





OSADY BIOGENICZNE PRADOLINY WARSZAWSKO-BERLIŃSKIEJ W REJONIE ŁĘCZYCY I BŁONIA (ŚRODKOWA POLSKA) JAKO WSKAŹNIK ZMIAN ŚRODOWISKA

Biogenic sediments of the Warsaw-Berlin ice-marginal spillway in the area of Łęczycza and Błonie (Central Poland) as an indicator of environmental changes

JACEK FORYSIAK¹ , WERONIKA JANAS², DOROTA BRZOZOWICZ¹ , MARTA RUDNA³ ,
MARCIN KRYPEK¹ 

Zarys treści. Pas torfowisk zajmujących dno pradoliny warszawsko-berlińskiej w rejonie Łęczyczy jest największym obszarem mokradłowym w środkowej Polsce. Złoże osadów biogenicznych ma zmienną miąższość. Tworzą je osady jeziorne, zalegające w spągu w postaci izolowanych płatów, a zasadniczą ich część stanowią torfy mszysto-zielne. Początek akumulacji osadów biogenicznych przypada na późny wistulian. Prace badawcze podjęto w celu odtworzenia przebiegu zmian środowiska w późnym wistulianie i holocenie, w odniesieniu do przemian siedliskowych, jak i zapisu roli tej formy terenowej dla aktywności ludzkiej w pradziejach i nowożytnej gospodarce.

Słowa kluczowe: dolina marginalna, mokradła, osady jeziorne, torf, środkowa Polska

Abstract. The belt of peatland covering the floor of the Warsaw–Berlin ice-marginal spillway in the area of Łęczycza is the largest wetland in central Poland. The deposit of biogenic sediments has a variable thickness. It is composed of lake sediments lying on the floor in the form of isolated patches, and the main part consists of moss-herbaceous peats. The accumulation of biogenic sediments began in the Late Vistulian. Research work was undertaken to reconstruct the course of environmental changes in the Late Vistulian and Holocene, in relation to habitat changes, as well as to record the role of this landform for human activity in prehistory and the modern economy.

Key words: ice-marginal spillway, wetlands, lacustrine deposits, peat, Central Poland

Wprowadzenie

Na obszarze pradoliny warszawsko-berlińskiej znajduje się największy kompleks torfowisk w środkowej Polsce (Żurek 1987; Forysiak 2012), ciągnący się w postaci równoleżnikowego pasa od okolic Dąbia nad Nerem, przez okolice Łęczyczy po rejon ujścia Moszczenicy do Bzury. Pomimo

jego dużego znaczenia dla paleogeografii terenu, ale także dla badań rozwoju osadnictwa pradziejowego i nowożytnego zagospodarowania terenu, torfowiska te i ich osady nie zostały dotychczas dostatecznie zbadane.

Pradolina warszawsko-berlińska jest najważniejszą, równoleżnikową megaformą w środkowej Polsce. Jej pochodzenie i funkcjonowanie w systemie odwodnienia w schyłku zlodowacenia odry

¹ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-0084-4436; e-mail: dorota.brzozowicz@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-8553-5121; e-mail: marcin.krypek@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0003-1150-0062

² Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

³ Uniwersytet Łódzki, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: marta.rudna@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-6772-9723

(w stadiach warty) i podczas zlodowacenia wisły zostało omówione w osobnym tekście (Forsyś i in. 2024). Pradolina ta w rejonie Łęczycy ma oprócz wyraźnie zaznaczonego w krajobrazie dna, także dwa wyższe poziomy morfologiczne – terasy średnią i wysoką (Krajewski 1977; Forsyś 2014; rys. 1). Ich cechy litologiczne i geomorfologiczne były przedmiotem badań geologicznych oraz geomorfologicznych (Domosławska-Baraniecka 1968; Jewtuchowicz 1970; Forsyś 2014; Kucharska, Krawczyk 2022). Na obszarze terasy średniej i wysokiej mokradła występują sporadycznie i mają obecnie charakter okresowy. Dno pradoliny, które pełniło funkcję drogi odwodnienia marginalnego podczas zlodowacenia wisły tranzytowy charakter straciło wraz z przebudową systemu dolinnego, który nastąpił po udrożnieniu przepływu wód proglacialnych i ekstraglacialnych do pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej, po fazie poznańskiej zlodowacenia wisły (Molewski 2014; Forsyś i in. w druku).

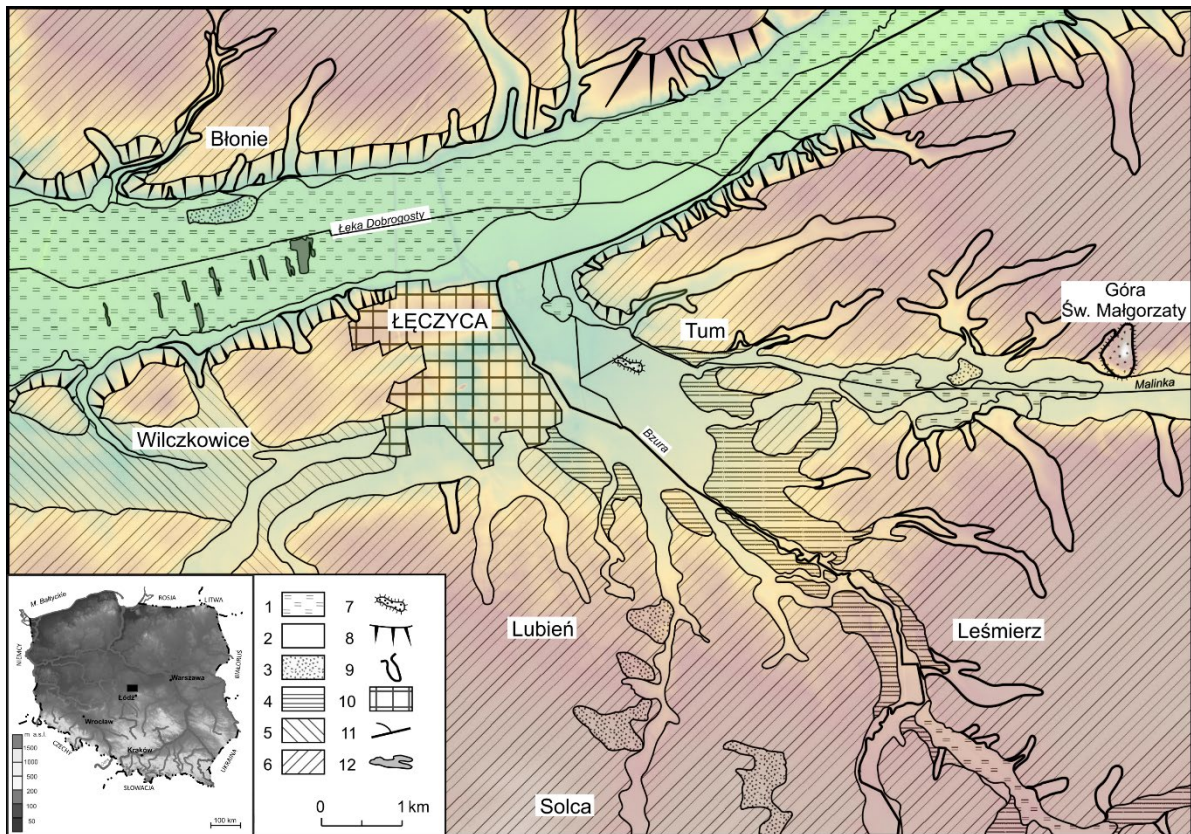
W późnym vistulianie dno pradoliny wykorzystywane było nadal przez rzeki dopływające z południa, jak Bzura, Gnida czy Ner oraz mniejsze ciek. W jego obrębie składane były również osady stokowe, będące efektem denudacji przylegających stoków, ale bardzo ważną była także dostawa materiału eolicznego, nawiewanego i akumulowanego w tym rozległym obniżeniu. Obszar ten był w znacznym stopniu podtopiony, i mogły się rozwijać lokalne podmokłości, ale też wkroczyła zapewne roślinność zielna i drzewa. Świadczy o tym duża ilość materiału organicznego w serii piaszczystej przypisywanej do późnego vistulianu, który stanowi bezpośrednie podłoże pokładu gytyi i torfów.

Trwałe zabagnienie dna pradoliny następować mogło po pojawieniu się nadwyżki w lokalnym bilansie wodnym obszaru (Żurek 1993), a w takich warunkach obszar zaczął ulegać podtopieniu. Sprzyjać temu mogły zróżnicowane czynniki, jak bardzo słaby spadek podłużny dna, napływ wód gruntowych, powierzchniowych na obszar dna pradoliny, a także niedostateczna ewapotranspiracja (Żurek 1993; Okupny 2014). W takich warunkach powstało w dnie pradoliny stałe mokradło. Liczne, zapewne płytkie obniżenia, mogły dać możliwość powstania zbiorników wodnych, zaś pozostała część zajęta została przez torfowisko. Utrzymywanie się odpowiednio wysokiego poziomu wody w obrębie tego rozległego mokradła wymagało stałego i stabilnego zasilania, które mogły zapewnić zasoby wód gruntowych (Żurek 1993). Dokumentacja złóż torfów w rejonie Łęczycy, wykonana w latach 50. XX wieku

(Domosławska-Baraniecka 1968) wykazała miąższość pokładu osadów biogenicznych sięgającą ponad 5 m. Jednak obecny stan zachowania pokrywy torfów jest bardzo zły, na co wpłynęły: odwodnienie obszaru, eksploatacja torfu i zamienianie mokradła na łąki kośne, a nawet pola orne.

