

A c t a Universitatis Lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

22
2023

pod redakcją
Zbigniewa Rdzanego



 WYDAWNICTWO
UNIwersYTETU
ŁÓDZKIEGO

C O P E
Member since 2021
JM15101

A c t a
Universitatis
Lodziensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

22
2023



WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
ŁÓDZKIEGO

A c t a Universitatis Lodzianensis

FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

22
2023

pod redakcją
Zbigniewa Rdzanego



 **WYDAWNICTWO
UNIwersYTETU
ŁÓDZKIEGO**

ŁÓDŹ 2023

 **COPE**
Member since 2021
JM15101

REDAKCJA

ACTA UNIVERSITATIS LODZIENSIS. FOLIA GEOGRAPHICA PHYSICA

Zbigniew Rdzany (redaktor naczelny), *Jan Degirmendzić* (redaktor statystyczny)
Jolanta Fiszbak (redaktor językowy), *Anna Majchrowska* (redaktor tematyczny – geografia fizyczna, geoekologia)
Aleksander Szmiedt (redaktor tematyczny – GIS, kartografia cyfrowa), *Małgorzata Frydrych* (sekretarz redakcji)

RADA REDAKCYJNA

Paweł Jokieli (Uniwersytet Łódzki), *Tomasz Kalicki* (Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach)
Polina Lemenkova (Université Libre de Bruxelles, École polytechnique de Bruxelles)
Adam Łajczak (Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie), *Ján Novotný* (Słowacka Akademia Nauk, Bratysława)
Eva Paudišová (Uniwersytet Komeńskiego w Bratysławie)
Mariusz Szubert (Uniwersytet Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie)

RECENZENCI

Marcin Becher (Uniwersytet w Siedlcach), *Stanisław Chmiel* (Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie)
Adam Choiński (Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu), *Karolina Furtak* (Instytut Uprawy Nawożenia
i Gleboznawstwa w Puławach), *Mykoła Gabrel* (Narodowy Uniwersytet „Politechnika Lwowska”)
Bernard Gałka (Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu), *Stanisław Krysiak* (niezależny)
Marek Majewski (Uniwersytet Pomorski w Słupsku), *Mariusz Rzętała* (Uniwersytet Śląski w Katowicach)
Mariusz Szubert (Uniwersytet Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie)
Artur Zieliński (Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach)

REDAKTOR INICJUJĄCY

Sylwia Mosińska

KOREKTA I SKŁAD KOMPUTEROWY

Aleksandra Retkiewicz

KOREKTA TECHNICZNA

Elżbieta Rzymkowska

PROJEKT OKŁADKI

efectoro.pl agencja komunikacji marketingowej

Opublikowano gotowe materiały dostarczone do Wydawnictwa UŁ
przez Wydział Nauk Geograficznych

ISSN 1427-9711

e-ISSN 2353-6063

© Copyright by Authors, Łódź 2023

© Copyright for this edition by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2023

Redakcja Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica Physica
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
tel. (+48 42) 665 59 35
<http://foliagp.geo.uni.lodz.pl/>
e-mail: geografiz@geo.uni.lodz.pl

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
Wydanie I. W. 11196.23.0.Z

Ark. druk. 12,75

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
90-237 Łódź, ul. Jana Matejki 34A
www.wydawnictwo.uni.lodz.pl
e-mail: ksiegarnia@uni.lodz.pl
tel. 42 635 55 77

ARTYKUŁY

ARTICLES

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. Rozpoznano 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

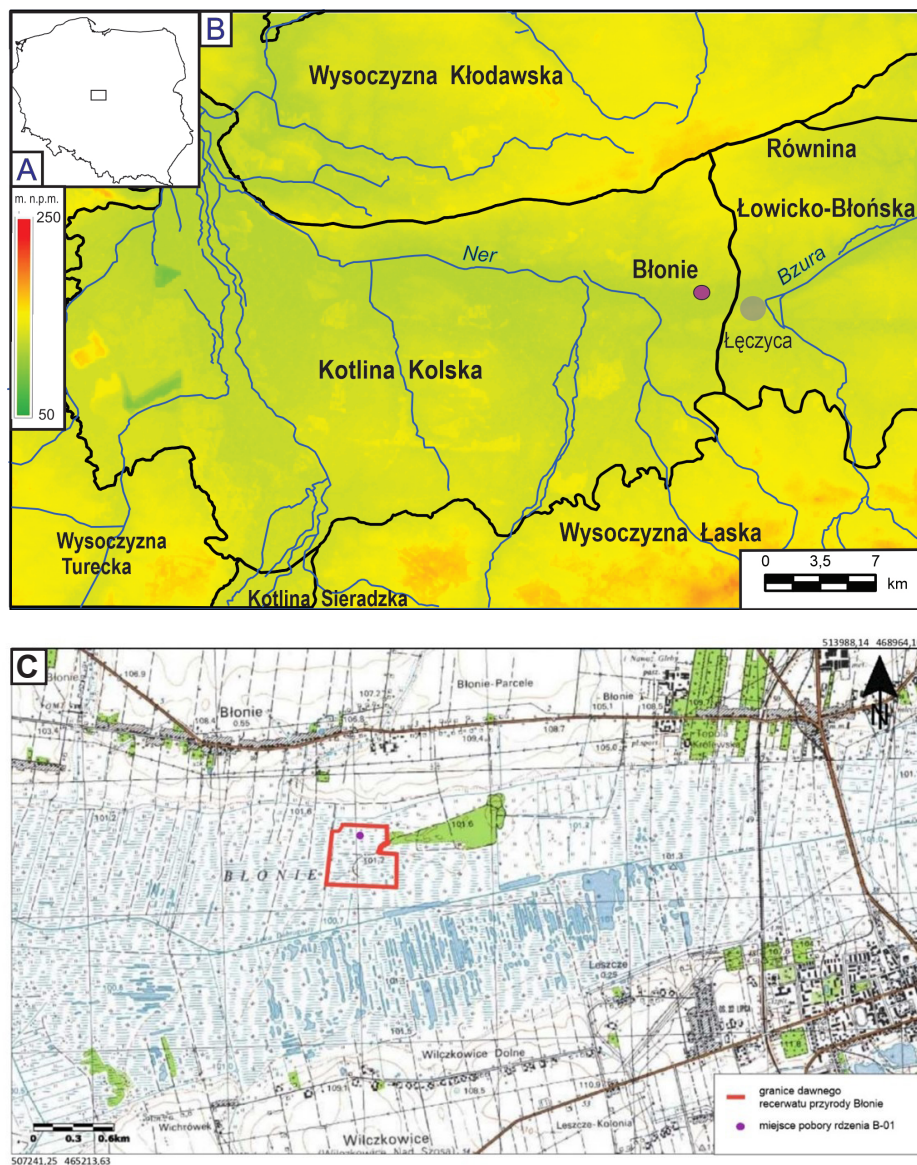
w rejonie Łęczycy, który zdaniem części badaczy świadczy o braku możliwości odprowadzania tędy wód w kierunku zachodnim (m.in. Wiśniewski 1987, 2005; Turkowska 2006).

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 kłodawski wysad soli kamiennej wieku permskiego (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 wgłębne, 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).

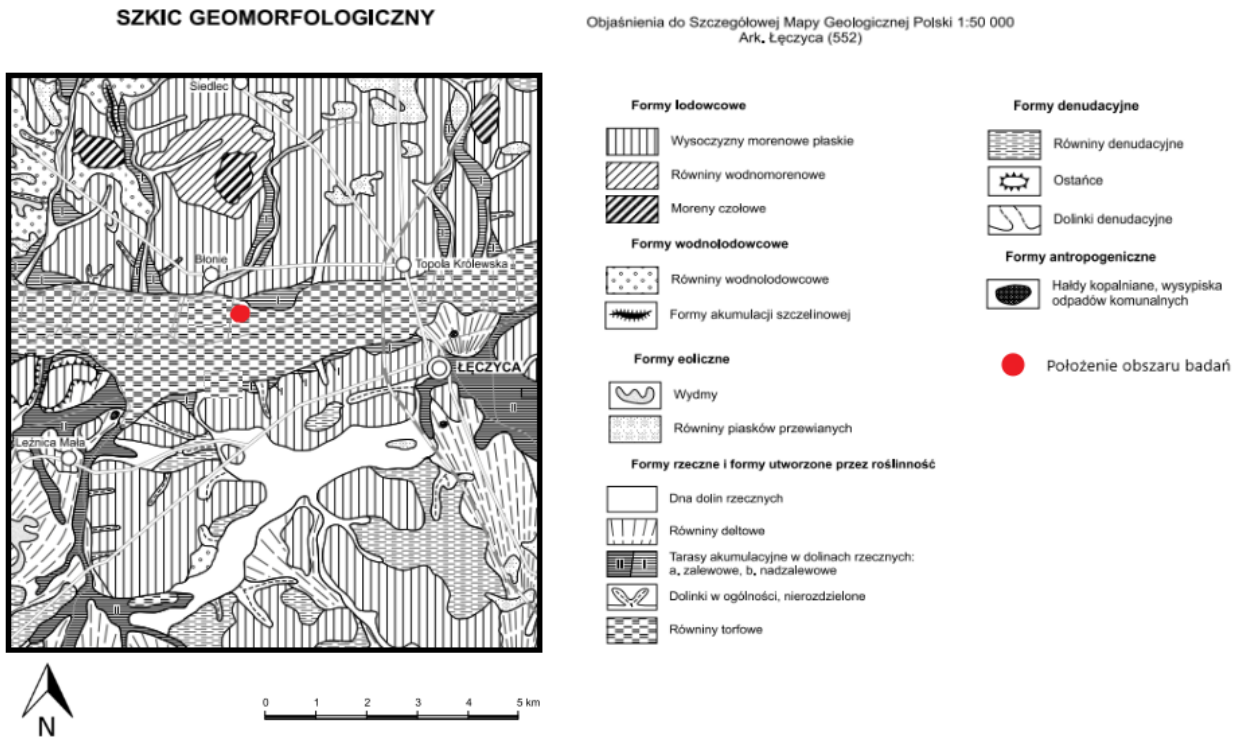
Zgodnie z regionalizacją fizycznogeograficzną Solona i in. (2018), obszar położony jest w podprowincji Niziny Środkowopolskie (Kondracki 2017; Solon i in. 2018), w obrębie Niziny Środkowomazowieckiej w mezoregionie Równina Łowicko-Błońska (rys. 1B), przy granicy z Kotliną Kolską.

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 wisły), utrudniały swobodny spływ wody, umożliwiając powstawanie rozlewisk i mokradeł w tym obszarze już w późnym wistulianie (Jewtuchowicz 1970).

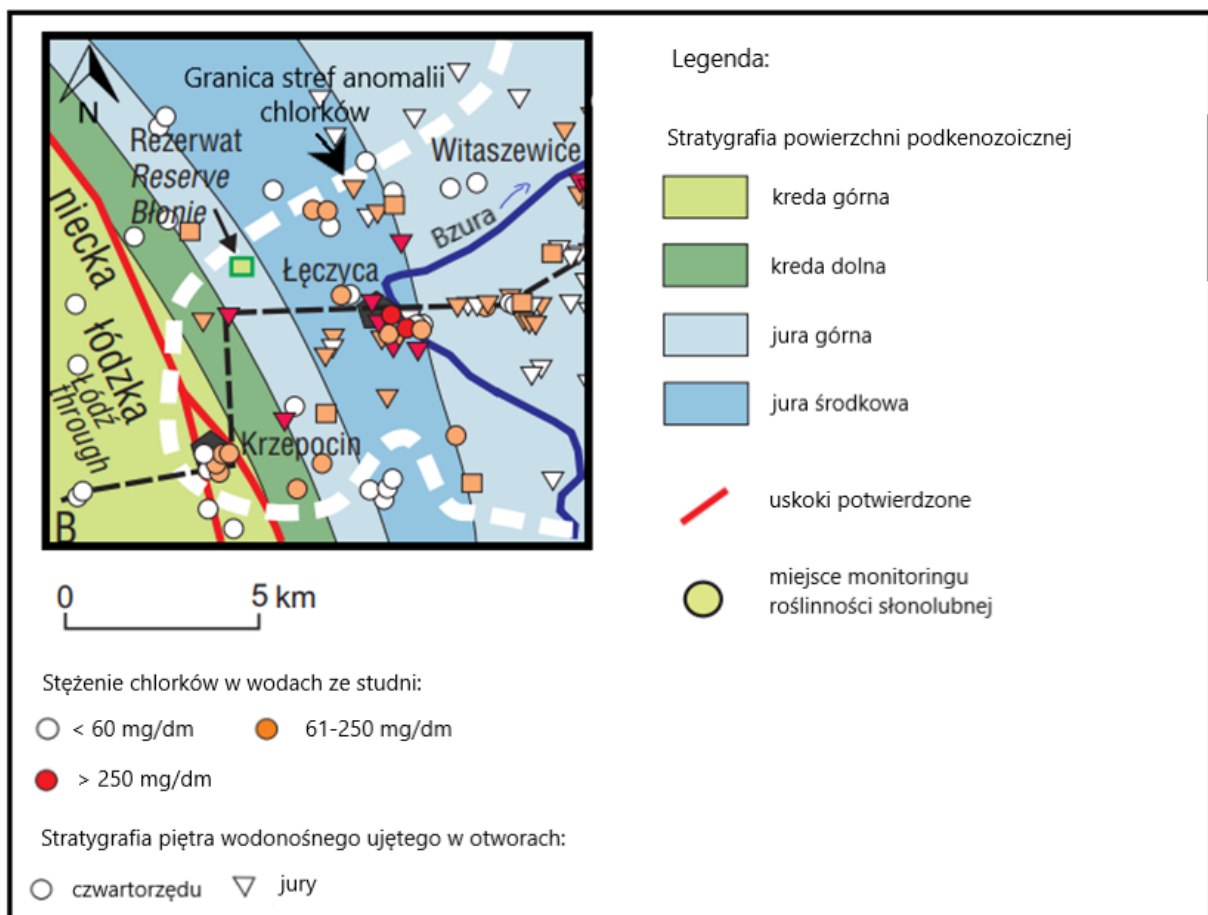
Jak wspomniano wyżej, badany teren objęty jest ochroną – Natura 2000 Pradolina Bzury-Neru PLH100006. Ostoja ta została utworzona w celu ochrony unikatowego w skali środkowej Polski obszaru siedlisk bagiennych. Chroniony teren obejmuje około 80-kilometrowy odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej pomiędzy 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 geomorfolologicznego (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 Łęczyca (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 Błoniu 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:

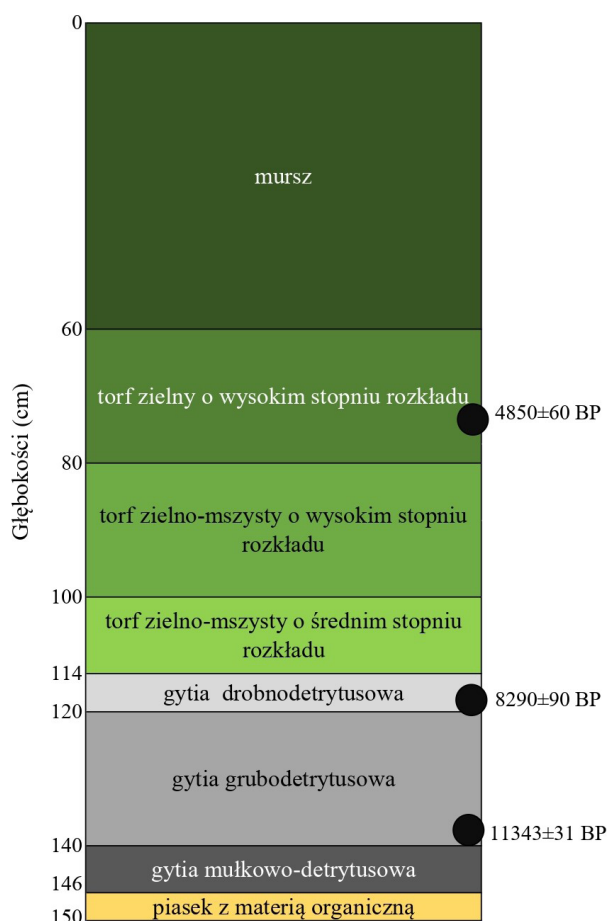
- przewodnictwo elektrolityczne właściwe (metoda konduktometryczna) oraz odczyn osadów pH (metoda elektrometryczna) (Myślińska 2010); dokonano pomiarów przy pomocy konduktometru i pH-metru firmy Elmetron;
- zawartość materii organicznej – oznaczenie strat po prażeniu, wykonane zostało poprzez wyprażanie 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 allerołu, 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

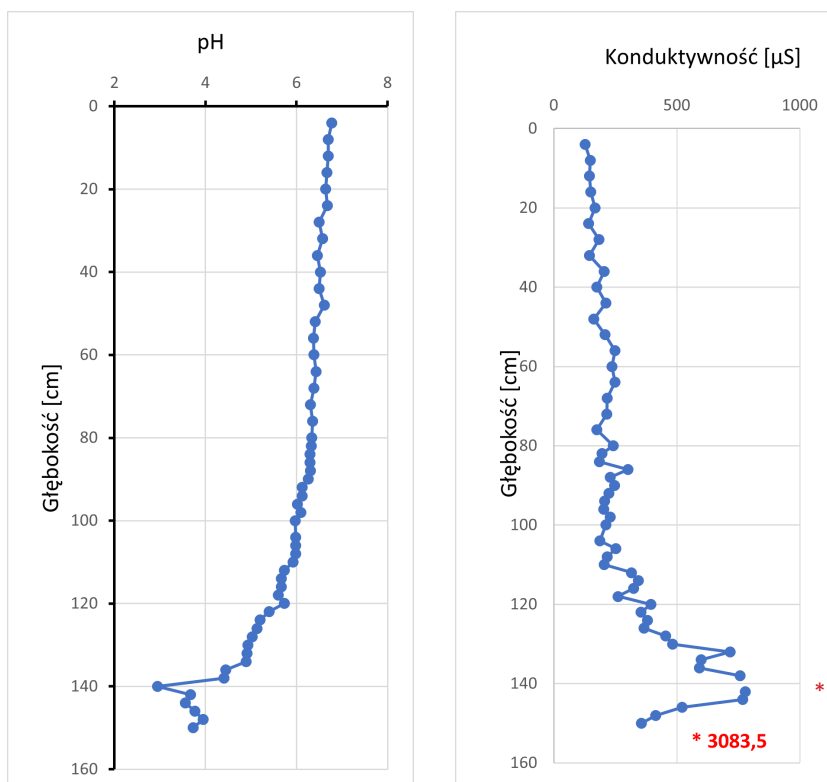
Próbka z głębokości 68–72 cm (rys. 4) wydatowana została na 4850 ± 60 BP (MKL-6240), czyli przełom okresów atlantyckiego i subborealnego. W stropie rdzenia B-01 udokumentowano warstwę murszu, sięgającą aż 60 cm od powierzchni terenu.

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

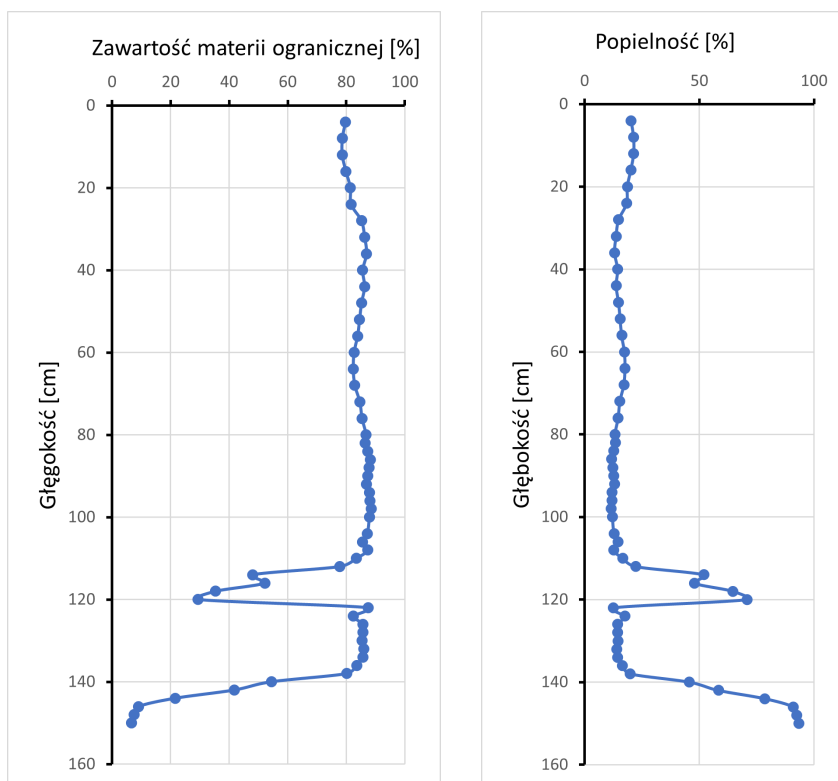
Fig. 5. Variability of pH and conductivity parameters in the profile of the B-01 core.

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%

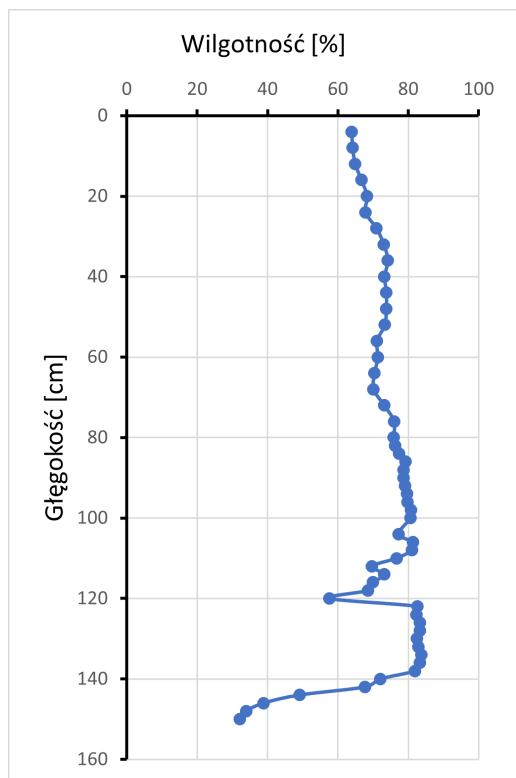
w próbce z głębokości 120–122 cm. W warstwie gytii drobnodetrytusowej rejestruje się szybki wzrost zawartości materii organicznej do 87% na głębokości 108 cm. Powyżej parametr wykazuje stabilność (w granicach 80%) do powierzchni terenu.

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 chronostratygraficzna
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
11343 ± 31 BP	p-3	gytia grubo-detrytusowa	20	↗	↘	↔	okres preborealny? Młodszy Dryas Alleröd
	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 zbocza 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 cechującą 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 (Okruzsko 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 (Okruzsko 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 wystadzających 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. Próbką 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 sub-borealnego. 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 influacji 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. Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Łęczycy. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dylik, J., 1939. Położenie geograficzne Tumu i Łęczycy. *Rocznik Łódzkiego Oddziału PTH*, 3: 109–128.
- Forysiak, J., 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego wistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia*, 1–163.
- Forysiak, J., 2014. Pradolina warszawsko-berlińska jako główna forma w morfologii terenu okolic Łęczycy, [w:] Grygiel, R., Jurek, T. (red.), *Początki Łęczycy*, vol. I. Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne w Łodzi, 23–38.
- Forysiak, 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.
- Illicki, 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 Łęczycy 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.
- Klatkova, 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. Objaśnienia do mapy geośrodowiskowej 1:50 000, arkusz Łęczycy (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.
- Matecki, 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. *Ziemie 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 stadiau głównego zlodowacenia wistły. *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 słone łąki, pastwiska i szuwary, [w:] Mróz, W., (red.), Monitoring siedlisk przyrodniczych. Przewodnik metodyczny. Część I, GIOŚ, Warszawa, 46–60.
- Płóciennik, 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.
- Ziutkiewicz, 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.



Maciej Ziulkiewicz¹  • Anna Fortuniak¹  • Jan Górowski² • Mateusz Ajert³
Kacper Kaźmierczak³ • Kacper Lik³ • Natalia Mytkowska³ • Tomasz Ślusarczyk³



⁽¹⁾ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii

⁽²⁾ Uniwersytet Łódzki, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych

⁽³⁾ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, II r. studiów stacjonarnych na kierunku Geomonitoring

E-mail: maciej.ziulkiewicz@geo.uni.lodz.pl; anna.fortuniak@geo.uni.lodz.pl; jan.gorowski@edu.uni.lodz.pl; mateusz.ajert@edu.uni.lodz.pl

kacper.kazmierczak2@edu.uni.lodz.pl; kacper.lik@edu.uni.lodz.pl; natalia.mytkowska@edu.uni.lodz.pl; tomasz.slusarczyk@edu.uni.lodz.pl

Zintegrowana ocena stanu hydrochemicznego doliny rzecznej w obszarze podmiejskim na przykładzie Strugi Dobieszkowskiej (Młynówki) (gm. Stryków)

An integrated assessment of river valley hydrochemical conditions in a suburban area on the example of Struga Dobieszkowska (Młynówka) (The Stryków commune)

Zarys treści

W pracy przedstawiono wyniki badań wód występujących w jednej z najsilniej uźródłowionych dolin rzecznych na obszarze Wzniesień Łódzkich, tj. Strugi Dobieszkowskiej (Młynówki) – największego dopływu górnej Moszczenicy. Prace badawcze objęły, poza wodami źródłanymi, wody ciekłu i jego strefy hyporeicznej. Zrealizowano je w ciągu jednego dnia, dzięki czemu uzyskano zintegrowany obraz chwilowego stanu wód na obszarze trwającej od kilku dziesięcioleci presji antropogenicznej, związanej z postępującą urbanizacją podłódzkich wsi. Termin badań poprzedzony był długim okresem bezdeszczowym, stąd też przyjęto założenie, że badane środowiska będą reprezentować zasilenie podziemne. Dokonano oceny mieszania wód rzecznych i gruntowych pod dnem Strugi Dobieszkowskiej celem hydrochemicznej weryfikacji istnienia tam strefy hyporeicznej, gdyż wskazywały na to wyniki pomiarów pionowego gradientu hydraulicznego (VHG). Wykazano ogólne pogorszenia stanu hydrochemicznego wód w efekcie dopływu zanieczyszczeń, w tym poprzez strefę hyporeiczną. Porównanie trzech badanych środowisk wodnych wskazało zakres elementów hydrochemicznych, które istotnie je różnicują.

Słowa kluczowe Strefa hyporeiczna (HZ), źródła, rzeka, zanieczyszczenie wód.

Abstract

The work presents the results of waters research in Struga Dobieszkowska (Młynówka) river valley with a lot of natural groundwater outflows, which is located in the area of the Łódź Hills. The research work covered, apart from spring waters, the waters of the stream and its hyporheic zone. They were carried out in one day, thanks to which an integrated view of the current hydrochemical stage was obtained in the area, where anthropogenic pressure has been ongoing for several decades related to the progressive urbanization of villages in suburban area of the Łódź city. The research date was preceded by a long rainless period, hence it was assumed that the investigated environments would represent only underground water supply. The mixing of river and groundwater (represented by springs) under the streambed of the Struga Dobieszkowska was assessed in order to hydrochemically verify the existence of a hyporheic zone there, as this was indicated by the results of vertical hydraulic gradient (VHG) measurements. A general deterioration of the hydrochemical condition of water was demonstrated as a result of the inflow of pollutants, including through the hyporheic zone. Comparison of the three tested aquatic environments lead to identify which of chemical compounds that significantly differentiate them.

Keywords Hyporheic zone (HZ), springs, river, water contamination.

1. Wprowadzenie

Nasilająca się presja urbanizacyjna na terenach podmiejskich prowadzi, wśród innych poważnych skutków, do wzrostu ilości ścieków wprowadzanych do gruntu, często poprzez rozsączanie w przydomowych „oczyszczalniach ścieków”. Przyczynia się to do postępującej degradacji jakościowej lokalnych zasobów wodnych, co od blisko 30 lat obserwowane jest w okolicach Łodzi (Hereźniak-Ciotowa,

Ziulkiewicz 1997; Burchard, Ziulkiewicz 2002; Ziulkiewicz 2012; Ziulkiewicz i in. 2021; Wieczorek i in. 2024). Jest to bardzo niepokojące, gdyż zmiany takie zachodzą na obszarze wododziałowym z wielką ilością naturalnych wpływów wód podziemnych, inicjalnych odcinków cieków i zbiorników małej retencji. Jednym z przejawów zanieczyszczenia, niosącego za sobą groźbę dalszych szkodliwych zmian w środowisku wodnym okolic Łodzi, są wysokie stężenia biogenów (Nowicka-Krawczyk i in. 2022). O ile

dotychczas stosowany sprzęt badawczy umożliwił dostęp do wód powierzchniowych i podziemnych, to wody znajdujące się na kontakcie obu tych środowisk umykały bezpośredniej obserwacji. Przy czym nie chodzi tutaj o wody inicjujące odpływ powierzchniowy w niszach źródłiskowych, lecz środowisko wzajemnej wymiany i mieszania, które rozciąga się bezpośrednio pod korytem rzek. Jest to strefa hyporeiczna (HZ), a urządzeniem, które zapewnia do niej efektywny dostęp jest gradientometr (Marciniak, Chudziak 2015; Marciniak i in. 2022). Pierwsze w regionie łódzkim badania zawartości biogenów w HZ ukazały zakres zmian czaso-przestrzennych stężeń mineralnych form azotu i fosforu wzdłuż biegu podmiejskiego ciek źródłiskowego (Ziulkiewicz i in. 2021).

Celem niniejszej pracy jest rozpoznanie trzech środowisk wodnych doliny rzecznej, tj. wód źródłanych, wód hyporeicznych i rzecznych pod względem zanieczyszczenia, ze szczególnym uwzględnieniem mineralnych form azotu i fosforu. Jako obiekt badań wybrano jedyny w regionie ciek, którego źródła, ale i fragment dolin objęte są ochroną rezerwatową, tj. Strugę Dobieszkowską (Młynówkę), płynącą w parku krajobrazowym Wzniesień Łódzkich. Jak wykazały badania sprzed ponad 10 lat jest to ciek wyraźnie zanieczyszczony biogenami i pod tym względem odpowiadający rzekom silnie zanieczyszczonym (Ziulkiewicz 2012).

Aktualnie programy monitoringu środowiska realizują ocenę stanu wód podziemnych i powierzchniowych jako oddzielnych środowisk. Jednym z elementów testowania klasyfikacyjnego JCWPd jest analiza stanu JCWP przez pryzmat stanu chemicznego wód pierwszego (od powierzchni) kompleksu wodonośnego, zakładająca oddziaływanie płytkich wód podziemnych na powierzchniowe (Raport 2020). W ocenie stanu ekologicznego wód konieczne jest, według Bikseya i Gross (2001), uznanie strefy hyporeicznej jako kontinuum hydrologicznego, łączącego wody powierzchniowe i podziemne. Pewną trudność stanowi jednak brak spójnej definicji HZ (Boano i in. 2014; Lewandowski i in. 2019). Dla potrzeb niniejszej pracy celowy wydaje się opis HZ, integrujący definicję hydrologiczną z definicją hydrochemiczną (Gooseff 2010). Według Naranjo i in. (2013) jest to strefa mieszania między systemami przepływów rzecznych i wód gruntowych, w których woda rzeczna wpływająca do HZ zamienia energię i substancje rozpuszczone z wodą gruntową i powraca do koryta rzecznego mając zmienioną charakterystykę chemiczną, w zależności od efektywności mieszania, zaistniałych reakcji chemicznych i czasu przebywania w strefie hyporeicznej. Strefa ta towarzyszy rzece wzdłuż całego jej biegu, choć heterogeniczność środowiska aluwialnego sprawia, że nie wszędzie wymiana wód poprzez dno koryta rzeczno może faktycznie zachodzić (Wondzell 2011; Harvey i in. 2019).

Innym rodzajem środowiska łączącego wody podziemne z powierzchniowymi są naturalne samowypływy wód podziemnych na powierzchnię terenu, które w zależności od wielkości wyróżnia się jako źródłiska, źródła, wycieki (wykapy) i wysięki. Ich występowanie w krajobrazie jest jednak ograniczone, a tam gdzie się koncentrują, tworzą

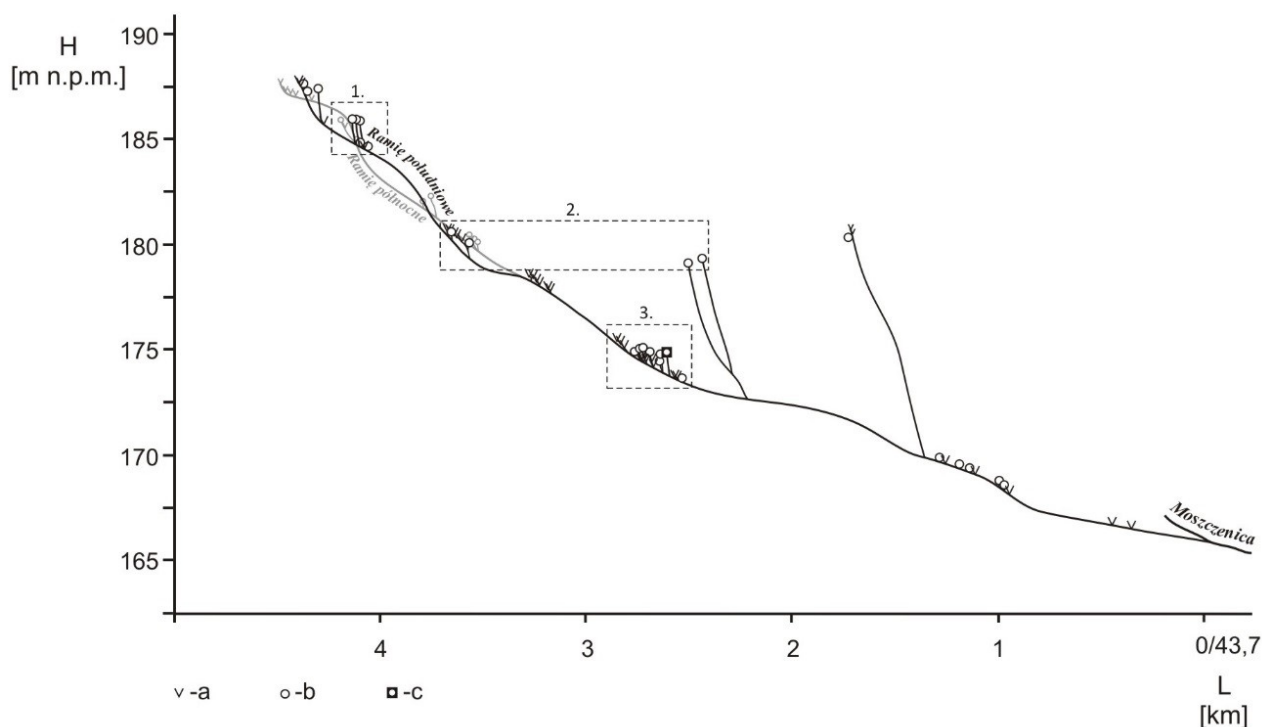
strefy źródłiskowe. Z punktu widzenia biegu rzek, są to zasadniczo obszary położone w najwyższych partiach dorzeczy, inicjujące skoncentrowany odpływ powierzchniowy. Ważna rola źródeł w badaniach stanu hydrochemicznego dolin rzecznych wynika również z tego, iż reprezentują one środowiska wód podziemnych drenowanych przez rzeki, szczególnie przy braku studni czy piezometrów umożliwiających dostęp do warstw wodonośnych. Dają tym samym wgląd w stan jednego z dwóch zasadniczych elementów końcowych procesu mieszania wód w HZ. Odcinki źródłiskowe cieków są predystynowane do obserwacji strefy hyporeicznej, gdyż zachodzące tam procesy mogą znacząco wpływać na warunki hydrochemiczne strumieni, podczas gdy w większych ciekach procesy te tracą na znaczeniu (Wondzell 2011).

2. Obszar badań

Struga Dobieszkowska (SD) funkcjonuje na obszarze Wzniesień Łódzkich, uznanych za jeden z najbardziej uźródłowionych fragmentów środkowej Polski (Maksymiuk, Mela 1995). Jej dolina jest z kolei jedną z najsilniej uźródłowionych spośród dolin cieków biorących początek w rejonie Łodzi (Moniewski 2004). Ich cechą szczególną jest, że wypływy wód podziemnych koncentrują się zasadniczo u krawędzi teras nadzalewowych, tworząc linie źródeł schodzących wzdłuż biegu cieków (Maksymiuk, Mela 1995) – rys. 1.

