

Weronika Janas¹ • Jacek Forysiak² ⁽¹⁾ Studentka geografii, Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych⁽²⁾ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i GeomorfologiiE-mail: weronika.janas@edu.uni.lodz.pl; jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

Warunki środowiskowe i paleogeograficzne znaczenie osadów torfowiska Błonie (środkowa Polska)

Environmental conditions of the Błonie peatland and the paleogeographic significance of its deposits (Central Poland)

Zarys treści

Obszar badanego torfowiska stanowi fragment kompleksu mokradła zajmujących dno pradoliny warszawsko-berlińskiej w rejonie Łęczycy. Na specyfikę tej części pradoliny oraz torfowiska w Błonie wpływa wododziałowe położenie, a także kłodawski wysad soli kamiennej wieku permianu. Rozpoznane zostały miąższość i litologia utworów biogenicznych, a w wybranym profilu badawczym oznaczono ich parametry fizykochemiczne i wykonano datowania. Pozwoliło to na zrekonstruowanie najważniejszych faz rozwoju mokradła, odzwierciedlających naturalne i antropogeniczne zmiany warunków środowiska geograficznego, jakie panowały na obszarze pradoliny warszawsko-berlińskiej w odcinku między miejscowościami Łęczycą i Błonie.

Słowa kluczowe

Torfowisko, pradolina warszawsko-berlińska, właściwości fizykochemiczne, osady biogeniczne.

Abstract

The area of the studied peatland is a fragment of a complex of wetlands occupying the floor of the Warsaw-Berlin ice-marginal valley in the region of Łęczycza. The specificity of this part of the valley and the peatland in Błonie is influenced by the watershed location and the Kłodawa rock salt dome of the Permian age. The thickness and lithology of biogenic deposits were identified, and the physicochemical parameters of the sediments and their dating were determined in the selected research profile. This made it possible to reconstruct the most important phases of wetland development, reflecting the natural and anthropogenic changes in the conditions of the geographical environment that prevailed in the area of the Warsaw-Berlin ice-marginal valley in the section between Łęczycza and Błonie.

Keywords

Peatland, the Warsaw-Berlin ice-marginal valley, physico-chemical properties, biogenic sediments.

1. Wprowadzenie

Torfowiska są jednym z typów obszarów podmokłych, występujących we współczesnym krajobrazie. Odgrywają ważną rolę w regulacji stosunków wodnych, jak i klimatu. Osady jeziorne i torfowiskowe od zawsze uważane są za wartościowe archiwum informacji o warunkach jakie panowały w dynamicznie kształtującym się środowisku przyrodniczym (Tobolski 2000). Rejestrują one nie tylko wydarzenia jakie miały miejsce za sprawą naturalnych procesów, ale i przede wszystkim stanowią bank danych o przemianach gospodarczych minionych społeczności. Są często świadectwem niewłaściwego użytkowania gospodarczego człowieka. Zostają przekształcane pracami melioracyjnymi w celu pozyskania gruntu pod uprawy, zabudowania i infrastrukturę techniczną bądź eksploatację innego surowca. Obszary podmokłe są bardzo wrażliwe na jakiegokolwiek z powyższych działań.

Aby lepiej poznać czasy przeszłe, osady biogeniczne poddaje się badaniom laboratoryjnym pozwalającym określić ich cechy fizyczne i chemiczne, które następnie są

przedmiotem wielokierunkowych analiz (Myślińska 1998, 2010; Tobolski 2000; Ilnicki 2002).

Przedmiotem badań niniejszej pracy jest torfowisko położone w centralnej Polsce na północny zachód od Łodzi, w pobliżu miejscowości Błonie, obok Łęczycy. Obiekt znajduje się w pradolinie warszawsko-berlińskiej, w strefie wododziałowej między Bzurą a Nerem.

Jest to jedna z największych form dolinnych w pasie nizin środkowej Polski. Pradolina powstała na skutek działań erozyjnych ogromnych ilości wód z topniejącego lądolodu, formowana w warunkach, kiedy czoło lądolodu znajdowało się na północ od pradoliny (Mojski 2005). Jednak okres funkcjonowania tej drogi odpływu wód jest dyskutowany w literaturze (m.in.: Jewtuchowicz 1967; Wiśniewski 1987, 2005; Turkowska 2006; Molewski 2014; Forysiak 2014; Rdzany 2014). Przepływ wód z zastoiska warszawskiego przez badany odcinek pradoliny mógł bowiem funkcjonować zarówno podczas zlodowacenia odry/warty, jak i podczas zlodowacenia wiśły. Problem stanowi obecność dolinnego działu wodnego (między dorzecziami Odry i Wiśły), przebiegającego prostopadle do osi pradoliny

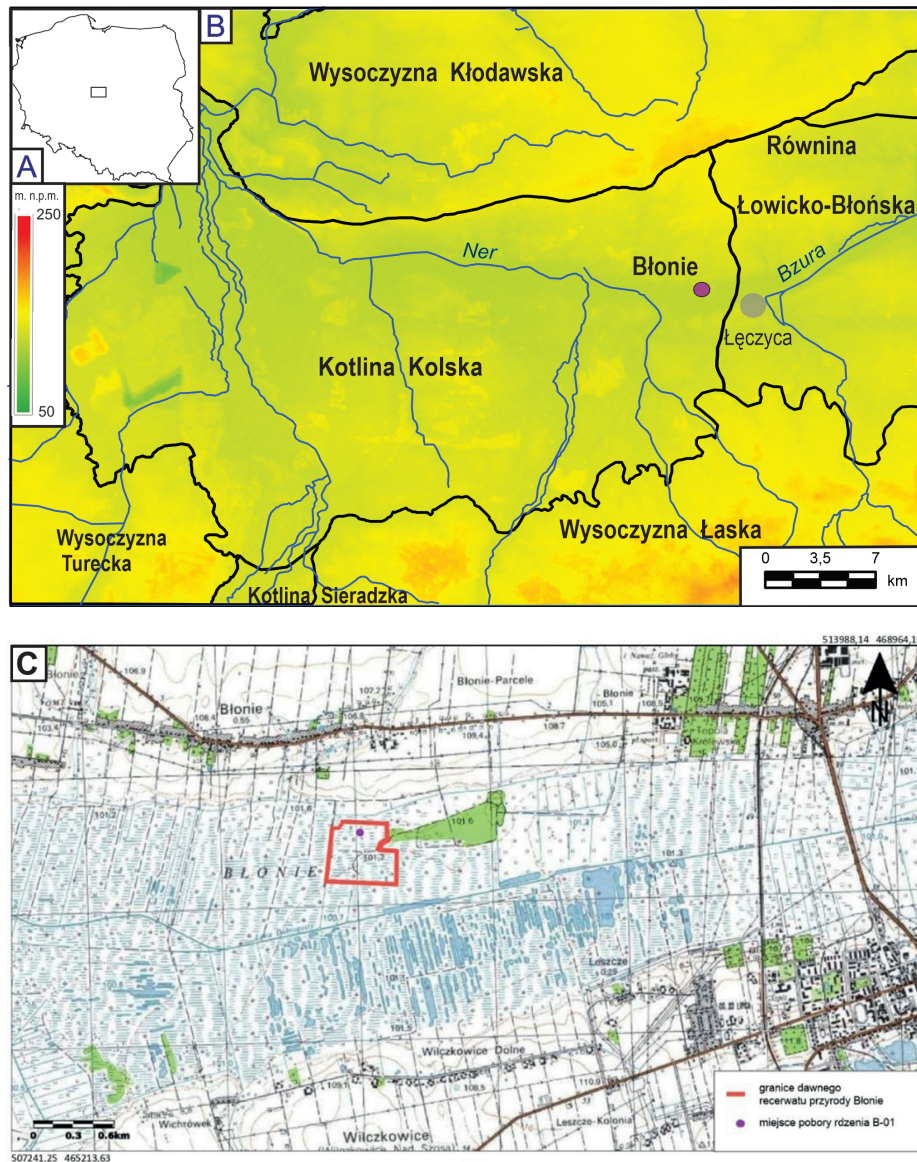
w rejonie Łęczycy, który zdaniem części badaczy świadczy o braku możliwości odprowadzania tędy wód w kierunku zachodnim (m.in. Wiśniewski 1987, 2005; Turkowska 2006).

