynku przez substancje próchniczne z torfów. *Roczniki Gleboznawcze* 23,2: 51-55.
- Stachowicz-Rybka R. 2011. Flora and vegetation changes on the basis of plant macroremains analysis from an early Pleistocene lake of the Augustów Plain, NE Poland. *Acta Palaeobotanica* 51: 39-104.
- Starkel L. 2002. Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International* 91: 25-32.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40,1: 1-21.
- Strzemski J. 1964. Uwagi ogólne o przemianach środowiska geograficznego Polski jako tła przyrodniczego rozwoju rolnictwa od połowy trzeciego tysiąclecia p.n.e. do naszych czasów. W: J. Leskiewiczowa (red.) *Zarys Historii Gospodarstwa Wiejskiego w Polsce*, t. 1: 8-28.
- Turkowska K. 1985. Osady dna doliny Neru w Lublinku koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensis* 50: 51-167.
- Turkowska K. 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensis* 57: 1-157.
- Turkowska K. 1990. Main fluvial episodes in the Ner Valley in the last 22 000 years; a detailed study in Lublinek near Łódź, Central Poland. *Quaternary Studies in Poland* 9: 85-99.
- Turkowska K. 1992. Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 20 000–8 000 na niezłodowaconych, nizinnych obszarach Polski. *Przegląd Geologiczny* 40,10: 591-594.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 1-238.
- Turkowska K., Dzieduszyńska D. 2011. Local evidence of landform evolution vs. global changes – a case of Younger Dryas study in the upper Ner

- valley system, Central Poland. *Geographia Polonica* 84: 147-162.
- 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, Katowice: 197-221.
- Wachecka-Kotkowska L. 2004. Zmiany środowiska doliny dolnej Luciąży w holocenie. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 6: 47-70.
- Wasylikowa K. 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny* 13: 261-417.

Summary

Over the last decade intensive geoarchaeological studies in the Ner River middle section, east to Lutomiersk town, have been conducted. This stretch of the valley is composed from the Late Weichselian and Holocene sediments, well documented in Kolonia Bechcice (NKB) palaeochannel sediments. The NKB sequence was analysed according to the abiotic (geological and chemical sediment composition) and biotic (plant macrofossils, charcoal, pollen, diatoms, cladocerans and midges) proxy. The investigated palaeochannel was cut-off from the riverbed in the Younger Dryas. Its history may be divided into five distinct phases. During the Younger Dryas, the NKB was a relatively deep, oligo-

trophic water body. Open communities of boreal plant species dominated in the valley. Abundant cold-adapted cladocerans and midges were found in the oxbow. From the onset of the Holocene, the lake became a eutrophic, overgrown pond which quickly palludified and transformed into a rich fen with ferns and birches. During the Preboreal Period, birch and pine forests, subsequently replaced by mixed coniferous forests in the Boreal Period, emerged in the NKB vicinity. At that time, the ecosystem of the fen went through wet and dry phases, which caused peat decomposition. Possibly due to permanent dry conditions, there is a hiatus in the middle of the Holocene fen stratigraphy. A peat sequence is covered by fluvial silt and sand deposits from the Subatlantic Period. In this layer, there are few aquatic plant macrofossils, diatoms, cladocerans and chironomids, which indicates the existence of seasonal pools. In pollen communities, there are present synanthropic species and cereals, as well as a visible increase in the share of NAP. From the 145 cm core depth, charcoal remains start to accumulate in the sediment. Seasonally, shallow pools emerged after local floods in the palaeochannel. In the sediments from the last few centuries, an increase of fluvial activity and accumulation of overbank deposits can be observed, which is associated with human activity. Since the Younger Dryas, the Ner River valley has been a dynamic system linked to local hydrological and geological conditions. The NKB palaeochannel has remained under a much stronger pressure of climate changes than palaeolakes located on uplands in the Łódź region.