Zasilanie Strugi Dobieszkowskiej i jej źródeł odbywa się z utworów naglinowych i śródglinowych w strefie zaburzeń glacictektonicznych (Moniewski 2004), przy czym utwory śródglinowe cechują się nieco gorszymi zdolnościami filtracyjnymi niż utwory naglinowe (Ziulkiewicz 2016). Pomimo, iż źródła SD wykazują małą zmienność wydatku (Moniewski 2004), to charakterystyki zasobowe istotnie je różnicują (Ziulkiewicz 2016). Źródła naglinowe, descensyjne cechuje stosunkowo szybka wymiana wód w drenowanym fragmencie wodonośca, natomiast podglinowe, ascensyjne dużo wolniejsza. Generalnie wypływy zasilające SD cechuje bardzo szeroki przedział przeciętnych wydajności: od 0,03 L/s (pojedyncze wypływy spod terasy nadzalewowej) do 4 L/s (odpływy z amfiteatralnie wykształconych nisz w stoku doliny) (Burchard, Mela 1995; Maksymiuk, Mela 1995; Moniewski 2004; Ziulkiewicz 2016).

Struga Dobieszkowska jest ciekami IV rzędu o bardzo dużym udziale zlewni zerowego odpływu w zlewni topograficznej (Walisch 2003) – rys. 2, co dotyczy również innych cieków biorących początek na obszarze Wzniesień Łódzkich. Ze względu na charakter topograficzny zlewni o powierzchni 17,49 km² i stoczystości 44‰, Struga Dobieszkowska przy długości 4,35 km cechuje się spadkiem sięgającym 5‰, typowym dla obszarów wyżynnych (Hereźniak-Ciotowa, Ziulkiewicz 1997; Ziulkiewicz 2012). W zlewni górnej Moszczenicy, do której zalicza się obszar odwadniany przez SD, udział zasilania podziemnego rzek przekracza 60%. Natomiast odpływ podziemny wynosi 4,1 L/s/km², przy całkowitym sięgającym 7 L/s/km²



Rys. 1. Profil podłużny Strugi Dobieszkowskiej (Młynówki) oraz położenie naturalnych wypływów wód podziemnych; a – wyciek, b – źródło, c – źródło obudowane, 1., 2., 3. – oznaczenie grup źródeł (Żelazna-Wieczorek i in. 2010, zmienione)

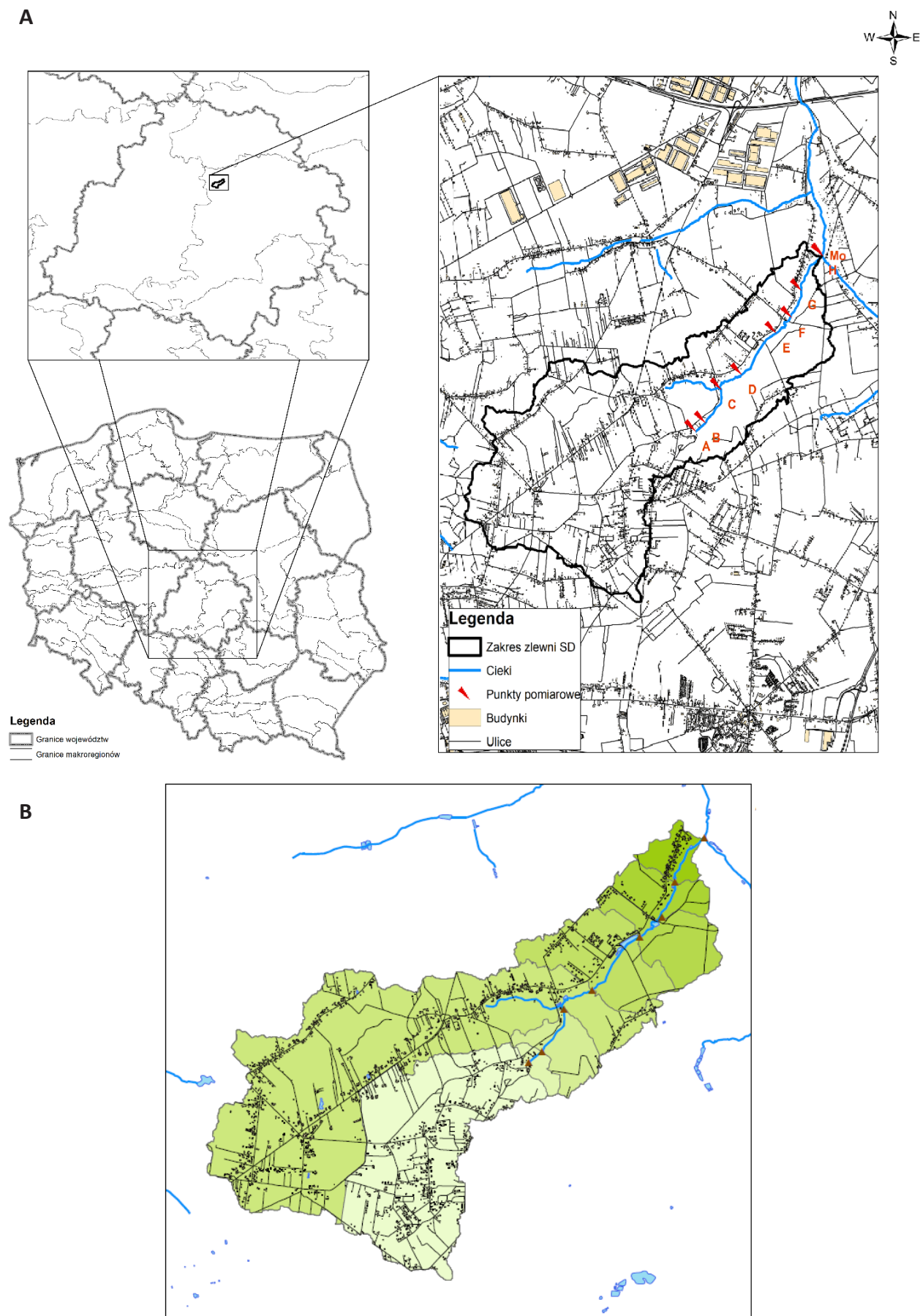
Fig. 1. Longitudinal profile of the Struga Dobieszkowska stream (Młynówka) and layout of springs; a – leakage, b – spring, c – enclosed spring, 1., 2., 3. – groups of springs (Żelazna-Wieczorek et al. 2010, changed)

(Jokiel 2004). Struga Dobieszkowska w swoim górnym biegu dzieli się na dwa ramiona, północne i południowe (rys. 1 i 2). Źródła południowej odnogi położone są wyżej (186,6 m n.p.m.) niż odnogi północnej (184,5 m n.p.m.). Średnia wydajność południowego ramienia jest też większa (32,7 L/s wg Moniewskiego 2004) od północnego (20,1 L/s wg Walischa 2003). Całkowity przepływ SD w uściu do Moszczenicy, wg pomiarów VI.2009–V.2010, wahał się w granicach 105,5–860,4 L/s (Ziułkiewicz 2012). Największe przepływy zarejestrowano w lutym 2010, co jest zgodne z obserwacjami Moniewskiego (2004) o kulminacji odpływu w SD wczesną wiosną, tj. w lutym i marcu.

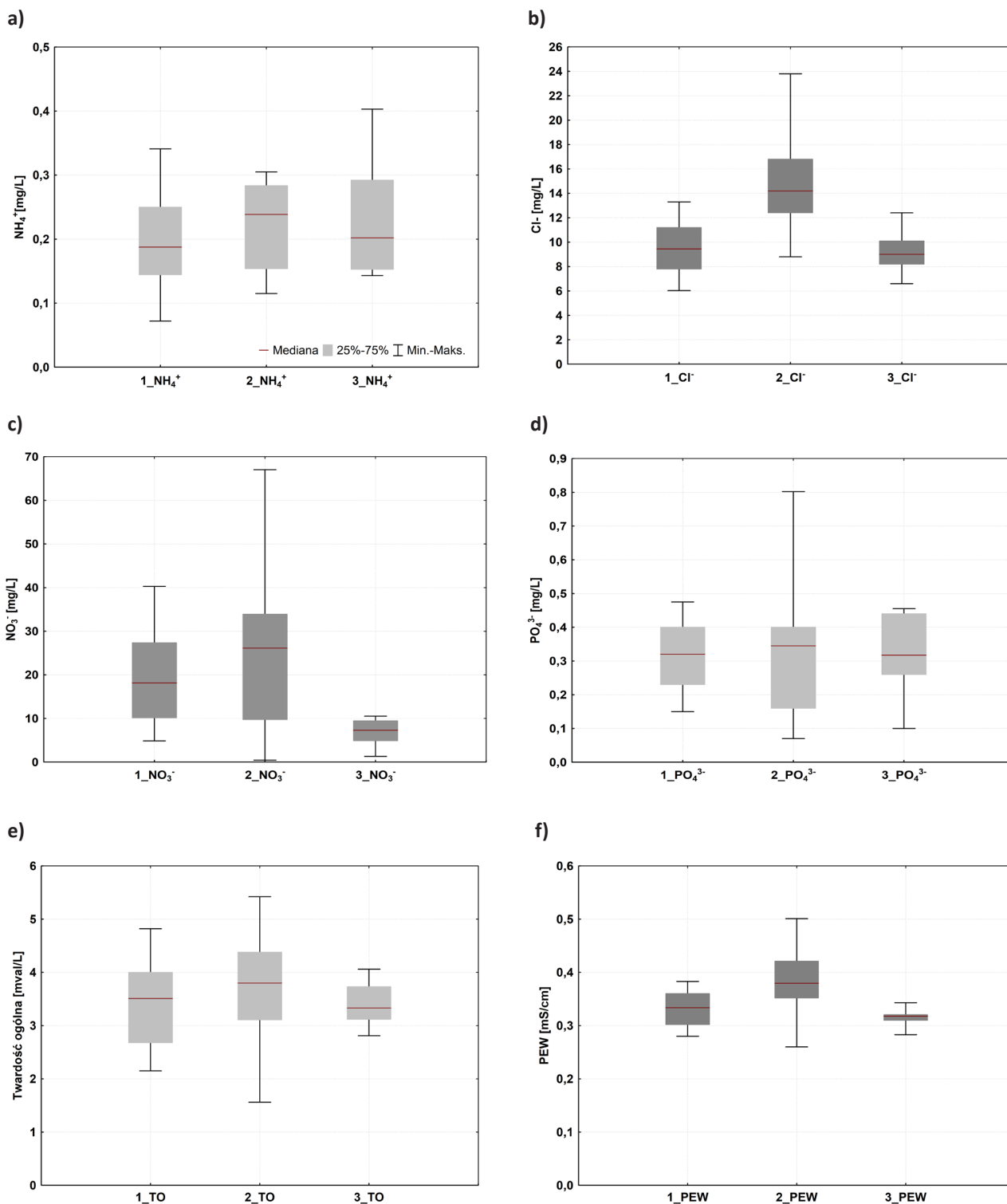
Pierwsze badania hydrochemiczne źródeł w dolinie Strugi Dobieszkowskiej pochodzą z roku 1995 (Burchard, Mela 1995), przy czym dotyczyły one źródeł położonych w dolinie północnego ramienia SD. Pełniejszy obraz warunków hydrochemicznych przyniosła praca Hereźniak-Ciotowej i Ziułkiewicza (1997), w ramach której przeprowadzono badania 18 źródeł. Wyniki wykazały istotny udział charakteru zagospodarowania zlewni topograficznych źródeł w kształtowaniu ich stanu zanieczyszczenia. Bardzo zauważalne było oddziaływanie użytków rolnych w wypływach zasilanych od strony pól w porównaniu z wypływami zasilanymi od strony lasu (rezerwatu Struga Dobieszkowska). W latach 1996–1997, kiedy realizowano wstępny etap monitoringu źródeł na terenie parku krajobrazowego Wzniesień Łódzkich, do badań w dolinie SD wytypowano osiem źródeł. Wyniki wykazały, że cztery z nich kształtowały większą część swoich cech powyżej

górnego zakresu tła hydrochemicznego (Ziułkiewicz 2001). Kolejny cykl badań przeprowadzono w latach 2001–2003 i objęto nimi dwa źródła ze zlewni SD. 30-miesięczne regularne badania wykazały, że obiekty zasilane z odstłoniętego wodonośca, który jest alimentowany na obszarze rolniczym z postępującą zabudową podmiejską podlega wyraźnemu oddziaływaniu ognisk zanieczyszczeń (Ziułkiewicz, Żelazna-Wieczorek 2007). W latach 2003–2006 przeprowadzono badania trzech źródeł funkcjonujących w rezerwacie Struga Dobieszkowska, położonych w kompleksie leśnym rozciągającym się na południowo-wschodnim i południowym stoku doliny. Wypływy istotnie różniły się między sobą pod względem położenia hipsometrycznego i morfologicznego oraz parametrów fizykochemicznych i stanu algoflory bentosowej. To nasunęło przypuszczenie, że zasilanie źródeł z głębszych partii wodonośca (ew. poziomu śródoglinowego) zapewniło wyraźnie niższy poziom zanieczyszczeń niż w przypadku zasilania z płytszych części warstwy wodonośnej (ew. poziomu naglinowego) (Żelazna-Wieczorek i in. 2010).

Zróźnicowanie hydrochemiczne źródeł funkcjonujących w dolinie Strugi Dobieszkowskiej w granicach rezerwatu według danych zebranych w latach 1996–2010 i z wydzieleniem trzech grup hipsometrycznych (rys. 1), przedstawiono na rys. 3. Porównanie zbiorów wartości elementów hydrochemicznych testem U Manna-Whitneya wykazało istotność różnic w przypadku chlorków i PEW dla grupy środkowej względem górnej i dolnej oraz azotanów dla grupy dolnej względem górnej i środkowej.



Rys. 2. Położenie obszaru badań (A) i wydzielenie zlewni cząstkowych dla poligonów badawczych (B)
Fig. 2. Location of research area (A) and research sites with indication their partial catchment areas (B)



Rys. 3. Zakresy wybranych elementów hydrochemicznych w wodach grup źródeł badanych w latach 1996–2010; grupy hipsometryczne źródeł: 1 – górna, 2 – środkowa, 3 – dolna; a) jon amonowy, b) chlorki, c) azotany, d) ortofosforany, e) twardość ogólna, f) przewodność elektrolityczna właściwa

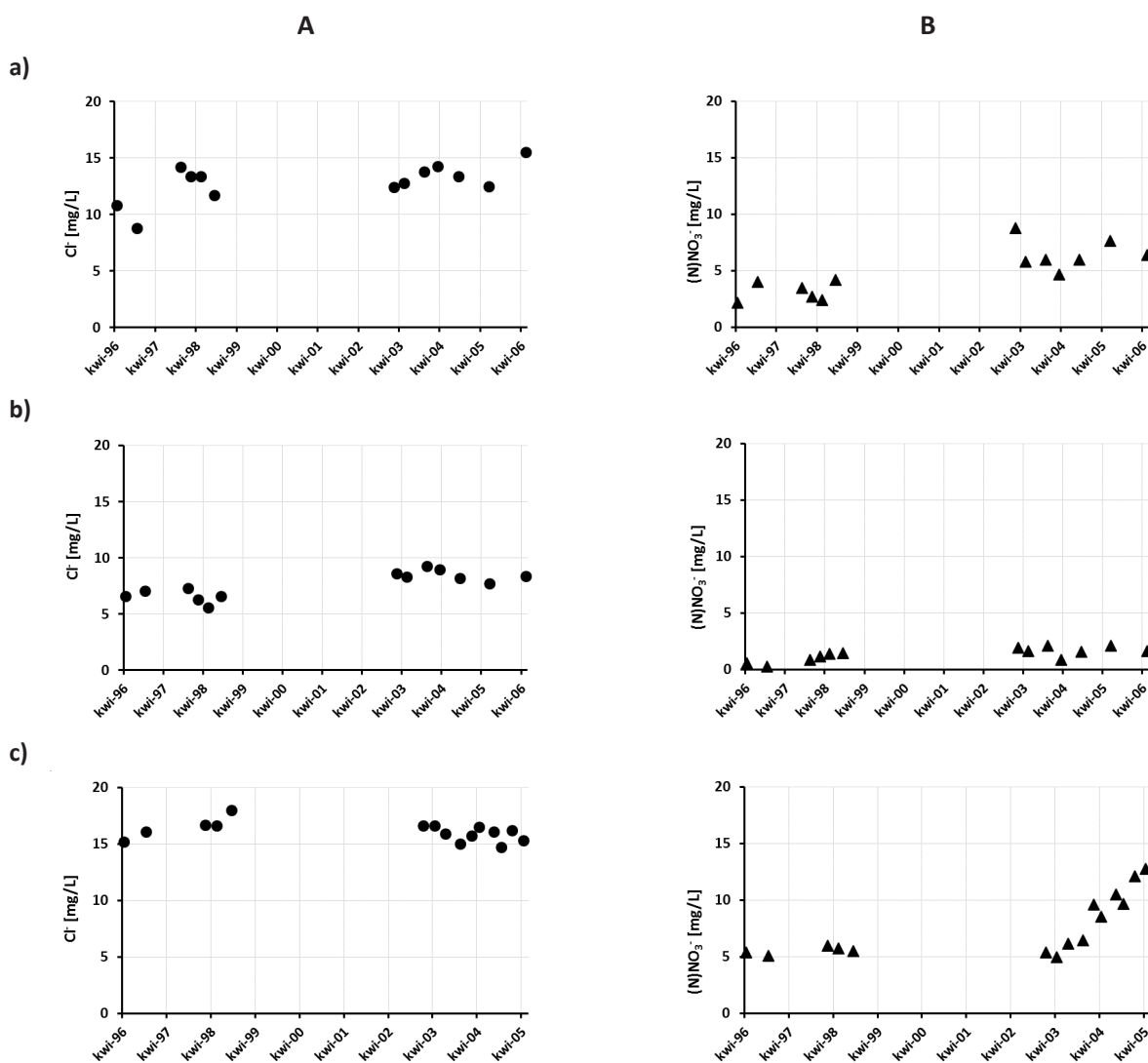
Fig. 3. Value ranges of selected hydrochemical compounds in waters of spring groups studied in 1996–2010; altitude spring groups: 1 – upper group, 2 – medial group, 3 – lower group; a) ammonia, b) chlorides, c) nitrates, d) phosphates, e) hardness, f) electroconductivity (SEC)

Czasową zmienność stężeń wybranych elementów hydrochemicznych w źródłach doliny Strugi Dobieszkowskiej, badanych w wieloletniu 1996–2006 w ramach różnych tematów badawczych (Hereźniak-Ciotowa, Ziulkiewicz 1997; Ziulkiewicz 2001; Ziulkiewicz, Żelazna-Wieczorek 2007), przedstawiono na rys. 4.

Jon chlorkowy, jak wspomniano powyżej, różnicuje istotnie część źródeł w dolinie SD, lecz nie wykazuje istotnej tendencji wzrostowej między sekwencją badawczą z lat 1996–1998 a 2003–2006 (rys. 4a). Inaczej przedstawia się sytuacja stężeń jonu azotanowego, gdzie tylko w grupie źródeł dolnych nie ma istotnej tendencji wzrostowej, natomiast w grupie środkowej zmiana jest wyraźna. Szczególnie dotyczy to źródła wiejskiego od początku roku 2003¹ (rys. 4b), gdzie została przekroczona ówczesnie obowiązująca norma dla wód pitnych, co

wydawało się o tyle istotne, gdyż z tego źródła czerpano wodę do celów bytowych mieszkańców pobliskiego gospodarstwa (Żelazna-Wieczorek, Ziulkiewicz 2007).

Struga Dobieszkowska była badana w latach 2009–2010 podczas oceny stanu jakości wód górnej Moszczenicy spływających do zbiornika strykowskiego. Zestawienia stężeń i ładunków form biogenów w SD i jej recypencie wykonano na podstawie danych archiwalnych (Interpretacja... 2020) w tabeli 1. Uzyskane wyniki wykazały, że SD prowadziła wody eutroficzne i była dopływem najsilniej obciążonym biogenami i solami mineralnymi spośród wszystkich dopływów górnej Moszczenicy. Pod względem pochodzenia zanieczyszczeń, antropogeniczny ładunek biogenów czterokrotnie przekraczał ładunek naturalny znoszony ze zlewni topograficznej tego cieku (Ziulkiewicz 2012).



Rys. 4. Zmiany stężeń jonu chlorkowego (A) i azotu azotanowego (B) w źródłach doliny SD w latach 1996–2005/2006: w rezerwie dla grupy środkowej (a), grupy dolnej (b) (wg rys. 1) oraz we wsi Dobieszków Dolny (c) – rys. 2

Fig. 4. Concentration changes of chlorides (A) and nitrate nitrogen (B) in spring waters of SD valley in 1996–2005/2006: in the reserve area for upper group (a), medial group (b) (acc. fig. 1) and the Dobieszków Dolny village (c) – fig. 2

¹To efekt podłączenia w roku 2002 do wodociągu wiejskiego pobliskich gospodarstw bez równoczesnej inwestycji kanalizacyjnej – obserwacje i wywiady przeprowadzono w czasie pomiarów zwierciadła wody w tamtejszych studniach gospodarskich.

Tabela 1. Zestawienie stężeń i ładunków wskaźników zanieczyszczeń wnoszonych do Moszczenicy przez Strugę Dobieszkowską; wyróżniono wielkości wskazujące na wody eutroficzne wg Ilnickiego i in.² (2008)

Table 1. Concentrations and loads of contaminations which are led by Struga Dobieszkowska to Moszczenica; marked values indicate eutrophic waters according to Ilnicki *et al.* (2008)

Wskaźnik	Struga Dobieszkowska		Moszczenica bezpośrednio powyżej ujścia Strugi Dobieszkowskiej	
	Stężenie średnie [mg/L]	Ładunek ^{b)} [kg/d]	Stężenie średnie [mg/L]	Ładunek ^{b)} [kg/d]
Substancje mineralne	201	2919	222	2093
Cl ⁻	13,4	393,5	16,8	301,7
N-NH ₄	0,065	1,902	0,091	1,799
N-NO ₃	2,9	88,4	2,0	46,7
P-PO ₄	0,136	4,081	0,116	2,093

^{a)} Ocena na podstawie: N-NO₃, P-PO₄.

^{b)} Wyznaczone ze średnich z czterech terminów badawczych: VI.2009, X.2009, II.2010, V.2010.

3. Metody badań

Przyjęty schemat postępowania zakładał przeprowadzenie badań na poligonach specjalnie do tego celu wytypowanych na biegu cieku. Ich wyznaczenie przeprowadzono wg następujących kryteriów:

1. Położenie w bezpośrednim sąsiedztwie dużego źródła lub strefy źródłiskowej zasilających Strugę Dobieszkowską, ze szczególnym uwzględnieniem obiektów, które wcześniej objęto badaniami hydrochemicznymi;
2. Położenie z uwzględnieniem układu hydrograficznego, tj. miejsc połączenia z północnym ramieniem i ujść wód ze zbiorników małej retencji;
3. Obecności dawnych budowli piętrzących;
4. Dostępności miejsc do badań ze względu na przemieszczanie się zespołu badawczego w obrębie rezerwatu przyrody.

Łącznie wytypowano osiem poligonów badawczych na Strudze Dobieszkowskiej i jeden na Moszczenicy powyżej jej ujścia – rys. 2. W każdym z nich dokonywano:

- pomiaru natężenia przepływu cieku (Q),
- pomiaru wydajności źródłiska/źródła,
- pomiaru gradientu hydraulicznego (VHG) pomiędzy strefą hyporeiczną i korytem rzecznym w najgłębszym miejscu profilu poprzecznego koryta rzeczno,go,
- pomiarów cech fizyczno-chemicznych wody rzecznej, źródlanej i hyporeicznej w zakresie: temperatura, przewodność elektrolityczna właściwa (PEW), odczyn, redoks i tlen rozpuszczony *in situ*,
- poboru próbek wody j.w. do analiz laboratoryjnych.

Pomiar przepływu cieku wykonywano zastawką lub młynkiem hydrometrycznym Hega-1, wydatek źródła określano metodą podstawionego naczynia lub zastawką, VHG mierzono gradientometrem. Pomiarów wykonywano przy pomocy urządzeń ELMETRON: CP-315M, CO-315

i CP-411 wraz z dedykowanymi czujnikami i elektrodami firmy EUROSENSOR. Mierniki były przed pomiarami kalibrowane w roztworach wzorcowych pH-4, pH-7, PEW-500μS/cm i w roztworze beztlenowym. Próbkę wody pobierano do pojemników PE 500 ml i w ciągu 6h, kiedy były przechowywane w lodówkach turystycznych, dostarczano do laboratorium Katedry Geologii i Geomorfologii UŁ. W laboratorium oznaczano: jon chlorkowy i substancje mineralne (sm), jako miary zasolenia wód, oraz N-NH₄, N-NO₃ i P-PO₄, jako mineralne formy pierwiastków biogennych. Wszystkie oznaczenia wykonano wg znormalizowanych procedur analitycznych³.

Badania zostały przeprowadzone w ciągu jednego dnia, 22 maja 2023 r. w kolejnych punktach, postępując od źródła początkowego SD ku jej ujściu do Moszczenicy. Charakterystykę poligonów badawczych przedstawiono w tabeli 2.

Dla określenia udziału wód rzecznych w strefie mieszanina pod dnem cieku posłużono się metodą podaną przez Hilla i in. (1998) i Malarda (2003):

$$f_l = (C_s - C_2) / (C_1 - C_2) \quad (1),$$

gdzie f_l jest udziałem wód rzecznych w HZ, a: C₁, C₂, C_s to stężenia jonu odpowiednio w: wodzie rzecznej, wodzie gruntowej i wodzie z HZ.

Obliczenia statystyczne i część wizualizacji danych hydrochemicznych wykonano w programie Statistica 7.1.

4. Wyniki badań

Wielkości natężenia przepływu Strugi Dobieszkowskiej oraz wydajności źródeł w poszczególnych punktach badawczych zestawiono w tabeli 3. Podano również czas swobodnego dopływu wody korytem SD do poszczególnych poligonów względem faktycznego czasu przeprowadzenia w nich badań i pomiarów.

² Zespół badawczy obejmował, poza częścią autorów niniejszej publikacji, pozostałych studentów II roku kierunku Geomonitoring na WNG UŁ w roku akademickim 2022/23 w Osobach: Dominika Gucwa, Marta Jacoń, Julia Ostrowska, Eliza Paciuch, Eliza Pieczyńska, Bartosz Rutana, Weronika Sęczkowska.

³ Stężenia chlorków wg PN-ISO 9297, fosforanów wg PN-C-04537:1973, amonu wg DIN 38406-5, azotanów wg DIN EN 26777 oraz sumę substancji mineralnych (sm) wg PN-C-04541:1978.

Tabela 2. Charakterystyka wytypowanych do badań poligonów Strugi Dobieszkowskiej**Table 2.** Characteristics of Struga Dobieszkowska researching sites

Lp.	Ozn.	Współrzędne (ukt. 1992) N E	Położenie na biegu SD [m]	Charakterystyka poligonu	Zakres badań ^{a)}	Powierzchnia zlewni cząstkowej [km ²]
1	A	51°50'15.48`` 19°34'30.51``	0	We wsi Borki, bezpośrednio poniżej źródła inicjalnego południowego ramienia Strugi Dobieszkowskiej i poza granicami rezerwatu	Ż	4,63
2	B	51°50'122.44`` 19°34'42.05``	313	Przy dawnej wiejskiej ścieżce z Imielnika do Byszew i powyżej zbiornika bobrowego na południowym ramieniu SD. Punkt w granicach rezerwatu	R, Ż, HZ	4,83
3	C	51°50'36.77`` 19°34'42.05``	885	Poniżej tamy bobrowej i powyżej ujścia północnego ramienia SD. Punkt w granicach rezerwatu	R, Ż, HZ	5,51
4	D	51°50'49.77`` 19°35'17.92``	1507	Poniżej ujścia północnego ramienia SD, bezpośrednio poniżej dawnego jazu piętrzącego wodę dla młyna w Starym Imielniku, a jednocześnie powyżej zabudowy Dobieszkowa Dolnego i w granicach rezerwatu	R, Ż, HZ	13,86
5	E	51°50'11.83`` 19°35'52.24``	2514	Poniżej ujścia wód ze zbiornika dobieszkowskiego i jednocześnie poniżej ujścia wód z tzw. „bliżniaczych” źródeł w rezerwacie	R, Ż, HZ	15,43
6	F	51°50'17.87`` 19°36'07.95``	2967	Bezpośrednio poniżej dawnego jazu piętrzącego wodę w stawie młyńskim w ługach i poniżej ujścia leśnej strugi źródłkowej w rezerwacie, a jednocześnie powyżej zabudowy wsi Ługi	R, Ż, HZ	16,43
7	G	51°50'42.69`` 19°36'20.46``	3544	Przy mostku wiejskiej ścieżki ze wsi Ługi do lasu na wysokości budynku OSP Ługi. Punkt poza granicami rezerwatu	R, HZ	17,07
8	H	51°50'55.03`` 19°36'37.58``	4319	Poniżej zabudowy wsi Ługi i powyżej ujścia SD do Moszczenicy. Punkt poza granicami rezerwatu	R, HZ	17,49
9	M	51°50'55.49`` 19°36'39.73``	–	Moszczenica 10 m w górę od ujścia SD. Punkt poza granicami rezerwatu	R, HZ	–

^{a)} R – wody rzeczne, Ż – wody odpływające ze źródlisk/źródeł, HZ – wody hyporeiczne.

W kolejnych punktach pomiarowych wielkość natężenia przepływu w korycie Strugi Dobieszkowskiej sukcesywnie rośnie, z wyjątkiem poligonów E i H, gdzie Q uległo zmniejszeniu. Pomimo tego w ostatnim punkcie pomiarowym na biegu SD (H) przepływ wody był większy niż w jej recypencie, tj. Moszczenicy.

Najniższą wydajność ze wszystkich opomiarowanych, ma rozległe źródłisko inicjalne SD w Borkach. Łączna wydajność badanych źródlisk, tj. 8,03 L/s, stanowi 9,2% przepływu zmierzonego w ujściu SD do Moszczenicy.

Obliczone czasy dopływu wody korytem Strugi Dobieszkowskiej do kolejnych poligonów badawczych wska-

zują, że zasadniczo reżim czasowy badań względem płynącej wody został zachowany. Biorąc po uwagę, że pomiędzy poligonami B i C znajduje się staw bobrowy o nieoznaczonym w czasie niniejszych badań czasie zatrzymania wody⁴, jej dopływ z poligonu B do poligonu C jest dłuższy.

Wartości pomierzonych VHГ w dniu koryta rzeczno-ego w poszczególnych punktach badawczych zestawiono w rys. 5.

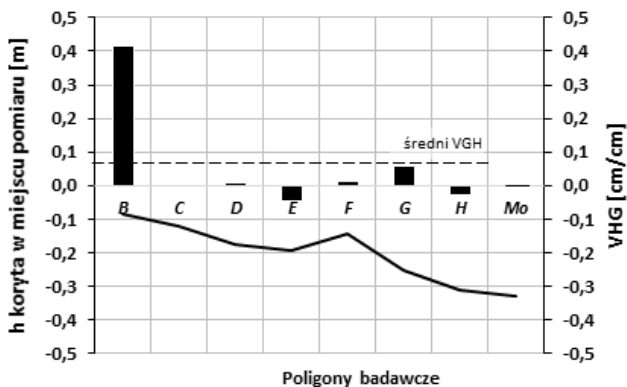
⁴ Powierzchnia zbiornika wg geoportalu.gov.pl wynosi 1935 m², przy średniej głębokości 0,25 m daje to pojemność 485 m³. Przepływ SD na poligonie C wyniósł 0,032m³/s, więc V/Q_c = 4h 12'.

Tabela 3. Przepływy Strugi Dobieszkowskiej i wydajność źródeł w poligonach badawczych w dn. 22.05.2023 r. oraz czas dopływu wody do kolejnych poligonów badawczych rzeki**Table 3.** River flow of Struga Dobieszkowska and yield of springs in research sites on May 22, 2023 and water inflow times to following research sites via riverbed

Ozn. pkt.	Godz. pomiaru	Q [L/s]	$V_{sr.}^{a)}$ [m/s]	L [m]	Czas spływu wody [s]/[min.]	Czas dopływu wody do poligonu badawczego [min]
$A_z^{b)}$	8:30	0,05	–	–	–	–
B	9:20	10,9	0,113	312,7	2767/46	8:30 + 0:46 = 9:16
B_z	9:15	2,25	–	–	–	–
C	10:25	32,1	0,200	572,0	2860/47	9:20 + 0:47 = 10:07
C_z	10:10	0,20	–	–	–	–
D	10:55	62,6	0,208	622,4	2992/50	10:25 + 0:50 = 11:15
D_z	11:15	0,06	–	–	–	–
E	12:45	43,7	0,204	1006,1	4932/82	10:55 + 1:22 = 12:17
E_z	13:00	4,95	–	–	–	–
F	13:35	97,0	0,270	453,3	1679/28	12:45 + 0:28 = 13:13
F_z	13:40	0,76	–	–	–	–
G	14:25	121,7	0,241	577,6	2397/40	13:35 + 0:40 = 14:15
H	15:10	87,1	0,252	774,6	3074/51	14:25 + 0:51 = 15:16
Mo	15:40	79,4	0,330	–	–	–

^{a)} Liczona jako $Q/\Delta F$.

^{b)} Indeks „Z” oznacza pomiar źródła/źródlika.



Rys. 5. Gradient hydrauliczny (VHG) zmierzony w dniu SD w poszczególnych poligonach badawczych oraz Moszczenicy (Mo); zaznaczono średnią wielkość VHG dla SD

Fig. 5. Vertical hydraulic gradient (VHG) measured in research sites of SD and Moszczenica (Mo) riverbeds

Najwyższy dodatni VHG stwierdzono na poligonie B, w korycie bezpośrednio przylegającym do tamtejszego źródlika. W pozostałych punktach VHG był znacznie słabszy. Należy przy tym dodać, że źródlika na tych poligonach były znacznie oddalone od miejsc pomiarów gradientu hydraulicznego. W poligonie C pomiaru nie wykonano, gdyż strefa HZ okazała się nieaktywna. Zasadniczo dominował gradient wskazujący na przepływ wody z HZ do koryta; średni VHG jest dodatni (rys. 5), przy czym w poli-

gonie E i H wystąpiły warunki dla przenikania wód rzecznych pod dno strugi. Tam też stwierdzono ubytek ilości wody płynącej korytem (tab. 3). W dniu Moszczenicy powyżej ujścia SD stwierdzono równowagę pomiędzy wodami rzeczными i hyporeicznymi ($VHG=0$).

Wyniki pomiarów cech fizykochemicznych wód rzecznych, źródłanych i hyporeicznych na poszczególnych poligonach zestawiono w tabeli 4.