Dno pradoliny na przeważającej długości zajmują mokradła, jednak w ostatnich kilkudziesięciu latach są dotknięte zwiększającym się deficytem wody. Na torfowiskach tej części pradoliny w latach 60. XX wieku rozpoznano orientacyjną miąższość pokładu materii organicznej (Domostawska-Baraniecka 1968), a także wykonano ekspertyzowe analizy palinologiczne (Jewtuchowicz 1970), wskazujące na ich akumulację od początku holocenu.

Interesującym aspektem botanicznym obszaru pradoliny w rejonie Łęczycy jest występowanie w kilku stanowiskach roślinności słonolubnej (Piernik 2010; Kucharzski, Kopeć 2014; Pyrzanowski i in. 2015), obserwowanej w obrębie torfowiska w sąsiedztwie wsi Błonie (rys. 1C).



Na tę specyfikę torfowiska wpływa kłódawski wysad soli kamiennej wieku permu (cechsztynu). Ortogonalny układ uskoków, seria spękań utworów jurajskich i przepuszczalność nadległych osadów plejstocenu, sprzyja



Rys. 1. Położenie obszaru badań na tle Polski (A), mapie podziału fizycznogeograficznego Polski wg Solona i in. (2018) (B) i lokalizacja badanego profilu osadów biogenicznych (C)

Fig. 1. Location of the study area on the background of Poland (A), on the physico-geographical division of Poland according to Solon *et al.* (2018) (B) and the position of the studied biogenic sediment profile (C)

infiltracji i influcji wód przyczyniających się do ługowania względnie izolowanego ciała solnego. Wody węgłbne, o wysokim stężeniu chlorków, migrują ku powierzchni, do poziomów użytkowych, przez rozłamy tektoniczne, miejscami przecinające cały permio-mezozoik oraz przez systemy uskoków niższej rangi (Kaczor-Kurzawa 2017). W ten sposób także wody zasilające torfowisko mogły częściowo pochodzić z tego źródła.

Miąszość osadów biogenicznych w wybranym do badań obszarze torfowiska sięga 1,5 metra. Badaniom podlegał profil z obszaru torfowiska, w obrębie dawnego rezerwatu przyrody Błonie, funkcjonującego od roku 1977 do 2013, gdzie występowały halofity. Powodem zniesienia ochrony był zanik głównych zespołów halofilnych, będących przedmiotem ochrony, co nastąpiło w wyniku zmniejszenia zasolenia, poprzez osuszanie mokradeł spowodowanych działaniami antropogenicznymi, m.in. zabiegami melioracyjnymi w dnie pradoliny (Ziułkiewicz 2014).

W celu rozpoznania właściwości pokładu torfu i rekonstrukcji przeszłości badanego zbiornika akumulacji biogenicznej uzyskano materiał w postaci rdzenia, dla którego zmierzono podstawowe parametry fizykochemiczne, takie jak: odczyn, przewodność, zawartość materii organicznej i wilgotność osadu oraz przeprowadzono datowania metodą radiowęglową. Wyniki analiz mogą pozwolić na wnioskowanie o zasilaniu obszaru torfowiska w dawnym rezerwacie przyrody wodami o podwyższonym zasoleniu, rekonstrukcją najważniejszych zmian warunków naturalnych środowiska geograficznego, jakie panowały na obszarze pradoliny warszawsko-berlińskiej, w odcinku między miejscowościami Łęczycy i Błonie. Badania dały możliwość postępu w poznawaniu wypełnienia niecki pradoliny oraz zwróciły uwagę na problem zaniku torfowisk regionu łódzkiego.

2. Położenie obszaru badań i wybrane cechy jego środowiska

Obszar badań stanowi fragment pradoliny warszawsko-berlińskiej znajdujący się w centralnej Polsce, na północny zachód od Łodzi. Administracyjnie teren ten obejmuje zatem północno-zachodnią część województwa łódzkiego. Torfowisko Błonie zlokalizowane jest w powiecie łęczyckim, w gminie Łęczycy we wsi Błonie. Teren byłego rezerwatu zajmował powierzchnię 20,74 ha. Obecnie znajduje się w zasięgu obszaru chronionego Natura 2000 – Pradolina Bzury-Neru (PLB100006).

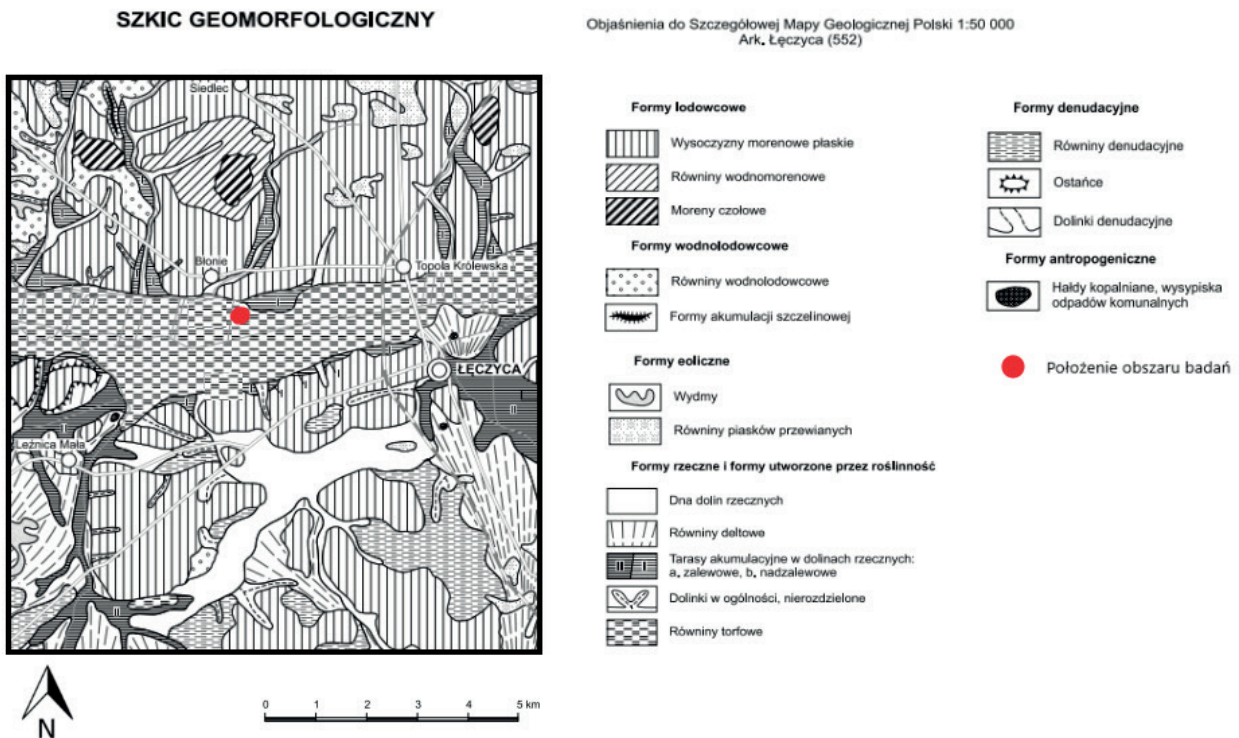
Zgodnie z regionalizacją fizycznogeograficzną Solona i in. (2018), obszar położony jest w podprowincji Niziny Środkowopolskie (Kondracki 2017; Solon i in. 2018), w obrębie Niziny Środkowomazowieckiej w mezoregionie Równina Łowicko-Błońska (rys. 1B), przy granicy z Kotliną Kolską.