Na specyfikę warunków geologicznych torfowiska pradoliny w rejonie miejscowości Łęczycy i Błonie wpływa obecność w podłożu antykliny solnej (soli kamiennej wieku czeszczyńskiego). Ortogonalny układ uskoków, seria spękań utworów jurajskich i przepuszczalność nadległych osadów plejstocenu (Kaczor-Kurczawka 2017), sprzyja infiltracji i influacji meteorycznych wód przyczyniających się do ługowania względnie izolowanego ciała solnego. Wody wgłębne, o wysokim stężeniu chlorków, migrują z kolei ku powierzchni, do poziomów użytkowych, przez rozłamy tektoniczne, miejscami przecinające cały permio-mezozoik oraz system uskoków niższej rangi (Kaczor-Kurczawka 2017). Dla badanego odcinka dna pradoliny bardzo ważne jest zasilanie zasolonymi wodami wgłębnymi. Ich podpiły do warstw powierzchniowych spowodowały pojawienie się siedliska sprzyjającego rozwojowi roślin słonolubnych (Piernik 2010; Kucharski, Kopeć 2014; Pyrzanowski i in. 2015), dla których ochrony stworzono rezerwat florystyczny Błonie. Badanie obecności zapisu takiego zasilania w profilu osadów biogenicznych z obszaru rezerwatu stało się celem prowadzonych wcześniej analiz (Janas 2023; Janas, Forsyś 2023), jak i jednym z powodów podjęcia analiz geochemicznych dla kolejnych rdzeni osadów biogenicznych.

Mokradła dna pradoliny mają znacznie, zarówno jako obszar oddziałujący na elementy środowiska przyrodniczego, zwiększający różnorodność biologiczną (utworzenie w ich pasie specjalnego obszaru ochrony siedlisk w ramach sieci Natura 2000), ale także z punktu widzenia zapisu zmian środowiska w osadach biogenicznych i możliwości ich analizowania czy rekonstrukcji paleogeograficznych. Dno pradoliny jest także bardzo ważne z punktu widzenia badań archeologicznych. Rozpoznano bowiem liczne stanowiska pradziejowe, wskazujące, że pradolina stanowiła oś orientacji i komunikacji dla grup ludności penetrującej ten obszar od późnego paleolitu (Gowin 2001) wpływając zarówno na możliwości migracji, jak i na rozwój osadnictwa. Ślady zapisu działalności ludzkiej w osadach biogenicznych obszaru wymaga jeszcze badań, jednak uzyskane dotąd wyniki wskazują na ich duże znaczenie, szczególnie w rejonie Łęczycy (Makohonienko 2014).



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny okolic Łęczycy (Forysiak i in. 2015, zmieniony)

1 – równiny torfowe, 2 – dna dolin rzecznych i poziom niski, 3 – wydmy i pola piasków eolicznych, 4 – terasy nadzalewowe, 5 – poziom pradolinny, średni, 6 – poziom pradolinny, wysoki, 7 – ostańce erozyjne, 8 – stoki, 9 – dolinki denudacyjne, 10 – obszar zurbanizowany, 11 – ciekii, 12 – większe, większe zbiorniki wodne (torfianki).

Podkład NMT (przedział wysokości 97,6 m n.p.m.–136,3 m n.p.m.)

Geomorphological map of the area of Łęczycza

1 – peatlands, 2 – river valley bottoms and low terraces, 3 – dunes and fields of aeolic sands, 4 – floodplain (high terrace), 5 – ice-marginal spillway level, medium, 6 – ice-marginal spillway level, high, 7 – erosive residual hill, 8 – slopes, 9 – denudation valleys, 10 – urban area, 11 – watercourses, 12 – bodies of water, selected larger (turf ponds).

In the background DEM (height interval 97,6 m a.s.l.–136,3 m a.s.l.)

Pomimo tak istotnego znaczenia obszaru dna pradoliny warszawsko-berlińskiej dla zapisu zmian środowiska, uzyskane dotychczas dane nie dają możliwości wykonania precyzyjnych rekonstrukcji paleośrodowiskowych. Podjęte badania są efektem rozpoczętego cyklu badawczego, który ma na celu rozpoznanie litologii, wieku, parametrów fizykochemicznych osadów biogenicznych oraz wykonanie szczegółowych badań paleoekologicznych. Ich wyniki posłużą do wnioskowania o zapisie zmian środowiska w tym obszarze w późnym wistulianie i holocenie.

Obszar badań oraz stanowiska badawcze

Miąższość pokrywy utworów torfowo-jeziornych jest istotnym parametrem charakteryzującym analizowany odcinek pradoliny warszawsko-berliń-

skiej. Określenie jej wartości ma kluczowe znaczenie dla zrozumienia dynamiki ekosystemów bagien i jezior oraz prowadzenia działań związanych z ochroną i użytkowaniem tych obszarów. Na torfowiskach badanej części pradoliny w latach 50. XX wieku rozpoznano złoża torfów. Wykonana na jego podstawie mapa miąższości pokładu osadów organicznych (Domosławska-Baraniecka 1968), pokazała, że między Łęczyczą i Topolą Królewską miąższość jest niewielka i wynosi od kilkudziesięciu centymetrów bezpośrednio na północ od Łęczycy (w rejonie grobli drogowej), do około 2 m w sąsiedztwie północnego stoku dna pradoliny. Potwierdziły to sondowania ręczne i wiercenia geologiczne w tym pasie (Forysiak i in. 2024). Znacznie większe miąższości, sięgające nawet 5 m rozpoznano w rejonie Błonia (Domosławska-Baraniecka 1968; Kucharska, Krawczyk 2022), jednak wykonane dotychczas sondowania w tym rejonie nie potwierdzają takich war-

tości. Późnovistuliański i holoceniński wiek pokładu torfów w dnie pradoliny z profili Łęka i Zbylczycze potwierdzają ekspertyzowe analizy palinologiczne Sobolewskiej, opublikowane przez Jewtuchowicza (1970), wskazujące na akumulację pokładu torfów od początku holocenu.

Wstępne rozpoznanie osadów biogenicznych wykonano w sąsiedztwie grobli drogowej między Łęczycą i Topolą Królewską, jednak znaczny stopień przekształcenia powierzchniowej warstwy złoża, jak i jego silne odwodnienie spowodowało, że prace badawcze kontynuowano na obszarze

położonym około 2 km na zachód, między miejscowościami Leszcze, Błonie i Wilczkowiec (rys. 2). Dla rozpoznania utworów torfowo-jeziornych wypełniających dno pradoliny wykonano tam w 2022 roku ponad 100 sondowań. Pozwoliły one na zidentyfikowanie profili dla dalszych analiz paleoekologicznych. Otrzymane wartości mieszczą się w zakresie od 70 cm do ponad 320 cm. Największe miąższości osadów udokumentowano w rejonie wsi Leszcze i Wilczkowiec, po południowej stronie Kanału Królewskiego (Janas, Forysiak 2023).



Rys. 2. Zdjęcie lotnicze z lokalizacją profili badawczych

Aerial photo with the location of research profiles

Pierwszym z analizowanych profili jest Błonie B-1, położony w obrębie byłego rezerwatu florystycznego „Błonie” (Kucharski, Kopeć 2014), w odległości około 200 m od północnego stoku dna pradoliny. Miąższość utworów biogenicznych wynosi w nim 142 cm, ale wybrano go w celu uchwycenia zapisu zasilania obiektu zasolonymi wodami (Janas, Forysiak 2023). Kolejne dwa profile położone są na wschód od rezerwatu. Błonie B-2 leży w osiowej części dna pradoliny, w odległości około 600 m od północnego stoku i 250 m na południe od piaszczystego wyniesienia, a miąższość osadów biogenicznych wynosi 156 cm. W profilu B-3, położonym między północną kra-

wędzią dna pradoliny, a wspomnianym wyniesieniem, miąższość torfów to tylko 70 cm. W obrębie gruntów wsi Leszcze, w odległości około 600 m od południowego stoku, pobrany został profil L-1, który dokumentuje pokład torfów i podścielających go gytii o łącznej miąższości 320 cm.

Material i metody

Wstępna analiza materiałów archiwalnych oraz publikowanych danych geologicznych pozwoliła na objęcie pracami terenowymi obszaru torfowisk sąsiadujących z groblą drogową między Łęczycą

i Topolą oraz obszaru między miejscowościami Leszcze i Wilczkowice oraz Błonie. Rozpoznanie miąższości osadów biogenicznych wykonano przy użyciu laski torfowej oraz próbnika oczkowego. W punktach badawczych, gdzie uzyskano najdłuższe w badanych rejonach profile pobrano rdzenie przy zastosowaniu próbnika Instorf. Rdzenie zostały opróbowane w warunkach laboratoryjnych z rozdzielczością próbek od 2 cm do 4 cm.

Badania osadów organicznych wykonano dla czterech rdzeni, których lokalizacja została wcześniej wskazana. Wyniki oznaczeń parametrów fizykochemicznych i wstępna interpretacja paleogeograficzna mokradła w obszarze byłego rezerwatu Błonie zostały już opublikowane (Janas, Forysiak 2023). Analizy kolejnych rdzeni są w trakcie realizacji, wykonane dotychczas zostały oznaczenia parametrów fizykochemicznych dla profili Leszcze L-1, Błonie B-2 i B-3. Dla profili L-1 i B-1 wykonane zostały oznaczenia geochemiczne, zaś profil w Leszczach poddano także badaniom palinologicznym i kopalnych wioślarek. Datowania radiowęglowe próbek osadów biogenicznych wykonano w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale, zarówno metodą LSC dla większych objętościowo próbek, jak i metodą AMS, a materiał pobrano w wszystkich wymienionych powyżej profilach (tab. 1).