Woda rzeczna spływając korytem przez około 7 godzin (11 godz., gdyby uwzględnić szacunkowy czas zatrzymania w stawie bobrowym) ogrzała się o ponad 5°C. W tych warunkach zarejestrowano zmiany stężenia tlenu rozpuszczonego względem punktu początkowego pomiarów (A) *in plus* maksymalnie o 1,75 mg/L (F), a przy ujściu, czyli po pokonaniu ponad 4 km biegu wód, tylko o 0,2 mg/L (H). Najwyższe stężenie tlenu stwierdzono poniżej miejsca burzliwego przepływu wód SD przez resztki zniszczonej tamy zbiornika młyńskiego w Ługach (powyżej poligonu F). Z biegiem cieku obniżała się generalnie PEW, choć w p. D i E nieznacznie wzrosła względem punktów sąsiednich (o 20 $\mu S/cm$). Odczyn wód cieku był słabo alkaliczny i w poligonach E i F przekroczył 8 jedn. pH – tam również zmierzono jedno z najwyższych stężeń rozpuszczonego tlenu. Potencjał redoks wód cieku wykazał lekką tendencję rosnącą wraz ze wzrostem stężenia tlenu. Temperatura wód dopływających do koryta cieku z nisz źródłkowych była zasadniczo niższa od wód samej strugi, choć zaznaczyła się tutaj prawidłowość, że im dłuższą drogę ma do

Tabela 4. Cechy fizykochemiczne wód badanych w dolinie Strugi Dobieszkowskiej**Table 4.** Physicochemical properties of waters in Struga Dobieszkowska valey

Ozn. próby	TW [°C]	PEW [μS/cm]	Odczyn pH [-]	Redoks [mV]	Tlen rozpuszczony [mg O ₂ /L]
A _z	11,8	400	7,44	+65	8,35
B	11,5	373	7,72	+102	9,46
B _z	10,2	403	7,71	+88	10,23
B _{HZ} ^{a)}	10,2	356	7,72	-17	3,17
C	12,2	377	7,79	+100	8,66
C _z	9,3	429	7,74	+98	9,71
C _{HZ}	-	-	-	-	-
D	12,5	380	7,89	+207	9,85
D _z	11,6	369	7,86	+57	6,87
D _{HZ}	14,6	339	7,73	-63	0,23
E	14,0	397	8,03	+108	9,75
E _z	12,8	466	7,97	+91	9,77
E _{HZ}	14,1	340	7,65	-41	1,82
F	15,5	365	8,09	+153	10,10
F _z	16,9	355	7,93	+148	8,40
F _{HZ}	14,3	357	7,32	-25	2,04
G	17,1	368	7,89	+67	8,84
G _{HZ}	13,2	616	7,73	-5	0,81
H	16,4	367	7,96	+132	8,54
H _{HZ}	15,5	392	7,40	+1	1,32
M	19,4	416	7,80	+124	7,81
M _{HZ}	17,6	415	7,68	-8	0,73

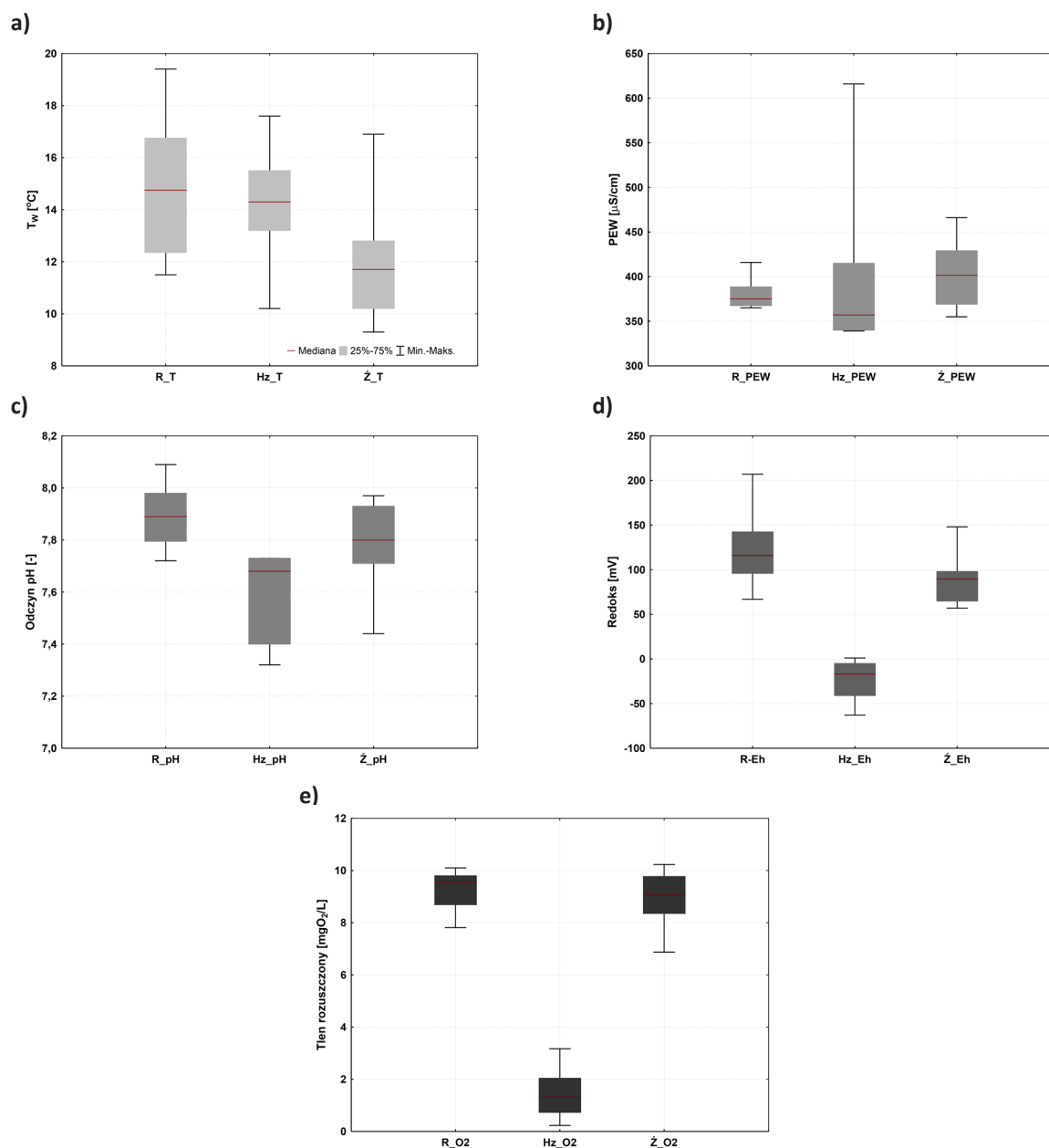
^{a)} Woda pobrana spod dna rzeki, ze strefy hyporeicznej.

pokonania woda źródłana spływając z niszy, tym temperatura jej jest wyższa. Na przykład w źródłisku w p. B (B_z) dystans to ok. 10 m i temperatura wody 10,2°C, w p. E (E_z) ok. 110 m i 12,8°C, a w p. F (F_z) ok. 200 m i temp. 16,9°C. W ostatnim przypadku temperatura wód dopływających ze źródła do SD okazała się wyższa niż w cieku. PEW w źródłiskach grupy górnej – rys. 1 (A_z i B_z) i środkowej (C_z, E_z) była wyższa niż wód cieku, podczas gdy w źródłiskach grupy dolnej (D_z, F_z) niższa. Odczyn wód źródeł odpowiadał odczynowi wód cieku, mieścił się zasadniczo w granicach błędu pomiaru, tj. 0,03. Potencjał redoks był wyraźnie niższy w tych przypadkach, kiedy woda źródłana miała do pokonania krótki dystans między niszą a korytem SD. Jeśli odległość była dłuższa, to Eh, jak i stężenie tlenu rozpuszczonego były zbliżone do wód rzecznych, a nawet wyższe (w C_z i E_z). W tej kwestii wart uwagi jest przypadek źródłiska B_z, gdyż pomimo krótkiej drogi, jaką pokonują tamtejsze wody źródlane, ich spływ do koryta cieku odbywa się po dużej pochyłości wśród kamieni i grubego żwiru ruchem silnie turbulentnym.

Dla zilustrowania specyfiki wód pozyskanych do badań spod dna Strugi Dobieszkowskiej, ich parametry fizyko-

-chemiczne zestawiono z wodami rzeczными i gruntowymi (źródłanymi), jako potencjalnymi elementami końcowymi procesu mieszania w strefie hyporeicznej – rys. 6. Z zestawienia wynika, że temperatura wód (rys. 6a) daje podstawę do przypuszczenia, że wody spod koryta SD mogą być wynikiem mieszania cieplejszych wód rzecznych z chłodniejszymi gruntowymi. Średnia PEW wód hyporeicznych jest niższa od PEW wód z obu pozostałych środowisk (rys. 6b). Podobnie w przypadku pozostałych właściwości fizykochemicznych, tj. odczynu wód, potencjału redoks i tlenu rozpuszczonego (rys. 6c-e). Test U wykazał, że w przypadku tych trzech właściwości, wody spod dna SD istotnie różnią się od wód rzecznych i gruntowych (źródłanych). Obecność tlenu pod dnem cieku jednoznacznie wskazuje (tab. 4), że wnikają tam wody powierzchniowe, co potwierdzają pomierzone wielkości VH_G (rys. 5).

Wyniki oznaczeń wskaźników zanieczyszczenia przedstawiono w tabeli 5, z której wynika m.in., że stężenia chlorków w cieku bardzo nieznacznie rosły wraz z jego biegiem. Zmiany stężeń substancji mineralnych nie wykazały wyraźnej tendencji; choć ich najwyższe stężenie zarejestrowano na początku cieku (A_z), a najniższe przy ujściu (H).



Rys. 6. Zróżnicowanie badanych wód pod względem cech fizyczno-chemicznych; R – wody rzeczne, Hz- wody hyporeiczne, Ż – wody źródlane

Fig. 6. Physicochemical differentiation of researched waters in Struga Dobieszkowska valley; R – river waters, Hz – hyporeic waters, Ż – spring waters

Poziom stężenia azotu amonowego był w Strudze Dobieszkowskiej dużo niższy od Moszczenicy, gdyż tę formę azotu stwierdzono na niskim poziomie i tylko w trzech poligonach (D, E i H). Stężenia azotu azotanowego generalnie malały z biegiem cieku, ale w ujściu (H) były wyraźnie wyższe od recipienta. Fosfor fosforanowy okazał się wskaźnikiem bardzo dynamicznie zmieniającym się w czasie spływu wód korytem SD. Najwyższe stężenie zarejestrowano w górnym odcinku strugi, w obrębie rezerwatu, a także we wcześniejszych wyróżnionych p. D i E. Dalej z biegiem cieku stężenia malały, choć w ujściu okazały się wyższe od Moszczenicy.

Chlorków w wodach źródłanych było zasadniczo mniej niż w rzecznych, podczas gdy substancji mineralnych więcej. Azotu amonowego w wodach źródłanych nie stwier-

dzono, natomiast pod względem stężeń azotu azotanowego źródła zachowały znany z badań wcześniejszych obraz zróżnicowania. W źródłach grupy górnej i środkowej (B_z , C_z , E_z) (rys. 1), N-NO_3 stwierdzono więcej niż w źródłach grupy dolnej (D_z i F_z) i jednocześnie więcej niż w wodach rzecznych. Należy tutaj podkreślić, że już na samym początku SD (A_z) azotu azotanowego stwierdzono względnie dużo, tj. wyraźnie więcej niż w ujściu (H) i dwukrotnie więcej niż w Moszczenicy. Stężenia P-PO_4 w wodach źródłanych, podobnie jak w wodach rzecznych, wykazały bardzo dużą zmienność i w zbliżonym zakresie wartości.

Graficzny obraz zróżnicowania hydrochemicznego wód hyporeicznych, rzecznych i źródłanych (gruntowych) zestawiono na rys. 7.

Tabela 5. Stężenia badanych elementów hydrochemicznych w wodach doliny Strugi Dobieszkowskiej**Table 5.** Concentrations of chemical compounds in waters of Struga Dobieszkowska valey

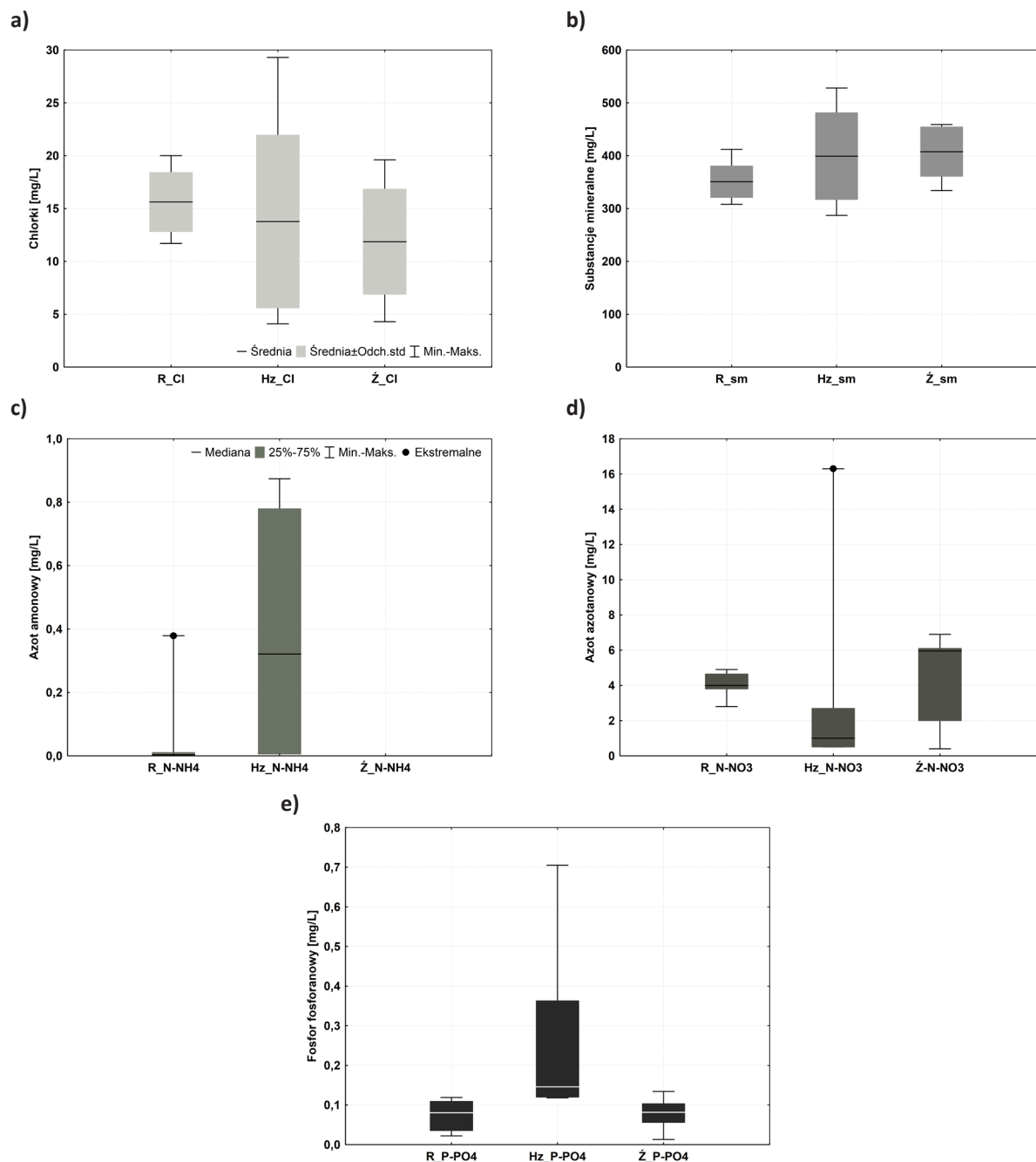
Ozn. próby	Cl ⁻	sm	N-NH ₄	N-NO ₃	P-PO ₄
	[mg/L]				
A _z	19,6	459	<0,005	6,1	0,056
B	11,7	347	<0,005	4,9	0,119
B _z	9,8	399	<0,005	6,1	0,013
B _{HZ}	10,0	401	0,006	2,7	0,120
C	11,7	344	<0,005	4,5	0,096
C _z	13,0	424	<0,005	5,8	0,134
C _{HZ}	–	–	–	–	–
D	15,7	367	0,007	4,8	0,113
D _z	11,7	381	<0,005	2,0	0,094
D _{HZ}	4,1	316	0,087	0,5	0,146
E	15,8	412	0,014	4,0	0,105
E _z	12,8	449	<0,005	6,9	0,103
E _{HZ}	8,3	437	0,779	0,5	0,611
F	15,8	337	<0,005	3,7	0,035
F _z	4,3	334	<0,005	0,4	0,069
F _{HZ}	11,9	287	0,874	0,5	0,705
G	17,4	343	<0,005	3,9	0,022
G _{HZ}	29,3	528	<0,005	16,3	0,118
H	16,8	308	0,007	4,0	0,065
H _{HZ}	14,9	378	0,723	1,0	0,243
M	20,0	347	0,379	2,8	0,036
M _{HZ}	17,9	447	0,321	1,4	0,133

Zróźnicowanie wód w dolinie Strugi Dobieszkowskiej pod względem stężeń chlorków może wskazywać, że w efekcie mieszania się wód pod dnem cieku, wody gruntowe rozcieńczają wody rzeczne. Natomiast w przypadku substancji mineralnych wody rzeczne rozcieńczają gruntowe (rys. 7a-b). Wody będące mieszaniną ich obu wykazują w efekcie pośredni poziom wartości obu wskaźników zasolenia. Test U nie wykazał przy tym, aby różnice w stężeniach chlorków i sm były w badanych wodach istotne statystycznie. Na podstawie obu wskaźników zasolenia, według wzoru (1), obliczono udział wód rzecznych w mieszaniu strefy hyporeicznej – wyniki zestawiono w tab. 6. Wskazują one, że spełnione zostało kryterium hydrochemiczne (Triska i in. 1989), by uznać, że Struga Dobieszkowska ma wykształconą strefę hyporeiczną, ponieważ udział wód rzecznych w HZ przekroczył 10%. Należy jednak zauważyć, że obliczenia przeprowadzono dla części poligonów, gdyż przy złożonym i nie do końca rozpoznanym systemie krążenia wód podziemnych w dolinie i tym samym warunków zasilania podziemnego Strugi Dobiesz-

kowskiej, a także mozaikowym obrazie zanieczyszczeń antropogenicznych w badanych wodach, spełnienie założeń uproszczonego modelu obliczeń EMMA⁵ (Malard 2003; Battin i in. 2003) nie było możliwe.

Środowisko hyporeiczne Strugi Dobieszkowskiej cechuje się w stosunku do wód rzecznych i źródłanych wyraźnie wyższymi stężeniami N-NH₄ (rys. 7c) i P-PO₄ (rys. 7e) oraz obniżonymi N-NO₃ (rys. 7d). Test U wykazał, że różnice są istotne statystycznie we wszystkich tych przypadkach, za wyjątkiem dwóch: relacji N-NH₄ w wodach rzecznych i wodach hyporeicznych oraz N-NO₃ w HZ i wodach źródłanych (rys. 7c-d). Na uwagę zasługuje fakt, że maksymalnym stwierdzonym stężeniem azotu amonowego w strefie hyporeicznej towarzyszą przypadki maksymalnych stężeń fosforu fosforanowego (E_{HZ}, F_{HZ}, H_{HZ}) – tab. 5. Natomiast w punkcie G_{HZ} najwyższemu stężeniu azotu azotanowego towarzyszyły najwyższe stężenia chlorków i substancji mineralnych, a azot amonowy prak-

⁵ End-Member Mixing Analyses.



Rys. 7. Zróżnicowanie chemiczne badanych zbiorowisk wód doliny Strugi Dobieszowskiej: R – wody rzeczne, Hz – wody hyporeiczne, Ż – wody źródlane

Fig. 7. Chemical differentiation of researched waters in Struga Dobieszowska valley: R – river waters, Hz – hyporeic waters, Ż – spring waters

tycznie nie wystąpił. Zestawiając te przypadki z wynikami pomiarów VHG należy podkreślić, że w miejscach dwóch z trzech wyżej podanych, tj. E_{HZ} i H_{HZ} , wystąpiły warunki sprzyjające wnikaniu wód rzecznych w dno koryta (rys. 5). Przemawia za tym obecność rozpuszczonego tlenu w HZ, co może sprzyjać amonifikacji obecnej w aluwjach materii organicznej, ewentualnie tej dopływającej z wodami gruntowymi ze zlewni podziemnej. W poligonie F, gdzie w HZ zarejestrowano maksymalne stężenia $N-NH_4$ i $P-PO_4$, a jednocześnie wystąpił dodatni VHG, panowały warunki sprzyjające przenikaniu zanieczyszczeń spod dna do kory-

ta rzeczno. Jeszcze silniej zaznaczyło się to na poligonie G, gdzie przy maksymalnym stwierdzonym stężeniu $N-NO_3$ w HZ (tab. 5), dodatni gradient hydrauliczny był jeszcze większy (rys. 5). Struga Dobieszowska na odcinku pomiędzy poligonami E i H płynie w bezpośrednim sąsiedztwie dużej i starej zabudowy wsi Ługi (rys. 2). Na podstawie dotychczasowych badań, dotyczących strumienia Dzierżazna (Malina) w Zgierzu (Ziulkiewicz, Grulke 2021) i północnego ramienia Strugi Dobieszowskiej w Imielniku Starym (Grulke 2022) wynika, że to właśnie bliskie sąsiedztwo wiejskich ognisk zanieczyszczeń jest

Tabela 6. Udział wód rzecznych w strefie mieszania pod dnem Strugi Dobieszkowskiej obliczony na podstawie stężeń chlorków (poligony B i F) i sm (p. E)

Table 6. The share of river waters in the mixing zone under the Struga Dobieszkowska riverbed calculated on the basis of the chloride (polygons B and F) and mineral substances (p. E) concentrations

Pn.	Wody gruntowe (źródlane)	Wody rzeczne	Wody spod dna SD	Udział wód rzecznych w HZ
	mg/L			%
B	9,8	11,7	10,0	10,5
F	4,3	15,8	11,9	66,0
E	449	412	437	32,4

przyczyną wysokich wartości wskaźników zanieczyszczenia wód we fragmentach strefy hyporeicznej. W źródłach, które funkcjonują po drugiej stronie doliny, w rezerwacie, tak wyraźnych świadectw zanieczyszczenia nie ma, natomiast wcześniejsze wyniki badań wód podziemnych wypływających w źródłach od strony wsi Ługi już dawno wskazywały na ich silne przeobrażenie – rys. 4bc (Hereźniak-Ciotowa, Ziulkiewicz 1997; Ziulkiewicz 2001; Żelazna-Wieczorek, Ziulkiewicz 2007).

Pomierzone wielkości Q oraz stężenia badanych elementów hydrochemicznych posłużyły do wyliczenia wielkości ich ładunków wnoszonych Strugą Dobieszkowską do Moszczenicy i ładunków niesionych nią samą – tabela 7. Po uwzględnieniu wielkości zlewni topograficznych, zamkniętych kolejnym poligonem badawczym, uzyskano ładunek jednostkowy dla każdej z nich. W zestawieniu uwzględniono również archiwalne wyniki badań Strugi Dobieszkowskiej i sąsiedniego dopływu Moszczenicy, Borchówki.

Na podstawie powyższego zestawienia należy stwierdzić, że:

- 1) najwyższe ładunki jednostkowe chlorków, sm i azotu azotanowego wystąpiły na poligonie G, gdzie w HZ stwierdzono również najwyższe ich stężenia (tab. 5). W przypadku ładunku jednostkowego N-NH₄ tylko częściowo pokrył się on z maksimum jego stężeń stwierdzonymi w HZ, tj. w poligonie E, ale nie F i H (tab. 5);
- 2) maksymalne ładunki jednostkowe chlorków, substancji mineralnych i N-NO₃ (z poligonu G) znajdują odniesienie do danych historycznych, tj. maja 2010 r.
- 3) Moszczenica niosła dwukrotnie niższe ładunki jednostkowe chlorków, substancji mineralnych i N-NO₃ od Strugi Dobieszkowskiej. Wielkości ładunków dla Moszczenicy znalazły odniesienie do poligonów z górnej części zlewni SD (B i C). W przypadku ładunku pozostałych zanieczyszczeń, Moszczenica transportowała blisko 30-krotnie więcej N-NH₄ od SD, a w przypadku P-PO₄ Struga Dobieszkowska przeważała 3,5-krotnie swojego recypienta.

Tabela 7. Ładunki zanieczyszczeń transportowane Strugą Dobieszkowską i Moszczenicą

Table 7. Runflow of contaminants in Struga Dobieszkowska and Moszczenica

Punkt bad.	sm		Cl ⁻		N-NH ₄		N-NO ₃		P-PO ₄	
	kg/d	kg/d.km ²	kg/d	kg/d.km ²	kg/d	kg/d.km ²	kg/d	kg/d.km ²	kg/d	kg/d.km ²
A	1,98	0,4	0,08	0,02	<0,000	0,0000	0,03	0,01	0,0002	0,0001
B	326,79	67,7	11,02	2,28	<0,005	<0,0010	4,61	0,96	0,112	0,0232
C	954,06	173,2	32,45	5,89	<0,010	<0,0025	12,48	2,27	0,266	0,0483
D	1984,97	143,2	84,92	6,13	0,038	0,0027	25,96	1,87	0,611	0,0441
E	1555,58	100,8	59,66	3,87	0,053	0,0034	15,10	0,98	0,396	0,0257
F	2824,33	171,9	132,42	8,06	<0,010	<0,0025	31,01	1,89	0,293	0,0179
G	3606,60	211,3	182,96	10,72	<0,010	<0,0025	41,01	2,40	0,231	0,0136
H	2317,84	132,5	126,43	7,23	0,053	0,0030	30,10	1,72	0,489	0,0280
M ^{a)}	2380,48	77,5	137,20	4,47	2,600	0,0850	19,21	0,63	0,247	0,0080
Struga Dob. ^{b)}	3371,28	192,7	212,65	12,16	0,000	0,0000	43,22	2,47	2,178	0,1250
Borch. ^{c)}	32,01	2,7	2,40	0,20	0,028	0,0020	0,04	0,03	0,010	0,0010

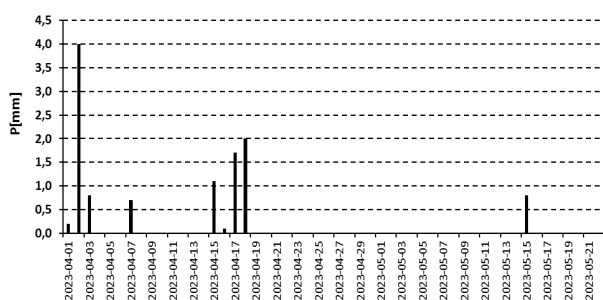
^{a)} A = 30,7 km²;

^{b)} Struga Dobieszkowska w maju 2010 r. przy Q = 200,2 L/s (obliczenia własne na podstawie danych w Interpretacja oceny... 2020);

^{c)} Borchówka w maju 2022 r. przy Q_{SR} = 1,85 L/s w ujściu do Moszczenicy i A = 12,02 km² (Kąpać się czy nie... 2022).

5. Dyskusja

Badania wód w dolinie Strugi Dobieszkowskiej (Młynówki) przeprowadzono w dniu poprzedzonym długim okresem bezopadowym (rys. 8). Należy więc przyjąć, że nie funkcjonował wtedy spływ powierzchniowy, a wody rzeczne pochodziły z drenażu korytowego i zasilania źródłiskowego. Maksymalne dobowe temperatury powietrza sięgające 23,8°C i średnie 7,9°C (kwiecień) oraz 11,8°C dla okresu 1–22.05.2023 r. sprawiły, że utrzymanie się potencjalnej szaty śnieżnej przez ten okres nie było możliwe.



Rys. 8. Dobowe sumy opadu atmosferycznego dla stacji pomiarowej w Dobrej-Nowinach w okresie poprzedzającym badania (dane pozyskano dzięki uprzejmości Zakładu Meteorologii i Klimatologii UŁ)

Fig. 8. Daily rainfall totals for meteorologic station in Good News village before research day. Data were obtained thanks to the courtesy of the Department of Meteorology and Climatology of the Lodz University

Przepływ Strugi Dobieszkowskiej w ujściu do Moszczenicy na poziomie 87,1 L/s był niższy niż w maju 2010 r. (200,1 L/s). Podobnie Moszczenica, powyżej ujścia SD, prowadziła 79,4 L/s wody w stosunku do 124,5 L/s w maju 2010 r., który cały był rokiem bardzo wilgotnym (Biuletyn 2022), podczas gdy maj 2023 r. określono jako suchy (Biuletyn 2023). Odpływ jednostkowy ze zlewni SD w ilości 4,2 l/s/km², obliczony na podstawie bieżących pomiarów, ukształtował się wyraźnie poniżej dolnej granicy przedziału podanego przez Jokiela (2004) dla tego obszaru.

Średni gradient hydrauliczny (VHG) był dla Strugi Dobieszkowskiej dodatni, co wskazuje na warunki sprzyjające drenażowi wód ze strefy hyporeicznej do koryta rzeczne (rys. 5). Tylko w dwóch przypadkach stwierdzono gradient ujemny, tj. na poligonie E i H, o czym mogły zdecydować lokalne warunki hydrodynamiczne lub hydrostatyczne (Boano i in. 2014; Lewandowski i in. 2019; Krause i in. 2022). W poligonie H może to być świadectwo „ucieczki” części wód Strugi Dobieszkowskiej w miejscu połączenia jej doliny z doliną Moszczenicy, która na tym odcinku jest silnie przegłębiona (Kamiński 1993). Taką „ucieczkę” potwierdza spadek natężenia przepływu SD pomiędzy poligonami G i H (tab. 3) oraz fakt, że w dniu SD na tym odcinku nie stwierdzono naporu hydraulicznego wód ze strefy hyporeicznej względem wód rzecznych (rys. 5), co mogło by takiej „ucieczce” przeciwdziałać.

Uzyskany obraz zróżnicowania hydrochemicznego wód rzecznych, źródłanych (gruntowych) i potencjalnego „produktu” ich mieszania, tj. wód pobranych spod dna rzeki wskazuje, że trudno jest udokumentować proces

mieszania uproszczoną formułą EMMA (1) w sytuacji, gdy występują czytelne symptomy zanieczyszczenia wszystkich badanych środowisk wodnych:

- rzecznych, które już od samego źródła inicjalnego prowadzą duże ilości substancji mineralnych, w tym chlorków (tab. 5),
- źródłanych (wypływających z rezerwatu) o wyższej mineralizacji oraz zawartości azotu-azotanowego i fosforu-fosforanowego niż wody rzeczne, które zasilają,
- hyporeicznych – noszących ewidentne świadectwa silnego zanieczyszczenia, gdy stężenia substancji mineralnych, chlorków i biogenów osiągają maksymalne stwierdzone w czasie badań stężenia.

W takich warunkach wody strefy hyporeicznej odróżniają się od swoich potencjalnych składowych mieszania na poziomie istotnym statystycznie pod względem biogenów (rys. 7) oraz odczynu pH, potencjału redoks i ilości rozpuszczonego tlenu (rys. 6). Zidentyfikowane w HZ Strugi Dobieszkowskiej warunki fizyczno-chemiczne sprzyjają zarówno amonifikacji, nityfikacji, jak i denityfikacji (Transformation Mechanisms... 2008). Ich efekty czytelne są w znacznych różnicach stężeń N-NH₄ i N-NO₃, jakie stwierdzono pomiędzy poszczególnymi poligonami (tab. 5). Uzyskane wyniki potwierdzają zjawisko anizotropii hydrochemicznej strefy HZ, rozpoznanej także w innych elementach sieci rzecznej Moszczenicy (Ziułkiewicz, Grulke 2021; Grulke 2022; Ziułkiewicz 2022).

Pojawia się ważne pytanie – czy wysokie koncentracje azotu i fosforu mineralnego w HZ Strugi Dobieszkowskiej znajdują odzwierciedlenie w ładunku zanieczyszczeń niesionych ciekami? W tabeli 8 zestawiono dane, które przyczynią się do odpowiedzi na powyższe pytanie.

Zwiększenie ładunków zanieczyszczeń na poligonie D może być spowodowane udziałem substancji wnoszonych do Strugi Dobieszkowskiej jej północnym ramieniem od Imielnika Starego – pomiędzy p. C i D następuje połączenie obu ramion SD (rys. 2). Zmniejszenie ładunków w poligonie F może być spowodowane obecnością na biegu cieku rozlewiska, powstałego w dniu dawnego zbiornika młyńskiego (rys. 2). Jest ono porośnięte helofitami, które bądź asymilują biogeny (P-PO₄), bądź przyczyniają się do ich nityfikacji (N-NH₄) i przyrostu ładunku N-NO₃, co pomiędzy poligonami E i F w istocie stwierdzono (tab. 7). Natomiast w przypadku poligonu G woda spływa korytem w sposób swobodny, bez dopływów z nisz źródłiskowych czy innych obiektów (rys. 2). Wykazany przyrost ładunku jest więc wynikiem drenażu zanieczyszczonych wód ze strefy HZ.

Porównanie wielkości ładunków badanych związków chemicznych wynoszonych ze zlewni topograficznych, które bezpośrednio ze sobą sąsiadują i mają bardzo zbliżoną powierzchnię, tj. Borchówki i zlewni poligonu D (tab. 2), pozwala stwierdzić, że górny fragment zlewni SD jest wyraźnie silniej obciążony zanieczyszczeniami. Tylko ładunki jednostkowe azotu amonowego kształtują się na zbliżonym poziomie, natomiast pozostałe są 30–60 krotnie większe. Jeśli przyjąć za propozycją Pazdry i Kozerskiego (1990), że dominacja N-NH₄ nad pozostałymi formami

Tabela 8. Zmiany ładunku zanieczyszczeń niesionych Strugą Dobieszkowską w poligonach o dodatnim VHG względem stężeń zanieczyszczeń w wodach strefy hyporeicznej**Table 8.** Changeability of contaminant loads in research sites with positive VHG according to its concentrations in hyporeic zone

Poligon	D _{HZ}		F _{HZ}		G _{HZ}		
	N-NH ₄	P-PO ₄	N-NH ₄	P-PO ₄	Cl ⁻	sm	N-NO ₃
VHG [cm/cm]	+0,010		+0,015		+0,060		
Stężenie [mg/L]	0,087	0,146	0,874	0,705	29,3	528	16,3
Ładunek na poprzednim poligonie [kg/d]	0,000	0,266	0,053	0,396	132,42	2824,3	31,01
Ładunek na poligonie [kg/d]	0,038	0,611	0,000	0,293	182,96	3606,6	41,01
Zmiana [kg/d]	+0,038	+0,345	-0,053	-0,103	+50,54	+782,3	+10,00

azotu mineralnego świadczy o oddziaływaniu świeżych i bliskich ognisk zanieczyszczeń, to można wskazać jako przyczynę zanieczyszczenia wód tamtejszą zabudowę mieszkaniową (rys. 2) i praktykę rozsączania ścieków bytowych poprzez przydomowe „oczyszczalnie ścieków”.

Na stan silnego bieżącego obciążenia Strugi Dobieszkowskiej zanieczyszczeniami wskazuje porównanie ładunków niesionych ciekami w miesiącu suchym (maj 2023) z ładunkami wyznaczonymi dla miesiąca mokrego (maj 2010) – tabela 7. Gdyby bieżący przepływ sięgnął archiwalnego, to przy wykazanych aktualnie poziomie stężeń zanieczyszczeń ładunki winny wzrosnąć o 230%. Porównanie aktualnego stanu obciążenia Moszczenicy i Strugi Dobieszkowskiej (poligon H) ładunkami zanieczyszczeń spływających w maju roku mokrego i suchego (tab. 1 i tab. 7) wykazuje, że niezależnie od upływu czasu i różnych warunków hydrometeorologicznych, SD nadal prowadzi większe ładunki N-NO₃.

Odniesienie bieżących wyników badań źródeł w dolinie Strugi Dobieszkowskiej do danych hydrochemicznych z lat wcześniejszych (rys. 4 i tab. 5) wskazuje, że pod względem stężeń jonu chlorkowego i azotu azotanowego sytuacja w grupie wypływów środkowych i dolnych (rys. 1) na obszarze rezerwatu nie uległa pogorszeniu.

6. Wnioski

Badania wód w dolinie Strugi Dobieszkowskiej przeprowadzono w ciągu jednego dnia, dla uchwycenia chwilowego stanu hydrochemicznego w zakresie wybranych wskaźników zanieczyszczenia. Równoczesne badanie wód rzecznych, źródłanych i hyporeicznych stworzyło możliwość porównania trzech bezpośrednio ze sobą sąsiadujących środowisk wodnych. Wykazano, że:

1. Wody hyporeiczne istotnie różnią się od wód rzecznych i źródłanych *in minus* pod względem: odczynu wód, potencjału redoks, tlenu rozpuszczonego i N-NO₃ oraz *in plus* w przypadku: N-NH₄ i P-PO₄.
2. Najwyższe wartości miar zasolenia (PEW, sm i Cl⁻) i wskaźników biogenych (N-NH₄, N-NO₃, P-PO₄) wystąpiły w wodach hyporeicznych. Jest więc to środowisko najbardziej narażone na zanieczyszczenie na badanym obszarze.

3. Aktualny stan zanieczyszczenia wód źródłanych pod względem stężeń chlorków i azotu azotanowego można uznać na podstawie danych historycznych za stały i pod względem zakresów wartości badanych wskaźników zbliżony do bieżącego stanu wód rzecznych SD – za wyjątkiem azotu amonowego, którego w wodach źródłanych nie stwierdzono.

4. Bieżący stan zanieczyszczenia wód rzecznych Strugi Dobieszkowskiej, uznanych na podstawie danych z 2010 r. za wody eutroficzne, uległ pogorszeniu pod względem stężenia azotu azotanowego oraz substancji mineralnych i chlorków, co przekłada się na wyraźnie większą ilość tych substancji niesionych w odcinku ujściowym Strugi Dobieszkowskiej w stosunku do Moszczenicy. Największy jednostkowy ładunek zanieczyszczeń stwierdzono jednak nie w ujściu, a w poligonie leżącym we wsi Ługi. Tutaj też stężenia sm, Cl⁻ i N-NO₃ w strefie hyporeicznej były największe, co przy zmierzonym dodatnim VHG przełożyło się na wyraźny przyrost ładunków tych zanieczyszczeń w korycie SD. Udokumentowano więc oddziaływanie przydomowych ognisk zanieczyszczeń na wody ciekłu poprzez jego strefę hyporeiczną. Ten przypadek wskazuje, że dla oceny jakości wód powierzchniowych ważna jest identyfikacja stanu hydrochemicznego wód hyporeicznych i wielkości gradientów. W przypadku SD okazało się, że przewaga przypadków dodatniego VHG sprzyja przenikaniu wód hyporeicznych do koryta rzecznoego wraz z zawartą w nich dużą ilością zanieczyszczeń.