Pas torfowisk występujących w obrębie dna pradoliny warszawsko-berlińskiej stanowi największy kompleks mokradeł w środkowej Polsce, ciągnący się na długości około 30 km. Miąszość torfu w tym kompleksie jest zmienna, wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do blisko 5 m

(Forysiak 2012). Są to torfowiska o położeniu dolinnym, zajmują dno pradoliny, które jest niemal pozbawione aktywnych procesów fluwialnych, dzięki czemu akumulacja utworów torfowiska nie była zakłócana ingerencjami wód rozlewiskowych, zwłaszcza w rejonie Łęczycy. W kierunku wschodnim obszar dna pradoliny jest odwadniany przez Bzurę, zaś na zachód od Błonia, w miejscowości Bronno na obszar dna pradoliny wpływa rzeka Zian, która kieruje się w zachodnią stronę, do Neru. Takie warunki geomorfologiczne, z dominującymi, płaskimi powierzchniami dna pradoliny oraz spłaszczonych fragmentów erozyjnych powierzchni zbudowanych z glin zwałowych (rys. 2), ukształtowane podczas funkcjonowania przepływu wód proglacialnych (w czasie zlodowacenia warty i zlodowacenia wiśły), utrudniały swobodny spływ wody, umożliwiając powstawanie rozlewisk i mokradeł w tym obszarze już w późnym wistulianie (Jewtuchowicz 1970).

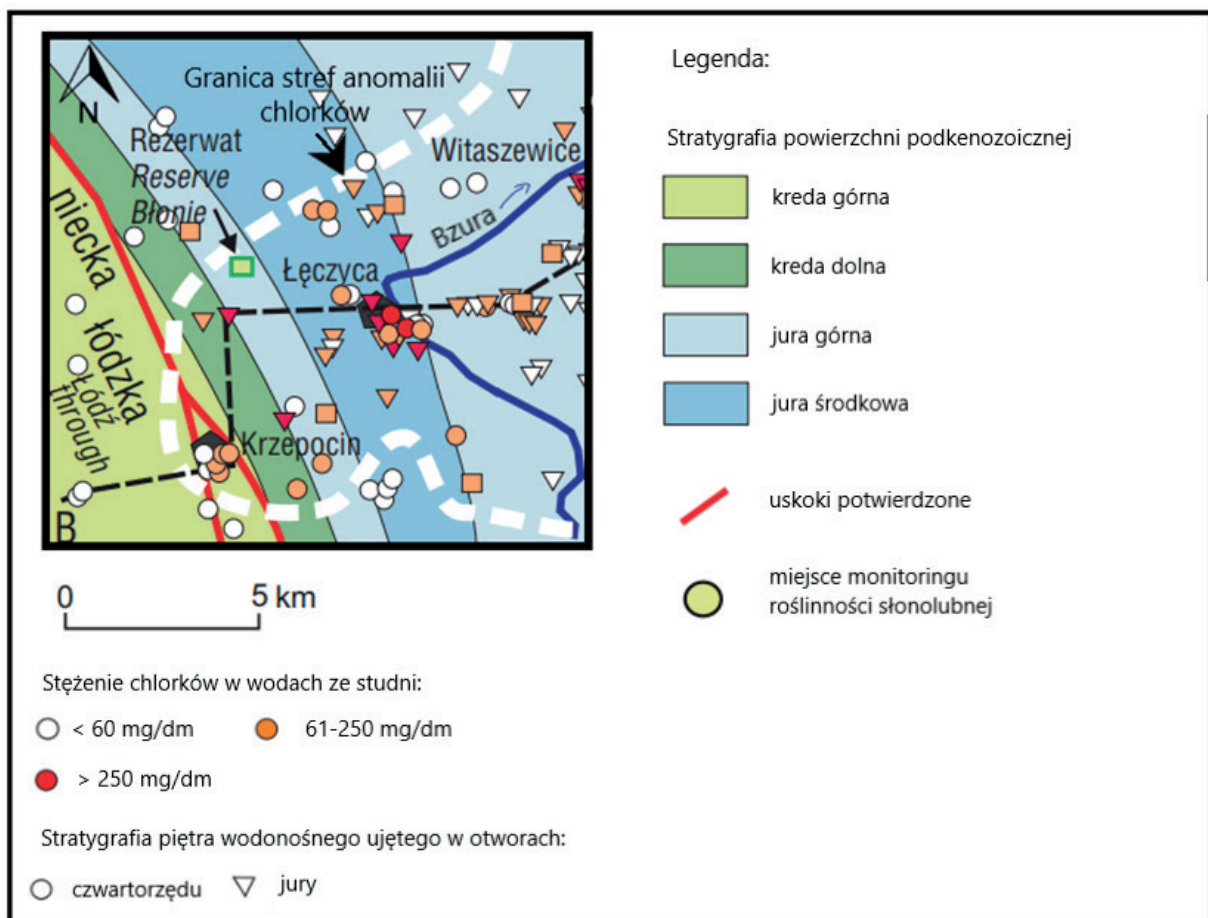
Jak wspomniano wyżej, badany teren objęty jest ochroną – Natura 2000 Pradolina Bzury-Neru PLH100006. Ostoja ta została utworzona w celu ochrony unikatowego w skali środkowej Polski obszaru siedlisk bagiennych. Chroniony teren obejmuje około 80-kilometrowy odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej pomiędzy Łowiczem a Dąbiem. W krajobrazie dominują łąki, pastwiska i torfowiska niskie porośnięte roślinnością szuwarową (Pyrzanowski i in. 2015). Rezerwat przyrody „Błonie” został utworzony w 1977 roku. Powołany Zarządzeniem Ministra Leśnictwa i Przemysłu Drzewnego z dnia 4 kwietnia 1977 roku, w celu zachowania stanowiska roślinności halofilnej (M.P. z 1977 r. nr 10, poz. 64). Dnia 26 czerwca 2013 roku, po 36 latach funkcjonowania, rezerwat został zlikwidowany na mocy Zarządzenia nr 40/2013 Regionalnego Dyrektora Ochrony Środowiska w Łodzi. Powodem jego zniesienia był zanik głównych zespołów halofilnych będących przedmiotem ochrony w tym rezerwacie, wskutek stopniowego zmniejszenia zasolenia.