Oznaczenia parametrów fizykochemicznych: odczyn (pH) i przewodność elektrolityczną właściwą (PEW) osadów wykonano metodą elektrometryczną (Myślińska 2010), zaś procentowa zawartość materii organicznej w osadach określona została metodą strat na spalaniu (LOI), poprzez wyprażanie w temperaturze 550°C (Myślińska 2010).

Analizy geochemiczne zostały zrealizowane za pomocą ręcznego spektrometru XRF (hXRF) Vanta, model VMR, firmy Olympus, dzięki uprzejmości Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. W pomiarach zastosowano metodę Geochem3. Dodatkowo w pomiarach wykorzystano metodę parametrów fundamentalnych bazującą na teoretycznych obliczeniach tak zwanej matrycy, dzięki którym możliwe są analizy bez korzystania z zewnętrznych wzorców kalibracyjnych. Każda z próbek była mierzona trzykrotnie, z mechanicznym przemieszczaniem osadu, celem uśrednienia wyników pomiarów. Masa analizowanego materiału najczęściej wynosiła około 1 grama. Oznaczenia geochemiczne wykonano dla rdzeni B-1, B-2 oraz L-1.

Analizy geochemiczne miały na celu ujawnić niejednorodność składu chemicznego osadów w profilach geologicznych. Niejednorodność ta,

hipotetycznie mogła być spowodowana oddolną infiltracją wód: solankowych, mających kontakt z cechsztyńskimi ewaporatami, budującymi struktury wysadów solnych. Istotnym wskaźnikiem wpływu zasilania takimi wodami jest stosunek stężeń Th/U, który nie powinien być większy niż 2 lub 3 (Krzyszowska, Kokowska-Pawłowska 2016). Na potrzeby opisywanych badań, w celu stwierdzenia ewidentnego wpływu wód solankowych związanych z osadami pochodzenia morskimi, przyjęto wartość ilorazu 2. Faktyczną, obliczoną z wzajemnych stosunków Th do U wartość tego ilorazu przedstawiono na diagramach. Dodatkowo pierwiastkiem wskaźnikowym dla środowisk morskich jest Sr (Polański 1988). W celu ujawnienia zmienności stężeń pierwiastka w profilach dokonano jego normalizacji za pomocą programu Excel. W ten sposób, na diagramie wartość 0 odpowiada wartości średniej, wartości ujemne wskazują na deficyt pierwiastka, a dodatnie na jego nadmiar. Normalizacja ta została zastosowana również do prezentacji zmienności stężeń pozostałych pierwiastków, wykorzystanych jako wskaźnikowe, związane z pokładami środkowojurajskich rud żelaza (o charakterze syderytów ilastych) oraz towarzyszącej im mineralizacji siarczkowej (Wojciechowski, Ziomek 1968; Maliszewska i in. 2018). W tym celu wykorzystano zróżnicowanie stężeń Fe oraz Ni, które przedstawiono na diagramach. Również podwyższone stężenia Ni mogą być wykorzystywane jako jeden z markerów wskazujących na osady morskie (Krzyszowska, Kokowska-Pawłowska 2016). Ze względu na hipotetyczne zróżnicowanie w profilach zawartości substancji organicznych, związane między innymi z fazami rozwoju roślinności na obszarze pradoliny i pojedynczych badanych zagłębień, w których obrębie powstawało mokradło – zdecydowano się prześledzić zmienność stężeń pierwiastków biofilnych (P i S) w postaci znormalizowanych wyników.

Dla osadów rdzenia L-1 podjęto analizę palinologiczną oraz kopalnych wioślarek. Próbkę do analizy pyłkowej przygotowane zostały według standardowej procedury maceracji (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa 1986) z wykorzystaniem acetolizy Erdtmanna (Faegri, Iversen 1975). Próbkę analizowano przy pomocy mikroskopu optycznego o powiększeniu 400x. W każdej próbce policzono łącznie co najmniej 500 ziaren pyłku drzew, krzewów i krzewinek oraz roślin zielnych (AP+NAP). Wyniki opracowane zostały przy pomocy oprogramowania PolPal (Nalepka, Walanus 2003), dzięki któremu wykonany został diagram pyłkowy.

Wyniki datowań radiowęglowych

List of radiocarbon dates

Stanowisko, symbol próbki/ <i>Site, samples code</i>	Datowany materiał/ <i>Dated material</i>	Wiek radiowęglowy/ <i>Radiocarbon age (BP)</i>	Przedziały ufności dat kalibrowanych/ <i>Confidence intervals of calibrated dates</i>	Nr laboratoryjny/ <i>Laboratory Code</i>
Leszcze L1, 56-58	torf	1900±50	1-243 AD (95,4%) 108-212 AD (58,0%)	MKL-6265
Leszcze L1, 76-78	torf	4730±50	3634-3491 BC (59,6%) 3465-3374 BC (35,8%)	MKL-6266
Leszcze L1, 100-102	torf	4860±80	3804-3496 BC (88,6)	MKL-6215
Leszcze L1, 202-204	gytia grubo-detrytusowa	5990±70	4954-4793 BC (95,4%)	MKL-6216
Leszcze L1, 298-300	gytia grubo-detrytusowa	8940±140	8356-7606 BC (93,5%)	MKL-6220
Leszcze L1, 324-325	gytia grubo-detrytusowa	10210±150	10228-9664 BC (57,6)	MKL-6239
Błonie B1, 68-72	torf zielny	4850±60	3800-3486 BC (88,6)	MKL-5238
Błonie B1, 118-120	gytia drobno-detrytusowa	8290±90	7474-7250 BC (57,3%)	MKL-6267
Błonie B1, 138	gytia grubo-detrytusowa	11343±31	11354-11217 BC (95,4%) 11294-11226 BC (59,9%)	MKL-A6268

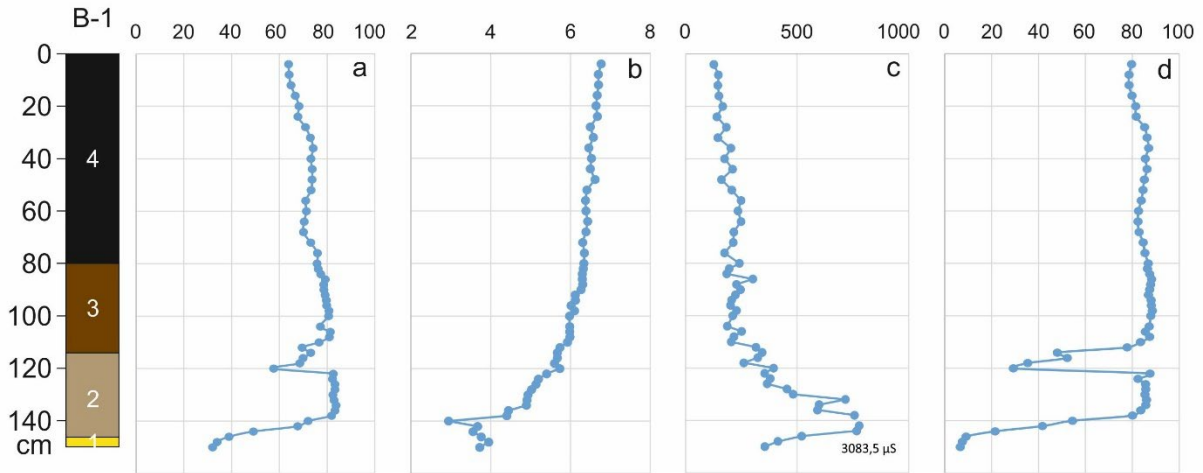
Charakterystyka osadów biogenicznych

W badanych profilach generalny układ osadów jest zbliżony, na piaskach zawierających zróżnicowaną ilość materiału organicznego zalegają osady jeziorne w postaci gytii, na których odłożony jest pokład torfu, jednak w wielu profilach, zwłaszcza o małej ogólnej miąższości osadów biogenicznych, nie ma warstwy gytii.