5. Stwierdzona na badanym obszarze mozaikowość zanieczyszczeń ogranicza możliwość obliczenia udziału wód rzecznych w strefie hyporeicznej na podstawie kryterium hydrochemicznego; spośród ośmiu badanych poligonów wykazano to tylko dla trzech z nich.

Badania strefy hyporeicznej powinny stanowić uzupełnienie hydrochemicznych prac badawczych wód podziemnych i powierzchniowych z tego powodu, że stwarzają możliwość identyfikacji stref skoncentrowanego dopływu zanieczyszczeń do koryt rzecznych. Na takich odcinkach rzek należy koncentrować działania (hydrotechniczne, hydrobiologiczne) dla zapobieganiu dalszej migracji zanieczyszczeń, m.in. biogenów do zbiorników retencyjnych.

Przy ograniczonych możliwościach rzeczywistej identyfikacji antropogenicznych ognisk zanieczyszczeń w zlewni, dzięki obserwacjom strefy hyporeicznej uzyskujemy efektywne narzędzie kontroli stanu hydrochemicznego wód podziemnych na ich styku (mieszania) z wodami powierzchniowymi, czyli w środowisku zasadniczo pomijanym w systemach monitoringu krajowego.

7. Literatura

- Battin, T.J., Kaplan, L.A., Newbold, J.D., Hendricks, S.P., 2003. A mixing model analysis of stream solute dynamics and the contribution of a hyporheic zone to ecosystem function. *Freshwater Biology* 48: 995–1014.
- Biksey, T.M., Gross, E.D., 2001. The Hyporheic Zone: Linking Groundwater and Surface Water – Understanding the Paradigm. *Remediation (Winter 2001)*: 55–62.
- Biuletyn Monitoringu Klimatu Polski. Maj 2023, 2023. IMGW-PIB.
- Biuletyn Państwowej Służby Meteorologiczno-Hydrologicznej. Rok 2022, 2022. 13/254. IMGW-PIB.
- Boano, F., Harvey, J.W., Marion, A., Packman, A.I., Revelli, R., Ridolfi, L., Wörman, A., 2014. Hyporheic flow and transport processes: Mechanisms, models, and biogeochemical implications. *Reviews of Geophysics* 52: 603–679.
- Burchard, J., Mela, S., 1995. Ilościowa i jakościowa charakterystyka wód źródłanych strefy krawędziowej Wzniesień Łódzkich, [w:] *Materiały VIII Ogólnopolskiej Konferencji Naukowej „Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych”*, Łódź, 14–16.IX.1995, Łódź, 59–61.
- Burchard, J., Ziulkiewicz, M., 2002. Zagrożenie i ochrona jakości wód podziemnych i źródłanych w środkowej Polsce, [w:] *Materiały Zjazdu PTG, tom II*, Łódź.
- Gooseff, M.N., 2010. Defining Hyporheic Zones – Advancing Our Conceptual and Operational Definitions of Where Stream Water and Groundwater Meet. *Geography Compass* 4/8: 945–955.
- Grukke, R., 2022. Wymiana wód powierzchniowych i podziemnych w korycie północnego ramienia Strugi Dobieszkowskiej. *Praca magisterska*, WNG UŁ.
- Harvey, J.W., Gomez-Velez, J., Schmad, N., Scott, D., Boyer, E., Alexander, R., Eng, K., Golden, H., Kettner, A., Konrad, Ch., Moore, R., Pizzuto, J., Schwarz, G., Soulsby, Ch., Choi, J., 2019. How Hydrologic Connectivity Regulates Water Quality in River Corridors. *Journal of the American Water Resources Association* 55 (2): 369–381.
- Hereźniak-Ciotowa, U., Ziulkiewicz, M., 1997. Chemizm wód źródłanych Strugi Dobieszkowskiej (Młynówki). *Acta Universitatis Lodzianis. Folia Geographica Physica* 2: 169–177.
- Hill, A.R., Labadia, C.F., Sanmugadas, K., 1998. Hyporheic zone hydrology and nitrogen dynamics in relation to the streambed topography of a N-rich stream. *Biogeochemistry* 42: 285–310.
- Illicki, P., Górecki, K., Melcer, B., 2008. *Eutrofizacja cieków wodnych zlewni Warty w latach 1992–2002*. Poznań: Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu.
- Interpretacja oceny jakości wód powierzchniowych zasilających zbiornik retencyjny na rzece Moszczenicy w Strykowie, 2020. http://oldbip.strykow.pl/archiwum.strykow.pl/zalaczniki/3768/Ocena_jakosci_wod_Interpretacja.pdf
- Jokiel, P., 2004. *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku*. Wydawnictwo UŁ, Łódź.
- Kamiński, J., 1993. Późnoplejstocenska i holocenska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka. *Acta Geographica Lodzianis* 64.
- Kąpać się czy nie kąpać, czyli jakość wód cieków spod Borchówki w świetle wyników badań hydrochemicznych i hydrobiologicznych, 2022. Arch. KGiG UŁ.
- Krause, S., Abbott, B.W., Baranov, V., Bernal, S., Blaen, P., Datry, T., 2022. Organizational Principles of Hyporheic Exchange Flow and Biogeochemical Cycling in River Networks Across Scales. *Water Resources Research* 58. <https://doi.org/10.1029/2021WR029771>
- Lewandowski, J., Arnon, S., Banks, E., Batelaan, O., Betterle, A., Broecker, T., Coll, C., Drummond, J.D., Gaona Garcia, J., Galloway, J., Gomez-Velez, J., Grabowski, R.C., Herzog, S.P., Hinkelmann, R., Höhne, A., Hollender, J., Horn, M.A., Jaeger, A., Krause, S., Prats, A.L., Magliozzi, C., Meinikmann, K., Babak Mojarrad, B., Mueller, B.M., Peralta-Maraver, I., Popp, A.L., Posselt, M., Putschew, A., Radke, M., Raza, M., Riml, J., Robertson, A., Rutere, C., Schaper, J.L., Schirmer, M., Schulz, H., Shanafield, M., Singh, T., Ward, A.S., Wolke, P., Wörman, A., Wu, L., 2019. Is the Hyporheic Zone Relevant beyond the Scientific Community? *Water* 11: 2230.
- Maksymiuk, Z., Mela, S., 1995. Źródła Polski Środkowej. *Acta Universitatis Lodzianis. Folia Geographica* 20: 109–119.
- Malard, F., 2003. *Groundwater-surface water interactions*, [w:] *Ecology of a Glacial Flood Plain*. Springer Netherlands: 37–56.
- Marciniak, M., Chudziak, Ł., 2015. A new method of measuring the hydraulic conductivity of the bottom sediment. *Przegląd Geologiczny* 63, 10/2: 919–925.
- Marciniak, M., Ziulkiewicz, M., Górecki, M., 2022. Variability of water exchange in the hyporheic zone of a lowland river in Poland based on gradientometric studies. *Quaestiones Geographicae* 41(3): 143–158.
- Moniewski, P., 2004. Źródła okolic Łodzi. *Acta Geographica Lodzianis* 87, ŁTN, Łódź.
- Naranjo, R.C., Pohl, G., Niswonger, R.G., Stone, M., McKay, A., 2013. Using heat as a tracer to estimate spatially distributed mean residence times in the hyporheic zone of a riffle-pool sequence. *Water Resources Research* 49: 3697–3711.
- Nowicka-Krawczyk, P., Żelazna-Wieczorek, J., Skrobek, I., Ziulkiewicz, M., Adamski, M., Kamiński, A., Żmudzki, P., 2022. Persistent Cyanobacteria Blooms in Artificial Water Bodies – An Effect of Environmental Conditions or the Result of Anthropogenic Change. *International Journal of Environmental Research and Public Health* 19: 6990.
- Pazdro, Z., Kozerski, B., 1990. *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Raport z oceny stanu Jednolitych Części Wód Podziemnych. *Monitoring stanu chemicznego oraz ocena stanu jednolitych części wód podziemnych w dorzeczu w latach 2018–2021*, 2020.
- Transformation Mechanisms of Major Nutrients and Metals in Wetlands*, 2008, [w:] *Wastewater Treatment in Constructed Wetlands with Horizontal Sub-Surface Flow*. Environmental Pollution, Dordrecht, Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8580-2_2
- Triska, F.T., Kennedy, V.C., Avanzino, R.J., Zellweger, G.W., Bencala, K.E., 1989. Retention and transport of nutrients in a third-order stream in northwestern California. Hyporheic processes. *Ecology* 70: 1893–1905.
- Walisch, M., 2003. *Wpływ warunków fizyko geograficznych na obieg wody w małych zlewniach regionu łódzkiego*. Praca doktorska UŁ.
- Wieczorek, K., Turek, A., Szczesio, M., Wolf, W.M., 2024. A holistic approach to the spatio-temporal variability investigation of the main river water quality – The importance of tributaries. *Science of Total Environment* 906. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.167588>
- Wondzell, S.M., 2011. The role of the hyporheic zone across stream networks. *Hydrological Processes* 25: 3525–3532.
- Ziulkiewicz, M., 2001. Azotany w wodach źródłanych Parku Krajobrazowego Wzniesień Łódzkich. *Przyroda Polski Środkowej* 4: 16–18.
- Ziulkiewicz, M., 2012. Jakość wód powierzchniowych w strefie podmiejskiej Łodzi na przykładzie Moszczenicy. *Gospodarka Wodna* 12: 510–520.
- Ziulkiewicz, M., 2016. *Hydrogeochemiczne aspekty funkcjonowania źródeł w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Ziulkiewicz, M., 2022. Salinization of the Moszczenica river’s hyporheic zone in the vicinity of the Rogóźno salt dome. *Acta Geographica Lodzianis* 112: 163–184.

- Ziulkiewicz, M., Fortuniak, A., Górecki, M., Grzędzińska, S., Matecka, B., Waack-Zajac, A., 2016. Zdjęcie hydrochemiczne rzeki miejskiej na przykładzie Olechówki. *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN 39*: 279–291.
- Ziulkiewicz, M., Grulke, R., Gajda, N., 2021. Identyfikacja dopływu substancji biogennych ze strefy hyporeicznej do koryta cieków źródłowego na obszarze podmiejskim, [w:] Czerniawski, R., Bilski, P. (red.), *Funkcjonowanie i ochrona wód płynących*, Szczecin, 263–281.
- Ziulkiewicz, M., Żelazna-Wieczorek, J., 2007. Wpływ warunków hydrogeologicznych na florę okrzemkową źródeł w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich, [w:] *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*. Wydawnictwo UŁ, Łódź, 295–313.
- Żelazna-Wieczorek, J., Sochacka, A., Ziulkiewicz, M., 2010. Zróżnicowanie zbiorowisk okrzemek w źródłach rezerwatu Struga Dobieszkowska, [w:] *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*. Wydawnictwo UŁ, Łódź, 169–179.
- Żelazna-Wieczorek, J., Ziulkiewicz, M., 2007. Okrzemki bentosowe źródła Dobieszków na tle warunków siedliskowych, [w:] Jokieli, P., Moniewski, P., Ziulkiewicz, M. (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. Łódź, 265–279.



Elżbieta Kobjek

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Instytut Zagospodarowania Środowiska i Polityki Przestrzennej
E-mail: elzbieta.kobjek@geo.uni.lodz.pl



Wpływ wydm śródlądowych na ukształtowanie miejskich terenów zieleni na przykładzie wybranych miast środkowej Polski

The influence of inland dunes on the formation of urban green areas on the example of selected cities in central Poland

Zarys treści

Tereny zieleni są ważnym elementem w strukturze przestrzennej miasta. Niektóre formy rzeźby terenu miały duży wpływ na ich lokalizację i charakter, np. obszary zalewowe, torfowiska, stoki o dużym nachyleniu. W zasięgu wielu miast w nizinnej części Polski występują także liczne wydmy śródlądowe, które wyróżniają się piaszczystą budową, suchością podłoża i urozmaiconą rzeźbą. W artykule przedstawiono wpływ wydm śródlądowych na ukształtowanie systemu terenów zieleni w miastach. Wydmy śródlądowe w badanych miastach są porośnięte głównie przez lasy sosnowe. W zależności od położenia w przestrzeni miejskiej pełnią one różne funkcje, np. spacerowo-wypoczynkowe czy rekreacyjne. Wydmy wpływają także na układ terenów zieleni w miastach. Najczęściej kształtują układ plamowy i klinowy. Lasy sosnowe na wydmach nie są tak bogate biologicznie jak roślinność liściasta ukształtowana przez człowieka w parkach miejskich, ale są ważnym elementem systemu przyrodniczego miasta. Nie wymagają stosowania intensywnych zabiegów pielęgnacyjnych, w tym podlewania, co w okresie zmian klimatu jest bardzo ważne. Dodatkowo roślinność jest dostosowana do warunków abiotycznych, czyli wykształcony jest specyficzny ekosystem. Jest to zgodne z proekologicznym trendem w zakresie akceptacji i kreowania naturalnego krajobrazu w mieście, w celu zwiększenia odporności środowiska miejskiego i poprawy jakości życia ludzi oraz innych gatunków.

Słowa kluczowe Wydmy śródlądowe, miasto, tereny zieleni, system przyrodniczy miasta, środkowa Polska.

Abstract

Green areas are important elements of the urban spatial structure. Some geomorphological forms had a great influence on the location and character of these areas, e.g. floodplains, peat bogs, steep slopes. Within the reach of many cities in the lowland part of Poland, there are numerous inland dunes, which are distinguished by their sandy structure, dryness of the ground and varied relief. The article presents the influence of inland dunes on the formation of green areas in cities. Inland dunes in the studied cities are covered mainly by pine forests. Depending on their location in the urban space, they perform various functions, e.g. for walking, rest or recreation. Dunes also affect the arrangement of green areas in cities. Most often they form a spot and wedge system. Pine forests in the dunes are not as biologically rich as deciduous vegetation shaped by man in city parks, but they are an important element of the urban natural system. They do not require intensive care treatments (economic aspect), including watering, which is very important in the period of climate change. Additionally, the vegetation is adapted to abiotic conditions, i.e. a specific ecosystem is developed. This is consistent with the pro-ecological trend of accepting and creating natural landscapes in the city, in order to increase the resilience of the urban environment and improve the quality of life of people and other species.

Keywords Inland dunes, city, green areas, urban natural system, central Poland.

1. Wprowadzenie

Każde miasto wpisane jest w konkretne warunki środowiska przyrodniczego, które w różny sposób wpływały na jego rozwój. Niektóre elementy środowiska abiotycznego, a szczególnie rzeźba terenu, budowa geologiczna i warunki wodne mają dużą trwałość i odporność na przekształcenia antropogeniczne, a tym samym oddziałują na rozwój przestrzenno-funkcjonalny miasta, przykładowo ograniczają jego formę zewnętrzną oraz ukierunkowują sposoby użytkowania (Stala 1978; Szponar 2003; Pancewicz 2004; Sanderson 2009; Petley 2010; Guarino, Nisio 2012; Di Martire i in. 2012). Tereny zieleni (takie jak parki, lasy miejskie lub zieleń nieurządzona) często zajmują

obszary nieprzydatne pod zabudowę, np. tereny zalewowe, podmokłe i torfowe oraz zbocza i stoki o dużym nachyleniu (Jakubowski 2015; Nita, Nita 2015). Poza formami powiązаныmi z warunkami hydrologicznymi, duży wpływ na rozmieszczenie i charakter terenów zieleni w miastach ma także suche środowisko wydm śródlądowych. Nie są one tak powszechne jak inne formy terenu, ale w miejscach ich występowania miały duży wpływ na formę użytkowania gruntów w mieście, a obecnie mogą sprostać nowym wymaganiom związanym z kształtowaniem systemu przyrodniczego miasta.

Wydmy śródlądowe występują głównie w nizinnej, środkowej części Polski i nadbudowują one terasy nadzalewowe w dużych dolinach rzecznych, sandry albo

wysoczyzny (np. Galon 1958; Manikowska 1985; Nowaczyk 1986; Twardy 2008). Są to formy o wysokościach względnych do 20–30 m, asymetryczne, o długich ramionach i zwykle wyraźnym, wysokim czole (Kobojek, Kobojek 2021). Stok zachodni jest najczęściej łagodniejszy, a wschodni stromy. Wydmę zbudowane są głównie z miększych serii piasków droбноziarnistych i średnioziarnistych, które decydują o ukształtowaniu specyficznego ekosystemu. Skład mineralogiczny osadów wydmowych jest jednorodny, ponieważ zdecydowanie dominują ziarna kwarcu (80–90%). Bardzo mała zawartość części ilastych jest przyczyną niewielkiej pojemności sorpcyjnej i dużej przepuszczalności tych utworów. Poziom wód gruntowych położony jest zwykle głęboko, ale zależy od wysokości formy i charakteru osadów w podłożu. W związku z tym, piaski eoliczne, stanowią substrat, z którego powstają ubogie gleby bielicoziemne przy udziale borealnej roślinności leśnej. Gleby te zaliczane są do szczególnie wrażliwych i podatnych na erozję eoliczną oraz wodną.

Zmienia się podejście do terenów zieleni od długotrwałego prymatu funkcji estetycznych po stale rosnącą rolę funkcji ekologicznych (Czarnecki 1964; Brookes 1996; Czerwieniec, Lewińska 1996; Przewoźniak 2002, 2005; Kaliszuk 2005; Szulczewska, Kaliszuk 2005; Zimny 2005; Łukasiewicz, Łukasiewicz 2006; Haber, Urbański 2010; Endlicher 2011; Korzeniak, Słysz 2011; Kłopotowski 2016). W opracowaniach planistycznych zaczęto nawiązywać do zasad: zachowania bioróżnorodności, zgodności między środowiskiem biotycznym i abiotycznym (warunkami siedliskowymi) oraz zachowania i przywracania ciągłości ekosystemów. Funkcje środowiskotwórcze, fitomelioracyjne, ochronne stają się równie ważne, jak dekoracyjne i rekreacyjne. Dodatkowo forma terenu postrzegana była jako nowa forma dziedzictwa związanego z rozwojem i krajobrazem miejskim oraz mająca wpływ na przyrodę w mieście. Analizowany jest wpływ elementów abiotycznych na relacje miasto–krajobraz przyrodniczy (Portal, Kerguillec 2018).

Chcąc sprostać wymogom wynikającym z pełnienia funkcji ekologicznej, projektanci nowych terenów zieleni w miastach, coraz częściej nawiązują do stylu naturalistycznego. Głównym celem jest odzwierciedlenie zbiorowisk naturalnych, czyli zastosowanie rodzimych gatunków roślin, odpowiednich do siedliska, wykorzystanie różnych typów zbiorowisk roślinnych, tj. leśnej, trawiastej, wodnej (Kowarik 2005; Bożętka 2008). Preferowane są formy, materiały i technologie związane z tożsamością kulturową i tradycją lokalną, doceniana jest oszczędność materiału i energii, wykluczane jest użycie substancji szkodliwych dla środowiska (Fuad-Luke 2004; Jakubowski 2015). Ponadto na obszarach tych ogranicza się stosowanie intensywnych zabiegów pielęgnacyjnych.

Aby pozostawać w duchu tendencji ekologicznych i proprzyrodniczych w miastach, nie zawsze konieczne jest zakładanie parków nowej generacji określanych jako „miejskiej przyrody”, „naturalnej sukcesji” lub „ekologicznych” (Jakubowski 2015). Świadome i odpowiednie wykorzystanie istniejącego potencjału terenów zieleni

może stanowić istotny element rewitalizacji przyrodniczej miasta. W warunkach zmian klimatu ważne mogą okazać się geomorfologiczne uwarunkowania lokalizacji terenów zieleni i zgodność roślinności z siedliskiem.

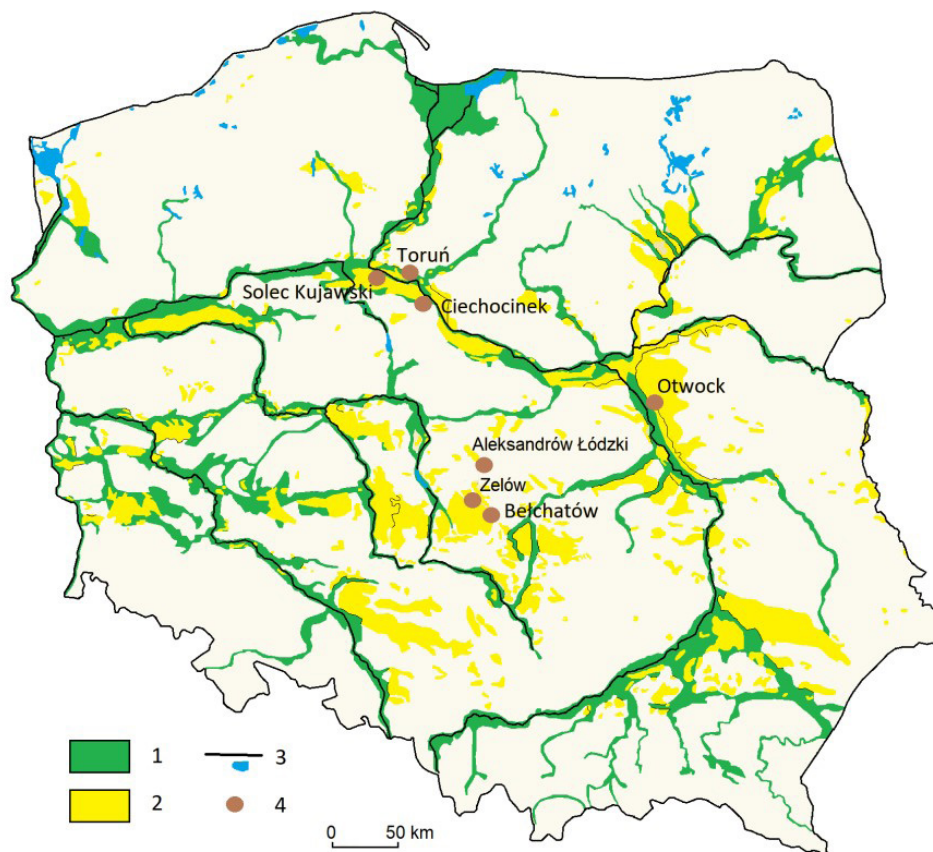
Niewiele jest opracowań wskazujących na rolę wydm śródlądowych w ukształtowaniu przestrzenno-strukturalnym miast i układów systemów zieleni. Nawet w opracowaniach ekofizjograficznych miast, w obrębie których występują wydmy, nie ma wielu informacji na ich temat. Celem artykułu jest przedstawienie wpływu wydm śródlądowych i ich środowiska na ukształtowanie systemu i charakteru terenów zieleni w mieście. W pracy oceniono funkcje lasów na wydmach w zależności od wielkości miasta oraz wskazano ich znaczenie w warunkach zmian klimatu.

Badania przeprowadzono w siedmiu wybranych miastach położonych w środkowej Polsce (rys. 1). Miasta różnią się położeniem fizycznogeograficznym, wielkością pól wydmowych, liczbą mieszkańców, zajmowaną powierzchnią i pełnionymi funkcjami. Ze względu na położenie fizycznogeograficzne można wskazać dwie główne grupy miast. Pierwsza z nich, złożona z czterech miast, grupuje miasta położone w dolinie Wisły na terasach nadzalewowych. W Kotlinie Toruńskiej położone są: Solec Kujawski, Toruń i Ciechocinek. W Dolinie Środkowej Wisły rozwinął się Otwock, przy czym wschodnia część tego miasta sięga już na Równinę Garwolińską. Druga grupa miast położona jest generalnie na obszarach wysoczyznowych w regionie łódzkim: Bełchatów w obrębie Wysoczyzny Bełchatowskiej, a Żelów i Aleksandrów Łódzki na Wysoczyźnie Łaskiej (Kondracki 1998). Każde z miast ma nieco odmienne położenie topograficzne i geomorfologiczne (dno doliny, terasy nadzalewowe, wysoczyzna), ale we wszystkich z nich występują wydmy śródlądowe o wysokości względnej od 3–5 m do ponad 20 m.

Do dużych analizowanych miast należy Toruń (195,69 tys. mieszkańców), do średnich Bełchatów (52,85 tys.), Otwock (44,09 tys.) i Aleksandrów Łódzki (22,09 tys.), a do małych: Solec Kujawski (15,34 tys.), Ciechocinek (10,26 tys.) i Żelów (7,15 tys.). Dwa z miast mają status uzdrowisk (Ciechocinek i Otwock), a dwa kolejne promują się jako miasta zieleni (Toruń i Bełchatów).

2. Źródła informacji i metody badań

W pierwszym etapie badań wyznaczono położenie i zasięg obszarów wydmowych oraz pojedynczych wydm śródlądowych w obecnych granicach badanych miast na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Wykorzystano dziewięć arkuszy map: Bydgoszcz Wschód (Kozłowska, Kozłowski 1992), Rzekowo (Wrotek 1988), Toruń (Molewski, Weckwerth 2018), Aleksandrów Kujawski (Jeziński 2000), Ciechocinek (Łyczewska 1975), Otwock (Baraniecka 1975), Łódź Zachód (Różycki, Kluczyński 1966), Żelów (Baliński, Gawlik 1985), Bełchatów (Ziomek 1992). Następnie analizowano mapy topograficzne w skali 1:10 000 i 1:5 000 w celu szczegółowego wyznaczenia położenia wydm i ich



Rys. 1. Położenie badanych miast na tle głównych pól wydmywowych w Polsce
1 – dna ważniejszych dolin rzecznych, 2 – pola piasków eolicznych i wydm śródlądowych, 3 – sieć rzeczna i wody powierzchniowe, 4 – badane miasta (oprac. na podstawie Galon, 1958)

Fig. 1. Location of the studied cities against the background of the main dune fields in Poland
1 – bottoms of major river valleys, 2 – fields of aeolian sands and inland dunes, 3 – river network and surface waters, 4 – studied cities (adapted from Galon, 1958)

cech morfologicznych. Określono także ich kształt, rozmiary oraz wysokości względne. Wyznaczony zasięg pól wydmywowych lub pojedynczych wydm został następnie skorelowany z obecnym użytkowaniem i zagospodarowaniem. W tym celu wykorzystano treści miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego, mapy dostępne w serwisie Google Maps oraz przeprowadzono badania terenowe. Szczególną uwagę skupiono na rozmieszczeniu i zasięgu większych terenów zieleni (parki miejskie, lasy w strefie peryferyjnej, zieleń nieurządzona, ogrody działkowe).

W kolejnym etapie określono pozycję lasów na wydmach w systemie terenów zieleni w mieście. Analizowano także formy użytkowania terenu występujące w bezpośrednim sąsiedztwie miast w celu wskazania możliwości tworzenia połączeń elementów przyrodniczych w mieście z terenami pozamiejskimi.

Analizowano dostępne mapy z XX wieku w celu wskazania zmian w użytkowaniu pól wydmywowych. Na podstawie literatury starano się określić skalę przekształceń form wydmywowych w wyniku rozwoju przestrzennego miast w ostatnich 100 latach. Dokonano kwerendy dokumentów planistycznych, zawartości stron internetowych miast i informatorów turystycznych pod kątem informa-

cji mogących mieć jakikolwiek związek z użytkowaniem, wykorzystaniem wypoczynkowo-rekreacyjnym, a nawet promowaniem wydm śródlądowych. Dodatkowo przeprowadzono obserwacje uczestniczące i wywiady swobodne z osobami przebywającymi w lasach na wydmach we wszystkich badanych miastach.

3. Wydmę śródlądowe w przestrzeni analizowanych miast i formy ich użytkowania

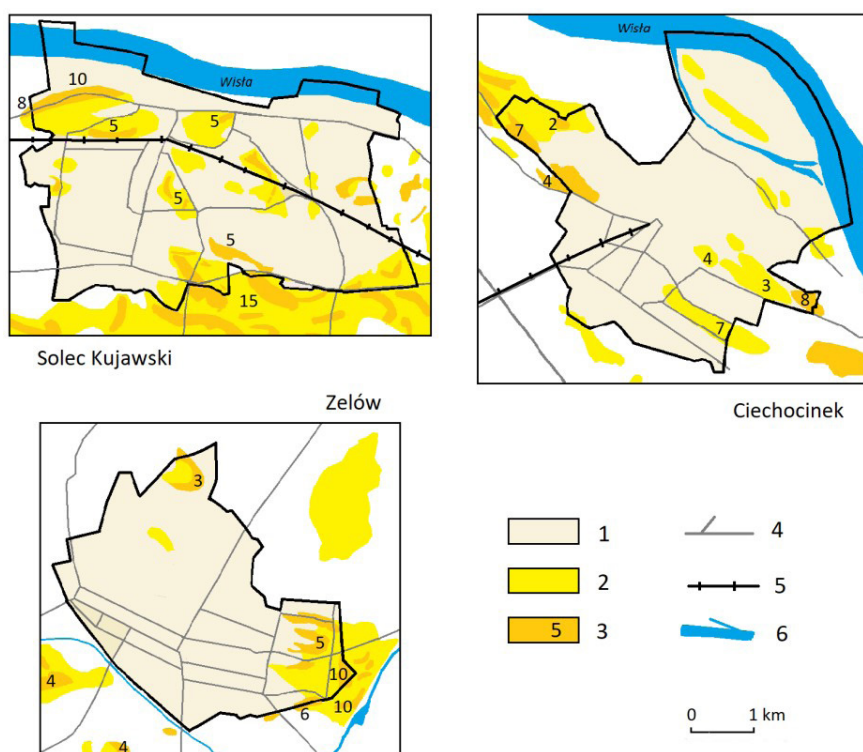
Na strukturę przestrzenną miast (zwartość, rozproszenie) oraz kierunki użytkowania ziemi wpływają obszary o niekorzystnych warunkach do zabudowy. Tereny te warunkują, a czasem wymuszają przebieg systemów otwartych i jednocześnie dzielą obszary do zabudowy na mniejsze jednostki przestrzenne. W analizowanych miastach taką rolę pełnią, poza dnami dolin rzecznych, także wydmę śródlądowe. Morfologia form wydmywowych jest bardzo bogata, chociaż najczęściej występują dwa zasadnicze typy: wydmy wałowe i parabole z całą gamą form pośrednich o wysokości względnej do 20 m, najczęściej ok. 5 m. W centralnych częściach miast wydmę nie zachowały wszystkich swoich elementów rzeźby. Często mają znisz-

czone stoki dystalne, nieco złagodzone kształty i są niższe niż w obszarach pozamiejskich w wyniku antropopresji. Piaski eoliczne, o ile występują jako utwory pokrywowe lub niskie wydmy, są stosunkowo dobrym gruntem budowlanym. Wydmy średniej wysokości w obrębie centralnych części miast zostały miejscami splantowane i posłużyły pod budowę domów lub dróg. Wydmy wysokie, które posiadają zdecydowanie niekorzystne warunki do zabudowy, z uwagi na ich cechy morfometryczne oraz podatność na procesy eoliczne, zachowały się stosunkowo najlepiej.

W przypadku trzech analizowanych małych miast, najwięcej wydm występuje w granicach i sąsiedztwie Solca Kujawskiego (rys. 2). Są to wydmy paraboliczne i wałowe położone na dwóch terasach nadzalewowych (Tomczak 1989; Weckwerth 2010). Najwyższa wydma (8–10 m wysokości względnej) w północno-zachodniej części miasta oddziela tereny zabudowane od terasy zalewowej Wisły. Jest ona w przewadze zalesiona, ale jej północne ramię wykorzystano do lokalizacji ważnej drogi (rys. 3). Na niższych partiach tej wydmy rozwija się luźna zabudowa jednorodzinna. Na wschód od zwartej zabudowy miejskiej wydmy są niższe (do 5 m wysokości), rozproszone i często przekształcone antropogenicznie, ale także zajęte przez lasy sosnowe. Park Jurajski, jedna z atrakcji miasta, został utworzony w obrębie niższej części wydmy. Tereny zieleni w mieście (lasy lub roślinność trawiastą z różnymi sku-

pieniami drzew) pokrywają się z zasięgiem wydm, a lasy sosnowe Puszczy Bydgoskiej zamykają przestrzeń miejską od południa. Nawet przebieg głównej drogi w południowej części miasta dopasowany jest do układu tego pola wydowego, objętego ochroną w ramach Obszaru Chronionego Krajobrazu Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej.

Zdecydowanie trudniejsze warunki pod zabudowę występują w Ciechocinku, także położonym w dolinie Wisły. Miasto rozwinęło się w dużym stopniu na nadsypanej antropogenicznie dawnej terasie zalewowej oraz na niższej terasie nadzalewowej (Tomczak 1989; Weckwerth 2010). Naturalne, dolinne, wilgotne podłoże jest słabym gruntem budowlanym, dlatego suche obszary niskich wydm (3–4 m wysokości) zajęte zostały pod zabudowę mieszkaniową. Wydmy o maksymalnej wysokości 7–8 m położone na zewnątrz najstarszej części miasta pokrywa las. Ciechocinek jest uzdrowiskiem rozwiniętym głównie na bazie wód solankowych. Ważną cechą strefy A w każdym uzdrowisku jest duży udział zieleni i tak jest też w Ciechocinku, ponieważ zajmuje ona aż 79% tej powierzchni. Jednak w części zdrojowej dominuje bogata zieleń ukształtowana przez człowieka. Spośród trzech parków, tylko Park Sosnowy jest położony na wydmie, a obszar ten został przyłączony do miasta w 1850 r. Już pod koniec XIX wieku posadzono tam dwuletnie sadzonki sosny pospolitej (Gadomska, Wasyliak 2018).

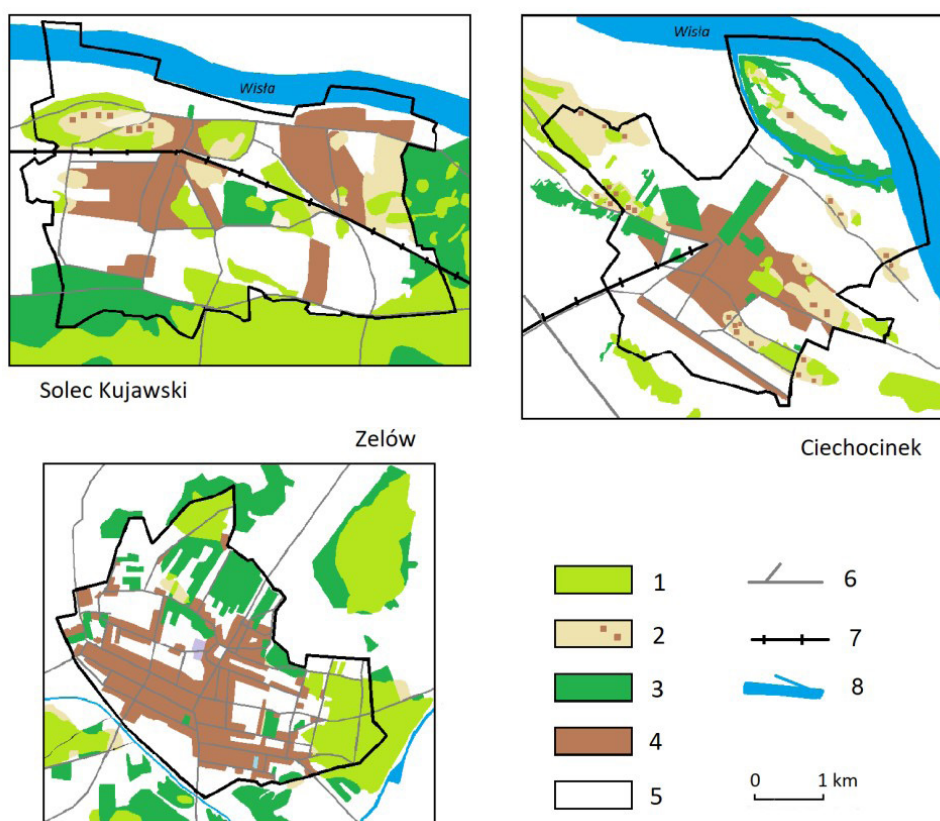


Rys. 2. Rozmieszczenie wydm w obrębie małych miast

1 – obszar miasta, 2 – pola piasków eolicznych z wydmami, 3 – wyraźne wydmy śródlądowe z podaną maksymalną wysokością względną w metrach, 4 – wybrane ulice, 5 – linia kolejowa, 6 – główna sieć rzeczna (oprac. własne na podstawie map geologicznych w skali 1:50 000: Kozłowska, Kozłowski, 1992; Wrotek, 1988; Łyczewska, 1975; Baliński, Gawlik, 1985)

Fig. 2. Distribution of dunes within small towns

1 – city area, 2 – aeolian sand fields with dunes, 3 – distinct inland dunes with the maximum relative height given in meters, 4 – selected streets, 5 – railway line, 6 – main river network (own study based on geological maps on a scale of 1:50,000: Kozłowska, Kozłowski, 1992; Wrotek, 1988; Łyczewska, 1975; Baliński, Gawlik, 1985)



Rys. 3. Formy użytkowania pól wydmywanych w małych miastach

1 – las na wydmach i polach piasków eolicznych, 2 – inne formy użytkowania wydm, w tym zarośla, pola i zabudowa rozproszona, 3 – lasy na innym niż eolicznym podłożu, 4 – ważniejsze obszary zabudowane, 5 – inne formy użytkowania gruntów, 6 – wybrane ulice, 7 – linia kolejowa, 8 – główna sieć rzeczna (oprac. własne)

Fig. 3. Forms of use of dune fields in small towns

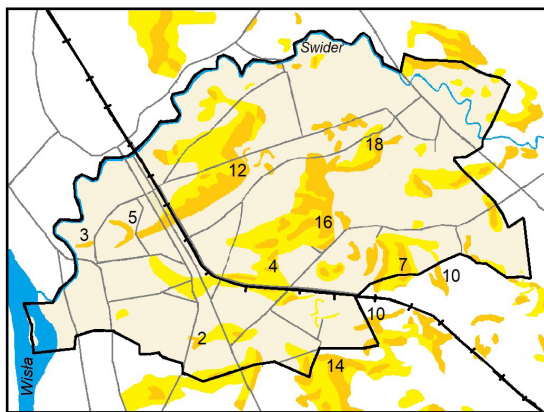
1 – forest on aeolian dunes and sand fields, 2 – other forms of dune use, including thickets, fields and scattered buildings, 3 – forests on non-aeolian ground, 4 – more important built-up areas, 5 – other forms of land use, 6 – selected streets, 7 – railway line, 8 – main river network (own study)

Zelów położony jest na wysoczyźnie zbudowanej głównie z piasków wodnolodowcowych i częściowo gliny zwałowej (Baliński, Gawlik 1985). Są to stosunkowo dobre grunty pod zabudowę. Zalesione wydmy występują na obrzeżach miasta (rys. 3). We wschodniej jego części najwyższe pole wydmy tworzy zwarty obszar i łączy się z doliną rzeczną oraz sztucznym zbiornikiem wodnym wykorzystywanym także w celach rekreacyjnych. Stok wydm sąsiaduje z brzegiem zbiornika, a piaski tworzą naturalną plażę.