Niezwykle istotne z punktu widzenia zasilania torfowiska w dnie pradoliny są wody podziemne. Na znacznej części obszaru przylegającego do dna pradoliny, zwierciadło wody występuje na głębokości 15–50 m p.p.t. i osiąga stabilizację na rzędnej 100–115 m n.p.m. (Król 2004). Ze względu na niewielkie wartości rzędnych terenu w strefie krawędzi dna pradoliny (około 100–107 m n.p.m.), poziom wód gruntowych w jego obrębie występuje płytko pod powierzchnią terenu. Jest to także obszar pojawiania się wód gruntowych o podwyższonym zasoleniu. Według Kaczor-Kurzawy (2017) występowanie w okolicy Łęczycy strefy anomalii stężeń chlorków, wskutek rozpuszczania cechsztyńskich soli (rys. 3), związane jest z wyniesionymi blokami tektonicznymi, składającymi się na wał kujawski oraz ze strefami uskokowymi oddzielającymi go od niecek mogileńsko-łódzkiej i warszawskiej. W obrębie utworów mezozoiczno-kenozoicznych zauważono występowanie wąskich, długich form o charakterze rowów (Małecki, Ziułkiewicz 2019). Taki układ warunkuje cyrkulację wód słonych przez rozłamy tektoniczne, powodując dopływ wód zasolonych z głębszych partii mezozoiku do poziomów użytkowych. Obecnie badany obszar



Rys. 2. Położenie obszaru badań na tle fragmentu szkicu geomorfologicznego (Kucharska, Krawczyk 2022)

Fig. 2. Location of the study area on the geomorphological map (Kucharska, Krawczyk 2022)



Rys. 3. Mapa strefy anomalii chlorkowych w okolicach Łęczycy (Kaczor-Kurzawa 2017)

Fig. 3. Map of the chloride anomaly zone in the vicinity of Łęczyca (Kaczor-Kurzawa 2017)

znajduje się w strefie, w której istnieje kontakt soli z wodami strefy aktywnej wymiany (Kaczor-Kurzawa 2017). We wcięciach erozyjnych z okolicy Łęczycy, zwierciadło wody z zasolonych pięter jury, neogenu i paleogenu stabilizuje się nad powierzchnią terenu. Wywiera to korzystny wpływ na możliwości samowypływu wód słonych (Kaczor-Kurzawa 2017).

Obszar badań w podziale geobotanicznym Polski według Matuszkiewicza, leży w Krainie Kujawskiej. Analizując mapę roślinności potencjalnej, podmiot zainteresowania leży w całości w obrębie silnie halofilnym zbiorowisku solirodu (*Thero-salicornietea*). Strefa wododziałowa Neru i Bzury w okolicy Łęczycy wyróżnia się występowaniem halofitów (Kucharski, Kopec 2014), zaś stan roślinności torfowiska w Błonie ulegał ciągłym zmianom.

3. Metody badawcze

Na etapie prac terenowych, w obrębie torfowiska wykonano rozpoznanie miąższości osadów biogenicznych. Przeprowadzono kilkanaście sondowań przy pomocy laski torfowej z przedłużaczami i próbnika oczkowego. Wybrano miejsce do poboru rdzenia osadów biogenicznych w punkcie, gdzie ich miąższość sięgała 1,5 m (o współrzędnych: 52° 4' 13" N, 19° 8' 25" E). Do poboru rdzenia użyto ręcznego próbnika torfowego Instorf, zapewniającego pobór osadów o nienaruszonej strukturze.

Rdzeń został podzielony na próbki w rozdzielczości co 4 cm (od 0 m do 0,8 m głębokości) oraz co 2 cm (od 0,8 do 1,5 m głębokości). Otrzymano w ten sposób 54 próby. Dla poszczególnych próbek zostały oznaczone parametry fizykochemiczne, takie jak:

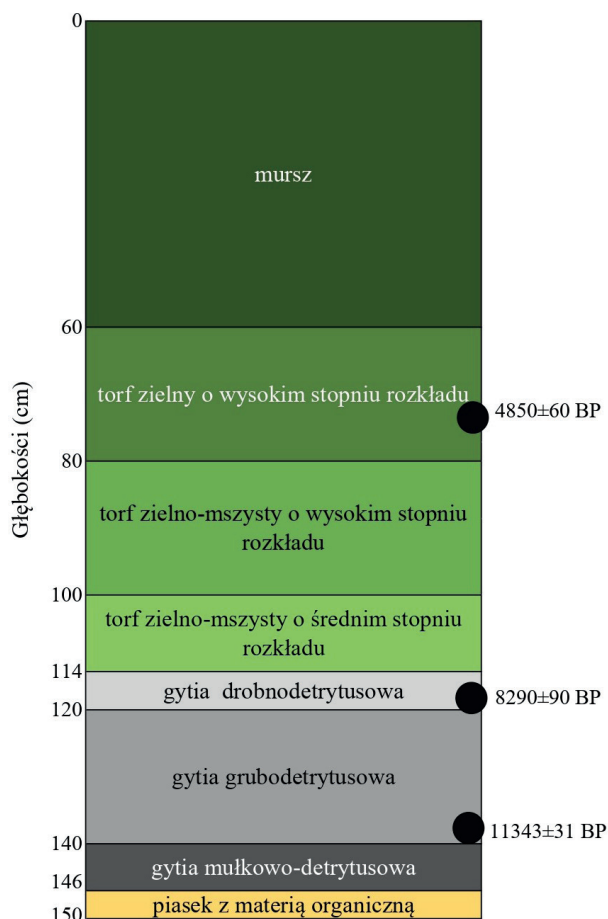
- przewodnictwo elektrolityczne właściwe (metoda konduktometryczna) oraz odczyn osadów pH (metoda elektrometryczna) (Myślińska 2010); dokonano pomiarów przy pomocy konduktometru i pH-metru firmy Elmetron;
- zawartość materii organicznej – oznaczenie strat po prażeniu, wykonane zostało poprzez wyprażanie materiału organicznego w piecu muflowym w temp. 550°C. Pomiaru dokonano poprzez obliczenie strat wagowych w wyniku prażenia (Myślińska 1998), które uznano za zawartość części organicznych, dopełnione przez części mineralne do 100%;
- określenie wilgotności osadu – zostało obliczone poprzez różnicę wagi osadu świeżego oraz osadu wysuszonego w temperaturze 90°C i obliczenie procentowej zawartości wody w materiale (Myślińska 1998).

Wyniki oznaczeń parametrów fizykochemicznych oraz zmienna litologia osadów badanego rdzenia pozwoliły na wyróżnienie poziomów litogenetycznych.

Wykonane zostały również trzy datowania radiowęglowe osadów w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Krakowie, materiał z głębokości 138 cm w postaci próbki o objętości 1 ml poddano metodyce AMS (MKL-A6268), zaś dla próbek z głębokości 118–120 cm (MKL-6267) oraz 68–72 cm (MKL-6240) zastosowano metodykę LSC.

4. Wyniki badań osadów biogenicznych

Profil osadów biogenicznych w Błoniu – B-01, składa się z dwóch zasadniczych serii: w spągu są to utwory jeziorne, zaś zasadniczą część stanowi pokład torfu. W spągu rdzenia B-01 udokumentowano 4-centymetrową (rys. 4) warstwę piasku z materią organiczną, nad nią zalegają osady limniczne, w ich skład kolejno wchodzi: od 146 cm do 140 cm gytia mułkowo-detrytusowa, od 140 cm do 120 cm gytia grubodetrytusowa, od 120 cm do 114 cm gytia drobnodetrytusowa (rys. 4). Dla próbki z głębokości 138 cm uzyskano wynik datowania: 11343±31 BP (MKL-A6268), wskazujący na młodszą część allerödu, zaś dla próbki 118–120 cm (MKL-6267) 8290±90 BP, a więc okres borealny. Od 114 cm do powierzchni zalega torfowy osad biogeniczny; do 100 cm torf zielno-mszysty o średnim stopniu rozkładu (R2), nad nim do głębokości 80 cm torf zielno-mszysty o wysokim stopniu rozkładu (R3). Od 80 cm do 60 cm występuje torf zielny o wysokim stopniu rozkładu (R3).