Rdzeń profilu **Błonie B-1** wykazuje obecność miąższej warstwy powierzchniowej murszu i silnie rozłożonego torfu (rys. 3), poniżej którego znajduje się torf zielno-mszysty o średnim stopniu rozkładu (od 80 cm do 114 cm), zaś kolejną warstwę stanowią gytie (114–146 cm), zalegające na piaskach z materiałem organicznym (Janas, Forsyś 2023). Profil ten wyróżnia się spośród innych pod względem odczynu. Wartości tej właściwości oscylują między 2,94 (140 cm p.p.t. – część spągowa) a 6,67 w części stropowej (rys. 3). Wraz ze wzrostem przewodności elektrolitycznej odczyn osadu stopniowo zmienia charakter ze średnio kwaśnego przez bardzo kwaśny, aż do nadmiernie

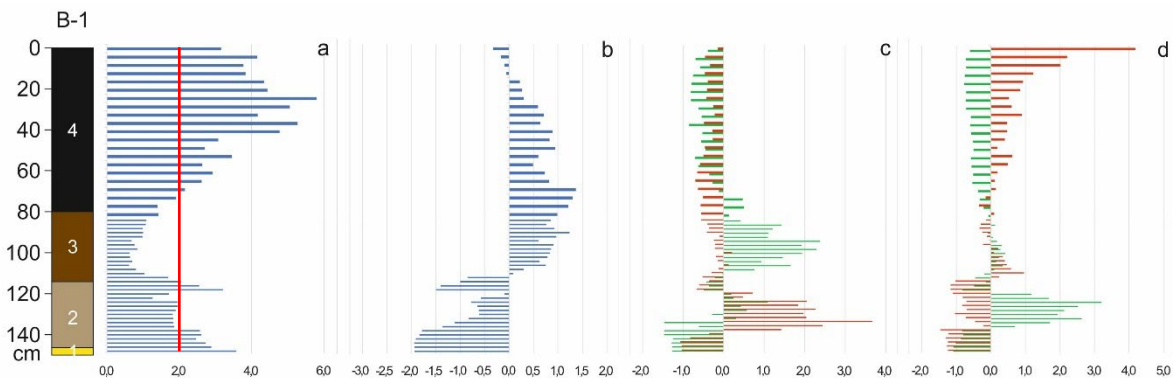
kwaśnego. Zmiany w wartości przewodności elektrolitycznej właściwej są stosunkowo niewielkie. Najwyższe wartości wyników osiągnięto na głębokości 140 cm p.p.t. PEW=3083,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$, następnie stopniowo malały, aż do powierzchni terenu. W przypadku zawartości materii organicznej zaznacza się dziesięciocentymetrowa warstwa osadów o zwiększonym udziale części mineralnych. Sytuacja powtarza się w charakterystyce wilgotności – wraz ze wzrostem popielności maleje wilgotność osadów (rys. 3).

Analiza geochemiczna wykonana dla osadów w profilu B-1 wykazała, że w obrębie wskaźnika Th/U oraz zmiennościach stężeń Sr oraz Ni widoczne są podobieństwa na głębokości 76–112 cm. W zmienności stężeń pierwiastków związanych z bioakumulacją (P i S) wyraźnie zaznacza się ich deficyt w spągowym odcinku rdzenia, natomiast już na odcinku od 140 do 112 cm widoczny jest wyraźny wzrost zawartości S, przy deficycie P. W odcinku zbudowanym z torfów zmienność tych pierwiastków jest już podobna, ze stopniowo zwiększającym się udziałem P, przy spadku zawartości S. W zmienności wszystkich analizowanych pierwiastków zaznacza się odci-



Rys. 3. Wyniki oznaczeń parametrów fizykochemicznych osadów profilu B-1
a – wilgotność [%], b – odczyn (pH), c – przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) [$\mu\text{S}/\text{cm}$],
d – zawartość materii organicznej [%]

Physicochemical parameters of sediments from the B-1 profile
a – water content [%], b – pH, c – electrolytic conductivity (PEW) [$\mu\text{S}/\text{cm}$], d – organic matter content [%]



Rys. 4. Wybrane parametry geochemiczne osadów profilu B-1
a – wartość stosunku Th/U; na czerwono zaznaczona linia ilorazu 2 (objaśnienie w tekście), b – znormalizowana zmienność stężenia Sr, c – znormalizowana zmienność stężeń: Fe (czerwony) i Ni (zielony), d – znormalizowana zmienność stężeń P (czerwony) i S (zielony)

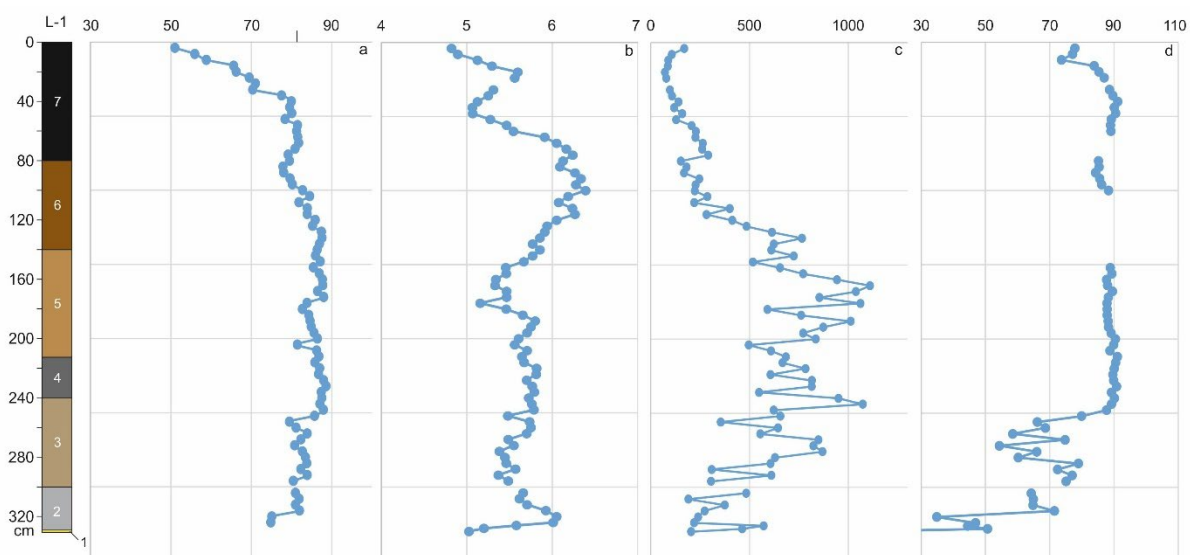
Selected geochemical parameters of the B-1 profile sediments
a – value of the Th/U ratio; quotient line 2 marked in red (explanation in the text), b – normalized variability of Sr concentration, c – normalized variability of concentrations: Fe (red) and Ni (green), d – normalized variability of P (red) and S (green) concentrations

nek 112–120 cm, gdzie obserwowany jest ich deficyt. Na głębokości 120–136 cm widoczny jest w profilach znaczny nadmiar Fe i S (rys. 4).

Profil **Leszcze L-1** położony jest w osiowej części dna pradoliny, w jego otoczeniu pokrywa osadów biogenicznych przekracza 3 m. Powierzchniową warstwę stanowi mursz i silnie rozłożony torf, bez widocznych, rozpoznawalnych szczątków roślinnych. Warstwa ta sięga do około 80 cm, poniżej zalega torf zielno-mszysty, o wysokim stopniu rozkładu, a od głębokości 140 cm do 212 cm torf cechuje się średnim stopniem rozkładu. Poniżej zalega warstwa gytii grubodetry-

tusowej, torfiastej (do głębokości 240 cm), zaś spągową warstwę stanowi gytia grubodetrytusowa, od 300 cm do 329 cm zailona, a podłoże osadów jeziornych stanowi piasek z materiałem organicznym.

Gytia grubodetrytusowa w spągowym odcinku cechuje się stosunkowo niską wartością przewodności elektrolitycznej właściwej (poniżej $400 \mu\text{S}/\text{cm}$), ale obojętnym odczynem i dość niskiej, wzrastającej wilgotności osadu (rys. 5). PEW od spągu do 164 cm p.p.t. chaotycznie wzrastała, osiągając na tej głębokości wartość $1110,75 \mu\text{S}/\text{cm}$. Następnie do powierzchni terenu



Rys. 5. Wyniki oznaczeń parametrów fizykochemicznych osadów profilu L-1
 a – wilgotność [%], b – odczyn (pH), c – przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) [$\mu\text{S}/\text{cm}$],
 d – zawartość materii organicznej [%]

Physicochemical parameters of sediments from the L-1 profile
 a – water content [%], b – pH, c – electrolytic conductivity (PEW) [$\mu\text{S}/\text{cm}$], d – organic matter content [%]

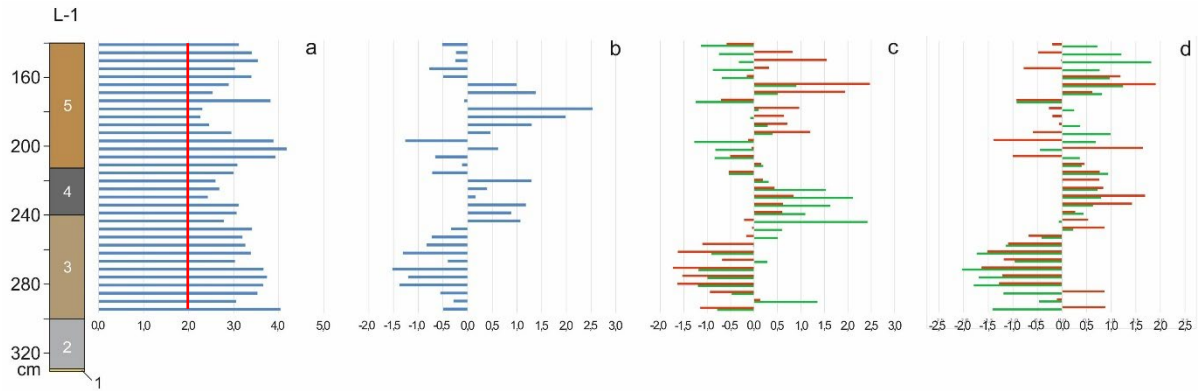
stopniowo malała. Stosunkowo duża zawartość części mineralnych jest rejestrowana w części spągowej, do głębokości około 252 cm, zaś powyżej, aż do przypowierzchniowej warstwy kilkunas-tu cm, wskaźnik ten utrzymuje się na poziomie około 85–90%. Także wilgotność i PEW osadu ulegają pewnym zmianom około 252 cm. Odczyn osadu jest stosunkowo stabilny, i do głębokości około 150 cm jego wartość mieści się w przedziale 5,2–5,8. Dopiero powyżej wyraźnie się zwiększa (do 6,4), by powyżej 60 cm przyjmować wartości poniżej 6,0. Najniższe rezultaty odczyn osiąga w przypowierzchniowej warstwie murszu $\text{pH}=4,89$ (rys. 5).