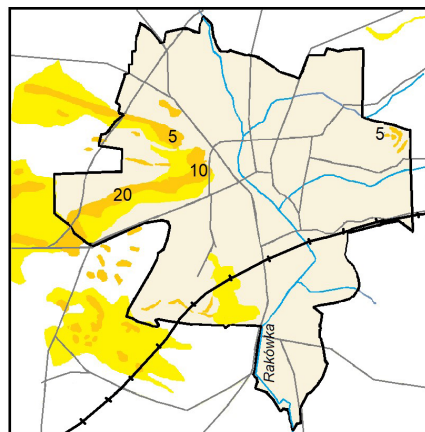
Wśród średnich analizowanych miast najmniejszą powierzchnię ma Aleksandrów Łódzki, który położony jest na wysoczyźnie zbudowanej w przewadze z gliny zwałowej i piasków wodnolodowcowych, tylko miejscami nadbudowanej przez wydmy śródlądowe (rys. 4). Wydmy do 8 m wysokości w zachodniej części miasta są zalesione, a las tworzy zwarty obszar, ponieważ zajmuje także wilgotniejsze obszary w ich sąsiedztwie (rys. 5). Las rośnie także na nieco niższych wydmach w południowej części miasta, ale w ich bezpośrednim sąsiedztwie rozwija się bardzo intensywnie zabudowa jednorodzinna. Tylko niskie obszary wydmywowe w centrum miasta zostały częściowo splantowane i zajęte są przez ogródki działkowe

oraz tereny sportowe. Tereny zieleni wysokiej w mieście pokrywają się dokładnie z zasięgiem wydm.

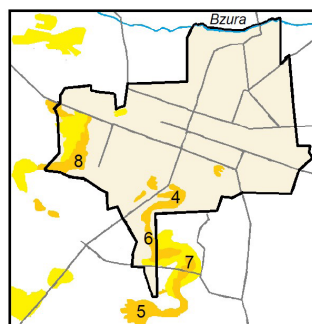
Bełchatów położony jest na wysoczyźnie zbudowanej w północno-wschodniej części z gliny zwałowej, a w południowo-zachodniej z piasków wodnolodowcowych nadbudowanych wydmami. Wysoczyzna rozcięta jest przez małą i płytką dolinę rzeczną. Na zachód od miasta występują rozległe, największe w województwie łódzkim, powierzchnie nadbudowane przez wydmy śródlądowe. Wysoka wydma (25 m) wkracza od zachodu do miasta i sięga prawie do jego centrum. Południowe ramie ma około 5 km długości. Układ głównych ulic w tej części miasta bardzo silnie nawiązuje do zasięgu formy. Wydmy są głównie zalesione, ale od południa coraz mocniej wkracza luźna zabudowa jednorodzinna. Z kolei czoło wydm, położone w centrum miasta, było w przeszłości miejscem eksploatacji piasku, a obecnie zajęte jest pod zabudowę usługową i cmentarz. Mniej wyraźne morfologicznie wydmy występują w południowo zachodniej części miasta, ale także tutaj są one zalesione. Nawet drobne formy wydmywowe występujące w północno wschodniej części miasta porasta las.



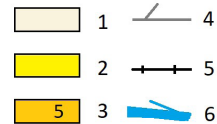
Otwock



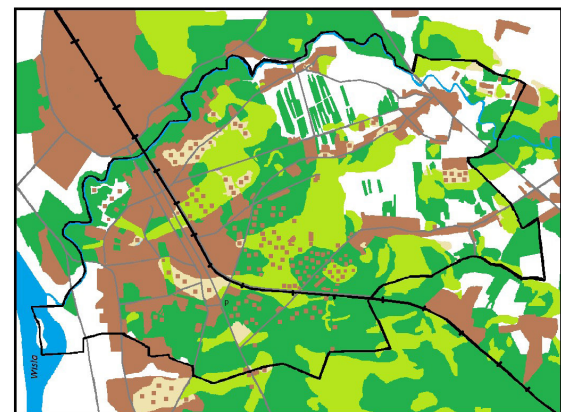
Bełchatów



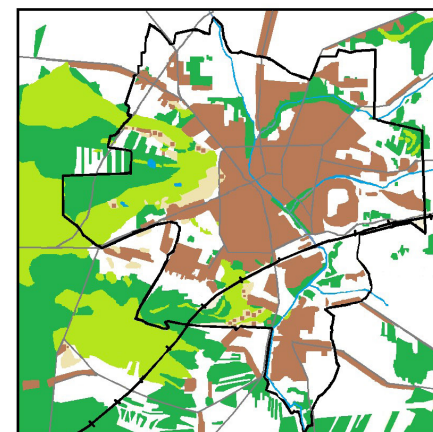
Aleksandrów Łódzki



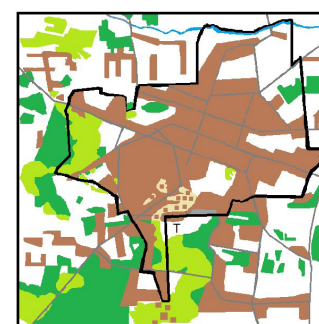
0 1 km



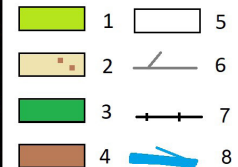
Otwock



Bełchatów



Aleksandrów Łódzki



0 1 km

Rys. 4. Rozmieszczenie wydym w obrębie średnich miast
1 – obszar miasta, 2 – pola piasków eolicznych z wydrami, 3 – wyraźne wydmy śródlądowe z podaną maksymalną wysokością względną w metrach, 4 – wybrane ulice, 5 – linia kolejowa, 6 – główna sieć rzeczna (oprac. własne na podstawie map geologicznych w skali 1:50,000: Baraniecka, 1975; Różycki, Kluczyński, 1966; Ziomek, 1992)

Fig. 4. Distribution of dunes within medium-sized cities
1 – city area, 2 – aeolian sand fields with dunes, 3 – distinct inland dunes with the maximum relative height given in meters, 4 – selected streets, 5 – railway line, 6 – main river network (own study based on geological maps on a scale of 1:50,000: Baraniecka, 1975; Różycki, Kluczyński, 1966; Ziomek, 1992)

Odmienne uklad mają wydmy śródlądowe w Otwocku (rys. 4). W obrębie miasta dominują szerokie terasy nadzalewowe Wisły nadbudowane licznymi formami eolicznymi o różnych wysokościach, występującymi pojedynczo lub w zespołach (Baraniecka 1982). Dlatego zalesione wydmy mają duży wpływ na strukturę miasta. Zwarta zabudowa występuje w zachodniej jego części, tam gdzie form wydmowych jest najmniej i są najniższe.

Rys. 5. Formy użytkowania wydym w obrębie średnich miast
1 – las na wydram i polach piasków eolicznych, 2 – inne formy użytkowania wydym, w tym zarośla, pola i zabudowa rozproszona, 3 – lasy na innym niż eolicznym podłożu, 4 – ważniejsze obszary zabudowane, 5 – inne formy użytkowania gruntów, 6 – wybrane ulice, 7 – linia kolejowa, 8 – główna sieć rzeczna (oprac. własne)

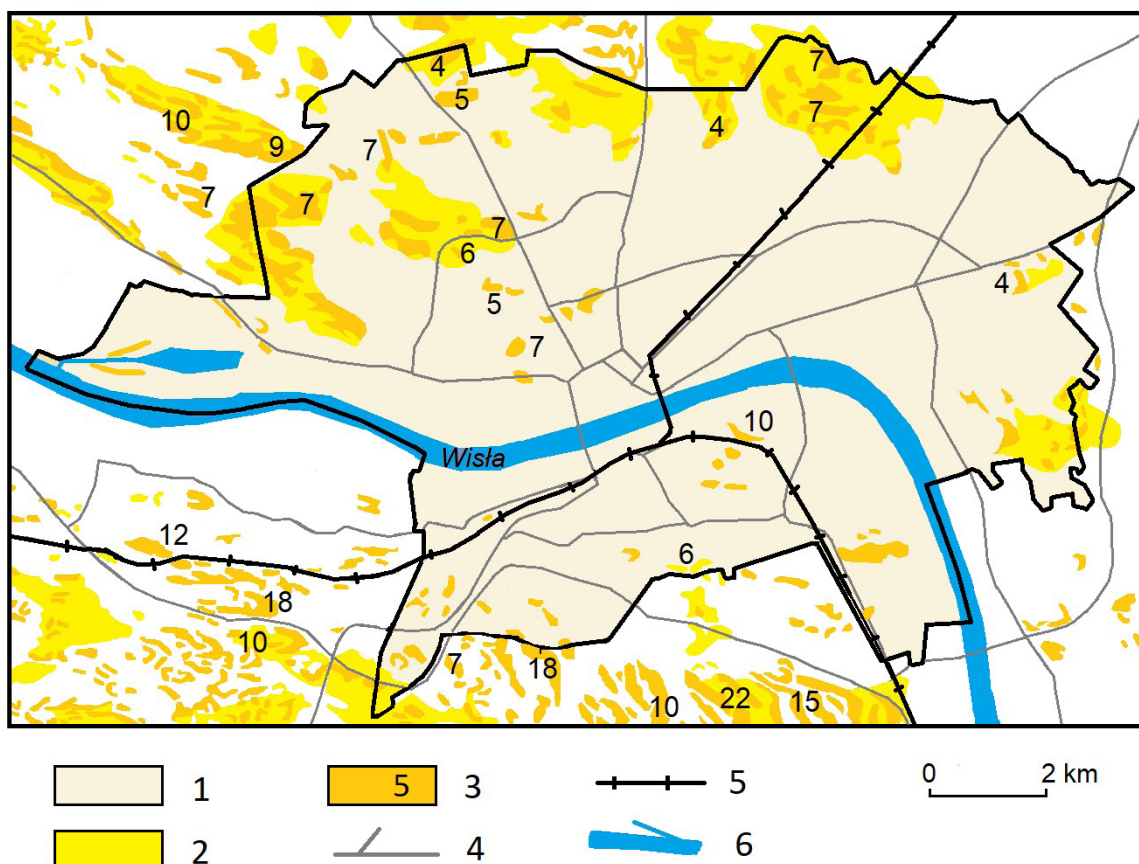
Fig. 5. Forms of dune use within medium-sized cities
1 – forest on aeolian dunes and sand fields, 2 – other forms of dune use, including thickets, fields and scattered buildings, 3 – forests on non-aeolian ground, 4 – more important built-up areas, 5 – other forms of land use, 6 – selected streets, 7 – railway line, 8 – main river network (own study)

W częściach środkowej, wschodniej i południowej miasta duże nagromadzenie wydym i zagłębień deflacyjnych rozбивa tę zwartość i spójność. W środkowej części miasta występują najwyższe wydmy sięgające 18–16 m wysokości względnej. Są to wyraźne, duże formy (paraboliczne, wałowe podłużne i poprzeczne, a także o kształcie nieregularnym) o układzie rozproszonym. Wszystkie wydmy są obecnie zajęte przez las, chociaż sadzony dopiero

w latach 30. XX w. Takie warunki geomorfologiczne stanowią o braku spójności struktury przestrzennej miasta. Sugerują one równocześnie, wynikające z uwarunkowań przyrodniczych, odpowiednie funkcje miejskich jednostek osadniczych: mieszkaniową, uzdrowiskową i rekreacyjną. Rozwój uzdrowiska i funkcji wypoczynkowej datowany jest na okres międzywojenny w XX wieku. Na grzbietach wysokich wydm ulokowano zabudowę o charakterze leczniczo-uzdrowiskowym. Ogólnie działki w południowej i częściowo środkowej części miasta mają duże powierzchnie (do 5 tys. m²), które w 80–90% są biologicznie czynne – dominują drzewostany sosnowe. Na obszarach wydmowych występują strefy przyrodniczo-mieszkaniowe (w centrum miasta) oraz strefy przyrodniczo-wypoczynkowe (na obrzeżach miasta). Duża podatność piaszczystego podłoża na erozję narzuca wyjątkowy reżim przy zagospodarowaniu i wykorzystaniu tych terenów, co podkreślone jest w opracowaniach planistycznych.

Największym badanym miastem z dużym udziałem wydm był Toruń (rys. 6). Formy te dominują w północno-zachodniej oraz północnej części miasta i z tego kierunku „wchodzą” do jego centrum. Także w południowej

części występują wydmy, które łączą się z pasem wydmowym położonym już poza granicami miasta, a należącym do największego pola wydmowego w pradolinie Wisły. Akumulacyjne terasy rzeczne i występujące w różnych częściach miasta kompleksy wydm są najbardziej charakterystycznymi, urozmaicającymi krajobraz elementami rzeźby. Występują przede wszystkim wydmy poprzeczne, rzadziej paraboliczne lub podłużne o wysokościach od kilku do prawie 20 m. Piaszki wydmowe były eksploatowane, dlatego wiele form jest mocno przekształconych. Także wydmy występujące w sąsiedztwie zespołu staromiejskiego zostały zniwelowane (Molewski 2015). Zdecydowana większość wydm jest pokryta lasem sosnowym, ale jeszcze w latach 60. XX w. opisywano rozwiewane piaszki w obrębie odsłoniętych powierzchni (Passendorfer, Wilczyński 1961). Także w pierwszej połowie XVIII w. wycięcie lasów spowodowało uaktywnienie procesów eolicznych (Biskup 1998). Obecnie miasto niemal ze wszystkich stron otaczają lasy, ale o jego „zielonym charakterze” decydują, poza lasami na wydmach, niewątpliwie tereny zieleni urządzonej (w tym pasy dawnych umocnień i fortyfikacji) oraz różne formy zieleni przyrodnej (rys. 7).

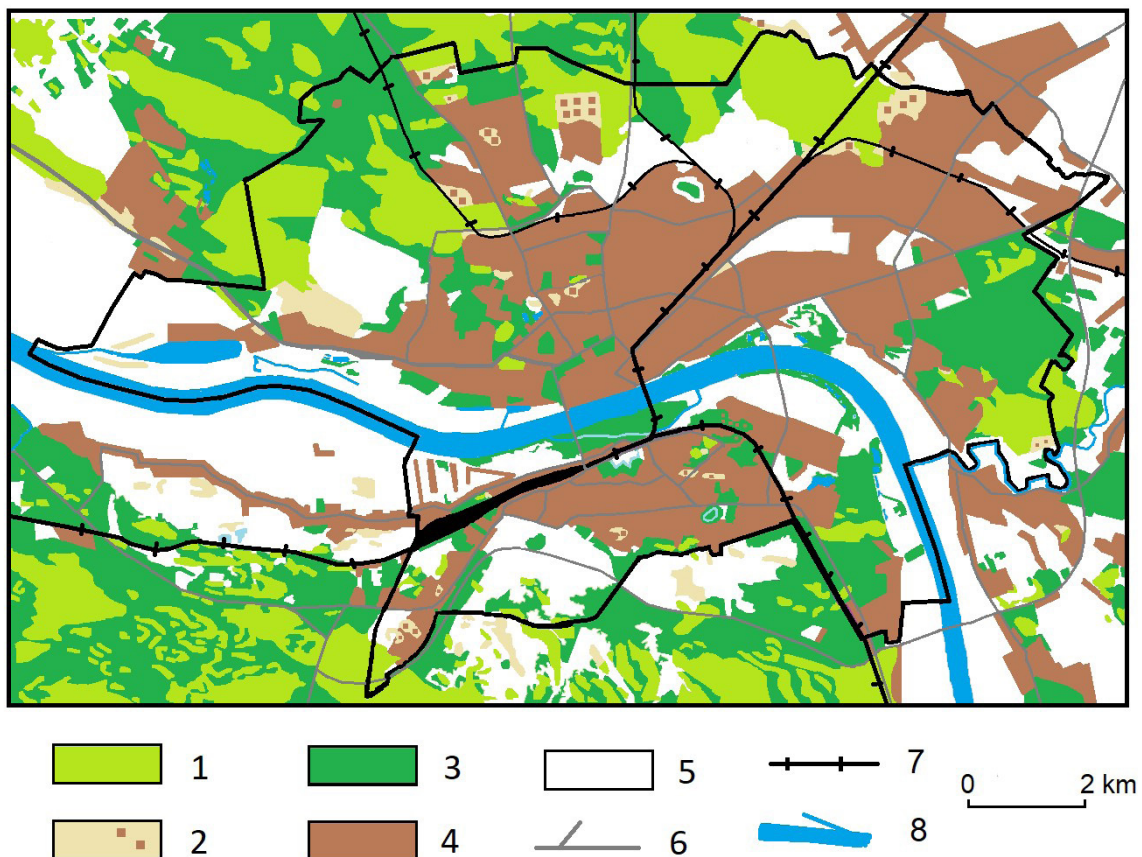


Rys. 6. Rozmieszczenie wydm w obrębie Torunia

1 – obszar miasta, 2 – pola piaszków eolicznych z wydmami, 3 – wyraźne wydmy śródlądowe z podaną maksymalną wysokością względną w metrach, 4 – wybrane ulice, 5 – linia kolejowa, 6 – główna sieć rzeczna (oprac. własne na podstawie map geologicznych w skali 1:50 000; Molewski, Weckwerth, 2018; Jezierski, 2000)

Fig. 6. Distribution of dunes within Toruń

1 – city area, 2 – aeolian sand fields with dunes, 3 – distinct inland dunes with the maximum relative height given in meters, 4 – selected streets, 5 – railway line, 6 – main river network (own study based on geological maps on a scale of 1:50,000; Molewski, Weckwerth, 2018; Jezierski, 2000)



Rys. 7. Formy użytkowania powierzchni wydmych w Toruniu

1 – las na wydmach i polach piasków eolicznych, 2 – inne formy użytkowania wydmy, w tym zarośla, pola i zabudowa rozproszona, 3 – lasy na innym niż eolicznym podłożu, 4 – ważniejsze obszary zabudowane, 5 – inne formy użytkowania gruntów, 6 – wybrane ulice, 7 – linia kolejowa, 8 – główna sieć rzeczna (oprac. własne)

Fig. 7. Forms of use of dune surfaces in Toruń

1 – forest on aeolian dunes and sand fields, 2 – other forms of dune use, including thickets, fields and scattered buildings, 3 – forests on non-aeolian ground, 4 – more important built-up areas, 5 – other forms of land use, 6 – selected streets, 7 – railway line, 8 – main river network (own study)

W centrum miasta część wałów wydmych jest zalesiona, ale w obrębie drugiej niezalesionej części w latach 50 i 60. XX w. powstał duży kompleks sportowo-rekreacyjny. W północno zachodnim fragmencie miasta osiedla domów jednorodzinnych rozdzielają lasy na wydmach. Zabudowa jednorodzinna na osiedlu Wrzosa należy do najatrakcyjniejszych w Toruniu (Gierańczyk 2006). O tej atrakcyjności zdecydowały walory lokalizacyjne. Zabudowa z lat 70. XX w. zajęła obszary śródlądowe (las na wydmach) wywołujące poczucie zamieszkania poza miastem, chociaż do centrum jest mniej niż 2 km. Niektóre osiedla wybudowane w drugiej połowie XX w. (np. miasteczko uniwersyteckie) zajmują nie tylko powierzchnie pomiędzy wydmy, ale także niższe części pól wydmych. Największy las w północno zachodnim fragmencie miasta zwanym „Barbarką” w przeważającej części pokrywa pola wydmy. Południowe granice miasta sąsiadują z rozległym pasem wydmy o szerokości ok. 10 km i długości 50 km wzdłuż południowej krawędzi Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Cały ten teren pokryty jest lasem sosnowym i objęty ochroną w ramach „Obszaru Chronionego Krajobrazu Wydmy na południe od Torunia”.

4. Lasy na wydmach w analizowanych miastach

4.1. Lasy sosnowe w układzie terenów zieleni

Układy zieleni w miastach wynikają z uwarunkowań przyrodniczych, historycznych i planistycznych. Do najczęściej wyróżnianych układów należą: pierścieniowe, plamowe, promieniste, kombinowane, pasmowo-krzyżowe czy naturalne (Haber, Urbański 2010). Formami geomorfologicznymi w największym stopniu wpływającymi na układ zieleni są dna dolin rzecznych, ale w analizowanych miastach należą do nich także wydmy śródlądowe. W małych miastach występowanie terenów zieleni wysokiej jest mocno powiązane z wydmy, a lasy pozostały tylko na wydmach, np. w Aleksandrowie Łódzkim, Zelowie, Solcu Kujawskim. W centralnych częściach analizowanych większych miast przeważają tereny zieleni nasadzonej, ale zachowały się także lasy sosnowe na wydmach. Z kolei na obrzeżach tych miast lasy na wydmach dominują i łączą się z lasami w ich sąsiedztwie.

Rozmieszczenie zalesionych wydmy ma duży wpływ na układ zieleni w miastach – są to uwarunkowania zde-

cydowanie fizjograficzne. W większości miast dominuje układ plamowy zieleni (tereny zieleni występują w różnych częściach miasta i nie są ze sobą powiązane), który może sugerować przypadkową lokalizację zieleni, nawet blisko historycznego centrum. Jednak dokładniejsza analiza pozwala stwierdzić, że parki leśne pokrywają się z najwyższymi częściami pól wydmy, jak np. w Toruniu. W centrum miast pojedyncze obiekty (parki miejskie, parki osiedlowe) są często przestrzennie izolowane. Dynamiczna rozbudowa miast w XX w. nie sprzyjała planowaniu terenów zieleni, ale wyższe wydmy nie były przydatne pod zabudowę i obecnie tworzą tereny leśne.

Lasy w terenach podmiejskich często łączą się z lasami miejskimi poprzez rozległe pola wydmy. Taki wyraźny układ klinowy charakterystyczny jest dla Bełchatowa. Leśny klin w zachodniej części miasta pokrywa się z wysoką wydumą i sięga aż do centrum (rys. 4). Dodatkowo łączy się z ogromnym polem wydmy sąsiadującym z miastem od zachodu. Chociaż w przestrzeni miejskiej występują obszary wydmy, to miasto docenia głównie zieleni liściastą w dolinie rzeki Rakówki, która przyjmuje układ pasmowy. Projekt „Bełchatów w zieleni – tworzenie i rewitalizacja zielonych przestrzeni miasta” skupia się na rewitalizacji zieleni w granicach korytarza ekologicznego związanego z dnem doliny małej rzeki. Układ klinowy występuje także w małych miastach, ale na zdecydowanie mniejszą skalę, np. w Ciechocinku czy Zelowie (rys. 3).

Z kolei w Toruniu układ zieleni nawiązuje do pierścieniowo-pasmowo-klinowego, chociaż jest niepełny i poszarpany. Lasy zaliczone do zewnętrznego pierścienia otaczającego miasto zajmują głównie wydmy. Także rozerwany wewnętrzny pierścień zieleni urządzonej (otaczający zespół staromiejski) nawiązuje częściowo do zasięgu wydmy. Tylko pasmo zieleni nadwiślańskiej ma inny charakter. Ogólnie lasy zajmują aż 25,5% powierzchni Torunia. Duży udział lasów na wydmach spowodował, że są one wyszczególniane w dokumentach planistycznych i podkreślana jest ich duża wartość dla systemu zieleni.

Zdecydowanie na tle badanych miast wyróżnia się Otwock, gdzie ponad 37% powierzchni zajmują lasy. Zieleni ma układ mieszany, pasmowo-klinowo-plamowy. Lasy na wydmach tworzą pas o przebiegu północ-południe i stanowią „zielony trzon miasta”. Nierównomierne rozmieszczenie obszarów zieleni urządzonej w tkance miasta także silnie nawiązuje do występowania wydmy. Zieleni innego rodzaju łączy się tylko z dnem doliny Świdra stanowiącego północną granicę miasta. W przypadku Otwocka i Torunia można wskazać, że lasy na wydmach tworzą zręby zielonych pierścieni wokół miast, tak popularne obecnie struktury określane jako *green belts* (Amati 2008; Cieszewska 2019).

4.2. Funkcje lasów na wydmach

Lasy są ważnymi elementami miejskich terenów zieleni, zapewniając różnorodne korzyści ekologiczne, społeczne i ekonomiczne (Roy i in. 2012). W zależności od położenia

w przestrzeni miejskiej, lasy na wydmach mają nieco inny charakter i pełnią odmienne funkcje. W centralnych częściach analizowanych większych miast na wydmach występują widne i pogodne parki leśne, głównie spacerowo-wypoczynkowe, z których często korzystają okoliczni mieszkańcy. Doceniana jest urozmaicona rzeźba i wysoka roślinność, najczęściej nasadzona na przełomie XIX i XX wieku. Zwykle cała wydma jest pokryta lasem, nie ma większych powierzchni trawiastych czy rabat kwiatowych, na co nie pozwala podłoże abiotyczne. W dolnych częściach tych form czasem utworzono place zabaw. Parki takie są izolowane i otoczone zabudową lub szlakami komunikacyjnymi.

Z kolei lasy na wydmach występujących na peryferiach i obrzeżach większych miast mają charakter lasów miejskich (komunalnych) i pełnią funkcje rekreacyjno-wypoczynkowe. Są to zwykle największe powierzchnie lasy w granicach miast. Urozmaicona rzeźba terenu, stoki o dużym nachyleniu szczególnie sprzyjają rekreacji. Las cienisty, ale ze smugami światła jest pogodniejszy w porównaniu do mrocznego lasu liściastego. W przypadku Zelowa u podnóża wydmy utworzono zbiornik wodny z plażą, ponieważ mieszkańcy zdecydowanie preferują wypoczynek nad wodą, co potwierdzają inne badania (Czarnecki, Lewandowska-Czarnecka 2011). Wypocznikowi sprzyjają dobre warunki bioklimatyczne panujące w lasach sosnowych na suchym, piaszczystym podłożu (Kozuchowski 2011). Z badań przeprowadzonych w Wielkiej Brytanii w West Midlands wynika, że w umiarkowanej strefie klimatycznej spośród 30 badanych gatunków drzew, sosna, modrzew i brzoza mają największą zdolność do poprawy jakości powietrza (Donovan i in. 2011). Taki las mieszkańcy odwiedzają głównie w weekendy w letniej porze roku. Zalesione wydmy w centrum miasta są postrzegane jako tereny spacerowe, podczas gdy na peryferiach ważniejsza jest różnorodność biologiczna, doświadczenie przyrody oraz wartości rekreacyjne.

W Otwocku szczególnie doceniana jest rola sosny w środowisku miejskim i uzdrowiskowym, dlatego ustanowiono coroczne „Święto sosny”. Celem akcji jest nie tylko edukacja i integracja mieszkańców, którzy interesują się zdrowym trybem życia w ekologicznym świecie, ale także sadzenie sosny. Podkreślana jest łączność ekologiczna piasków eolicznych i lasów sosnowych, a także znaczenie kulturowe takiego środowiska przyrodniczego.

5. Znaczenie lasów i parków miejskich na wydmach w warunkach zmian klimatu – dyskusja

System przyrodniczy miasta postrzegany jest zazwyczaj jako tereny zieleni lub szerzej – tereny otwarte. Jest to celowo wyodrębniona część miasta, pełniąca nadrzędne funkcje przyrodnicze, rozpatrywane w trzech podstawowych aspektach: klimatycznym, hydrologicznym i biologicznym (Szulcewska, Kaftan 1996; Kaliszuk 2005). Tej roli podporządkowane są inne funkcje pozaprzyrodnicze, jak rekreacyjna i wypoczynkowa, estetyczna i mieszkaniowa

wa. Roślinność leśna na wydmach w analizowanych miastach jest ważną częścią tego systemu. Aby tereny otwarte mogły spełniać swoje podstawowe role (higieniczną i ekologiczną) powinny stanowić jednolity system przyrodniczy, przenikający całe miasto i posiadający powiązania z odpowiednim systemem pozamiejskim. Wydmy w peryferyjnych częściach miasta ułatwiają naturalne przejścia i łączność z zewnętrznym układem ekologicznym, a także z terenami chronionymi, czyli zapewniają ciągłość systemu przyrodniczego miasta i otoczenia. W przypadku analizowanych miast, wydmy nie tylko uzupełniają rolę przypisaną zwykle dolinom rzecznych, ale czasem są dominujące.

Przez lata w projektowaniu terenów zieleni w mieście szczególnie preferowana była roślinność liściasta i ozdobna, np. kwitnące rabaty. Priorytetem były efekty wizualne i estetyczne łączące się z dużymi kosztami materiału roślinnego i wymagające nawadniania (Lis 1998). Zdarzało się, że projektanci nie liczyli się z warunkami siedliskowymi – np. sadzono w murawach napiaskowych lub kserotermicznych drzewa o dużych wymaganiach wodnych i troficznych, np. jesiony, albo na fragmentach wydm siano łąki kwietne jako zaakceptowane projekty budżetu obywatelskiego. Jest to możliwe przy kosztownej całkowitej wymianie gleb i zainstalowaniu nawadniania (Rutkowski 2018).

W ostatnich latach poważnymi problemami związanymi ze zmianami klimatu są susze i niedobory wody. Okresowo podejmowane są ograniczenia związane ze zużyciem wody czy zakazy podlewania, a preferowana dotychczas roślinność liściasta i ozdobna (kwitnąca) może okazać się zagrożona. Dlatego coraz częściej przyroda w mieście jest rozumiana nie tylko jako szata roślinna, lecz również jako zespół warunków środowiskowych wraz z topografią terenu, wywierające dominujący wpływ na kształt i zasięg terenów zieleni. Dobór roślin powinien odpowiadać warunkom lokalnym – abiotycznym. Działania adaptacyjne do zmian klimatu wymagają podejścia ekosystemowego, należy zatem odpowiednio dobierać gatunki drzew, edukować i promować rozwiązania proekologiczne. Zmieniają się także trendy w projektowaniu oraz pielęgnacji terenów zieleni. W projektowaniu nowych terenów zieleni w miastach, coraz częściej nawiązuje się do stylu naturalistycznego, który dąży do naśladowania w miastach krajobrazów roślinnych pozamiejskich. Naturalność procesów przyrodniczych, czasem zwana „dziką przyrodą w mieście” jest coraz bardziej doceniana w kontekście badań ekologicznych (Konijnendijk 2005; Kowarik 2005; Rink, Emmrich 2005; Nilon i in. 2017). Wskazywana jest potrzeba „miejskiego bezdroża tuż za progiem” jako terenu dla doświadczania natury (Rink, Emmrich 2005). Rozważane są zwykle dwie kategorie usług ekosystemów miejskich: bardziej społeczny – rekreacyjny i bardziej niematerialny, oparty na przyrodzie (Bolund, Hunhammar 1999; Rall i in. 2017). Lasy sosnowe czy parki leśne na wydmach w miastach zapewniają wszystkie te wyżej wykazane potrzeby – tworzą wyjątkowy ekosystem wspólnie ze środowiskiem abiotycznym. W niektórych miejscach, gdzie wydmy zaj-

mują większe powierzchnie, można pozostawić fragment odsłoniętych piasków z zachodzącymi procesami eolicznymi jako dodatkowej atrakcji, a takie kroki podejmowane są w innych krajach, np. Holandii (Riksen i in 2006).

W analizowanych miastach lasy na wydmach nie są zbyt bujne ani różnorodne, nie są też zbyt cenne przyrodniczo (jednowiekowe nasadzenia sosny), ale występuje zgodność typu roślinności z cechami podłoża, czyli roślinność należy traktować jako część ekosystemu, a nie uprawę, co jest szczególnie ważne (Tomiałojć 2005). Dodatkowo roślinność ta może rozwijać się w drodze sukcesji bez kosztowych nasadzeń i tworzyć zbiorowiska półnaturalne o małych wymaganiach wodnych o dużej wytrzymałości na susze. Nie wymaga stosowania intensywnych zabiegów pielęgnacyjnych, co należy zaliczyć do ważnego aspektu ekonomicznego. Drzewostany sosnowe na wydmach wyróżniają się dużą swobodą procesów naturalnych, szczególnie w obszarach peryferyjnych miast, tam gdzie zaprzestano uprawy w drugiej połowie XX w. Jednym z zagrożeń dla tych drzewostanów jest niska odporność nasadzonych lasów sosnowych na degradację, z uwagi na ich mało zróżnicowaną strukturę wiekową. Także gleby na wydmach są słabe i szybko podlegają degradacji, np. w wyniku uszkodzenia przez nadmierny ruch.

Działania adaptacyjne do zmian klimatu powinny być podejmowane na poziomie lokalnym, gdzie istnieje dobra i szczegółowa znajomość warunków środowiskowych. Dlatego zachowanie zalesionych wydm śródlądowych w miastach jako ważnych form zieleni, wydaje się odpowiadać obecnym wyzwaniom. Dodatkowo zwiększenie obszarów zieleni (tak powszechnie zalecane) powinno następować w otoczeniu wydm śródlądowych.

6. Podsumowanie

Wydmy śródlądowe miały duży wpływ na istniejący układ terenów zieleni, a nawet na strukturę wewnętrzną analizowanych miast. Urozmaicona rzeźba, jednorodna, piaszczysta budowa i suche podłoże sprzyjały zachowaniu lasów sosnowych. Z kolei obecność lasów wyznaczała kierunki użytkowania gruntów w miastach, jako tereny zieleni wysokiej. Nawet jeżeli jeszcze na przełomie XIX i XX w. niektóre pola wydmowe były użytkowane rolniczo, to po włączeniu w granice miast zostały zalesione. W przypadku małych miast lasy zajmują właściwie tylko formy wydmowe i to one decydują o układzie terenów wysokiej zieleni. W większych miastach zalesione wydmy są rozproszone w obrębie centrum, a na peryferiach tworzą duże zwarte powierzchnie, dlatego układ zieleni ma najczęściej charakter plamowy i klinowy. W centrach miast utworzono na wydmach (czasem zachowano) widne, pogodne parki leśne sprzyjające codziennym spacerom, a na peryferiach większe lasy wykorzystywane są dla weekendowego wypoczynku i rekreacji.