Rys. 4. Litologia rdzenia B-01: 1 – piasek z materią organiczną, 2 – gytia mułkowo-detrytusowa, 3 – gytia grubodetrytusowa, 4 – gytia drobnodetrytusowa, 5 – torf zielno-mszysty o średnim stopniu rozkładu, 6 – torf zielno-mszysty o wysokim stopniu rozkładu, 7 – torf zielny o wysokim stopniu rozkładu, 8 – mursz

Fig. 4. Lithology of B-01 core: 1 – sand with organic matter, 2 – silt-detritus gyttja, 3 – coarse-detritus gyttja, 4 – fine-detritus gyttja, 5 – herbaceous-moss peat with a medium degree of decomposition, 6 – herbaceous-moss peat with a high degree of decomposition, 7 – herbaceous peat with a high degree of decomposition degree of decomposition, 8 – muck

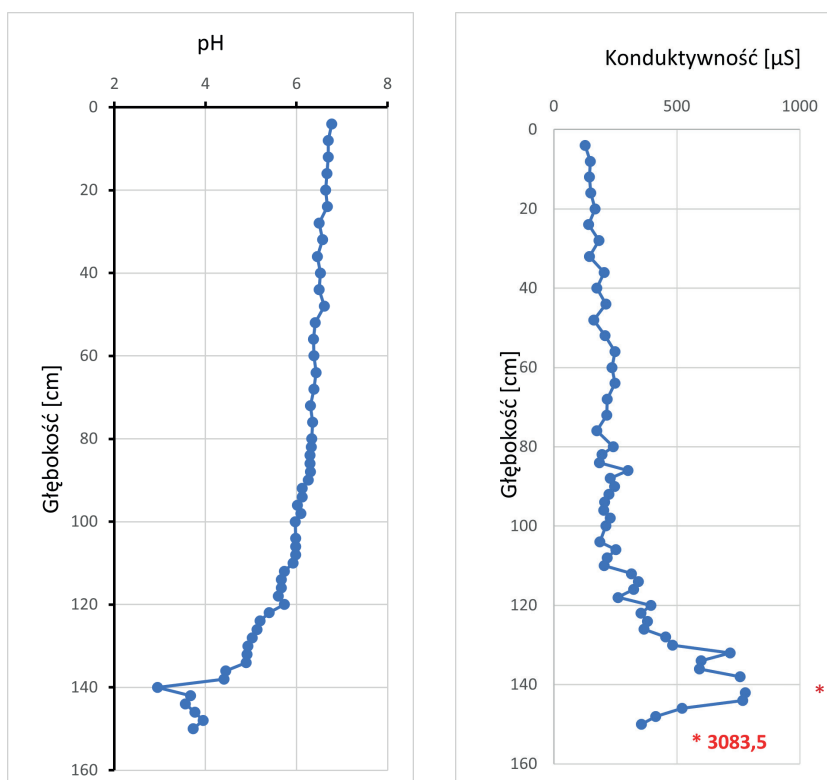
Próbka z głębokości 68–72 cm (rys. 4) wydatowana została na 4850 ± 60 BP (MKL-6240), czyli przełom okresów atlantyckiego i subborealnego. W stropie rdzenia B-01 udokumentowano warstwę murszu, sięgającą aż 60 cm od powierzchni terenu.

Odczyn i konduktywność

W badanym profilu B-01 odczyn wykazuje znaczną stabilność w odcinku od 100 cm do powierzchni. Na głębokości 100 cm wynosi pH 5,97, rosnąc jednostajnie i łagodnie ku powierzchni, wykazując w próbce powierzchniowej pH 6,7. Wobec tego można zakwalifikować złożę do torfów niskich. Poniżej, od 114 cm głębokości zalegają osady pochodzenia jeziornego, o odczynie silnie kwaśnym (pH 4,5–5) do 134 cm głębokości, na które składają się: gytia grubodetrytusowa, drobnodetrytusowa (R2) (rys. 5). Spągowe części cechują się najniższym pH – poniżej 3 i występują w gytii drobnodetrytusowej; wyróżnia się próbka z głębokości 138–140 cm, w której pH osiąga war-

tość najniższą równą 2,94. Jest to miejsce przejścia gytii mułkowo-detrytusowej w grubodetrytusową.

Przewodność elektrolityczna właściwa opisuje zdolność wody do przewodzenia prądu i jest zależna od ilości i ładunków rozpuszczonych jonów (Migaszewski, Gałuszka 2016). Wraz ze wzrostem konduktywności odczyn osadu przechodzi z średnio kwaśnego przez bardzo kwaśny, aż do nadmiernie kwaśnego (rys. 5). Przewodność elektrolityczna niemal jednostajnie rośnie od próbki powierzchniowej, w której osiąga wartość $127,75 \mu\text{S}/\text{cm}$, do próbki z głębokości 110 cm, gdzie konduktometr wskazał $205,25 \mu\text{S}/\text{cm}$. Poniżej zaznacza się dynamiczny wzrost konduktywności – do próbki z 140 cm, gdzie uzyskała ekstremalną, najwyższą wartość – $3083,5 \mu\text{S}/\text{cm}$; konsekwentnie, próbka ta osiągnęła najniższą wartość pH (2,94). Poniżej 142 cm zaznacza się znaczny spadek konduktywności w warstwie gytii mułkowo-detrytusowej aż do podłoża mineralnego.



Rys. 5. Zmienność wartości parametrów pH oraz konduktywności w profilu pionowym rdzenia B-01

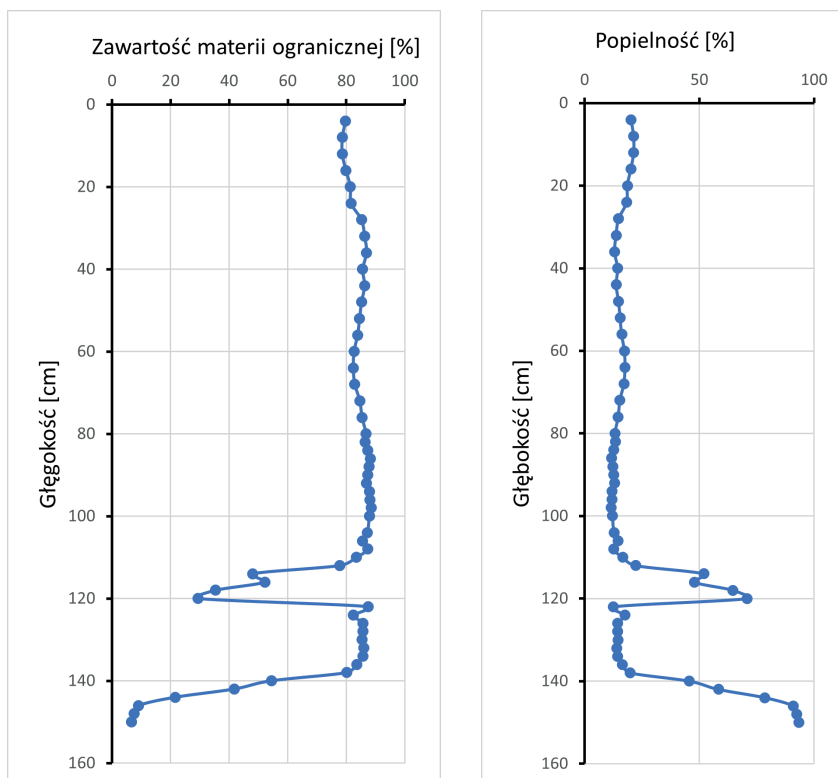
Fig. 5. Variability of pH and conductivity parameters in the profile of the B-01 core.