Podjęto analizę pyłkową rdzenia L-1, zaczynając od spągu profilu. Dotąd przeanalizowanych zostało 20 próbek od głębokości 329 cm do 283 cm (rys. 6). W całym profilu dominuje pyłek sosny (*Pinus sylvestris* t.) oraz turzycowatych (*Cyperaceae*). W większych ilościach pojawia się także pyłek brzozy (*Betula*) i traw (*Poaceae*), a także zarodniki mchów z wyłączeniem mchu torfowca (*Musci* excl. *Sphagnum*). W profilu wydzielono trzy lokalne poziomy pyłkowe (L PAZ). W poziomie L1-1 udział NAP jest większy niż 50%. Wśród przedstawicieli tej grupy, największy udział wykazują turzycowate od 20% do 38% oraz trawy do 10%. Spośród drzew i krzewów największy udział wykazują sosna (20–35%), brzoza (do 10%), a także wierzba (do 3%). Udział mchów waha się od 15% do 35%. W poziomie L1-2 stopniowo zwiększa się udział drzew i krzewów,

szczególnie sosny. W materiale znacząco zwiększa się ilość szczątków glonów *Pediastrum* oraz pojawiają się glony *Tetraedron*, które wskazują na jeziorny charakter zbiornika w tym okresie. W poziomie L1-3 udział sosny wzrasta do 55%, natomiast brzozy do 25%. Wśród roślin zielnych dominują trawy, których udział wzrasta do około 20%, zajmując miejsce turzycowatych, których udział spadł do zaledwie 10%. Na tym poziomie pojawiają się paprocie (*Filicales monoletae*), których udział sięga 30%. Znacząco zmniejszył się natomiast udział mchów, który nie przekracza 10%, a w większości próbek nawet 5%.

Materiał z rdzenia L-1 jest także przedmiotem analizy kopalnych wioślarek, analiza została podjęta dla spągowego odcinka i jest kontynuowana. Dotychczas wyróżniono dwie fazy zmienności składu gatunkowego (rys. 7). W fazie I (329–315 cm) dominującym gatunkiem jest *Chydorus sphaericus*, występuje niska frekwencja osobników wioślarek (około 1000 os/cm³), a także stosunkowo wysoka ilość jaj przetrwalnikowych, które wytwarzane są w warunkach stresu środowiskowego (Szeroczyńska, Zawisza 2011), co wskazuje na niekorzystne warunki dla rozwoju Cladocera. Faza II (315–300 cm) ukazuje, że warunki dla rozwoju Cladocera uległy znaczącej poprawie, o czym świadczy wzrost frekwencji wioślarek w przedziale od około 2000 os/cm³ do prawie 3500 os/cm³.

W analizie geochemicznej, jak zaznaczono powyżej, do prezentacji wybrano pierwiastki istot-

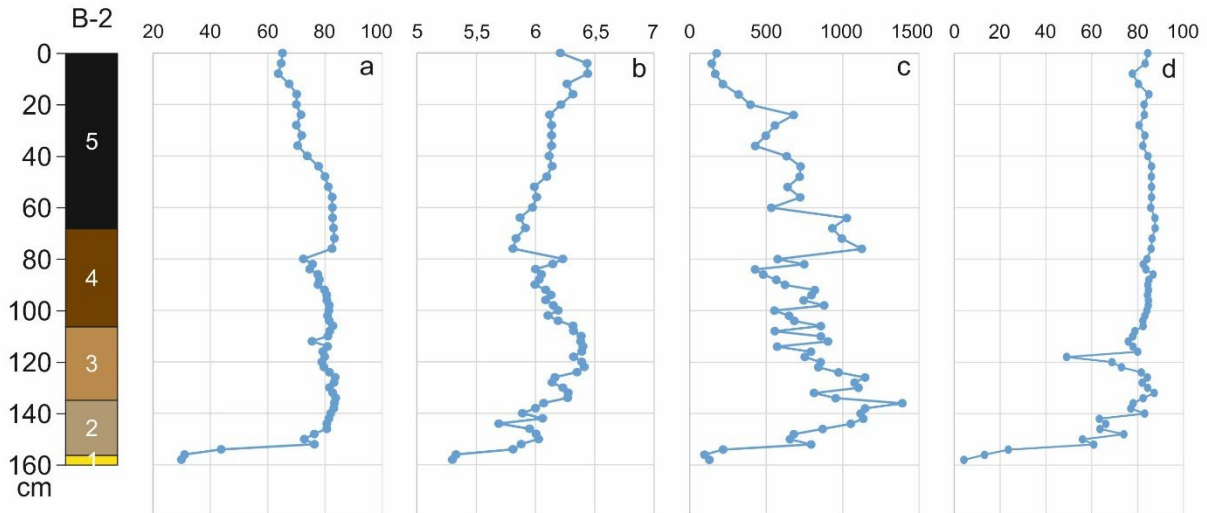


Rys. 8. Wybrane parametry geochemiczne osadów profilu L-1

a – wartość stosunku Th/U; na czerwono zaznaczona linia ilorazu 2 (objaśnienie w tekście), b – znormalizowana zmienność stężenia Sr, c – znormalizowana zmienność stężeń: Fe (czerwony) i Ni (zielony), d – znormalizowana zmienność stężeń P (czerwony) i S (zielony)

Selected geochemical parameters of the L-1 profile sediments

a – value of the Th/U ratio; quotient line 2 marked in red (explanation in the text), b – normalized variability of Sr concentration, c – normalized variability of concentrations: Fe (red) and Ni (green), d – normalized variability of P (red) and S (green) concentrations



Rys. 9. Wyniki oznaczeń parametrów fizykochemicznych osadów profilu B-2

a – wilgotność [%], b – odczyn (pH), c – przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) [$\mu\text{S}/\text{cm}$], d – zawartość materii organicznej [%]

Physicochemical parameters of sediments from the B-2 profile

a – water content [%], b – pH, c – electrolytic conductivity (PEW) [$\mu\text{S}/\text{cm}$], d – organic matter content [%]

ne dla oceny zasilania mokradła. Ogólnie wartość stosunku Th/U jest dość wysoka i mało zróżnicowana. W zmienności pierwiastkowych wskazuje się trójdzielność. Pierwszy, spągowy odcinek (296–248 cm) charakteryzuje się deficytem wszystkich pierwiastków wskaźnikowych. W środkowym odcinku profilu 246–224 cm pojawia się nadmiar stężeń pierwiastków. Stropowy odcinek profilu charakteryzuje się dużymi fluktuacjami stężeń oraz ich polaryzacją w niewielkich miąższościach osadów (202–204 cm, 178–180 cm; rys. 8)

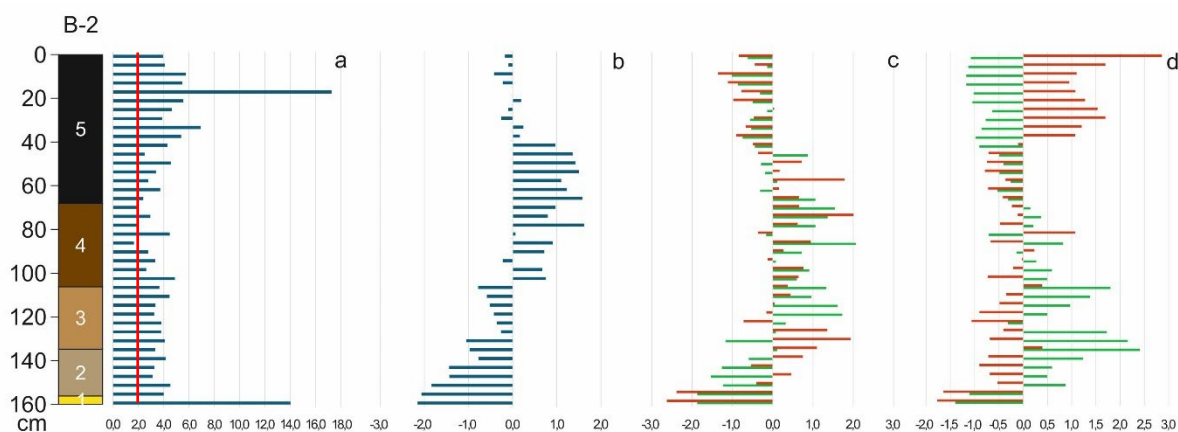
Drugi z profili w Błoniu B-2 ukazuje odmienny układ warstw osadów, na piaskach z materiałem organicznym zalega warstwa gytii grubodetrytusowej (135–156 cm), wyżej zalega torf zielny o średnim stopniu rozkładu (106–135 cm), a powyżej w profilu stwierdzono torf silnie rozłożony (68–106 cm) i mursz. Wilgotność w profilu B-2 oscyluje między 67–83% (rys. 9), w części spągowej ma ona najmniejszą zmierzoną wartość. PEW na całej długości profilu utrzymuje bardzo zróżnicowane wyniki. Wyróżnia się próbka położona 136 cm p.p.t., gdzie osiągnięto najwyższy

rezultat badań – 1390 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Natomiast najniższy odczyn, jak i najmniejszą procentową zawartość materii organicznej uzyskano w spągowej części rdzenia. Ciekawa jest próbka z głębokości 118 cm, gdzie popielność wyniosła aż 51%.