Lasy sosnowe na wydmach nie są tak bogate przyrodniczo jak roślinność liściasta ukształtowana przez człowieka w parkach miejskich, ale występuje zgodność roślinności z warunkami abiotycznymi. Dodatkowo są elementem

georóżnorodności w mieście, która jest coraz bardziej doceniana (Koster 2009). W ostatnich latach podnoszona jest także tożsamość miejsca, dla której ważne są charakterystyczne/specyficzne formy terenu (Łakomy 2010; Moszkowicz, Krzeptowska-Moszkowicz 2010), a do takich zdecydowanie należą wydmę śródlądowe – są elementem geodziezictwa. Takie przyrodnicze, napiaskowe krajobrazy w mieście wymagają starannego planowania i zarządzania, które łączy się z głęboką wiedzą na temat interakcji procesów geomorfologicznych, ekologicznych i użytkowania gruntów. W większości przypadków lasy występujące w obrębie granic miasta łączą się z powierzchniami leśnymi zamiejskimi, co ma korzystny wpływ na przyrodę w obszarze zurbanizowanym. W małych miastach zazwyczaj środowisko wydmowe z lasami jest niedoceniane. Jako bardziej reprezentacyjne, estetyczniejsze postrzegane są parki z drzewami liściastymi i kwiatami.

W obecnych warunkach zmian klimatu, a szczególnie osuszania siedlisk, lasy sosnowe nabierają większego znaczenia. Bujna, nasadzona zieleń potrzebuje wody, czasem konieczne jest nawadnianie, podczas gdy lasom na wydmach wystarczają wody opadowe. Sosny dostosowane do siedliska abiotycznego w warunkach obecnych zmian klimatu wydają się najlepszym rozwiązaniem ze względu na oszczędność wody i ograniczenie zabiegów pielęgnacyjnych. Lasy na wydmach zapewniają wypoczynek, kontakt z naturą i sprzyjają zachowaniu tożsamości miejsca. Jest to zgodne z proekologicznym trendem w zakresie akceptacji i kreowania naturalnego krajobrazu w mieście, a także z kierunkiem wprowadzanych zmian „opartych na przyrodzie” na obszarach miejskich na całym świecie, w celu zwiększenia ich odporności i poprawy jakości życia ludzi oraz innych gatunków (Wysocki 2008; Chojecka 2014; Jakubowski 2015; Salvati i in. 2017; Pregitzer i in. 2019; Bayulken i in. 2021; Kabisch i in. 2022).

7. Literatura

- Amati, M., 2008. Chapter I – Green belts: A twentieth-century planning experiment, [w:] Amati, M. (red.), *Urban Green Belts in the Twenty-first Century*. Ashgate Publishing, Aldershot, 1–17.
- Baliński, W., Gawlik, H., 1985. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Żelów (699). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baraniecka, M.D., 1975. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Otwock (561). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baraniecka, M.D., 1982. Wydmę okolic Otwocka na tle budowy geologicznej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 337: 5–32.
- Bayulken, B., Huisingh, D., Fisher, P.M.J., 2021. How are nature based solutions helping in the greening of cities in the context of crises such as climate change and pandemics? A comprehensive review. *Journal of Cleaner Production* 288: 5. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2020.125569>
- Biskup, M. (red.), 1998. Toruń i miasta ziemi chełmińskiej na rysunkach Jerzego Fryderyka Steinera z pierwszej połowy XVIII wieku (tzw. Alburn Steinera). Toruń.
- Bolund, P., Hunhammar, S., 1999. Ecosystem Services in Urban Areas. *Ecological Economics* 29: 293–301.
- Bożętka, B., 2008. Systemy zieleni miejskiej w Polsce – ewolucja i problemy kształtowania. *Problemy Ekologii Krajobrazu* 22: 49–63.
- Brookes, J., 1996. *Projektowanie ogrodów*. Wiedza i Życie, Warszawa.
- Chojecka, A., 2014. Znaczenie terenów zielonych w przestrzeni publicznej oraz ich wpływ na jakość życia miejskiego. *Rynek – Społeczeństwo – Kultura* 1: 48–54.
- Cieszewska, A., 2019. *Green belts. Zielone pierścienie wielkich miast*. SEDNO Wydawnictwo Akademickie, Warszawa, 293.
- Czarnecki, W., 1964. *Planowanie miast i osiedli*. t. VI, PWN, Warszawa–Poznań.
- Czarnecki, A., Lewandowska-Czarnecka, A., 2011. Powiązania wody i zieleni w mieście: różne tradycje i podejścia, [w:] Kosmala, M. (red.), *Miasta wracają nad wodę*. Polskie Zrzeszenie Inżynierów i Techników Sanitarnych, Oddział Toruń, Toruń, 217–234.
- Czerwieniec, M., Lewińska, J., 1996. *Zieleń w mieście*. Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej, Warszawa.
- Di Martire, D., De Rosa, M., Pesce, V., Santangelo, M.A., Calcaterra, D., 2012. Landslide hazard and land management in high-density urban areas of Campania region, Italy. *Natural Hazards Earth System Sciences* 12: 905–926.
- Donovan, R., Owen, S., Hewitt, N., MacKenzie, R., Brett, H., 2011. The Development of an Urban Tree Air Quality Score (UTAQS): Using the West Midlands, UK Conurbation as a Case Study. VDM Verlag Dr. Müller, Düsseldorf.
- Endlicher, W., 2011. Introduction: From Urban Nature Studies to Ecosystem Services, [w:] Endlicher, W. (red.), *Perspectives in Urban Ecology*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-17731-6_1
- Fuad-Luke, A., 2004. *The eco-design handbook*. Thames & Hudson, London.
- Gadomska, W., Wasyluk, W., 2018. Analiza terenów zieleni miejskiej w uzdrowisku Ciechocinek. *Space & Form. Przestrzeń i forma* 34: 163–178.
- Galon, R., 1958. Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce, [w:] Galon, R. (red.), *Wydmę śródlądowe Polski*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 13–31.
- Gierańczyk, W., 2006. Dzielnice rezydencjonalne w przestrzeni Torunia. *Biuletyn KPZK PAN* 227: 68–89.
- Guarino, P., Nisio, S., 2012. Anthropogenic sinkholes in the territory of the city of Naples. *Journal of Physics and Chemistry of the Earth* 49: 92–102.
- Haber, Z., Urbański, P., 2010. *Kształtowanie terenów zieleni z elementami ekologii*. Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu, Poznań.
- Jakubowski, K., 2015. "Piękno nieoczywiste". Rola miejskich nieużytków w kształtowaniu nowej kategorii parków miejskich. *Przestrzeń i Forma* 24/2: 145–162.
- Jeziński, J., 2000. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Aleksandrów Kujawski (361). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kabisch, N., Frantzeskaki, N., Hansen, R., 2022. Principles for urban nature-based solutions. *Ambio* 51: 1388–1401. <https://doi.org/10.1007/s13280-021-01685-w>
- Kaliszuk, E., 2005. Funkcje systemu przyrodniczego miasta w kształtowaniu warunków środowiska przyrodniczego na przykładzie Warszawy. *Prace i Studia Geograficzne* 36: 35–47.
- Kłopotowski, M., 2016. Klasyfikacje i zadania terenów zieleni we współczesnym mieście. *Teka Komisji Architektury, Urbanistyki i Studiów Krajobrazowych* 12(4): 7–25.
- Kobojek, E., Kobojek, S., 2021. Wydmę śródlądowe – środowisko przyrodnicze i działalność człowieka na przykładzie regionu łódzkiego. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Kondracki, J., 1998. *Geografia regionalna Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Konijnendijk, C.C., 2005. New Perspectives for Urban Forests: Introducing Wild Woodlands, [w:] Kowarik, I., Körner, S. (red.), *Wild Urban Woodlands*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-26859-6_2

- Korzeniak, G., Słysz, K., 2011. Planowanie przestrzenne miast – zagadnienia środowiska przyrodniczego, [w:] Korzeniak, K. (red.), Zintegrowane planowanie rozwoju miast. Instytut Rozwoju Miast, Kraków, 164–176.
- Koster, E.A., 2009. The „European Aeolian Sand Belt”: Geoconservation of Drift Sand Landscapes. *Geoheritage* 1: 93–110.
- Kowarik, I., 2005. Wild Urban Woodlands: Towards a Conceptual Framework, [w:] Kowarik, I., Körner, S. (red.), Wild Urban Woodlands. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-26859-6_1
- Kozłowska, M., Kozłowski, I., 1992. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Bydgoszcz Wschód (319). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kożuchowski, K., 2011. Klimat Polski. Nowe spojrzenie. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Lis, A., 1998. Miejskie parki nadrzeczne – wpływ uwarunkowań siedliskowych na rozwiązania kompozycyjne, [w:] Krajobraz dolin rzecznych po katastrofie. Międzynarodowa konferencja naukowa, Kraków, 187–190.
- Łakomy, K., 2010. Genius loci w sztuce ogrodowej (aspekty historyczne i współczesne). *Czasopismo Techniczne. Architektura* 107, 5-A: 5–11.
- Łukasiewicz, A., Łukasiewicz, S., 2006. Rola i kształtowanie zieleni miejskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Łyczewska, J., 1975. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Ciecuchocinek (362). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Manikowska, B., 1985. O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski Środkowej. *Acta Geographica Lodziensia* 52.
- Molewski, P., 2015. Pierwotne cechy rzeźby terenu, powierzchniowej budowy geologicznej i stosunków wodnych obszaru Zespołu Staromiejskiego w Toruniu i jego bliskich przedmieść na podstawie analizy geoprzestrzennej. *Archaeologia Historica Polona* 23: 281–307.
- Molewski, P., Weckwerth, P., 2018. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Toruń (321). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Moszkowicz, Ł., Krzeptowska-Moszkowicz, I., 2010. Naturalne obszary w krajobrazie zachowane dzięki ich genius loci, czyli geniuszowi samej przyrody. *Czasopismo Techniczne. Architektura* 107, 5-A: 39–46.
- Nilon, C.H., Aronson, M.F.J., Cilliers, S.S., Dobbs, C., Frazee, L.J., Goddard, M.A., O'Neill, K.M., Roberts, D., Stander, E.K., Werner, P., Winter, M., Yocom, K.P., 2017. Planning for the Future of Urban Biodiversity: A Global Review of City-Scale Initiatives. *BioScience* 67: 332–342.
- Nita, J., Nita, M., 2015. Walory geologiczne i geoturystyczne Myszkowa. *Acta Geographica Silesiana* 20: 23–37.
- Nowaczyk, B., 1986. Eolian cover sands in Central-West Poland. *Quaestiones Geographicae* 3: 57–77.
- Pancewicz, A., 2004. Rzeka w krajobrazie miasta. Wydawnictwo Politechniki Śląskiej, Gliwice.
- Passendorfer, E., Wilczyński, A., 1961. Przewodnik geologiczny po Kujawach i Pomorzu. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Petley, D., 2010. Landslides hazards, [w:] Alcántara-Ayala, I.A., Goudie, A. (red.), Geomorphological hazards and disaster prevention. Cambridge University Press, Cambridge, 63–73.
- Portal, C., Kerguillec, R., 2018. The Shape of a City: Geomorphological Landscapes, Abiotic Urban Environment, and Geoheritage in the Western World: The Example of Parks and Gardens. *Geoheritage* 1: 67–78. <https://doi.org/10.1007/s12371-017-0220-9>
- Pregitzer, C.C., Ashton, M.S., Charlop-Powers, S., D'Amato, A.W., Frey, B.R., Gunther, B., Hallett, R.A., Pregitzer, K.S., Woodall, C.W., Bradford, M.A., 2019. Defining and assessing urban forests to inform management and policy. *Environmental Research Letters* 14, 8, 085002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2552>
- Przewoźniak, M., 2002. Kształtowanie środowiska przyrodniczego miast. Przykłady z regionu gdańskiego. Wydział Architektury, Politechnika Gdańska, Gdańsk.
- Przewoźniak, M., 2005. Teoretyczne aspekty przyrodniczej rewitalizacji miast: Ku metodologii zintegrowanej rewitalizacji urbanistyczno-przyrodniczej. *Teka Komisji Architektury, Urbanistyki i Studiów Krajobrazowych* 1: 25–34.
- Rall, E., Bieling, C., Zytynska, S., Haase, D., 2017. Exploring city-wide patterns of cultural ecosystem service perceptions and use. *Ecological Indicators* 77: 80–95.
- Riksen, M., Ketner-Oostra, R., van Turnhout, C., Nijssen, M., Goossens, D., Jungerius, P.D., Spaan, W., 2006. Will we lose the last active inland drift sands of Western Europe? The origin and development of the inland drift-sand ecotype in the Netherlands. *Landscape Ecology* 21: 431–447.
- Rink, D., Emmrich, R., 2005. Surrogate Nature or Wilderness? Social Perceptions and Notions of Nature in an Urban Context, [w:] Kowarik, I., Körner, S. (red.), Wild Urban Woodlands. Springer, Berlin, Heidelberg, 67–80.
- Roy, S., Byrne, J., Pickering, C., 2012. A systematic quantitative review of urban tree benefits, costs, and assessment methods across cities in different climatic zones. *Urban Forestry & Urban Greening* 11: 351–363.
- Różycki, F., Kluczyński, S., 1966. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Łódź Zachód (M34-3D). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Rutkowski, L., 2018. Wybrane obserwacje nad wzajemnym wpływem zieleni, zanieczyszczeń powietrza i innych elementów środowiska w Toruniu i sąsiednich miastach, [w:] Kosmala, M. (red.), Tereny zieleni w ochronie powietrza. Polskie Zrzeszenie Inżynierów i Techników Sanitarnych, Toruń, 151–157.
- Salvati, L., Ranalli, F., Carlucci, M., Ippolito, A., Ferrara, A., Corona, P., 2017. Forest and the city: A multivariate analysis of peri-urban forest land cover patterns in 283 European metropolitan areas. *Ecological Indicators* 73: 369–377.
- Sanderson, E.W., 2009. *Mannahatta: A natural history of New York City*. Abrams, New York.
- Stala, Z., 1978. Warunki geomorfologiczne wybranych miast a ich struktura przestrzenna. Wydawnictwa Akcydensowe, Warszawa.
- Szponar, A., 2003. *Fizjografia urbanistyczna*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Szulcewska, B., Kaftan, J. (red.), 1996. *Kształtowanie systemu przyrodniczego miasta*. Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej, Warszawa.
- Szulcewska, B., Kaliszuk, E., 2005. *Koncepcja systemu przyrodniczego miasta: geneza, ewolucja i znaczenie praktyczne*. Teza Komisji Architektury, Urbanistyki i Studiów Krajobrazowych PAN, Lublin 1: 7–24.
- Tomczak, A., 1989. Ewolucja doliny dolnej Wisły w ostatnich 15 tysiącach lat i jej związek ze zmianami poziomu Bałtyku w świetle badań w Kotlinie Toruńskiej. *Studia i Materiały Oceanologiczne* 56: 209–221.
- Tomiałojć, L., 2005. Problem występowania dzikich zwierząt w obrębie zieleni miejskiej, [w:] Oleksiejuk, E., Piotrowiak, J. (red.), Zieleni miejska – Naturalne bogactwo miasta. Zasady gospodarowania i ochrona. Wydawnictwo Polskie Zrzeszenie Inżynierów i Techników Sanitarnych, Toruń, 155–168.
- Twardy, J., 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wydawnictwo UŁ, Łódź.
- Weckwerth, P., 2010. Evolution of the Toruń Basin in the Late Weichselian. *Landform Analysis* 14: 57–84.
- Wrotek, K., 1988. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Rzeczkowo (320). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Wysocki, C., 2008. Miasto jako specyficzne środowisko życia roślinności. *Nuka Przyroda Technologicznej*, 2, 4, #25. <https://www.npt.up-poznan.net>
- Zimny, H., 2005. *Ekologia miasta*. Agencja Reklamowo-Wydawnicza A. Grzegorzcyk, Warszawa.
- Ziomek, J., 1992. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Bełchatów (700). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Artur Zieliński¹ • Michał Stachura² • Krzysztof Jarzyna³ • Piotr Zagórski⁴
Dariusz Wieczorek⁵ ¹ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku² Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Katedra Ekonomii i Finansów³ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych⁴ Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku⁵ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział ŚwiętokrzyskiE-mail: artur.zielinski@ujk.edu.pl; michal.stachura@ujk.edu.pl; k.jarzyna3@uw.edu.pl; dwie@pgi.gov.pl

Wahania poziomu wody w wybranych jeziorach Niecki Nidziańskiej

Water level fluctuations in selected lakes of the Nida Basin

Zarys treści

Postępujący dynamicznie rozwój cywilizacyjny znacząco pogłębia antropopresję i modyfikuje środowisko. Z kolei wydłużające się okresy suszy skutkują niedoborami wody i powodują wahania oraz obniżanie się poziomów wód powierzchniowych i podziemnych. Celem badań była ocena zasięgu tych zmian na obszarze miasta powiatowego Staszów, położonego w południowo-wschodniej części województwa świętokrzyskiego. Wahania poziomu wody w jeziorach, a zwłaszcza ich amplituda, częstotliwość, czas trwania są znaczącymi czynnikami wpływającymi na te ekosystemy. Ponadto jeziora są bardzo dobrym wskaźnikiem zmian klimatycznych, a poziomy ich zwierciadła odzwierciedlają zasobność wód terenów, w których te akweny istnieją. W opracowaniu zaprezentowano zmiany poziomów wód 12 niewielkich jezior staszowskich w latach 2011–2020, przy czym ciągle obserwacje prowadzono od marca 2011 r. Zaobserwowano zróżnicowanie amplitud stanów wody od 16 cm (Duży Staw) do 127 cm (Jezioro Ciemne) i obniżenie poziomu wód. Jeziora te utworzyły się w formach krasu reprodukowanego. W analizowanej grupie akwenów odnotowano stan: wzrostu (1 jezioro), spadku (8 jezior) oraz braku wyraźnych tendencji zmian poziomu zwierciadła wody (3 jeziora). Najwyższym i stałym wzrostem poziomu wody charakteryzowało się Jezioro Ciemne (aż +87 cm), a najgłębszym spadkiem – Jezioro Przedpole (–90 cm) i Jezioro Odrodzone (–89 cm). Jeziora o różnym charakterze zmian poziomów wody, występowały nawet w akwenach położonych w bardzo niewielkich odległościach od siebie. Uzyskane wyniki z zakresu fluktuacji poziomu wody i ich zróżnicowanie w jeziorach wskazują na kluczową rolę czynników lokalnych nad klimatycznymi. Wśród czynników lokalnych miały wyraźny wpływ: wysokość lokalizacji nad poziomem morza, charakter akwenu (bezodpływowy, odpływowy, przepływowy) oraz działalność bobrów. Ponadto zasadnicze znaczenie wydaje się mieć wielkość i charakter zlewni zarówno powierzchniowej, jak i podziemnej oraz parametry mis jezior.

Słowa kluczowe

Kras reprodukowany, wahania poziomu wody, zmiany tendencji, Niecka Nidziańska.

Abstract

The rapid development of civilization significantly intensifies the anthropopressure and modifies the environment. On the other hand, the extending periods of droughts result in water deficiency and fluctuations and reduction of the level of surface water and groundwater. The aim of the conducted study has been to assess the extent of such changes in the region of the district city of Staszów located in the south-eastern part of Świętokrzyskie Voivodeship. The fluctuations in water level in lakes, especially their amplitude, frequency and duration, constitute important factors affecting the ecosystems in questions. Moreover, lakes serve as a great indicator of climate changes and their water levels reflect the abundance of water resources in the regions that such reservoirs are located in. This elaboration has presented changes in water levels of 12 lakes in the Staszów region within the period of 2011–2020, whereby continuous observations were conducted from March 2011 to December 2020. The study revealed a difference in water level amplitudes from 16 cm (Duży Staw) to 127 cm (Ciemne lake) and a general drop in the water level. The said lakes were created in form of reproduced karst. In the analyzed group of reservoirs, the study identified: an increase (one lake), a reduction (8 lakes) and lack of an evident tendency for changes in water level (3 lakes). The highest and constant increase in water level was exhibited by the Ciemne lake (+87 cm) while the most profound reduction – by the Przedpole lake (–90 cm) and the Odrodzone lake (–89 cm). Various characteristics of water level changes were identified even in case of reservoirs that were located very close to each other. The collected results in scope of water level fluctuation and their differentiation in lakes indicate that local factors have a greater impact than climate factors. The local factors with a vivid effect included: height above sea level of the location, the nature of the reservoir (whether it is closed, connected to other reservoirs or serves as a pass-through reservoir) and beaver activity. What is more, it was established that the size and characteristic of the basin, both in case of surface water and groundwater, as well as the parameters of lake basins are of crucial importance.

Keywords

Reproduced karst, water level fluctuations, change tendencies, the Nida Basin.

1. Wprowadzenie

Pogłębiająca się antropopresja oraz pojawiające i wydłużające się coraz częściej okresy suszy oraz wzrost tempera-

tury powietrza powodują niedobory wody i skutkują obniżaniem się poziomu wód powierzchniowych, gruntowych, okresowym lub całkowitym nawet zanikiem jezior. Te procesy widoczne są zarówno na poszczególnych jeziorach,



jak również szerzej w wielu regionach i państwach. Stanowią one bardzo ważny problem badawczy, który szeroko i często jest podejmowany (np. Niewiarowski 1995, 1999; Choiński 2001; Dąbrowski 2002; Choiński, Ptak 2008; Leira, Cantonati 2008; Nowacka, Ptak 2007; Chmielewski, Chmielewski 2010; Skowron, Piasecki 2014, 2015; Ptak 2018; Vuglinsky, Kuznetsova 2019; Choiński, Zieliński 2020; Tan, Liu 2020; Volchak i in. 2020; Choiński, Skowron 2021; Choiński i in. 2023; Skowron i in. 2024).

Fluktuacja poziomu wody wpływa na wiele procesów warunkujących przeobrażenia i funkcjonowanie systemów jezior. Wysokość napełnienia mis jeziornych wodą ma wpływ na wiele kierunków przemian akwenów i ich charakter, m.in. hydrologiczny, geomorfologiczny i biologiczny. Ponadto stabilność zwierciadła determinuje dostępność do zasobów wody (Choiński 2007; Choiński i in. 2019; Choiński i in. 2020). Dlatego problematyka związana z wahaniami poziomu wody była podejmowana przez wielu badaczy. Jednakże obiektami zainteresowania były akweny o powierzchni wielokrotnie większej od 1 ha, a takich jezior w regionie świętokrzyskim jest niewiele (Choiński 1995; Zieliński 2013; Stachura i in. 2018; Zieliński i in. 2020; Choiński, Zieliński 2020; Kirvel i in. 2021; Zieliński 2021; Zieliński, Choiński 2021).

Jednocześnie warto zauważyć, że na fluktuacje poziomów wody mogą mieć wpływ procesy osiadania powierzchni terenu. Te z kolei mogą przebiegać z naturalnych przyczyn (np. Zieliński 2013), jak również mogą być wywołane antropopresją (np. Rzętała i Jaguś 2012). W konsekwencji osiadanie może skutkować powstawaniem i powiększaniem się obszarów bezodpływowych i większą retencją wód.

W Polsce prowadzi się długoterminowe obserwacje stanów wody w wielu akwenach. Wyniki tego monitoringu zestawia się w Rocznikach Wód Powierzchniowych, Bazy danych IMGW.

2. Obszar, materiały i metody badań

Obszar badań leży na południe od zasięgu lądolodu ostatniego zlodowacenia wistły (Marine Isotope Stages 2-5d), jak również od zasięgu lądolodu wcześniejszego zlodowacenia odry (Marine Isotope Stage 6) (Mojski 2005), w pasie wyżyn środkowopolskich i dlatego zasadniczo nie kojarzy się z jeziorami. Niemniej jednak, ze względu na specyficzną budowę geologiczną są miejsca, w których napotkać można dość liczne zgrupowania niewielkich akwenów. Taką przestrzenią jest północno-wschodnia część Niecki Nidziańskiej będącej subregionem Wyżyny Małopolskiej (Solon i in. 2018; Richling i in. 2021). W rejonie miasta Staszów zlokalizowanych jest kilkadziesiąt jezior (Zieliński 2013). Ich istnienie uwarunkowały zjawiska krasowe występujące w podłożu, a których efekty są reprodukowane w niekrasowięjących przypowierzchniowych osadach (Zieliński 2013; Urban i in. 2024). Te reprodukowane formy mają charakter lejów i uwałów. Niektóre z tych form osiągają 23 m głębokości, przy czym funkcjonujące w nich jeziora oraz osady denne tych zbiorników bądź torfowiska,

„maskują” faktyczne deniwelacje tych form. Wody wypełniające misy jeziorne nie mają cech typowych dla wód krasowych (Zieliński 2010, 2013).

Większość analizowanych jezior leży w dorzeczu rzeki Czarnej Staszowskiej. Tylko niektóre obiekty leżące we wschodniej części analizowanego obszaru (jeziora: Mai, Jasne, Ciemne) są już położone w dorzeczu rzeki Kacanki, która jest prawym dopływem Koprzywianki (dopływ Wisły). Jeziora tworzące skupisko wokół akwenu Torfowe I są obszarem źródłiskowym niewielkiej rzeki Desny (dopływ Czarnej Staszowskiej, która jest dopływem Wisły). Ponadto w południowo-zachodniej części analizowanej przestrzeni z systemu jezior połączonych ze sobą kanałami, wybudowano dwa kanały umożliwiające wypływy wody w kierunku doliny Czarnej Staszowskiej.

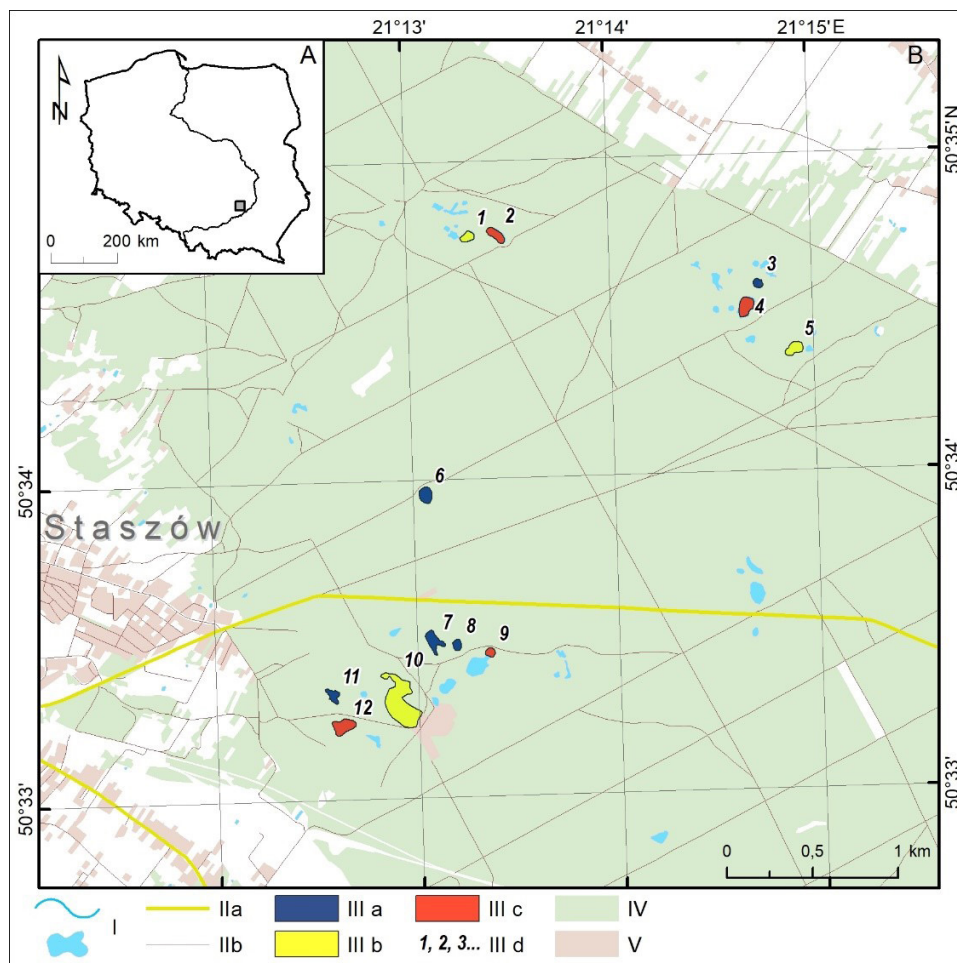
Szczegółowymi badaniami objęto 12 jezior zlokalizowanych w kompleksie leśnym na wschód od miasta Staszów (rys. 1).

Pięć z analizowanych jezior jest bezodpływowych (jezioro Przedpole, jezioro Kacze, jezioro Bez Nazwy, jezioro Mai i jezioro Odrodzone). Cztery akweny są z wypływem (jezioro Donica, Piąty Staw, jezioro Torfowe I i jezioro Jasne). Autorzy niniejszego opracowania uznali, że wybór takiej liczby bezodpływowych i z wypływem akwenów oraz ich rozmieszczenie ułatwi ewentualne zauważenie obiektu, w którym mogły nastąpić wahania zwierciadła wody będące pochodną procesów krasowych (np. przeobrażeń niecki jeziornej w wyniku osiadania lub gwałtownego obniżenia dna misy). Ponadto do obserwacji wytypowano trzy zbiorniki mające charakter przepływowy, tj. Duży Staw, jezioro Torfowe II i jezioro Ciemne (rys. 1).

Zimą 2011 r. podjęto badania położenia rzędnych powierzchni pokryw lodowych przy wykorzystaniu odbiornika Globalnego Systemu Pozycjonowania (GPS), bowiem wtedy panowały odpowiednie warunki do pracy na taflach lodowych. Wykorzystano zasadniczo dwa rodzaje danych: analogowe (przetworzone cyfrowo) oraz dane pozyskane podczas bezpośrednich pomiarów terenowych.

Pierwszy rodzaj danych to przede wszystkim dostępne opracowania kartograficzne, tj. mapy topograficzne nominalnie wykonane w układzie PUWG 1965, sprowadzone do układu współrzędnych PUWG 1992 (kalibracja). Ze względu na metodykę ich wykonania (podstawowe cięcie poziomicowe 1,25 m) pozwalają na uzyskanie dokładności na poziomie ok. 1 m. W ostatnich latach cennym źródłem tego typu danych przetworzonych cyfrowo jest serwis internetowy <https://www.geoportal.gov.pl> prowadzony przez Główny Urząd Geodezji i Kartografii. Jednocześnie serwis ten oferuje ortofotomapę w wysokiej rozdzielczości, umożliwiającą dokonywanie precyzyjnych pomiarów.

Drugi rodzaj danych pozyskano w trakcie terenowych pomiarów GPS, które wykonano odbiornikami GPS (Leica System 500, SR530). Prowadzone były one zgodnie z procedurami obserwacyjnymi obowiązującymi w tego typu opracowaniach (Specht 2007). Zastosowanie tego systemu umożliwia, w sposób stosunkowo szybki i precyzyjny, uzyskanie sieci punktów (X, Y, Z) osadzonych w określonym układzie współrzędnych.



Rys. 1. Położenie obszaru badań na tle mapy konturowej Polski (A). Położenie badanych jezior w okolicach Staszowa (B)

I – jeziora i ciekły wodny, II a – drogi główne, II b – pozostałe drogi, III a – jeziora bezodpływowe, III b – jeziora przepływowe, III c – jeziora z wypływem, III d – lokalizacje poszczególnych jezior: 1 – Torfowe II, 2 – Torfowe I, 3 – Mai, 4 – Jasne, 5 – Ciemne, 6 – Odrodzone, 7 – Kacze, 8 – Bez Nazwy, 9 – Piąty Staw, 10 – Duży Staw, 11 – Przedpole, 12 – Donica, IV – lasy, V – zabudowania

Fig. 1. Location of the study area on the background of the contour map of Poland (A). The location of the researched lakes near Staszów (B)

I – lakes and watercourses, II a – main roads, II b – other roads, III a – outflow lakes, III b – flow-through lakes, III c – with an outflow lakes, III d – locations of specific lakes: 1 – Lake Torfowe II, 2 – Lake Torfowe I, 3 – Lake Mai, 4 – Lake Jasne, 5 – Lake Ciemne, 6 – Lake Odrodzone, 7 – Lake Kacze, 8 – Lake Bez Nazwy, 9 – Lake Piąty Staw, 10 – Lake Duży Staw, 11 – Lake Przedpole, 12 – Lake Donica, IV – forests, V – buildings

Dla uzyskania wiarygodnych i dokładnych danych ($\pm 0,1-0,2$ cm) niezbędne jest korygowanie pomiarów terenowych (pomiar nawigacyjny) w stosunku do stacji bazowej (*reference*), nazywane pomiarem różnicowym (DGPS). Zastosowanie stacji bazowej daje możliwość uzyskania precyzyjnych pomiarów w układzie lokalnym. Dlatego aby otrzymać bezwzględne precyzyjne położenie układu lokalnego, dane ze stacji bazowej przeliczone zostały względem permanentnych stacji referencyjnych GPS działających w ramach Aktywnej Sieci Geodezyjnej ASG-EUPOS (<https://www.asgeupos.pl>). W pracach terenowych zastosowano metodę statyczną, która polega na pomiarze położenia pojedynczego punktu (*rover*), w tym wypadku poziomu wody jeziora, względem stacji bazowej. Ze względu na stosunkowo niewielkie odległości między stacją bazową i mierzonymi punktami (do 3 km), czas pomiaru wynosił 15–20 min. Uzyskano dokładności na poziomie $\pm 0,1-0,2$ cm.

Następnie na drzewach o średnicy ok. 30 cm rosnących przy brzegach akwenów założono punkty reperowe. Wbito w drzewa gwoździe o dł. ok. 5 cm na wys. 100 cm od wówczas aktualnego poziomu powierzchni pokrywy lodowej. Przy ich wykorzystaniu przeprowadzono pomiary wysokości występowania zwierciadła wody (pokrywy lodowej). Jednocześnie należy zaznaczyć, że wysokość wbitych w drzewa gwoździ nie zmienia się z wiekiem drzew. W pracy wykorzystano pomiary do końca 2020 r. Celem badań było określenie skali wahań i poziomów zwierciadła wody (lub pokrywy lodowej). Poszczególne serie pomiarowe wykonywano w ciągu jednego dnia we wszystkich badanych punktach. Wykorzystano część danych za: Zielińskim i in. (2013) i Zielińskim (2013). Niestety, w poszczególnych latach nie udało się uzyskać zakładanej (comiesięcznej) systematyczności pomiarowej. Mimo tego uzyskano pokaźny zbiór danych, który w sposób

wiarygodny prezentuje tendencje fluktuacji zwierciadeł wód badanych obiektów.

Systematyczne badania prowadzono od grudnia 2017 do grudnia 2019 r., dokonując pomiarów w odstępach miesięcznych. W tym okresie zakresy zmienności wahań poziomów wód, w odniesieniu do reperów, wyglądały następująco: Jez. Torfowe (od -17 do -52 cm); Jez. Torfowe I (od -15 do -49 cm); Jez. Mai (od -5 do -60 cm); Jez. Jasne (od +14 do -19 cm); Jez. Ciemne (od +8 do +56 cm); Jez. Odrodzone (od -46 do -89 cm); Jez. Kacze (od -15 do -52 cm); Jez. Bez Nazwy (od -35 do -55 cm); Jez. Piąty Staw (od +6 do -2 cm); Jez. Duży Staw (od 0 do -9 cm); Jez. Przedpole (od -40 do -82 cm); Jez. Donica (od -15 do -39 cm).

Pomiary te są w dalszym ciągu kontynuowane, choć nie mają one charakteru systematycznego.

W ocenie warunków meteorologicznych w rejonie Staszowa wykorzystano dane dobowe ze stacji meteorologicznej IMiGW-PIB Staszów ($\varphi - 50^{\circ}36'N$, $\lambda - 21^{\circ}11'E$, $h - 219$ m n.p.m.) z okresu 1961–2020. Dane pozyskano z serwisu internetowego Dane Publiczne IMGW-PIB (<https://danepubliczne.imgw.pl/>; dostęp: 8.11.2021).

Dla okresu 1961–2020 obliczono średnie roczne temperatury powietrza ($^{\circ}C$) i roczne sumy opadów (mm). Posłużyły one do oceny typowości warunków termiczno-opadowych w okresie badań zgodnie z metodyką stosowaną przez Kaczorowską (1962) i Lorenc i in. (2008).

Dla okresu 2011–2020 obliczono średnią miesięczną i roczną temperaturę powietrza oraz miesięczne i roczne sumy opadów i ewapotranspiracji potencjalnej (PET). Sumy miesięczne PET (mm) obliczono przy pomocy wzoru Thornthwaita w modyfikacji Willmott *et al.* (za: Yang i in. 2017):

$$PET = \begin{cases} 0, & T < 0^{\circ}C \\ 16 \left(\frac{10T}{1}\right)^{\alpha}, & 0^{\circ}C \leq T \leq 26,5^{\circ}C \\ -415,85 + 32,24T - 0,43T^2, & T \geq 26,5^{\circ}C \end{cases}$$

gdzie: T – średnia miesięczna temperatura powietrza ($^{\circ}C$),

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514}$$

$$\alpha = 0,49239 + 1,792 \cdot 10^{-2}I - 7,71 \cdot 10^{-5}I^2 + 6,75 \cdot 10^{-7}I^3$$

Obliczone wartości PET przemnożono przez 2 współczynniki liczbowe w celu uwzględnienia zmiennej w ciągu roku długości miesiący i długości dnia.

$$PET' = PET \cdot \frac{\varphi}{30} \cdot \frac{h}{12}$$

gdzie: h – długość dnia na danej szerokości geograficznej w 15 dniu miesiąca (w godz.), φ – długość miesiąca (w dniach).