Zawartość materii organicznej

Począwszy od podłoża mineralnego w badanym profilu rejestruje się gwałtowny wzrost zawartości materii organicznej ze stabilizacją na 138 cm głębokości (rys. 6), gdzie wartość ta osiągnęła 80% (rys. 6). Maksymalny procentowy udział materii organicznej (88%) występuje na 122 centymetrze głębokości, a więc w spągowej części gytii grubodetrytusowej (rys. 4). Powyżej notuje się gwałtowny spadek badanego parametru do 29%

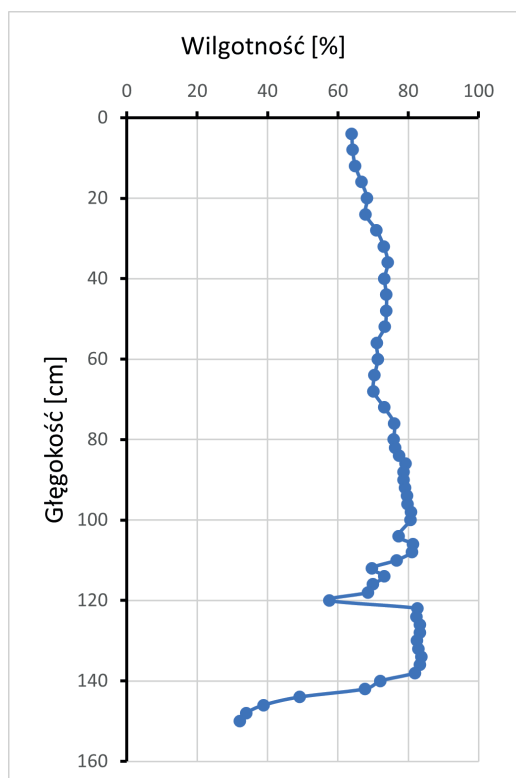
w próbce z głębokości 120–122 cm. W warstwie gytii drobnodetrytusowej rejestruje się szybki wzrost zawartości materii organicznej do 87% na głębokości 108 cm. Powyżej parametr wykazuje stabilność (w granicach 80%) do powierzchni terenu.

Analogicznie do pionowej rozpiętości zawartości materii organicznej przedstawia się wykres popielności (rys. 6), którą definiuje się jako odwrotność strat po prażeniu.



Rys. 6. Zmienność parametrów popielności oraz zawartości materii organicznej. W profilu pionowym rdzenia B-01

Fig. 6. Variability of ash content and organic matter content in the profile of the B-01 core



Rys. 7. Zmienność parametru wilgotności w profilu pionowym rdzenia B-01

Fig. 7. Variability of the humidity parameter value in the profile of the B-01 core

Wilgotność

Od podłoża mineralnego basenu akumulacji biogenicznej do 138 cm głębokości widoczny jest gwałtowny wzrost wilgotności osadu z 32% do 82% (rys. 7). Następnie przez niewielki odcinek dostrzegalna jest stabilizacja parametru, który od 122 cm zaczyna gwałtownie maleć do 58% na głębokości 120 cm, ma to miejsce w warstwie gytii drobnodetrytusowej. Powyżej zarejestrowano wzrost wilgotności do 81% na 106 cm. W warstwie torfu zielno-mszystego (R3) oraz zielnego (R3) widoczny jest słaby spadek wilgotności do głębokości 70 cm. W spągowej części murszu następuje stabilizacja parametru, a w części stropowej stopniowy spadek wilgotności do 64% przy powierzchni terenu.

5. Interpretacja i dyskusja

Badaniom laboratoryjnym poddano osady biogeniczne z rdzenia B-01. Jest to profil o największej udokumentowanej ich miąższości w północnej części byłego rezerwatu Błonie i uznano je za reprezentatywne dla obszaru badań. Osady te cechują się znaczną pionową zmiennością parametrów fizykochemicznych. Wyróżniono w nim osiem poziomów litogenetycznych, od p-1 do p-8 (rys. 8), różniących się między sobą cechami fizycznymi i chemicznymi. Utwory części spągowej profilu wskazują na występowanie na badanym obszarze płytkiego zbiornika wodnego, który uległ następnie zatorfieniu.

W spągowej części rdzenia badawczego, na głębokości od 150 cm do 146 cm (p-1) stwierdzono osad piaszczysty z materią organiczną, o dużej zawartości popiołu osiągającego wartości do 90%, a więc najwyższe dla całego profilu B-01. Ku powierzchni topograficznej wzrasta również wilgotność oraz zawartość materii organicznej, jak i konduktywność osadu, natomiast pH utrzymuje się na niskim poziomie (rys. 5–7). Jest to materiał odkładany prawdopodobnie w warunkach słabego przepływu lub stagnacji wód na dnie rozległej doliny, gdzie przestał już funkcjonować stały przepływ wód. Ta powierzchnia obfitowała w obniżenia, o czym świadczy zmienna miąższość osadów biogenicznych w obrębie byłego rezerwatu Błonie, która przy zbliżonej rzędnej współczesnej powierzchni waha się

od 40 do 150 cm. Podobną sytuację, na znacznie dłuższym odcinku pradoliny, potwierdza mapa sporządzona przez Domosławską-Baraniecką (1968). Można przyjąć wobec tego, że badany materiał piaszczysty odkładał się w obniżeniu dna pradoliny, do którego wkraczała już roślinność, o czym świadczy kilkuprocentowa zawartość materii organicznej.

Powyżej następuje gwałtowny wzrost zawartości materii organicznej i przewodności elektrolitycznej właściwej oraz wilgotności osadu (p-2; rys. 8). Zmiany te zachodzą w warstwie gytii mułkowo-detrytusowej o niewielkiej miąższości sześciu centymetrów (146–140 cm). Wzrost zawartości materii organicznej wskazuje na zwiększony rozwój roślinności w płytkim zbiorniku wodnym i jego

Wiek	Poziom litogenetyczny	Profil litogenetyczny	Miąższość [cm]	Tendencja zmian pH	Tendencja zmian konduktywności	Tendencja zmian popielności	Faza chronostratygiczna
4850 ± 60 BP	p-8	mursz	60	↗	↘	↔	okres subatlantycki
	p-7	torf zielny o wysokim stopniu rozkładu	20	↗	↘	↔	okres subborealny
	p-6	torf zielno-mszysty o wysokim stopniu rozkładu	20	↗	↔	↔	okres atlantycki
8290 ± 90 BP	p-5	torf zielno-mszysty o średnim stopniu rozkładu	14	↗	↘	↘	okres atlantycki
	p-4	gytia drobno-detrytusowa	6	↘	↘	↗	okres borealny
	p-3	gytia grubo-detrytusowa	20	↗	↘	↔	okres preborealny? Młodszy Dryas Alleröd
11343 ± 31 BP	p-2	gytia mułkowo-detrytusowa	6	↘	↗	↗	Alleröd
	p-1	piasek z materią organiczną	4	↔	↗	↗	Bölling?

Rys. 8. Zestawianie poziomów litogenetycznych w profilu Błonie B-01 z tendencjami zmian podstawowych parametrów fizykochemicznych
Fig. 8. Comparison of lithogenetic horizons in the Błonie B-01 profile with trends of changes in basic physicochemical parameters

otoczeniu, jednak wzrastająca konduktywność materiału sugeruje coraz większy udział wód zasolonych w zasilaniu tego torfowiska. Duży, ponad pięćdziesięcioprocentowy udział materii mineralnej wskazuje jednak na znaczną dostawę materiału allochtonicznego, zmywanego z pobliskiego zbrocza pradoliny albo nawiewanego z dalszej odległości.