Analiza geochemiczna wykazała w rdzeniu B-2 trzy generalne odcinki, w spągowym odcinku wyraźnie odróżnia się próbka z piasków stanowiących podłoże gytii, w najniższej części profilu (160–152 cm) zaznacza się deficyt wszystkich pierwiastków, dopiero od 148 cm zaczyna wzrastać stężenie Fe i S. Wyraźne zmiany stężeń zaznaczają się w próbkach pobranych ze strefy zmiany stopnia rozkładu torfu (około głębokości 104–106 cm; rys. 10). Zmiany te są dobrze czytelne na wykresie strontu, ale też stężeń P i S, natomiast stosunek stężeń pierwiastków promieniotwórczych niemal się nie zmienia na tej głębokości. Wartości wskaźnika Th/U w profilu są zbliżone, jednak na głębokościach 0,40–0,80 cm oscylują w okolicach wartości 2, co ma również swoje odzwierciedlenie w nadmiarze Sr. Dodatkowo głębokościach 16–20 cm i 156–160 cm pojawiają się ekstremalnie wysokie wartości (14, 16) przy deficycie lub braku Sr. W interwale głębokości 40–76 cm wskaźniki bioakumulacji wskazują niskie wartości. Wyraźne zmiany składu chemicznego widoczne są w górnej części profilu, około

40–44 cm, w obrębie warstwy murszu, szczególnie wyraźne w stężeniach strontu, żelaza, niklu, wyraźne są przejawy bioakumulacji w postaci nadmiaru P, przy deficycie pozostałych pierwiastków.

Profil Błonie B-3 jest krótki, pobrano go w celu rozpoznania cech osadów w obszarze fragmentu dna pradoliny, który odcięty jest od zwarłego pasa mokradeł przez mineralne wyniesienie. Stropowa warstwa murszu liczy 54 cm, poniżej zalega torf zielny, silnie rozłożony (54–72 cm), z dwoma wkładkami piasków. Rdzeń ten cechuje najwyższa zawartość części mineralnej, spośród wszystkich badanych. Wyniki analiz strat po prażeniu wskazały na występowanie silniej organicznej części profilu (powyżej 50%) od głębokości 34 cm p.p.t. do powierzchni, poniżej zaś dominował materiał mineralny. Maksymalną wilgotność odnotowano na 28 cm p.p.t. (73%, rys. 11). Odczyn osadu stopniowo zwiększa się, od próbki z głębokości 62 cm p.p.t. – pH = 5,8, do pH = 6,4 w przypowierzchniowej warstwie osadów. Podobną zmienność zaobserwowano w przypadku przewodności elektrolitycznej właściwej: od warstwy z głębokości 62 cm p.p.t. obserwujemy znaczący spadek do próbek stropowych – od 1125 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do 142 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (rys. 11).

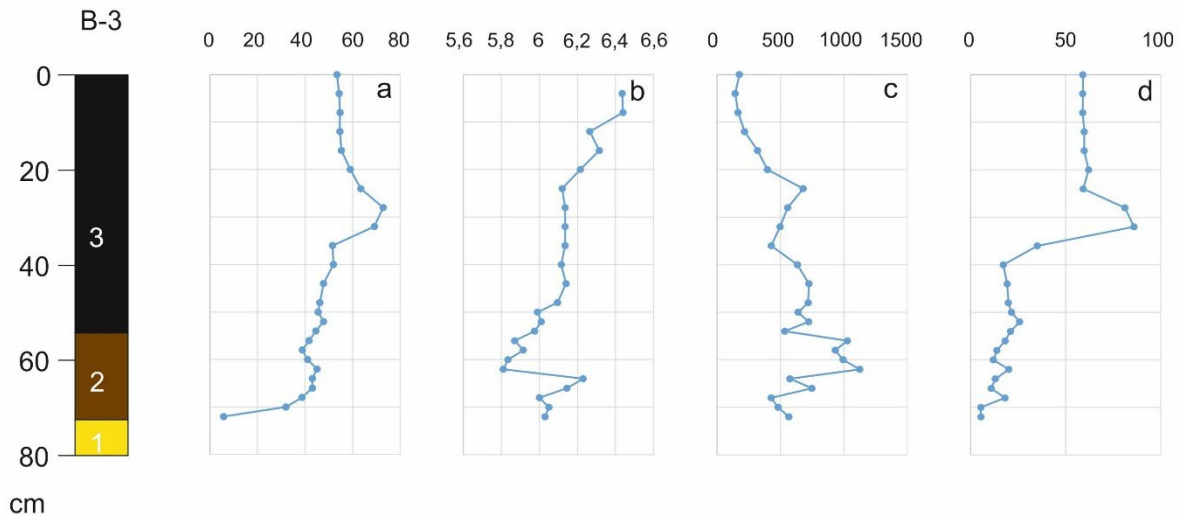


Rys. 10. Wybrane parametry geochemiczne osadów profilu B-2

a – wartość stosunku Th/U; na czerwono zaznaczona linia ilorazu 2 (objaśnienie w tekście), b – znormalizowana zmienność stężenia Sr, c – znormalizowana zmienność stężeń: Fe (czerwony) i Ni (zielony), d – znormalizowana zmienność stężeń P (czerwony) i S (zielony)

Selected geochemical parameters of the B-2 profile sediments

a – value of the Th/U ratio; quotient line 2 marked in red (explanation in the text), b – normalized variability of Sr concentration, c – normalized variability of concentrations: Fe (red) and Ni (green), d – normalized variability of P (red) and S (green) concentrations



Rys. 11. Wyniki oznaczeń parametrów fizykochemicznych osadów profilu B-3
 a – wilgotność [%], b – odczyn (pH), c – przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) [$\mu\text{S}/\text{cm}$],
 d – zawartość materii organicznej [%]

Physicochemical parameters of sediments from the B-3 profile
 a – water content [%], b – pH, c – electrolytic conductivity (PEW) [$\mu\text{S}/\text{cm}$], d – organic matter content [%]

Interpretacja i dyskusja

Analizowane profile osadów biogenicznych z obszaru mokradel w dnie pradoliny zawierają w spągowych odcinkach warstwy gytii, co wskazuje na funkcjonowanie rozlewisk o charakterze płytkich jezior. Biorąc pod uwagę, że profile L-1, B-1 i B-2 pobrane zostały w miejscach, gdzie lokalnie spąg warstwy utworów biogenicznych leży najniżej, można interpretować, że w początkowej fazie w dnie pradoliny mógł istnieć zespół płytkich, izolowanych zbiorników jeziornych. Potwierdza to brak warstw gytii w wielu punktach sondowań, gdzie miąższość utworów biogenicznych jest mniejsza i torfy zalegają bezpośrednio na piaskach. Trudno też zakładać synchroniczność funkcjonowania wspomnianych zbiorników. Wprawdzie szczegółowe badania podjęto dla czterech profili, ale datowania utworów biogenicznych w ich spągowych odcinkach wskazują różny wiek. Spąg serii gytii w B-1 został wydatowany na około 13150–13300 cal BP (tab. 1), a więc środkową część allerødu, zaś w L-1 to przełom młodszego dryasu i holocenu (tab. 1).

Właściwości fizykochemiczne gytii sugerują, że źródłem zasilania mokradła w czasie akumulacji spągowego odcinka gytii były wody o mieszanym pochodzeniu. Niski odczyn mógłby wskazywać na zasilanie wodami opadowymi, jednak osad ma wysoką wartość przewodności elektrolitycznej właściwej, która nie odpowiada warunkom siedliskowym kształtowanym przy zasilaniu opado-

wym. Założyć również można, że Fe i S świadczy o komunikacji z jurajskimi złożami rud żelaza, wówczas nadmiar Fe przy deficycie Ni i S, może sugerować dopływ wód gruntowych. Na brak zasilania wodami zasolonymi wskazuje wysoki stosunek Th/U i deficyt Sr. Przejście od funkcjonowania w dnie pradoliny okresowych mokradel i rozlewisk do fazy jezior mogło nastąpić w warunkach zwiększonej dostawy wód, a uruchomienie wód głębszych mogło się dokonać po degradacji wieloletniej zmarzliny (Klatkowska 1996; Dzieduszyńska, Petera 2018) dlatego pojawienie się stabilnych warunków do akumulacji osadów jeziornych nastąpiło dopiero w allerødzie. Datowanie próbki z profilu B-1 z głębokości 118–120 cm wskazuje na akumulację osadu w okresie borealnym, około 9500 cal BP. Wysoki wskaźnik PEW i wzrost wartości wskaźnika Th/U sugerują kolejne zmiany źródła zasilania, jednak znaczący wzrost udziału wód zasolonych widoczny jest od głębokości 112 cm. Późniejsze pojawienie się zasilania wodami zasolonymi może więc być efektem postępu degradacji wieloletniej zmarzliny głębiej zalegających warstw spągu antykliny solnej. Zakończenie akumulacji gytii i zajęcie części przyległej do rdzenia B-1 oraz zajęcie przez torfowisko nastąpiło prawdopodobnie na przełomie okresów borealnego i atlantyckiego.