Obliczono też średnie sumy opadów w 30-dniowych okresach poprzedzających pomiary poziomu jezior. Ponad-

to przeanalizowano szczegółowo warunki meteorologiczne (minimalna i maksymalna dobowa temperatura powietrza, sumy opadów i grubość pokrywy śnieżnej) w okresie poprzedzającym pierwszy pomiar poziomu jezior – 5 marca 2011 r.

W pracy wykorzystano też średnie miesięczne głębokości zwierciadła wód podziemnych (w m) z dwóch punktów monitoringu Państwowej Służby Hydrogeologicznej – Kurozwęki ($\varphi - 50^{\circ}35'N$, $\lambda - 21^{\circ}06'E$) i Smerdyna ($\varphi - 50^{\circ}36'N$, $\lambda - 21^{\circ}18'E$). Dane te pozyskano z Quarterly Bulletins of Groundwaters, Polish Hydrogeological Survey dostępnych on-line (<https://www.pgi.gov.pl/>; dostęp: 14.12.2021) z okresu styczeń 2009 – lipiec 2021.

W analizie zależności pomiędzy zmianą poziomu wody w jeziorach a warunkami meteorologicznymi i głębokością zwierciadła wód podziemnych posłużono się współczynnikiem korelacji rang Spearmana. W analizie wieloletniej zmienności opadów, temperatury powietrza i PET wykorzystano analizę trendu prostoliniowego.

Wyniki pomiarów poddano analizie statystycznej, której celem było przeprowadzenie analizy skupień. W ramach niej grupowanymi obiektami były jeziora, a zmiennymi stanowiącymi podstawę grupowania szeregi czasowe pomiarów poziomu wody dokonanych dla poszczególnych jezior. Jako miarę niepodobieństwa każdej pary obiektów przyjęto zmodyfikowaną odległość euklidesową między obiektami z tej pary. Modyfikacja została wprowadzona, aby uniezależnić się od arbitralnego nadania wartości zero pierwszym w czasie pomiarom poziomu wody. W konsekwencji oznacza to, że wobec pary szeregów pomiarów $x = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ i $y = (y_1, y_2, \dots, y_n)$ badana jest odległość $d(x + c, y) = \sqrt{(x_1 + c - y_1)^2 + (x_2 + c - y_2)^2 + \dots + (x_n + c - y_n)^2}$ *de facto* między szeregami $x + c = (x_1 + c, x_2 + c, \dots, x_n + c)$ i $y = (y_1, y_2, \dots, y_n)$, przy czym stała c jest tak dobrana, aby wartość $d(x + c, y)$ była możliwie najmniejsza. Okazuje się, że ten problem minimalizacji realizuje stała $c = \bar{y}_n - \bar{x}_n$, gdzie \bar{x}_n i \bar{y}_n są średnimi arytmetycznymi odpowiednio z x i y .

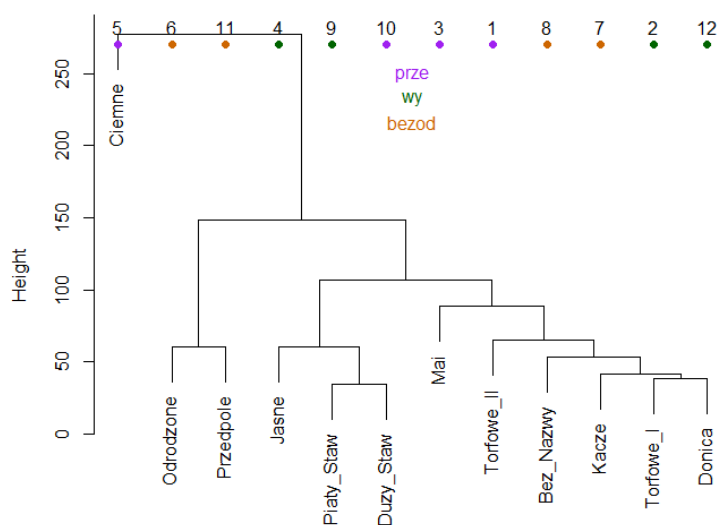
Na podstawie tak przyjętej miary niepodobieństwa przeprowadzona została hierarchiczna, aglomeracyjna analiza skupień, w której kolejno budowane skupienia (tzn. „narastające” grupy jezior) były tworzone albo zgodnie z metodą odległości średniej, albo metodą Warda.

Opisaną uprzednio analizę skupień wykonano z użyciem pakietu R (R Core Team 2021), a jej wyniki ilustrują rys. 2 i 3.

3. Budowa geologiczna rejonu badań

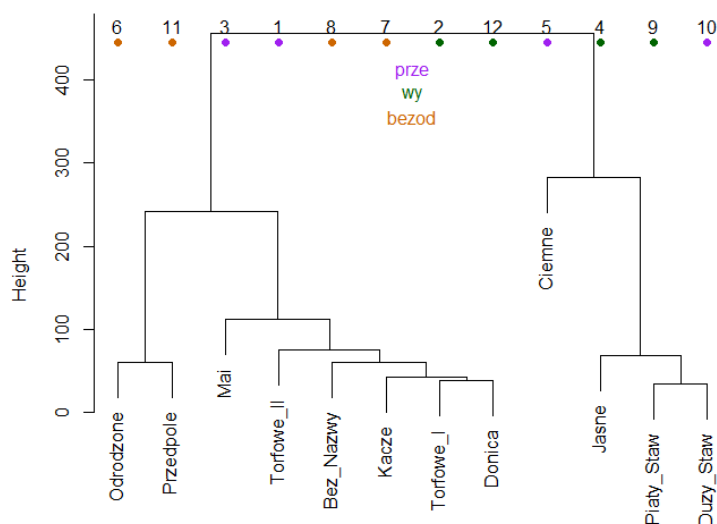
A) Okolice jeziora nr 1 i nr 2 (Torfowe II, Torfowe I)

W odległości 0,4–1,5 km od tych zbiorników wodnych w kierunku zachodnim i północnym wykonano przed laty otwory: **Pocieszka-4** (profile otworów pochodzą ze strony <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/>; dostęp: 9.12.2022), **Pocieszka 1** oraz **Józefowo 1** (rys. 4). Otwory czwartorzędowe mają w tym rejonie kilka lub kilkanaście metrów miąższości i wykształcone są jako piaski, piaski i żwiry oraz gliny. Poniżej nich występują iltowce i ility z wkładkami margli, piasków i piaskowców sarmatu (ilty krakowieckie) lub



Rys. 2. Dendrogram przedstawiający grupowanie jezior zgodnie z metodą odległości średniej

Fig. 2. Dendrogram shows clustering of lakes according to average linkage method



Rys. 3. Dendrogram przedstawiający grupowanie jezior zgodnie z metodą Warda

Fig. 3. Dendrogram shows clustering of lakes according to Ward's method

badenu górnego (warstwy pektenowe) – (tab. 1). Jeszcze głębiej zalegają gipsy wieku badenu środkowego, które miejscami wyklinowują się. Pod gipsami pojawiają się mułowce i piaskowce, miejscami także margle (warstwy baranowskie) badenu dolnego oraz margle i wapienie litotamniowe tego samego wieku.

B) Okolice jezior nr 3–5 (Mai, Jasne, Ciemne)

Najbliżej położone otwory znajdują się ok. 1,7–2,2 km w kierunku wschodnim (**Wola Wiśniowska-1**, **Wiśniowa-1**, **Czajków-83** i **Maziarka 4**) (rys. 4). Otwory czwartorzędowe, wykształcone są w tym rejonie jako piaski, mułki i gliny. Mają kilka metrów miąższości. Poniżej nich występują iłowce z wkładkami piaskowców i margli ilastych sarmatu (iły krakowieckie) lub badenu górnego (warstwy pektenowe). Głębiej zalegają gipsy, lokalnie zastępowane przez wapienie pogipsowe oraz iły, wieku badenu środkowego. Pod gipsami pojawiają się mułowce, piaskowce i piaski (warstwy baranowskie) badenu dolnego oraz margle i wapienie litotamniowe tego samego wieku (tab. 1).

C) Okolice jeziora nr 6 (Odrodzone)

Około 1,5 km na zachód od tego akwenu wykonane zostały 4 otwory wiertnicze: **Staszów-6**, **Staszów-1**, **Staszów-2**, **Pocieszka-2** (rys. 4). W ich profilach utwory czwartorzędowe to głównie piaski i gliny zapewne o kilkumetrowej nieokreślonej miąższości. Pod nimi zalegają lokalnie iły i iłowce (iły krakowieckie) sarmatu oraz iły, iłowce i mułowce z wkładkami piasków i piaskowców lub margli (warstwy pektenowe) badenu górnego, a jeszcze głębiej gipsy z wkładkami iłów, margli, jak również alabastru, wieku badenu środkowego (tab. 1). Następnie zalegają mułowce, piaski i piaskowce (warstwy baranowskie) lub margle litotamniowe z wkładkami piaskowców, wieku badenu dolnego.

D) Okolice jezior nr 7–12 (Kacze, Bez Nazwy, Piąty Staw, Duży Staw, Przedpole, Donica)

Profil geologiczny **otworu S1 ośrodka wczasowego** (rys. 4) dokumentuje zaleganie do głębokości 17,0 m piasków średnioziarnistych, fluwioglacjalnych. Poniżej nich występuje glina zwałowa (do gł. 27,9 m – tab. 1). Pod

utworami czwartorzędowymi występują ility, ility lub ility z wkładkami margli i piaskowców, prawdopodobnie sarmatu lub badenu górnego. W kierunku zachodnim (**otwór Glinki 1**) miąższość utworów czwartorzędowych (piaski i gliny) znacznie maleje, za to bliżej powierzchni położone są ility z wkładkami margli, a w spągu także z piaskowcami sarmatu lub badenu górnego. Pod nimi występują piaskowce (tzw. baranowskie) oraz wapienie litotamniowe, wieku badenu dolnego. W profilu **otworu Pipała 2** miąższość utworów czwartorzędowych (piaski) nieco zwiększa się (tab. 1). Pod nimi występują ility margliste i margle prawdopodobnie sarmatu lub badenu górnego. Głębiej zalegają margle litotamniowe badenu dolnego.

W kierunku południowym (**otwór Trzypiec 5**) utwory czwartorzędowe (piaski, mułki, żwiry) mają 8,6 m (tab. 1). Pod nimi występują ility, prawdopodobnie sarmatu lub badenu górnego. Następnie zalegają gipsy z przerostami wapieni (pogipsowych?) badenu środkowego oraz wapienie litotamniowe badenu dolnego. Ku wschodowi (**otwór Szopa 3**) miąższość utworów czwartorzędowych (piaski, ility, mułki) jest dość znaczna, ok. 27,5 m. Poniżej zalegają mułki ilaste oraz ility z przewarstwieniami margli, wapieni marglistych, piasków i piaskowców, prawdopodobnie sarmatu lub badenu górnego. Pod nimi stwierdzono wapienie (pogipsowe?) z wkładkami ility oraz gipsy, wieku badenu środkowego.

Tabela 1. Stratygrafia i głębokość zalegania utworów geologicznych stwierdzonych w profilach otworów wiertniczych wykonanych w rejonie badanych jezior

Table 1. Stratigraphy and depth of geological formations found in the profiles of drill holes drilled in the area of the studied lakes

Otwór	Wys. [m n.p.m.] Gł. [m]	Q	Ms	Mb ₃	Mb ₂	Mb ₁	Mb ₁
		–	ik	wp	gi	wb	wml
		Głębokość zalegania [m]					
S1 Ośr. Wczasowy	215,0/28,3	0,0–27,9		27,9–28,3	–	–	–
Glinki 1	212,0/66,1	0,0–3,0		3,0–28,2	–	?	28,2–66,1
Pipała 2	200,0/89,0	0,0–8,2		8,2–22,7	–	?	22,7–81,0
Trzypiec 5	191,0/118,0	0,0–8,6		8,6–41,3	41,3–54,1	?	54,1–61,0
Szopa 3	204,0/71,6	0,0–27,5?		27,5–58,8	58,8–66,4	?	?
Staszów-6	211,5/66,5	0,0–7,0		7,0–26,0	26,0–64,7	64,7–66,5	–
Staszów-1	206,0/55,0	0,0–?	?	?–42,0	–	42,0–48,0	48,0–55,0
Staszów-2	207,0/53,0	0,0–?	?	?–9,1	9,1–51,4	51,4–52,8	52,8–53,0
Pocieszka-2	205,0/73,0	0,0–6,2	?	6,2–34,2	34,2–71,0	71,0–73,0	?
Pocieszka-4	221,0/67,0	0,0–?		?–37,3	37,3–64,4	64,4–67,0	?
Pocieszka 1	220,0/150,2	0,0–7,0	?	7,0–17,5	17,5–64,4	64,4–74,9	74,9–103,0
Józefowo 1	231,0/121,6	0,0–17,7		17,7–36,2	–	36,2–55,4	55,4–82,2
Wola Wiśniowska-1	198,5/35,0	0,0–6,7		6,7–14,0	14,0–31,2	31,2–35,0	–
Wiśniowa-1	201,0/61,0	0,0–2,5	?	2,5–12,5	12,5–56,0	56,0–61,0	–
Czajków-83	203,0/110,0	0,0–5,0	5,0–18,0	18,0–26,0	26,0–64,0	64,0–95,0	95,0–100,0
Maziarka 4	203,0/47,0	0,0–6,0	6,0–22,0	22,0–25,0	25,0–47,0	–	–

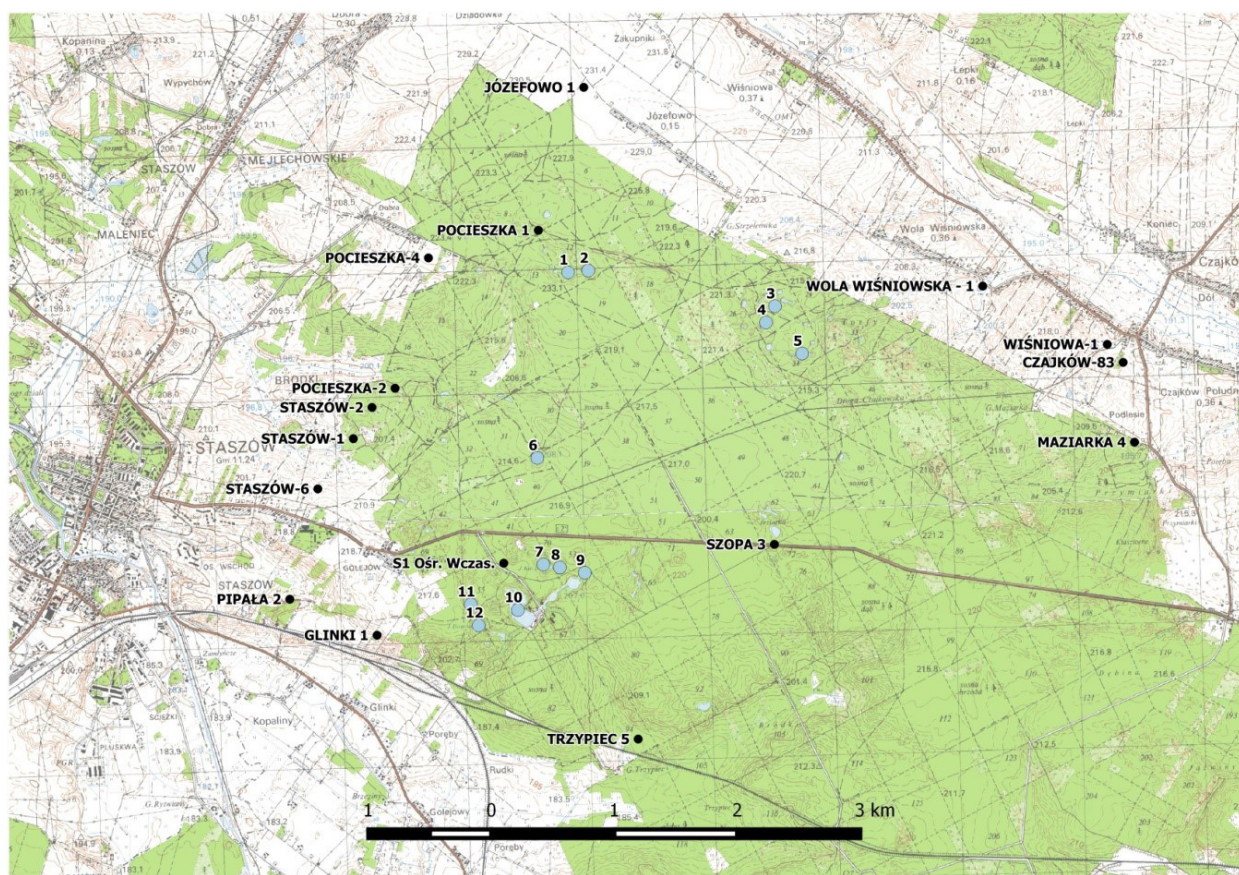
Objaśnienia: Q – czwartorzęd; Ms – sarmat; Mb₃ – baden górny; Mb₂ – baden środkowy; Mb₁ – baden dolny; ik – ility krakowieckie; wp – warstwy pektenowe; gi – gipsy, wapienie pogipsowe; wb – warstwy baranowskie; wml – wapienie i margle litotamniowe.

W tabeli przedstawiono jedynie ważniejsze – z punktu widzenia tematu – zagadnienia stratygraficzne w danym profilu; profile litologiczno-stratygraficzne otworów zaczerpnięto z portalu Otwory Wiertnicze (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/>).

Utwory czwartorzędowe, a także ility krakowieckie sarmatu występujące w górnej części profilu geologicznego omawianego obszaru, z uwagi na swoje wykształcenie litologiczne, nie są predysponowane do rozwoju procesów krasowych. Podobnie jest z tzw. warstwami pektenowymi badenu górnego, choć występują w nich także wkładki margli. Procesom krasowym podlegają dopiero gipsy i wapienie pogipsowe badenu środkowego oraz wapienie i margle litotamniowe badenu dolnego, zalegające w niższej części profilu geologicznego omawianego obszaru (Walcowski 1964, 1972; Romanek 1977; Romanek, Słowiak 1977). Gipsy i wapienie w rejonie badań są przykryte utworami nieprzepuszczalnymi, jednak mają one swoje wychodnie w rejonie Staszowa i w rejonach

położonych na północ i północny zachód od tej miejscowości (Walcowski 1964, 1965, 1968, 1972). Tam też są one zasilane wodami opadowymi, które infiltrują w głąb górotworu. Zwierciadło wód podziemnych występujących w gipsach i wapieniach jest najczęściej napięte (Liszkowski 1979), choć zdarza się, że w obrębie gipsów występuje też strefa aeracji (Walcowski 1972).

Omawiane jeziora okolic Staszowa reprezentują formy tzw. krasu zakrytego, reprodukowanego na powierzchni w utworach niekrasowięjących. Powstały one na drodze zapadania się nadległych utworów skalnych nad pustkami krasowymi wytworzonymi w obrębie warstw gipsów lub wapieni litotamniowych. Niektóre z powstałych w ten sposób zagłębień są wypełnione wodą (wody opadowe;



Rys. 4. Lokalizacja otworów wiertniczych w rejonie badanych jezior

Fig. 4. Location of boreholes near of studied lakes

gruntowe i podziemne związane z piaskami czwartorzędowymi – to zasilanie może być ważne), a inne nie. Wynika to prawdopodobnie z tego czy dane zagłębienie ma czynne połączenie z utworami krasowiejącymi, czy też nie.

Analizując przestrzenne rozmieszczenie opisywanych jezior widzimy grupowanie się ich na pewnych obszarach, jak też występowanie w formie ciągów o liniowym przebiegu. Nie jest więc wykluczone, że pewne grupy tych zbiorników wodnych powstały w związku z występowaniem szczelin w obrębie skał krasowiejących (Walczowski 1964, 1972), a w ich podłożu uskoków lub spękań. Nie wykluczone, że nieciągłości te propagują się też ku górze profilu geologicznego w utwory ilaste badenu górnego i sarmatu.

Wody gruntowe i podziemne z rejonu analizowanych akwenów odprowadzane są ku dolinom Czarnej (w tym m.in. poprzez jej doływ – Desnę) i Kacanki. Drenaż wód podziemnych mogą ułatwiać szczeliny, strefy uskoków czy też spękania w obrębie gipsów, czy wapieni litotamniowych.

4. Wyniki i dyskusja

Podstawowe parametry jezior zestawiono w tabeli 2, w której zastosowano numerację jezior zgodną z rys. 1. Generalnie jeziora położone są w niewielkich odległo-

ściach od siebie. Ze skupiska jezior wybrano po kilka charakterystycznych akwenów. Wyjątkiem jest odizolowane od innych zbiorników Jezioro Odrodzone (rys. 1).

Wszystkie analizowane akweny zlokalizowane są na terenie leśnym. Położone są od 204,37 m do 217,0 m n.p.m. (tab. 2).

Największym przeobrażeniem objekty te zostały poddane od schyłku XIX w. do końca lat 30. XX w. Wtedy z zalądowanych jezior eksploatowano torf (Zieliński 2007, 2013). Służył on jako źródło energii dla okolicznych zakładów przemysłowych. Kolejność wydobycia warunkowała dostępność do złoża i techniczne możliwości pozyskiwania surowca. Torf z jezior w rejonie Dużego Stawu był wydobyty przed 1938 r., bowiem na mapie P46 S32 Staszów w skali 1:100 000 z 1938 r. jeziora były już zaznaczone. Aby eksploatacja złóż torfu była możliwa, wybudowano szereg kanałów odwadniających zalądowane wówczas jeziora. Znacząco obniżono w nich poziom zwierciadła wód. Tym samym w ten sposób połączono szereg jezior ze sobą.

Działania te mogły mieć istotny wpływ na liczbę i wydajność źródeł funkcjonujących na badanym obszarze, których współcześnie istnieją tylko dwa i to o niewielkiej wydajności (Zieliński, Choiński 2022).

Mimo że od czasu zakończenia eksploatacji upłynęło ponad 80 lat, do tej pory wzdłuż kanałów widoczne są nasypy powstałe podczas kopania kanałów. Ponadto

Tabela 2. Położenie i parametry morfometryczne badanych jezior (wg Zieliński 2013, uzupełnione)**Table 2.** Location and morphometric parameters of the studied lakes (according to Zieliński 2013, supplemented)

Lp.	Jezioro	Wysokość (m n.p.m.)	Współrzędne geograficzne		Powierzchnia (ha)	Objętość (m ³)	Głębokość (m)	
			Szerokość N	Długość E			Maks.	Średnia
1	Torfowe II	215,70	50°34'45,774"	21°13'18,0180"	0,39	9 500	5,1	2,5
2	Torfowe I	217,00	50°34'45,960"	21°13'26,520"	0,51	14 000	5,3	2,8
3	Mai	212,09	50°34'35,364"	21°14'43,782"	0,24	n.o.	n.o.	n.o.
4	Jasne	211,64	50°34'31,074"	21°14'39,918"	0,76	18 800	4,6	2,5
5	Ciemne	208,73	50°34'23,052"	21°14'54,312"	0,49	18 500	6,8	3,8
6	Odrodzone	208,39	50°33'57,2160"	21°13'3,432"	0,57	17 000	6,8	3,0
7	Kacze	207,89	50°33'29,5260"	21°13'4,512"	0,61	6 200	2,5	1,0
8	Bez Nazwy	207,62	50°33'28,7340"	21°13'11,418"	0,21	2 600	2,6	1,2
9	Piąty Staw	206,91	50°33'27,1020"	21°13'21,198"	0,18	n.o.	4,2	n.o.
10	Duży Staw	206,59	50°33'18,1080"	21°12'54,264"	3,63	134 000	7,8	3,7
11	Przedpole	209,00	50°33'19,8060"	21°12'34,248"	0,30	4 600	3,8	1,5
12	Donica	204,37	50°33'13,9380"	21°12'37,014"	0,59	14 100	6,1	2,4

n.o. – nie oznaczono (not calculated).

przy niektórych jeziorach można dostrzec wyraźne ślady dawnego wyższego zasięgu poziomu zwierciadła wód. Pozytywne jest, że z upływem czasu, w wyniku ruchów masowych i gromadzenia się w kanałach materii organicznej w dalszym ciągu się one wypływają, tym samym zmniejszając odpływ z jezior.

Wyniki badań wskazują, że wśród jezior największym wahanom poziomu wody podlegały jeziora: przepływowe jezioro Ciemne od +87 cm do -40 cm (amplituda 127 cm), bezodpływowe jezioro Przedpole od +4 cm do -94 cm (amplituda 98 cm), bezodpływowe jezioro Odrodzone od 0 cm do -89 cm), bezodpływowe jezioro Mai od +21 cm do -60 cm (amplituda 81 cm) oraz dwa sąsiadujące bezodpływowe akweny: jezioro Kacze od +3 cm do -57 cm i jezioro Bez Nazwy od 0 cm do -60 cm. Wyraźnie widać, że wyjątkowym obiektem w tym zestawieniu jest Jezioro Ciemne, któremu poziom zwierciadła wody wzrósł. Przez bobry został zatamowany odpływ z tego zbiornika, przy czym kanał zasilający to jezioro wodami wypływającymi z jeziora Jasnego był drożny. W konsekwencji znaczący wzrost poziomu zwierciadła wody w jeziorze Ciemnym spowolnił odpływ z wyżej położonego nad poziomem morza jeziora Jasnego i położonego nieco jeszcze wyżej bezodpływowego jeziora Mai, np. poprzez przesiąkanie wody do zlokalizowanego w sąsiedztwie jeziora Jasnego (rys. 1, tab. 2.), które nie odnotowało tak dużego spadku jak zaobserwowano w bezodpływowym jeziorze Przedpole czy jeziorze Odrodzone.

Interesująco kształtują się fluktuacje poziomu zwierciadła wody w jeziorze Torfowe I, bowiem wahały się one od 0 cm do -58 cm. Obiekt ten położony jest najwyżej spośród badanych zbiorników (tab. 2). Obniżenie w nim poziomu z pewnością ograniczyło zasilanie z niego jeziora Torfowe II, wokół którego zauważono ślady wkroczenia bobrów. Jednak ich aktywność nie jest tak wysoka jak w rejonie jeziora Ciemne, co potwierdzają wahania pozio-

mu zwierciadła wody w jeziorze Torfowe II mieszczące się w zakresie od +3 cm do -63 cm. Jezioro Torfowe I stanowi obszar źródłiskowy rzeki Desny (rys. 1B).

W jeziorze Jasne (z wypływem) zanotowano mniej głębokie obniżenie poziomu, tj. do -19 cm. Najniższym leżącym akwenem spośród badanych jest jezioro Donica (tab. 2). Wahania poziomu zwierciadła wody kształtowały się w tym akwenie od 0 cm do -43 cm. Mniejszymi fluktuacjami cechował się Piąty Staw, tj. skrajnie od +6 cm do -17 cm, ale zazwyczaj fluktuacje miały znacznie mniejszą amplitudę. Charakter wahań poziomu zwierciadła wody oraz jego nieco wyższe położenie nad poziom morza od systemu wielokrotnie większych połączonych ze sobą kanałami jezior (ok. 32 cm, tab. 2) wskazuje, że Piąty Staw jest silnie zasilany wodami napływającymi do jego niecki jeziornej. Potwierdzają to badania termiki wód (Zieliński 2013, 2021) oraz obserwacje terenowe podczas tworzenia się tafli lodowej na tym jeziorze. Czasami strumień ciepła pochodzący z wody źródlanej dociera na powierzchnię tworząc tzw. płoń, czyli niezamarzniętą przestrzeń w tafli lodowej (Choiński, Skowron 2022). W porze ciepłej woda w Piątym Stawie jest wyraźnie chłodniejsza niż w innych akwenach. Ponadto Piąty Staw zasila system akwenów połączonych z Dużym Stawem, który cechuje się stosunkowo niewielką fluktuacją (skrajnie od +7 cm do -9 cm).

Zasadniczo wyniki pomiarów wskazują, że w analizowanym czasie poziom zwierciadła wód w badanych obiektach ulegał istotnym zmianom. Był z reguły wyraźnie niższy niż ten zarejestrowany w dniu rozpoczęcia obserwacji.

Czasami fluktuacje miały charakter incydentalny i mogły dotyczyć jedynie poszczególnego obiektu. Taką sytuację Zieliński (2013) udokumentował. Zaobserwował zapadnięcie się pokrywy lodowej na jeziorze, które nastąpiło po nagłym obniżeniu się zwierciadła wody pod lodem. Przełam pokrywy lodowej o grubości 26 cm był dobrze widoczny, w niewielkiej odległości od brzegów zbiornika



Fot. 1. A – widok jeziora po zapadnięciu się pokrywy lodowej, B – szczelina w pokrywie lodowej (fot. A. Zieliński 2013)
Pic. 1. A – view of the lake after the ice cap collapsed, B – a crack in the ice cover (photo by A. Zieliński 2013)



Fot. 2. Podziemna pustka powstała w sąsiedztwie jeziora Mai (fot. A. Zieliński 2018)
Pic. 2. An underground void was created near Lake Mai (photo by A. Zieliński 2018)

(fot.1). Jednocześnie warto podkreślić i wykluczyć jakąkolwiek ingerencję bobrów, bowiem w opisywanym czasie zwierzęta te tam nie bytowały.

Ponadto fluktuacje w postaci obniżen poziomu zwierciadła wody mogą ujawniać efekty procesów krasowych. W dniu 19.10.2018 r. w jeziorze Mai poziom zwierciadła wody był niższy o 60 cm od ustalonego w 2011 r. Zaobserwowano wówczas odspojenia powierzchniowej warstwy głebowej, zespolonej systemami korzeniowymi od warstw niżej leżących. Utworzyła się tam pustka o długości kilku metrów, 1,5 m szerokości i ok. 0,3 m głębokości (fot. 2).

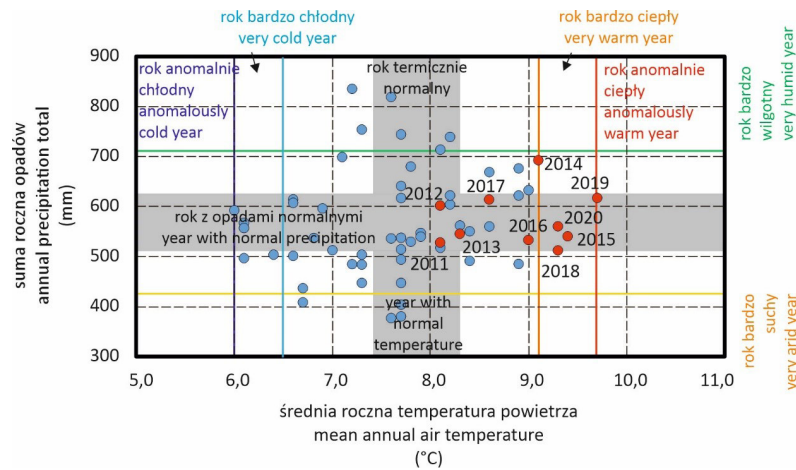
Według Choińskiego i in. (2020), poziom wody w jeziorach północnej Polski wykazywał w okresie 1956–2014 zróżnicowane wahania. Obok jezior, których poziom obniżył się, są też takie, których poziom wzrósł albo nie zmienił się znacząco. W latach 2010–2014, który to okres pokrywa się z początkiem okresu obserwacyjnego w niniejszym studium, wyraźny malejący trend poziomu wody wykryto między innymi w jeziorach: Charzykowskim, Jeziorak i Roś. Zróżnicowane trendy wahań poziomu jezior wykryto też w przypadku jezior na Równinie Konijskiej w środkowej Turcji (Demir 2022). O ile w przypadku jezior krasowych:

Kızören i Timraş wykryto wyraźny malejący trend poziomu wody, o tyle w przypadku słonego jeziora Tuz nie stwierdzono żadnego trendu zmian jego poziomu.

Średnia roczna temperatura powietrza w Staszowie w latach 1961–2020 wynosiła 7,8°C. W latach 2011–2020, w których prowadzono badania wynosiła 8,9°C. Pod względem warunków termicznych okolice Staszowa są cieplejsze od przyległych do nich od północy Gór Świętokrzyskich, przypominając pod tym względem sąsiadującą z tym regionem od wschodu zachodnią część Kotliny Sandomierskiej (Woś 1999).

Roczna suma opadów w Staszowie okresie 1961–2020 wynosiła 569 mm, zaś w latach 2011–2020 była nieznacznie wyższa i sięgnęła 574 mm. Warunki opadowe w okolicach Staszowa są charakterystyczne dla Niecki Nidziańskiej, wyraźnie suchszej od sąsiadujących z nią obszarów Wyżyny Małopolskiej (Żarnowiecki 1991).

Niemal wszystkie lata w okresie 2011–2020 charakteryzowały się rocznymi sumami opadów w granicach normy klimatycznej określonej dla okresu 1961–2020. Równocześnie lata 2011–2020 były cieplejsze niż średnio w wiolecie 1961–2020, z czego rok 2019 można uznać za anomalnie ciepły (rys. 5).



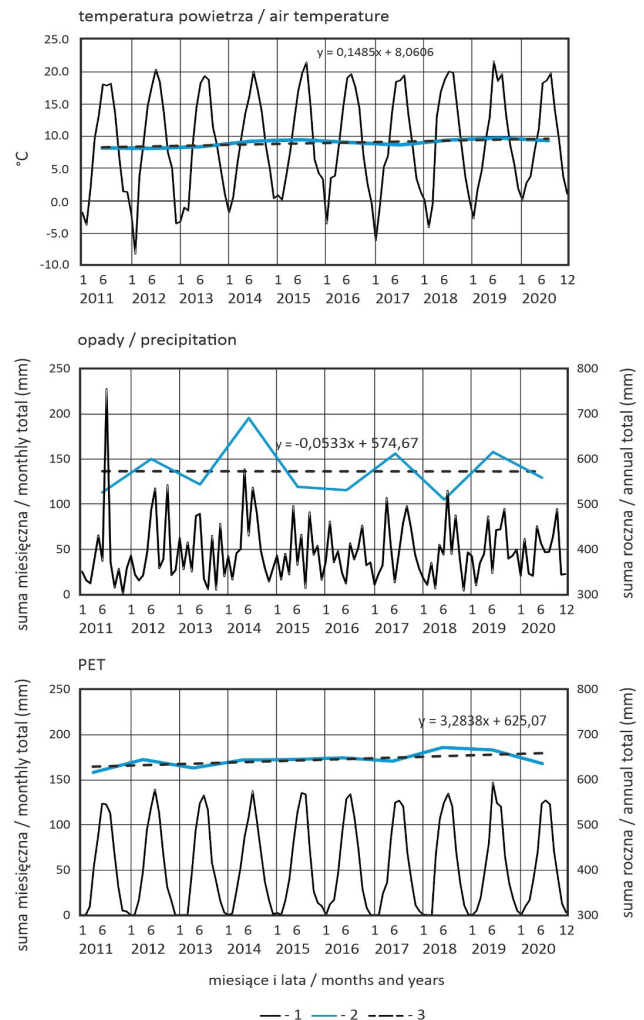
Rys. 5. Warunki termiczno-opadowe w Staszowie w latach 2011–2020 (czerwone koła) na tle wcześniejszego okresu 1961–2010 (niebieskie koła)

Fig. 5. Mean annual air temperature and annual precipitation totals in Staszów during 2011–2020 (red circles) and earlier 1961–2010 period (blue circles)

W dziesięcioleciu 2011–2020 nie wykryto w Staszowie żadnego istotnego statystycznie trendu zmian rocznych sum opadów. Wykryto istotny statystycznie ($p < 0,01$) rosnący trend średniej rocznej temperatury powietrza, wynoszący $1,5^{\circ}\text{C}$ w całym dziesięcioleciu. Średnia roczna suma PET wzrosła w badanym okresie o $32,8$ mm. Trend ten nie jest jednak istotny statystycznie ($p = 0,0607$) – (rys. 6).