Na granicy opisanego poziomu (p-2) i wyróżnionego powyżej (p-3; rys. 8), związanego z warstwą gytii drobnodetrytusowej (140–120 cm) zaobserwowano ekstremalne wartości konduktywności (3083 $\mu\text{S}/\text{cm}$) oraz odczynu (rys. 5). Próbkę z głębokości 138–140 cm cechują skrajnie wysoka konduktywność, jak i najniższy odczyn: 2,94. Bardzo kwaśny odczyn oraz wysokie wartości konduktywności osadu zalegającego na dnie zbiornika akumulacji biogenicznej może wynikać z zasilania złoża wodami podziemnymi zasobnymi w sole mineralne. Datowanie próbki z głębokości 138 cm na 11343 \pm 31 BP (MKL-A6268), co po kalibracji lokuje wiek w przedziale 13160–13300 lat BP, wskazujący na młodszą część allerödu. Może to być efekt wyraźniejszego ocieplenia w tym czasie, odblokowania głębokiego krążenia wód dzięki recesji wieloletniej zmarzliny (Goździk 1995) i przedostaniu do powierzchni terenu wody wzbogaconej przez związkę soli, która była zapewne wcześniej blokowana przez zmarzlinę (Klatkova 1996). W allerödzie zaczęły rozwijać się także inne mokradła i torfowiska w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej i dolinach z nią połączonych (Forysiak 2012; Płóciennik i in. 2015).

Na głębokości 130 cm przewodnictwo elektrolityczne właściwe spadło poniżej 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Inne parametry, takie jak zawartość materii organicznej i wilgotność wykazują względną stabilizację, aż do kolejnej warstwy, która wyróżnia się w profilu B-01, gdzie spadek zawartości materii organicznej sięgnął 29% – w próbce z głębokości 120–122 cm (rys. 6, 8). Zwiększona zawartość materiału mineralnego może świadczyć o zwiększonej dostawie osadów allochtonicznych i może być świadectwem zmian warunków środowiskowych (Domińczak, Okupny 2010). Ta część profilu może być korelowana z przełomem vistulianu i holocenu (młodszego dryasu i okresu preborealnego), kiedy zmiany środowiskowe były szczególnie dynamiczne (Mojski 2005).

W warstwie gytii grubodetrytusowej, występującej na głębokości od 120 cm do 114 cm (p-4; rys. 8), nastąpiła zmiana warunków środowiskowych, czego dowodem są gwałtowny wzrost popielności z 12% do 70% oraz spadek wilgotności z 83% na 58%. Datowanie próbki z głębokości 118–120 cm dało wynik 8290 \pm 90 BP (MKL-6267), co po kalibracji mieści się w przedziale 9075–9475 lat BP, a więc okresie borealnym. Taka zmiana w rodzaju utworu akumulowanego w kopalnym zbiorniku wynikać może z obniżenia poziomu wody, być może ograniczenia udziału wód gruntowych w zasilaniu zbiornika, o czym może świadczyć obniżenie konduktywności. Konsekwencją dalszego obniżania poziomu wody mógł być całkowity zanik lustra wody w zbiorniku i całkowite zajęcie go przez torfowisko.

Powyżej (od 114 do 100 cm głębokości) zalega torf zielno-mszysty o średnim stopniu rozkładu (p-5; rys. 8), w którym znacznie wyższa jest popielność w porównaniu z poniżej złożoną warstwą gytii, wyższy jest też odczyn, a konduktywność spada do około 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Jednak w obrębie tej warstwy wszystkie zmierzone parametry nie zmieniają się znacząco, można je uznać za charakterystyczne dla torfowiska niskiego, o soligenicznym zasilaniu (Okruszko 1986; Ilnicki 2002). Badany obszar torfowiska można uznać za torfowisko limnogeniczne, powstałe w wyniku zatorfienia zbiornika jeziornego (Tobolski 2000).

Powyżej odłożył się torf zielno-mszysty, o wysokim stopniu rozkładu (100–80 cm – p-6), oznaczone parametry wskazują w tej warstwie dużą stabilność, od jej stropu stwierdzono spadek wilgotności osadu utrzymujący się aż do powierzchni topograficznej. Większy stopień rozkładu materii w tej warstwie jest raczej cechą wtórną, wynikającą z obniżenia się poziomu wody w torfowisku już po odłożeniu opisywanego odcinka profilu (Tobolski 2000).

W profilu pionowym rdzenia B-01 zaznacza się gradient wilgotnościowy (rys. 3), sugerujący podsuszenie torfowiska, wynikające z zabiegów melioracyjnych w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej. Odwodnienie torfowiska doprowadza w nim do zmiany bilansu masy organicznej na ujemny (Okruszko 1986). Doprowadzić to może do stopniowego zmniejszania się miąższości warstwy organicznej. Wilgotność wpływa na dynamikę migracji soli w głąb profilu osadów biogenicznych i może zarazem zmieniać skład jonowy tych soli (Musierewicz 1952). Odczyn średnio kwaśny i obojętny w stropowej części złoża można wiązać z alkaiczną funkcją wód me-teorycznych wysładzających torf w głąb profilu B-01.

Kolejna zmiana w profilu zaznacza się na głębokości 80 cm, gdzie zanika w torfie udział widocznych fragmentów mchów, dominują szczątki roślin zielnych, a torf charakteryzuje wysoki stopień rozkładu. Próbkę pobrana z głębokości 68–72 cm, została wydatowana na 4850 \pm 60 BP (czyli około 5345–5700 lat BP), co lokuje próbkę w schyłku okresu atlantyckiego, przed początkiem okresu subborealnego. Można ten odcinek wiązać już z początkami ingerencji człowieka w procesy środowiskowe, kiedy pojawiły się na tym terenie grupy związane z neolitycznym sposobem gospodarowania (Dylik 1939). Zaznaczające się w diagramach pyłkowych z torfowisk tej strefy symptomy aktywności ludzkiej (Forysiak i in. 2010; Forysiak 2012; Płóciennik i in. 2015), przejawiające się jako wylesianie okolicznych terenów, zainicjowały aktywność procesów eolicznych, które zaznaczyć się mogły w profilu B-01 w postaci podwyższonej zawartości mineralnego materiału allochtonicznego, zaznaczony w popielności do 17%. Pozostałe parametry cechowała stabilizacja (rys. 6, 8).

W stropowej części profilu B-01 występuje miąższa warstwa murszu (p-8), zalegająca od 60 cm aż do powierzchni topograficznej (rys. 6, 8). Obserwuje się w niej znaczny spadek wilgotności (do 64%; rys. 7), jak i konduktywności; w przypowierzchniowej warstwie tego osadu stwierdzono najwyższy odczyn (rys. 5), którego wartości dochodzą do 6,77 oraz podwyższoną zawartość składni-

ków mineralnych. Zwiększona popielność w stropowej części profilu jest świadectwem wzmożonej aktywności człowieka, m.in. wykonywaniem zabiegów melioracyjnych, prowadzących do rozkładu i mineralizacji torfu oraz eksploatacją torfów, która miała miejsce w pradolinie warszawsko-berlińskiej, także w okolicy torfowiska Błonie.