W znacznie bardziej miąższym profilu L-1 próbka ze spągowego odcinka dała wiek kalibro-

wany wskazujący na koniec młodszego dryasu. Analiza palinologiczna sugeruje, że ten odcinek mógł rzeczywiście powstawać w zimnej fazie późnego vistulianu. W krajobrazie dominowały zbiorowiska otwarte turzycowo-trawiaste. W miejscach wilgotnych pojawiały się również krzewiaste wierzby. Niska frekwencja gatunków planktonowych wioślarek (*Bosmina coregoni* i *Bosmina longispina*) świadczy o raczej płytkowodnym charakterze zbiornika, bez rozwiniętej strefy otwartej wody. Dość wysoki udział gatunku *Alona guttata* wskazuje na niskie pH wód (Zawiska 2021), jest ona także gatunkiem wskaźnikowym wysokiej eutrofizacji (Szeroczyńska 1985), o czym informuje również *Chydorus sphaericus* (Zawiska 2021). Wzrost udziału gatunków planktonowych (*Bosmina coregoni* i *Bosmina longispina*), od głębokości 315 cm, świadczy o wyraźnie głębszym zbiorniku w tym czasie, a także o spadku trofii, gdyż *Bosmina longispina* uważana jest za gatunek sugerujący niską trofję wód (Zawiska 2021). Wzrost udziału *Alona quadrangularis*, wskazuje na wyższe temperatury wody (Szeroczyńska, Zawiska 2007), zwiększył się także udział gatunku *Graptoleberis testudinaria*, który żyje wyłącznie w asocjacji z roślinnością wodną (Freyer 1968) i również preferuje cieplejsze wody (Szeroczyńska 1985). Przejścia w holocen w tym profilu można się dopatrywać na głębokości około 300 cm. Na tym poziomie zauważalny jest wzrost udziału drzew i krzewów, szczególnie brzozy i sosny, która już w tym okresie mogła stopniowo pojawiać się na badanym terenie. Wzrost temperatury spowodował pojawienie się również paproci oraz zwiększenie udziału traw. Podobny obraz spektrów pyłkowych dla przełomu vistulianu i holocenu uzyskano w stanowisku Zbylczyce (Jewtuchowicz 1970), położonym około 6 km na zachód od stanowiska Leszcze. Analiza pyłkowa tego profilu nie została jeszcze zakończona i jest kontynuowana.

Gytia grubodetrytusowa akumulowana w profilu L-1 od głębokości 240 cm zawiera duży udział szczątków roślin torfotwórczych, co wskazuje prawdopodobne obniżanie poziomu wody w zbiorniku i wkraczanie zbiorowisk terrystrycznych. Datowanie materiału z głębokości 202–204 cm wskazuje na środkową część okresu atlantyckiego, uznać więc można, że zajęcie przez zbiorowiska torfotwórcze otoczenia tego profilu nastąpiło właśnie w tym czasie. Datowania kolejnych próbek ku stropowi pokładu wskazują na szybkie narastanie torfów w okresie atlantyckim i subborealnym. W tym profilu nie zaznaczyły się wyraźne symptomy zasilania wodami zasolonymi,

co można uznać za wskazówkę, że wypływy wód o takich cechach w opisywanym odcinku pradolin miały charakter punktowy.

Warstwa torfu w profilu B-1 akumulowana była w środkowym i młodszym holocenie, stosunkowo stabilne wartości parametrów fizykochemicznych sugerować mogą dość dobre warunki do akumulacji torfów. Jednak wysoki stopień rozkładu torfu wskazywać może na utrzymywanie się niezbyt wysokiego poziomu wody, ale odwodnienie torfowiska w XX wieku wywołało głęboko zaawansowany zakres decesji powierzchniowej warstwy torfu, co mogło też wpłynąć na niżej położone warstwy torfu. Parametry fizykochemiczne (PEW i pH) osadów z rdzenia B-1 w części torfowej przyjmują wartości sugerujące duże wzbogacenie w jony, wskazujące na zasilanie wodami wgłębnymi. W próbkach z głębokości 76–112 cm widoczna jest niska wartość wskaźnika Th/U, co przy nadmiarze stężeń Sr i Ni świadczy o napływie wód zasolonych. Datowanie próbki torfu z głębokości 68–72 cm wskazuje, że napływ tych wód ustał na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego. Jednak obecność roślinności słonolubnej w XX wieku (Kucharski, Kopec 2014) dowodzi ponownemu uruchomieniu zasilania wgłębnymi wodami zasolonymi.

Badania materiału biogenicznego z dość krótkiego profilu B-3 nie wskazuje śladów zasilania wodami zasolonymi, mimo stosunkowo bliskiego położenia z profilem B-1. Brak gytii w profilu B-3 wynika ze stosunkowo wysokiego zalegania piaszczystego podłoża w tej części mokradła, położonej między stokiem pradolin a piaszczystym wzniesieniem. Wiek spągowej warstwy torfu wskazuje na wkroczenie tutaj torfowiska dopiero w okresie atlantyckim. Stwierdzone warstewki wzbogacone w materiał drobnopiaszczysty są prawdopodobnie efektem dostawy materiału mineralnego ze stoku lub ewentualnie nawiewania, mogą być skutkiem odlesień otoczenia, ale na obecnym etapie trudno wiązać je z poziomami pradziejowej aktywności ludzkiej.

Odwodnienia mokradeł między Łęczycą i Topolą podjęto na początku XIX wieku w związku z budową nowej grobli drogowej, prawdopodobnie jednak już wcześniej naturalny stan mokradeł w badanych okolicach mógł być naruszony (Makohonienko 2014). Wykonanie Kanału Królewskiego (Kanał Łęka-Dobrogosty) między korytem Bzury i Gnidy oraz Neru prowadziło do obniżania poziomu wody, sprzyjającej zagospodarowaniu łąkowemu dna pradolin. Jednak dopiero rozbudowa systemu rowów odwadniających i eksploatacja złóż torfów na dużą skalę



Rys. 12. Zdjęcie lotnicze obszaru mokradeł między Łęczycą i Błoniem, 1958 rok

Aerial photo of the wetlands area between Łęczycy and Błonie, from 1958

w XX wieku (rys. 12), zwłaszcza w latach 50. i 60., doprowadziła do drastycznego pogorszenia stanu ekologicznego mokradeł. Stwierdzona we wszystkich badanych rdzeniach miąższa – od 50 do 80 cm warstwa murszu, wskazuje na daleko posunięty proces decesji warstwy torfu. Leżąca poniżej warstwa torfów o bardzo wysokim stopniu rozkładu i obniżonej wilgotności jest efektem postępującego osuszania obszaru torfowisk, które zachęca do dalszego prowadzenia gospodarki łąkarskiej, a nawet prowadzenia upraw. Taki stan osadów biogenicznych ogranicza ich przydatność do badań paleoekologicznych, dodatkowo przypowierzchniowa warstwa torfu w sąsiedztwie miejsc jego eksploatacji może być zanieczyszczona starczym materiałem. Dlatego trudne może być prowadzenie badań i rekonstrukcji zmian środowiskowych najmłodszej części holocenu, a więc także zapisu aktywności ludzkiej w ostatnich kilku

tysiącach lat (Makohonienko 2014), która jest bardzo dobrze udokumentowana badaniami archeologicznymi (Gowin 2001).

Podsumowanie

Głównym czynnikiem mającym wpływ na litologię i miąższość osadów biogenicznych na badanym odcinku dna pradoliny warszawsko-berlińskiej są ukształtowanie terenu, warunki klimatyczne oraz dynamika wód gruntowych i powierzchniowych, zaś czynniki antropogeniczne – melioracja, intensywna eksploatacja złóż torfowych, zmiana użytkowania terenu doprowadziły do deficytu wilgoci i postępującej degradacji mokradła.

Dno pradoliny na znacznej długości zajmują mokradła, jednak w ostatnich kilkudziesięciu latach są one dotknięte postępującym deficytem

wody, który zaznacza się w grubościach warstw murszu.

Początkowy okres zabagnienia badanego obszaru wiązał się z podniesieniem poziomu wody i powstaniem płytkich jezior w obniżeniach dna pradoliny, co nastąpiło w okresie allerołu. Zmienność położenia poziomu wody, na przełomie późnego vistulianu i holocenu, zależna była w dużej mierze od zasilania gruntowego, ale cechy fizykochemiczne i skład chemiczny osadów pozwalają na wskazanie zasilania wodami zasolonymi w tym okresie. Pokrycie zbiorników jeziornych przez torfowisko następowało we wczesnym holocenie i prawdopodobnie z okresie atlantyckim. Niemal cała szerokość dna pradoliny zajęta była przez zwarty pas torfowisk. W środkowym holocenie także okresowo dochodziło do dostawy wód zasolonych. Ich zapis w osadach został udokumentowany w profilu badawczym B-1, położonym w obrębie dawnego rezerwatu florystycznego Błonie.

Odwodnienie mokradła postępowo od początku XX wieku, ale całkowite zmeliorowanie, a także eksploatacja torfu w latach 50. XX wieku doprowadziły do drastycznego osuszenia mokradła, przekształcenia ich w użytki zielone, albo torfianki. Prace te wywołały daleko posunięte procesy rozkładu pokładu torfu i ograniczają przydatność stropowej warstwy do badań paleoekologicznych.

Badania wykonane zostały w ramach projektu Uniwersytetu Łódzkiego UŁ IDUB (62/2021).

Literatura

- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. 1986. Pollen analysis. W: B.E. Berglund (red.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, Chichester: 455-484.
- Domosławska-Baraniecka M.D. 1968. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50,000, arkusz Łęczycy. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dzieduszyńska D.A., Petera-Zganiacz J. 2018. Small-scale geologic evidence for Vistulian decline cooling periods: case studies from the Łódź Region (Central Poland). *Bulletin of the Geological Society of Finland* 90: 209-222.
- Faegri K., Iversen J. 1975. Textbook of pollen analysis. Blackwell Scientific Publications, Copenhagen.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99.
- Forysiak J. 2014. Pradolina warszawsko-berlińska jako główna forma w morfologii terenu okolic Łęczycy. W: R. Grygiel, T. Jurek (red.) *Archeologia środowiska średniowiecznej Łęczycy, Przyroda – Gospodarka – Społeczeństwo*: 25-37.
- Forysiak J., Majecka A., Marks L., Bujak Ł., Twardy J. (w druku). The question of drainage of the Warsaw ice-dammed lake, Central Poland. *Geographia Polonica* 97 (3).
- Forysiak J., Majecka A., Marks L., Bujak Ł. 2024. Pradolina warszawsko-berlińska w rejonie Łęczycy: budowa geologiczna, rzeźba terenu i ewolucja. *Acta Geographica Lodziensia* 115.
- Frey D.G. 1986. Cladocera Analysis. W: B.E. Berglund (red.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. The Blackburn Press, Caldwell, NJ, USA: 667-692.
- Fryer G. 1968. Evolution and Adaptive Radiation in the Chydoridae (Crustacea: Cladocera): A Study in Comparative Functional Morphology and Ecology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* 254 (795): 221-382.
- Gowin K. 2001. Pradzieje. W: R. Rosin (red.) *Łęczycyca. Monografia miasta do 1990 roku*: 75-72.
- Janas W. 2023. Właściwości fizykochemiczne osadów biogenicznych pradoliny warszawsko-berlińskiej w okolicy miejscowości Błonie (niepublikowana praca licencjacka). Uniwersytet Łódzki, Łódź.
- Janas W., Forysiak J. 2023. Warunki środowiskowe i paleogeograficzne znaczenie osadów torfowiska Błonie (koło Łęczycy). *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 22: 7-17.
- Jewtuchowicz S. 1970. Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. PWN, Warszawa.
- Kaczor-Kurzawa D. 2017. Geochemiczne anomalnie chlorkowe w wodach podziemnych poziomów użytkowych Polski centralnej. *Przegląd Geologiczny* 65: 1282-1289.
- Klatkowa H. 1996. Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150000 years. *Biuletyn Peryglacjalny* 35: 45-86.

- Krajewski K. 1977. Poziomy terasowe w pradolinie Warszawsko-Berlińskiej między Wartą a Wzgórzami Domaniewickimi. *Acta Universitatis Lodzensis, Zeszyty Naukowe UŁ*, seria II 5: 99-108.
- Krzyszowska E., Kokowska-Pawłowska E. 2016. Nowoczesne metody chemokorelacji i możliwości ich wykorzystania w dokumentowaniu złóż, Górnictwo Odkrywkowe. *Instytut Górnictwa Odkrywkowego "Poltegor-Instytut"* 57: 58-63.
- Kucharska M., Krawczyk M. 2022. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Łęczycy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kucharski L., Kopeć D. 2014. Roślinność. W: L. Kucharski, D. Kopeć (red.) *Pradolina Bzury-Neru. Monografia przyrodnicza obszaru Natura 2000*. Towarzystwo Przyrodników Ziemi Łódzkiej, Łódź: 73-86.
- Makohonienko M. 2014. Środowisko przyrodnicze i gospodarka w otoczeniu średniowiecznego grodu w Łęczycy w świetle analizy palinologicznej. *Archeologia środowiska średniowiecznej Łęczycy, Przyroda – Gospodarka – Społeczeństwo*: 95-189.
- Maliszewska A., Kozłowska A., Kuberska M. 2018. Skały syderytowe jury środkowej Kujawy: Studium petrologiczne. *Przegląd Geologiczny* 66(4): 240-251.
- Molewski P. 2014. Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiału głównego zlodowacenia wistły. *Landform Analysis* 25: 105-114.
- Myślińska E. 2010. Laboratoryjne badania gruntów i gleb. Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Nalepka D., Walanus A. 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica* 43: 125-134.
- Okupny D. 2014. Torfowiska w pradolinie warszawsko-berlińskiej na odcinku od Dąbia do Łowicza. W: L. Kucharski, D. Kopeć (red.) *Pradolina Bzury-Neru. Monografia Przyrodnicza Obszaru Natura 2000*. Towarzystwo Przyrodników Ziemi Łódzkiej: 17-20.
- Polański A. 1988. Geochemia i surowce mineralne, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Piernik A. 2010. Śródlądowe słone łąki, pastwiska i szuwały. W: W. Mróz (red.) *Monitoring siedlisk przyrodniczych. Przewodnik metodyczny. Część I*. Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, Warszawa: 46-60.
- Pyrzanowski K., Zięba G., Przybylski M. 2015. Sztuczne urządzenia wodne jako przyrodniczo niedoceniane siedliska występowania zagrożonych gatunków ryb – przykład piskorza *Misgurnus fossilis* na obszarze Natura 2000 Pradolina Bzury-Neru: PLH100006.
- Szeroczyńska K. 1985. Cladocera jako wskaźnik ekologiczny w późnoczwartorzędowych osadach jeziornych Polski północnej. *Acta Paleontologica Polonica* 30: 3-69.
- Szeroczyńska K., Zawisza E. 2007. Paleolimnologia- historia rozwoju jezior w Polsce w świetle badań fauny wioślarek. *Studia Limnologica et Telmatologica* 1: 51-60.
- Szeroczyńska K., Zawisza E. 2011. Records of the 8200 cal BP Cold Event Reflected in the Composition of Subfossil Cladocera in the Sediments of Three Lakes in Poland. *Quaternary International* 233: 185-193.
- Walanus A., Goslar T. 2009. Datowanie radiowęglowe. Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.
- Wojciechowski J., Ziomek J. 1968. Sfaleryt z Łęczycy. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis* 6 (4): 2-26.
- Zawiska I. 2021. Wioślarki. W: A. Kurzawska, I. Sobkowiak-Tabaka (red.) *Mikroprzeszłość. Badania Specjalistyczne w Archeologii*. Wydział Archeologii Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań: 115-128.
- Ziułkiewicz M. 2022. Zasolenie strefy hyporeicznej rzeki Moszczenicy w rejonie wysadu solnego Rogóżno. *Acta Geographica Lodziensis* 112: 163-184.
- Żurek S. 1987. Złóża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy. *Dokumentacja Geograficzna IGI PZ PAN* 4.
- Żurek S. 1993. Zmiany paleohydrologiczne w mokradłach. *Przegląd Geograficzny* 65 (1-2): 75-95.

Summary

The Warsaw–Berlin ice-marginal spillway contains central Poland's largest complex of peatland (Żurek 1987; Forysiak 2012), which stretches in the landform of a latitudinal belt from the vicinity of Dąbie, through the vicinity of Łęczycza to the mouth of the River Moszczenica. Despite its great importance for the paleogeography of the area, but also for research on the development of prehistoric settlements and modern land development, these peatlands and their deposits have not been sufficiently well researched.

Permanent swamping of the bottom of the ice-marginal spillway may have occurred after a surplus appeared in the local water balance of the area (Żurek 1993) causing the area to begin to flood. This could have been facilitated by various factors, such as a very weak longitudinal slope of the bottom, the inflow of groundwater and surface water to the bottom of the ice-marginal valley, as well as insufficient evapotranspiration (Żurek 1993; Okupny 2014). In such conditions, a permanent marsh was created at the bottom of the ice-marginal valley.

For the examined section of the ice-marginal valley bottom, the supply of saline underground waters is very important. The aim of the analyses was to determine the presence of a record of such recharge in the profile of biogenic sediments from the reserve area.

Tests of organic sediments were performed for four cores, the location of which had already been indicated. The results of the determination of physicochemical parameters and the preliminary paleogeographic interpretation of the wetlands in the area of the former Błonie reserve have already been published (Janas, Forysiak 2023). Analyses of subsequent cores are in progress and, so far,

determinations of physicochemical parameters have been made for the Leszcze L-1, Błonie B-2 and B-3 profiles. Geochemical determinations were made for the L-1 and B-1 profiles, and the profile in Leszcze was also subjected to palynological and fossil cladocera research. Radiocarbon dating of floor samples was also performed for two profiles from Łęczycza.

The initial period of swampiness in the studied area was associated with an increase in the water level and the formation of shallow lakes in the depression of the bottom of the ice-marginal valley, which occurred during the Allerød period. The variability of the water level at the turn of the Late Vistulian and the Holocene, depending largely on the ground supply, is reconstructed thanks to the analysis of fossil cladocerans, while the physicochemical features and chemical composition of the sediments allow for the indication of the supply of saline waters in this period. The lake reservoirs were covered with peat bogs in the early Holocene, and, probably in the Atlantic period, almost the entire width of the bottom of the ice-marginal spillway was covered by a dense strip of peat bogs. In the middle Holocene, there was also a periodic supply of saline waters. However, their record in sediments was documented in the B-1 research profile located within the former Błonie floristic reserve.

The deterioration of the ecological condition of the wetlands has been progressing since the beginning of the 20th century, but desiccation and the exploitation of peat in the 1950s led to the drastic drainage of the wetlands and their transformation into grasslands or peat mosses. These works triggered far-reaching decomposition processes of the peat layer and limit the usefulness of the top layer for palaeoecological research.