6. Wnioski

Analiza warunków środowiskowych torfowiska oraz oznaczenia wybranych parametrów fizykochemicznych osadów z torfowiska Błonie pozwalają na sformułowanie następujących wniosków:

- ukształtowanie terenu w obszarze prowadzonych badań cechuje mało urozmaicona rzeźba ze względu na występowanie dominującej formy – pradoliny warszawsko-berlińskiej, z rozległymi poziomami terasowymi;
- wysady solne obecne w podłożu podkenozoicznym spowodowały znaczne zmiany w układzie utworów geologicznych, a specyfika struktur tektonicznych sprzyja infiltracji i infulacji wód meteorycznych w głąb kompleksu kenozoiczno-mezozoicznego i przyczynia się do ługowania cechsztyńskich mas solnych;
- migrująca w obrębie holocenijskich utworów woda o wysokim zasoleniu, stwarzała dogodne warunki do rozwoju unikatowej dla regionu łódzkiego roślinności słonolubnej;
- w osadach biogenicznych torfowiska Błonie (profil B-01) oznaczone parametry fizykochemiczne charakteryzują się dużym zróżnicowaniem w profilu pionowym, zarejestrowano w nich zróżnicowanie cech środowiska, uwarunkowane zmianami klimatycznymi i działalnością człowieka;
- uzyskane wyniki oznaczeń są charakterystyczne dla torfu typu niskiego;
- dolną część profilu budują osady jeziorne w postaci gytii, świadczącej o występowaniu w obrębie badanego obszaru płytkiego jeziora od późnego wistulianu, jego całkowite zatorfienie nastąpiło w końcu okresu borealnego lub na początku atlantyckiego;
- obecność wysoko chlorkowych wód alimentacyjnych znalazła swój zapis w zmierzonych parametrach rdzenia B-01 – pH oraz konduktywności;
- stropowa część torfu zielonego o wysokim stopniu rozkładu złożona została w trakcie okresu subborealnego i subatlantyckiego;
- zwiększona aktywność gospodarcza człowieka (odwodnienie pradoliny warszawsko-berlińskiej, eksploatacja torfu i rudy żelaza, wylesienie oraz uruchomienie procesów eolicznych) była przyczyną przyspieszonego procesu mineralizacji torfu, o czym świadczy wzrost popielności w stropie złoża;
- w wyniku antropogenicznych przekształceń obniżone zostało zwierciadło wód podziemnych, a wysokochlorkowa woda przestała zasilać torfowisko doprowadzając do zaniku halofitów, będących przedmiotem ochrony rezerwatowej.

Podziękowania

Autorzy składają podziękowanie recenzentom za cenne uwagi, a także redakcji za pomoc graficzną i techniczną przy opracowaniu ostatecznej wersji artykułu.

7. Literatura

- Domińczak, P., Okupny, D., 2010. Przestrzenne zróżnicowanie wybranych właściwości fizykochemicznych osadów biogenicznych torfowiska Kopanicha koło Skierniewic. *Prace Geograficzne* 123: 100–110, Kraków.
- Domosławska-Baraniecka, M.D., 1968. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Łęczycza. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dylik, J., 1939. Położenie geograficzne Tumu i Łęczyczy. *Rocznik Łódzkiego Oddziału PTH*, 3: 109–128.
- Forsyś, J., 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego wistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia*, 1–163.
- Forsyś, J., 2014. Pradolina warszawsko-berlińska jako główna forma w morfologii terenu okolic Łęczyczy, [w:] Grygiel, R., Jurek, T. (red.), *Początki Łęczyczy*, vol. I. Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne w Łodzi, 23–38.
- Forsyś, J., Twardy, J., Żurek, S., 2010. Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. *Boguski Wydawnictwo Naukowe*, Poznań, 214.
- Goździk, J.S., 1995. A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka in Poland. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 53–72.
- Ilnicki, P., 2002. Torfowiska i torf. Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu, Poznań, 606.
- Jewtuchowicz, S., 1967. Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem i Moszczenicą. *Prace Geograficzne IG PAN*, 62: 1–102.
- Jewtuchowicz, S., 1970. Rozwój rzeźby okolic Łęczyczy po zlodowaczeniu środkowopolskim. *Prace Geograficzne IG PAN*, 85: 1–79.
- Kaczor-Kurzawa, D., 2017. Geochemiczne anomalie chlorkowe w wodach podziemnych poziomów użytkowych Polski centralnej. *Przeгляд Geologiczny* 65: 1282–1289.
- Klatkowa, H., 1996. Symothoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biuletyn Peryglacjalny* 35: 45–86.
- Król, J. i in., 2004. Objasnienia do mapy geośrodowiskowej 1:50 000, arkusz Łęczycza (552), Warszawa, 51.
- Kucharski, L., Kopeć, D., 2014. Roślinność, [w:] Kucharski, L., Kopeć, D. (red.), *Pradolina Bzury–Neru*. Monografia przyrodnicza obszaru Natura 2000. Towarzystwo Przyrodników Ziemi Łódzkiej, Łódź, 73–86.
- Małcki, J.J., Ziulkiewicz, M., 2019. Wody zwykłe i termalne niecki łódzkiej – analiza potencjalnych zagrożeń ich eksploatacji w rejonie aglomeracji Łodzi. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 475: 133–142.
- Migaszewski, Z.M., Gałuszka, A., 2016. *Geochemia środowiska*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 636.
- Mojski, J.E., 2005. *Ziemia polskie w czwartorzędzie*. Zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny.
- Molewski, P., 2014. Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiu głównego zlodowacenia wisły. *Landform Analysis* 25: 105–114.
- Musierewicz, A., 1952. *Roczniki Gleboznawcze, Gleby słone*. Warszawa, 146–160.
- Myślińska, E., 1998. *Laboratoryjne badania gruntów*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 244.
- Myślińska, E., 2010. *Laboratoryjne badania gruntów i gleb*. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 277.

- Okruszko, H., 1986. Zasady gospodarowania na glebach torfowych w warunkach leja depresyjnego Bełchatów. Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty, 60.
- Papiernik, Ż., 2014. Klimat, [w:] Kucharski, L., Kopeć, D. (red.), Pradolina Bzury–Neru. Monografia przyrodnicza obszaru Natura 2000. Towarzystwo Przyrodników Ziemi Łódzkiej, Łódź, 21–25.
- Piernik, A., 2010. Śródlądowe stłone łąki, pastwiska i szuwary, [w:] Mróz, W., (red.), Monitoring siedlisk przyrodniczych. Przewodnik metodyczny. Część I, GIOŚ, Warszawa, 46–60.
- Płociennik, M., Kruk, A., Forysiak, J., Pawłowski, D., Mianowicz, K., Elias, S., Borówka, R.K., Kloss, M., Obremska, M., Coope, R., Krąpiec, M., Kittel, P., Żurek, S., 2015. Fen ecosystem responses to water-level fluctuations during the early and middle Holocene in central Europe: A case study from Wilczkow, Poland. *Boreas* 44(4): 721–740.
- 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.
- Rdzany, Z., 2014. Budowa geologiczna i rozwój rzeźby, [w:] Kucharski, L., Kopeć, D. (red.), Pradolina Bzury–Neru. Monografia przyrodnicza obszaru Natura 2000. Towarzystwo Przyrodników Ziemi Łódzkiej, Łódź, 11–16.
- Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasik, M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorzczak, I., Jodłowski, M., Kistowski, M., Kot, R., Krąż, P., Lechnio, J., Macias, A., Majchrowska, A., Malinowska, E., Migoń, P., Myga-Piątek, U., Nita, J., Papińska, E., Rodzik, J., Strzyż, M., Terpiłowski, S., Ziąja, W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2): 143–170.
- Tobolski, K., 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 507.
- Turkowska, K., 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 1–237.
- Wiśniewski, E., 1987. Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Płock Basins during the last 15 000 years, Part II. *Geographical Studies, Special Issue 4, Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization*, 171–187.
- Wiśniewski, E., 2005. Problem drogi odpływu wód z jeziora zaporowego w kotlinie warszawskiej podczas fazy leszczyńskiej. *Słupskie Prace Geograficzne* 2: 131–145.
- Ziulkiewicz, M., 2014. Warunki wodne, [w:] Kucharski, L., Kopeć, D. (red.), Pradolina Bzury–Neru. Monografia przyrodnicza obszaru Natura 2000. Towarzystwo Przyrodników Ziemi Łódzkiej, Łódź, 27–29.