Dzień 5 marca 2011 r., w którym rozpoczęto pomiary, był dniem przymrozkowym – maksymalna dobowa temperatura powietrza wynosiła $8,3^{\circ}\text{C}$, a minimalna dobowa temperatura powietrza $-6,2^{\circ}\text{C}$. Okres poprzedzający pierwszy pomiar poziomu wody w jeziorach był stosunkowo mroźny i suchy. Średnia maksymalna dobowa temperatura powietrza w okresie poprzedzającym (1.02.–5.03.2011) wynosiła w Staszowie $0,9^{\circ}\text{C}$ i była o $2,7^{\circ}\text{C}$ niższa niż średnia w 30-leciu 1991–2020. Średnia minimalna dobowa temperatura powietrza w tym okresie wynosiła $-7,6^{\circ}\text{C}$ i była aż o $4,0^{\circ}\text{C}$ niższa niż średnia w 30-leciu 1991–2020. Suma opadów w Staszowie w okresie 1.02.–5.03.2011 r. wyniosła $16,1$ mm, co stanowiło jedynie 48% średniej sumy opadów w latach 1991–2020. W czasie pomiaru w dniu 5 marca 2011 r. na stacji meteorologicznej Staszów nie stwierdzono występowania pokrywy śnieżnej. W okresie poprzedzającym pokrywa śnieżna występowała w dniach 19–27 lutego 2011 r. Jej grubość nie przekraczała 2 cm, co za tym idzie, jej roztopienie się nie dostarczyło wiele wody do zlewni.

Istotną statystycznie dodatnią korelację z sumą opadów w okresie poprzedzającym wykryto tylko w przypadku zmian poziomu jeziora Ciemne ($r_s = 0,491$, $p = 0,0005$) – tabela 3. Jezioro to reagowało podniesieniem poziomu wody w wyniku działalności bobrów. W przypadku szeregu jezior obserwowano zjawisko odwrotne – po wyższych opadach następowały okresy obniżonego poziomu wody. Okazało się być to korelacją pozorną, wynikającą ze specyfiki zasilania w okresie zimowym. Zasilanie wód powierzchniowych miało wtedy miejsce z opóźnieniem, w czasie topnienia pokrywy śnieżnej, a nie samych opadów – w tej części roku przeważnie opadów śniegu.



Rys. 6. Zmienność temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C}$), opadów (mm) i PET (mm) w Staszowie w okresie 2011–2020; opis oznaczeń: 1 – średnie miesięczne wskaźników klimatycznych, 2 – średnie roczne wskaźników klimatycznych, 3 – trend rocznych wskaźników

Fig. 6. Variability of air temperature ($^{\circ}\text{C}$), precipitation totals (mm) and PET (mm) in Staszów in 2011–2020; description of symbols: 1 – mean monthly climatic indices, 2 – mean annual climatic indices, 3 – trend of annual indices

Potwierdzają to wyniki analizy korelacji przeprowadzone pomiędzy poziomem wody w jeziorach w miesiącach kwiecień–październik, a opadami w 30-dniowym okresie poprzedzającym. Dla niemal wszystkich jezior korelacja pomiędzy poziomem wody a sumą opadów w okresie poprzedzającym jest dodatnia. Istotną statystycznie korelację wykryto jednak tylko dla jeziora Ciemne ($r_s = 0,451$, $p = 0,027$) i Piątego Stawu ($r_s = 0,519$, $p = 0,009$).

Korelacja pomiędzy zmianą poziomu jezior a ewapotranspiracją potencjalną (PET) była dla większości jezior

istotna statystycznie, chociaż co najwyżej umiarkowana. Niemal we wszystkich przypadkach korelacja była ujemna, czyli po okresach z wysokim PET stwierdzano zwykle spadek poziomu wody w badanych jeziorach. Najsilniejszą korelację z PET wykryto dla poziomu jeziora Donica ($r_s = -0,436$, $p = 0,002$) – tabela 3. Wielkość PET określana na podstawie wzoru Thornthwaite’a opiera się głównie na średniej miesięcznej temperaturze powietrza. Poziom jezior jest więc też ujemnie skorelowany z temperaturą powietrza. Korelacja jest jednak słabsza niż w przypadku PET.

Tabela 3. Współczynniki korelacji rang Spearmana pomiędzy poziomem wody badanych jezior a elementami klimatycznego bilansu wodnego i głębokością zwierciadła wód podziemnych, korelacja istotna na poziomie $p \leq 0,05$ oznaczona gwiazdką (*)

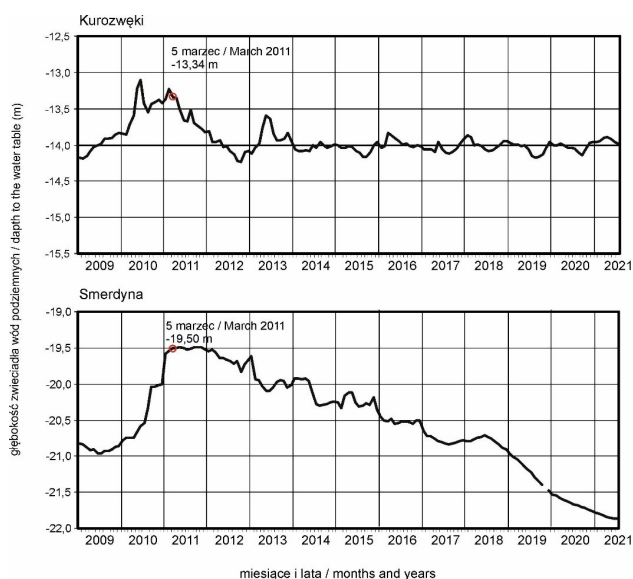
Table 3. Spearman’s rank correlation coefficients between water level in studied lakes and meteorological indices affecting climatic water balance and the depth to the water table, asterisks denote correlation statistically significant at $p \leq 0.05$

Jezioro Lake	Suma opadów (mm) w 30-dniowym okresie poprzedzającym (styczeń–grudzień) Precipitation total (mm) during antecedent 30 days (January–December) N – 47	Suma opadów (mm) w 30-dniowym okresie poprzedzającym (kwiecień–październik) Precipitation total (mm) during antecedent 30 days (April–October) N – 24	PET (metoda Thornthwaite’a – mm) w poprzednim miesiącu PET in antecedent month calculated with Thornthwaite method (mm) N – 47	Głębokość zwierciadła wód podziemnych (m) w Kurozwałkach w mie- siącu poprzedzającym Depth to the water table (in m) in Kurozwałki in antecedent month N – 45	Głębokość zwierciadła wód podziemnych (m) w Smerdynie Depth to the water table (in m) in Smerdyna in antecedent month N – 46
Torfowe II	-0,4347*	-0,3190	-0,3411*	0,3319*	0,6741*
Torfowe I	-0,3729*	-0,0126	-0,4055*	0,5017*	0,6927*
Mai	-0,3295*	0,0483	-0,3610*	0,5856*	0,5889*
Jasne	-0,1660	0,1250	-0,3477*	0,2853	-0,0218
Ciemne	0,4906*	0,4510*	0,1568	-0,1998	-0,8624*
Odrodzone	-0,2783	0,0144	-0,2845	0,4550*	0,6802*
Kacze	-0,3985*	-0,0648	-0,3743*	0,4221*	0,6780*
Bez Nazwy	-0,2734	0,0614	-0,4210*	0,5378*	0,7201*
Piąty Staw	0,0695	0,3287	-0,1817	0,0952	-0,3098*
Duży Staw	0,2153	0,5194*	-0,1990	0,5006*	-0,2400
Przedpole	-0,3032*	0,0510	-0,1948	0,3588*	0,8571*
Donica	-0,3694*	0,0466	-0,4363*	0,4905*	0,7232*

Jak widać, zmienność analizowanych danych meteorologicznych tłumaczy zmiany poziomu wody badanych jezior w ograniczonym stopniu. Znacznie ściślej okazała się korelacja zmian poziomu wody jezior ze zmianami głębokości zwierciadła wód podziemnych w najbliższych punktach monitoringu wód podziemnych Państwowej Służby Hydrogeologicznej (tab. 3). W okresie marzec 2011 – lipiec 2021 miał miejsce spadek zwierciadła wód podziemnych w otworach pomiarowych w Kurozwałkach (o 0,64 m) i w Smerdynie (o 2,36 m) – rys. 7.

Również w większości badanych jezior poziom wody w tym okresie obniżył się. Współczynniki korelacji rang Spearmana pomiędzy głębokością zwierciadła wód podziemnych w otworze Smerdyna a poziomem wody w jeziorach są dla większości analizowanych jezior istotne statystycznie, a korelacje są umiarkowane lub silne (tab. 3). Najlepiej ze zmianami zwierciadła wód podziemnych w tym

otworze skorelowane są zmiany poziomu jezior: Przedpole ($r_s = 0,857$, $p < 0,001$) i Donica ($r_s = 0,7033$, $p < 0,001$), zlokalizowanych najdalej na zachód. Nie związane ze spadkiem głębokości zwierciadła wód podziemnych w Smerdynie wydają się być zmiany poziomu jeziora Ciemne oraz Duży Staw i Piąty Staw. Są to te jeziora, których poziom był najlepiej skorelowany ze zmianami 30-dniowych sum opadów poprzedzających. W przypadku otworu pomiarowego w Kurozwałkach korelacja jest nieco słabsza, najsilniejsza z jeziorem Mai ($r_s = 0,586$, $p = 0,01$). W przypadku zwierciadła wód podziemnych w otworze Smerdyna, leżącym na wschód od badanych jezior, najsilniejsza korelacja dotyczy danych głębokości zwierciadła wód podziemnych w miesiącu, w którym mierzono poziom wody w jeziorach. W przypadku otworu Kurozwałki, leżącego na zachód od badanych jezior, silniejsza korelacja dotyczy miesiąca poprzedzającego.



Rys. 7. Fluktuacje zwierciadła wód podziemnych w okolicach Staszowa w okresie styczeń 2009–lipiec 2021

Fig. 7. Variations of the depth to the water table in the Staszów region in January 2009–July 2021 period

Wahania głębokości zwierciadła wód podziemnych w niewielkim stopniu nawiązują do zmienności czynników meteorologicznych. Średnie miesięczne sumy opadów oraz PET w okresie od marca 2011 r. do lipca 2021 r. są bowiem słabo skorelowane z wahaniami głębokości zwierciadła wód podziemnych w Kurozwękach i Smerdynie (r_s nie przekracza 0,295). Należy też podkreślić, że stosunkowo płytkie położenie zwierciadła wód podziemnych w tym regionie dotyczyło krótkiego okresu 2010–2012. W latach wcześniejszych głębokość zwierciadła wód podziemnych w okolicach Staszowa była większa niż w 2011 r., zwłaszcza w otworze w Kurozwękach (rys. 7). Przedmiotem dalszych, pogłębionych badań będzie więc poszukiwanie przyczyn obniżenia zwierciadła wód podziemnych w okolicach Staszowa w okresie po 2012 r., w tym zwłaszcza zmian poboru wody przez lokalny przemysł i sektor komunalny.

Również inne badania wskazują na złożone przyczyny wahań poziomu jezior w Polsce. Położone na Pojezierzu Gnieźnieńskim Jezioro Powidzkie doświadczyło wyraźnego obniżenia poziomu lustra wody od początku lat 60. XX w. do pierwszej dekady XXI w. (Nowak, Ptak 2018). Towarzyszyły temu niekorzystne warunki klimatyczne – malejący trend sum opadów rocznych i rosnący trend parowania potencjalnego. Równie ważna, jeśli nie ważniejsza, jest presja człowieka w regionie, wyrażająca się poprzez: melioracje wodne, odkrywkowe wydobycie węgla brunatnego powodujące obniżenie zwierciadła wód podziemnych oraz wzrost poboru wód na potrzeby rolnictwa, przemysłu i na cele gospodarki komunalnej. Podobne obniżenie się poziomu jeziora Piaseczno na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim zaobserwowano w latach 1980–1996 (Michalczyk i in. 2011). Wahania średniego rocznego poziomu wody tego jeziora wykazują zgodność z wieloletnimi wahaniami rocznych sum opadów. Widać to było np. przez kilka lat po

niezwykle suchym roku 2003, kiedy długo utrzymywał się niski średni poziom wód jeziora. Dodatkowo wahania wód jeziora Piaseczno i innych jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego były modyfikowane przez melioracje wodne. Dla odmiany wahania poziomu wody jezior: Hańcza i Wigry nie wykazywały związków z wieloletnimi wahaniami sum opadów (Górniak, Piekarski 2002). Wykryto jedynie związek pomiędzy sezonową amplitudą poziomu tych jezior a sezonowymi sumami opadów (deszczu w okresie maj–wrzesień i śniegu w okresie grudzień–marzec).

Należy też pamiętać, że niektóre zmiany poziomu jezior w Polsce są zamierzonym efektem regulacji wodnych. I tak np. obserwowany po 2010 r. wzrost poziomu wody we wspomnianym już Jeziorze Powidzkim był efektem modernizacji tamy zbudowanej w miejscu wypływu rzeki Meszna z jeziora (Ptak, Ławniczak 2012). Podobnie zmiany poziomu jeziora Gopło były skutkiem prac regulacyjnych na górnej Noteci (za: Choiński i in. 2020).

Można tu powtórzyć ogólny wniosek wysnuty z badań nad uwarunkowaniami zmian poziomu jeziora Dorian na pograniczu Macedonii Północnej i Grecji. Bonacci i in. (2015) stwierdzili, że nie jest łatwo określić, które czynniki (naturalne czy antropogeniczne) mają większy wpływ na wahania poziomu zwierciadła tego jeziora. Również w przypadku dramatycznego obniżenia się poziomu jeziora Urmia w północno-zachodnim Iranie po 1995 r. nie da się jednoznacznie określić, w jakim stopniu odpowiedzialny jest za to zmniejszenie się ilości opadów i wzrost PET, a w jakim stopniu wykorzystanie wód rzek uchodzących do tego bezodpływowego jeziora w irygacji (Schulz i in. 2020).

Nieco łatwiej rozpatrywać wpływ zmian klimatu na wahania poziomu wód jezior w ograniczonym stopniu poddanych antropopresji, tak jak np. jezioro Quinghai w zachodnich Chinach (Li i in. 2007). Za wyraźny spadek poziomu zwierciadła tego jeziora obserwowany w latach 1959–2000 odpowiadają głównie czynniki klimatyczne, w tym zwłaszcza wzrost parowania. Wielkość poboru wody z rzek zasilających jezioro oszacowano tylko na około 1% strat wody na parowanie. W niewielkim stopniu antropopresji poddane są też niewielkie bezodpływowe jeziora w półsuchym preriowym regionie Kanady (van der Kamp i in. 2008). Poziom wody większości jezior badanych przez van der Kampa i in. obniżył się w XX wieku, choć autorzy wykryli też kilka jezior wykazujących odwrotny trend. Obserwowane zmiany wiążą oni głównie z czynnikami hydro-klimatycznymi – wzrostem PET oraz temperatury powietrza i temperatury wód jezior, ale również ze zmianami użytkowania terenu w zlewniach badanych jezior. Autorzy podkreślają też, że w sytuacji, gdy czynniki hydro-klimatyczne słabo tłumaczą wahania poziomu jezior, wiążą się one często ze zmianami zasilania podziemnego. Ten przypadek dotyczy też prawdopodobnie jezior staszowskich, których wahania najlepiej tłumaczą zmiany głębokości zwierciadła wód podziemnych. Należy też pamiętać że badane jeziora są bardzo małe. Nawet niewielkie zmiany zasilania podziemnego, wynikające na przykład

ze wzrostu lokalnego poboru wody, mogą silnie oddziaływać na poziom wody tych jezior.

Z perspektywy przeprowadzonej analizy skupień podobnymi fluktuacjami poziomu wody charakteryzują się trzy grupy zbiorników: (G1) Odrodzone i Przedpole, (G2) Duży Staw, Jasne, Piąty Staw, (G3) Bez Nazwy, Donica, Kacze, Mai, Torfowe I, Torfowe II. Natomiast jezioro Ciemne należy uznać za obiekt o odmiennej, indywidualnej charakterystyce. Warte uwagi jest to, że wyróżnione grupy jezior nie wpisują się w podział zbiorników ze względu na to, czy są one przepływowe, wypływowe, czy też bezodpływowe.

5. Podsumowanie i wnioski

Wyniki badań wskazują na złożoność czynników, które mają wpływ na wahania poziomu wody zwierciadeł w jeziorach. Ujawniają zróżnicowanie charakteru poszczególnych obiektów i wskazują na różne przyczyny wielkości wahań poziomu wody w akwenach.

Zasadniczo analizy wyników pomiarów wskazują, że w czasie prowadzonych obserwacji, poziom wody w badanych jeziorach ulegał istotnym zmianom i był z reguły niższy niż zarejestrowany w czasie kiedy rozpoczęto obserwacje. Poza tym tylko w jednym przypadku poziom wody uległ podwyższeniu. Przyczyną tej tendencji zmian jest wkroczenie i działalność bobrów. Zwierzęta te dość skutecznie zablokowały wypływ z Jeziora Ciemnego. Ten stan zaczął korzystnie oddziaływać na Jezioro Jasne (jest z wypływem) i Jezioro Mai (jest bezodpływowe). Obiekty te nie zareagowały tak głębokim spadkiem zwierciadła wody jak pozostałe bezodpływowe jeziora, tj.: jezioro Przedpole i Jezioro Odrodzone. Warto przy tym podkreślić, że bytowanie bobrów spowodowało zaistnienie amplitudy skrajnych zmian poziomów wody (od maksymalnych spadków do maksymalnego wzrostu) dochodzącej do 1,8 m.

Zasadniczo należy stwierdzić, że w analizowanej przestrzeni czasowej nastąpiło wyraźne obniżenie zwierciadeł wód jezior. Gdyby nie specyficzny kształt mis tych jezior oraz ich stosunkowo znaczne głębokości w kontekście do nieznacznych powierzchni, to te obiekty mogłyby być nietrwałymi elementami krajobrazu. Szczególnie zagrożone mogą być jeziora o najmniejszych głębokościach maksymalnych i głębokościach średnich (np. Jezioro Kacze i Jezioro Bez Nazwy czy jezioro Przedpole). Przy czym należy podkreślić, że wszelkie fluktuacje zwierciadeł wody skutkują zmianami powierzchni, kształtu linii brzegowej czy pojemności wodnej.

W okresie 2011–2020 w sąsiedztwie badanych jezior stwierdzono istotny statystycznie wzrost średniej temperatury powietrza i nieistotny wzrostowy trend PET. Nie stwierdzono żadnego trendu rocznych sum opadów. Obserwowane zmiany warunków klimatycznych w niewielkim stopniu wpływały na fluktuacje poziomu jezior. Można przyjąć, że opady atmosferyczne, ze względu na nieznaczne odległości akwenów od siebie, były zbliżone. Jednak zwierciadła wód poszczególnych jezior nie reagowały na

te opady synchronicznie (nawet obiekty bezodpływowe), co świadczy o różnorodności poszczególnych zlewni i o ich odmiennej pojemności wodnej podłoża.

Silniejszy nieco wydaje się związek pomiędzy fluktuacjami poziomu jezior i wahaniami głębokości zwierciadła wód podziemnych w regionie, co może mieć związek z krasową genezą badanych jezior. To zagadnienie wymaga jednak dalszych badań.

Ogólna tendencja fluktuacji zwierciadeł wód badanych obiektów koreluje ze zmianami jakie są obserwowane w innych regionach i niestety skutkuje znaczącym zmniejszeniem zasobów wodnych.

Niewątpliwie cennym efektem badań jest potwierdzenie przeobrażeń środowiska będących konsekwencją procesów krasowych, np. „odspajanie” powierzchniowej warstwy gruntu poprzez osiadanie niżej leżących utworów, fot. 2, czy załamania tafli lodowej fot. 1AB.

Podziękowania

Autorzy serdecznie dziękują za wieloletnią życzliwość Pracownikom Nadleśnictwa Staszów, a w szczególności Panu Nadleśniczemu – Adamowi Luberze.

Autorzy składają podziękowania za uwagi zgłoszone przez Recenzentów, które przyczyniły się do poprawy jakości tekstu.

6. Literatura

- Bonacci, O., Popovska, C., Geshovska, V., 2015. Analysis of transboundary Dojran Lake mean annual water level changes. *Environmental Earth Sciences* 73(7): 3177–3185. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3618-6>
- Chmielewski, T.J., Chmielewski, S., 2010. Procesy zanikania ekosystemów jeziornych i torfowiskowych w rejonie Poleskiego Parku Narodowego od II połowy XX w. oraz perspektywy ich ochrony. *Problemy Ekologii Krajobrazu*, T. XXVI: 121–134.
- Choiński, A., 1995. Katalog jezior Polski. Cz. 3: Jeziora Wielkopolsko-kujańskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 1–149.
- Choiński, A., 2001. Analysis of changes in the area and water volume of Lake Jamno. *Limnological Review* 1: 41–44.
- Choiński, A., 2007. *Limnologia fizyczna Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 1–548.
- Choiński, A., Ilyin, L., Pasichnyk, M., Skowron, R., Zieliński, A., 2023. Przykłady zarastania i zanikania jezior Niżu Polskiego i Polesia Wołyńskiego Ukrainy, [w:] *Geograficzne Czasopismo Wołyńskiego Uniwersytetu Narodowego im. Lesi Ukrainki*, Nr 1(1). Wydawnictwo „Helvetica”, Odessa, 8–24. <https://doi.org/10.32782/geochasvnu.2023.1.01>
- Choiński, A., Jańczak, J., Ptak, M., 2020. Wahania poziomów wody jezior w Polsce w latach 1956–2015. Water-level fluctuations in Polish lakes in the 1956–2015 period. *Przegląd Geograficzny* 92(1): 41–54. <https://doi.org/10.7163/PrzG.2020.1.3>
- Choiński, A., Ptak, M., 2008. Zanikanie jezior w Wielkopolsce na tle Polski. *Roczniki Gleboznawcze* 59(2): 25–31.
- Choiński, A., Ptak, M., Plewa, K., 2019. *Wahania stanów wody*, [w:] Choiński, A. (red.), *Wody Wielkopolski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 246–260.
- Choiński, A., Skowron, R., 2021. Zmiany powierzchni i zarastanie jezior w Polsce. *Badania Fizjograficzne* 12(A72): 123–140. <https://doi.org/10.14746/bfg.2021.12.7>
- Choiński, A., Skowron, R., 2022. *Słownik limnologiczny*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 1–173.
- Choiński, A., Zieliński, A., 2020. Characteristics of selected lakes with aeolian and karst genesis in the Świętokrzyski Region. *Limnological Review* 20(2): 59–64.

- Dąbrowski, M., 2002. Changes in the water level of lakes in northeastern Poland. *Limnological Review* 2: 85–92.
- Demir, V., 2022. Trend analysis of lakes and sinkholes in Konya Closed Basin, in Turkey. *Natural Hazards* 112: 2873–2912. <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05327-6>
- Górniak, A., Piekarski, K., 2002. Seasonal and multiannual changes of water levels in lakes in Northeastern Poland. *Polish Journal of Environmental Studies* 11(4): 349–354.
<https://danepubliczne.imgw.pl/>, accessed: 20th October 2021.
<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/>
<https://www.asgeupos.pl>
<https://www.pgi.gov.pl/psh/materialy-informacyjne-psh/kwartalny-biuletyn-informacyjny-wod-podziemnych.html>, accessed: 6th November 2021.
- Kaczorowska, Z., 1962. Opady w Polsce w przebiegu wieloletnim. *Prace Geograficzne*, PAN, 33.
- Kirvel, P., Zieliński, A., Choiński, A., 2021. Osobienności małych oзер kieleckiego regiona (jugo-wostoczna czast cietralnoj Pólszy), [w:] *Geografia: rozwitje nauki i obrazowania*, Sbornik statiej po materialam jezegodnoj miedzunarodnoj nauczno-prakticzeskoj konferenciji LXXIV Giercenowskije cztienja, 21–23 aprielia 2021 goda, Sankt-Petersburg, 262–265. [Особенности малых озер келецкого региона (юго-восточная часть центральной Польши), [w:] *География: развитие науки и образования*, Сборник статей по материалам ежегодной международной научно-практической конференции LXXIV Герценовские чтения, 21–23 апреля 2021 года, Санкт-Петербург, 262–265].
- Leira, M., Cantonati, M., 2008. Effects of water-level fluctuations on lakes: An annotated bibliography. *Hydrobiologia* 613: 171–184. <https://doi.org/10.1007/s10750-008-9465-2>
- Li, X.Y., Xu, H.Y., Sun, Y.L., Yang, Z.P., 2007. Lake-level change and water balance analysis at Lake Qinghai, West China during recent decades. *Water Resour Management* 21: 1505–1516. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9096-1>
- Liszkowski, J., 1979. Typy morfogenetyczne oraz mechanizmy rozwoju powierzchniowego form krasu zakrytego w Polsce. *Biuletyn Geologiczny Wydziału Geologicznego, Uniwersytet Warszawski* 23: 155–168.
- Lorenc, H., Mierkiewicz, M., Sasim, M., 2008. Susze w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem roku 2006 (historia, przyczyny, natężenie, zasięg, skutki, wnioski). *Wiadomości Meteorologii Hydrologii Gospodarki Wodnej II(LII)*: 1–2: 3–32.
- Mapa P46 S32, Staszów w skali 1:100 000 z 1938 r. *Wojskowy Instytut Geograficzny*, Warszawa.
- Michałczyk, Z., Chmiel, S., Turczyński, M., 2011. Lake water stage dynamics in the Łęczna-Włodawa Lake District in 1991–2010. *Limnological Review* 11(3): 113–122. <https://doi.org/10.2478/v10194-011-0033-1>
- Mojski, J.E., 2005. *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. PIG, Warszawa.
- Niewiarowski, W., 1995. Fluctuations of water level in the Biskupin (Biskupińskie) lake and its reasons, [w:] *Niewiarowski, W. (red.), Outline of changes of the geographical environment in the Biskupin surroundings under influence of natural and anthropogenic factors during the Late Glacial and Holocene*. Oficyna Wydawnicza Turpress, Toruń, 215–234.
- Niewiarowski, W., 1999. On the methods for determining changes and fluctuations in the level of lakes. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 29: 59–76.
- Nowacka, A., Ptak, M., 2007. Zmiany powierzchni jezior na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim w XX w., *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna* 58: 149–157.
- Nowak, B.M., Ptak, M., 2018. The effect of a water dam on Lake Powidzkie and its vicinity. *Bulletin of Geography. Physical Geography* 15: 5–13. <https://doi.org/10.2478/bgeo-2018-0011>
- Ptak, M., 2018. Odtworzenie warunków wodnych osuszonych jezior w Polsce – wybrane przykłady. *Badania Fizjograficzne. IX – Seria A – Geografia Fizyczna (A69)*: 183–192. <https://doi.org/10.14746/bfg.2018.9.14>
- Ptak, M., Ławniczak, A., 2012. Changes in water resources in selected lakes in the middle and lower catchment of the River Warta. *Limnological Review* 12(1): 35–44.
- R Core Team, 2021. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>
- Richling, A., Solon, J., Macias, A., Balon, J., Borzyszkowski, J., Kistowski, M. (red.), 2021. *Regionalna geografia fizyczna Polski*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Romanek, A., 1977. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Klimontów (887)*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Romanek, A., Słowiak, G., 1977. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Klimontów (887)*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Rzętała, M., Jaguś, A., 2012. New lake district in Europe: Origin and hydrochemical characteristics. *Water and Environment Journal* 26(1): 108–117.
- Schulz, S., Derehshouri, S., Hassanzadeh, E., Tajrishy, M., Schütz, Ch., 2020. Climate change or irrigated agriculture – what drives the water level decline of Lake Urmia. *Scientific Reports* 10: 236. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-57150-y>
- Skowron, R., Kirvel, P., Zieliński, A., Choiński, A., Kirvel, I., 2024. Tendencje zmian temperatury wody i zlodzenia jezior na Pojezierzu Pomorskim w warunkach ocieplającego się klimatu. *Uniwersytet Pomorski, Słupsk (w druku)*.
- Skowron, R., Piasecki, A., 2014. Plant overgrowth as an indicator of lake disappearance – the case of northwestern Poland, [w:] *Gastescu, P., Marszelwski, W., Bretcan, P. (red.), Water resources and wetlands*, Transversal Publishing House, Targoviste, 94–101.
- Skowron, R., Piasecki, A., 2015. The spatial analysis of overgrowing the lakes – on example of the Wielkopolska Lake District, [w:] *Doganovsky, A.M., Naumenko, M.A., Isaev, D.I., Grześ, M., Glazik, R., Skowron, R. (red.), Modern Problems of Hydrology*. RSHU, Sankt Petersburg, 58–68.
- Solon, J., Borzyszkowski, J., Biłdasik, M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorzczak, J., 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, Sł., Ziaja, W., 2018. *Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data*. *Geographia Polonica* 91(2): 143–170.
- Specht, C., 2007. *System GPS*. Wydawnictwo Bernardinum Sp. z o.o. Pelplin, 1–408.
- Stachura, M., Wieczorek, D., Zieliński, A., 2018. An attempt at a typology of karst lakes in the Połaniec Basin (Małopolska Upland, Poland). *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 15: 63–74.
- Tan, Q., Liu, Y., 2020. Spatiotemporal variation and climatic response of water level of major lakes in China, Mongolia, and Russia. *De Gruyter, Open Geosciences* 12: 1200–1211.
- Urban, J., Chwałik-Borowiec, A., Kasza, A., Zieliński, A., Komorowski, A., 2024. The South-Eastern Nida Basin (Ponidzie) – Karst in Gypsum Rocks, [w:] *Migoń, i Jancewicz, (red.), Landscapes and Landforms of Poland*, World Landscapes.
- van der Kamp, G., Keir, D., Evans, M.S., 2008. Long-term water level changes in closed-basin lakes of the Canadian Prairies. *Canadian Water Resources Journal* 33(1): 23–38. <https://doi.org/10.4296/cwrj3301023>
- Volchak, A.A., Kirvel, I., Choiński, A., Parfomuk, S.I., Kirvel, P., Sidak, S., 2020. Spectral-time analysis of cycle fluctuations in lake water levels in Belarus and Poland. *Limnological Review* 20(1): 3–11.

- Vuglinsky, V.S., Kuznetsova, M.R., 2019. The World's Largest Lakes Water Level Changes in the Context of Global Warming. *Natural Resources* 10: 29–46.
- Walczowski, A., 1964. Zjawiska krasowe południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Annales UMCS, Sec. B*, 19 (2).
- Walczowski, A., 1965a. Kras zakryty w okolicach Staszowa. *Kwartalnik Geologiczny* 2: 458–459.
- Walczowski, A., 1965b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Staszów (886). Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Walczowski, A., 1968a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50000, arkusz Staszów (886). Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Walczowski, A., 1968b. Zjawiska krasowo-sufozyjne na wysoczyźnie między dolinami Wisły i Wschodniej. *Kwartalnik Geologiczny* 12: 1095–1096.
- Walczowski, A., 1972. Zjawiska krasowe w utworach trzeciorzędowych okolic Staszowa. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sec. B*, 27(4).
- Woś, A., 1999. *Klimat Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 1–304.
- Yang, Q., Ma, Z., Zheng, Z., Duan, Y., 2017. Sensitivity of Potential Evapotranspiration Estimation to the Thornthwaite and Penman-Monteith Methods in the Study of Global Dryness. *Advances in Atmospheric Sciences (Adv. Atm. Sci.)* 34: 1381–1394. <https://doi.org/10.1007/s00376-017-6313-1>
- Zieliński, A., 2007. Przeobrażenia środowiska na przykładzie jeziorek pochodzenia krasowego w okolicach Staszowa. Environmental transformation on the example of the little lakes karst in the Staszów region, [w:] Smolska, E., Szwarczewski, P. (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym, Tom IV, VI Warsztaty Tere nowe, Sejny–Suwałki, 14–16 czerwca 2007 r.*, 157–159.
- Zieliński, A., 2010. Wstępne badania właściwości fizyczno-chemicznych wód jezior w Lasach Golejowskich koło Staszowa (Niecka Połaniecka). Preliminary studies of the physico-chemical properties of lake waters in Golejowski Forests (Połaniecka Basin), [w:] Ciupa T., Suligowski, R. (red.), *Woda w badaniach geograficznych*. Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce, 253–259.
- Zieliński, A., 2013. Rozwój jezior krasowych w Niecce Połanieckiej. Development of karst lakes in Połaniec Basin. *Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce*, 1–186.
- Zieliński, A., 2021. Temperature diversification of the surface layer of water in the karst lakes in the Staszów region (Nidziańska Basin). *Badania Fizjograficzne, R. XII, Seria A – Geografia Fizyczna (A72)*: 181–189. <https://doi.org/10.14746/bfg.2021.12.10>
- Zieliński, A., Choiński, A., 2021. Grubość pokrywy lodowej wybranych jezior o genezie eolicznej, krasowej i rzecznej w województwie świętokrzyskim. Ice cover thickness of selected aeolic, karst and river lakes in Świętokrzyskie Voivodeship. *Badania Fizjograficzne, R. XII, Seria A – Geografia Fizyczna (A72)*: 191–201. <https://doi.org/10.14746/bfg.2021.12.11>
- Zieliński, A., Choiński, A., 2022. Crenological features of Świętokrzyskie Voivodeship. *Bulletin of Geography. Physical Geography, Series 23*: 35–47. <https://doi.org/10.12775/bgeo-2022-0008>
- Zieliński, A., Choiński, A., Machula, S., Ławniczak, A., Strzelczak, A., 2020. Chemistry of bottom sediments from selected karst lakes in the vicinity of Staszów (Nida Basin). *Limnological Review* 20(2): 81–87.
- Zieliński, A., Zagórski, P., Shcherba, V., 2013. Fluctuations of water levels in karst lakes near Staszów (Niecka Nidziańska, Poland). View an abstrakt, Rock control on geomorphic processes and landforms including: Karstic geomorphology: From hydrological functioning to palaeoenvironmental reconstructions. Rock control on geomorphic processes and landforms including: 8th IAG International Conference on Geomorphology.
- Żarnowiecki, G., 1991. Opady atmosferyczne na Wyżynie Środkowomazowieckiej. *Studia Kieleckie* 2(70): 57–74.



Wojciech Tołoczko¹ • Anna Wyrwicka-Drewniak² • Rafał Spała³

¹ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej

² Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Katedra Fizjologii i Biochemii Roślin

³ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, student kier. Geoinformacja

E-mail: wojciech.toloczko@geo.uni.lodz.pl; anna.wyrwicka@biol.uni.lodz.pl; rafal.spala@edu.uni.lodz.pl



Przydatność biotestu Phytotoxkit do badania zanieczyszczenia gleb metalami ciężkimi

Usefulness of the Phytotoxkit biotest for testing soil contamination with heavy metals

Zarys treści

Zrealizowano eksperyment, w którym badano odporność czterech gleb na zanieczyszczenie ich metalami ciężkimi. Miejsca poboru próbek były zlokalizowane w odległości ok. 40 m od drogi ekspresowej S8. Założono, że droga ekspresowa będzie w przyszłości potencjalnym ogniskiem zanieczyszczenia gleb metalami ciężkimi. Badano jedną glebę łąkową i trzy gleby orne. W badaniach podjęto próbę weryfikacji stopni zanieczyszczenia gleb metalami ciężkimi wyznaczonych przez IUNG. Aby ustalić odporność gleb, wykorzystano biotest Phytotoxkit. Badano, jak roztwory glebowe o różnej zawartości kationów metali ciężkich (cynk, kadm, nikiel, miedź i ołów), oddziałują na wzrost rzeżuchy w fazie jej kiełkowania. Na podstawie pomiarów długości korzeni rzeżuchy, po 3 dniach stwierdzono wyraźne zahamowania wzrostu wywołane przez różne stężenia metali ciężkich w glebie. Przeprowadzono również badania składu granulometrycznego, odczynu gleb oraz zawartości węgla organicznego. Uziarnienie wszystkich badanych gleb było do siebie zbliżone i zdefiniowano je jako piaski gliniaste. Gleba pochodząca z użytku zielonego wykazała największą zawartość węgla organicznego i odczyn zasadowy. Prawdopodobnie dlatego wykazała największą odporność na zanieczyszczenia metalami ciężkimi. Test Phytotoxkit wskazał, że zahamowanie wzrostu rzeżuchy było w niej zdecydowanie mniejsze niż w przypadku gleb z gruntów ornych. Przyczyniły się do tego wysoka zawartość węgla organicznego oraz korzystny zasadowy odczyn gleby. Mniejszą odporność uzyskano w badaniu gleb z pola uprawnego, które charakteryzowały się niższą zawartością węgla organicznego oraz lekko kwaśnym odczynem. Wynik badań potwierdził dużą przydatność biotestu Phytotoxkit do oceny zanieczyszczeń gleb metalami ciężkimi.

Słowa kluczowe Biotest Phytotoxkit, metale ciężkie, odporność gleb.

Abstract

An experiment was carried out to test the resistance of four soils to contamination with heavy metals. The sampling sites were located approximately 40 m from the S8 expressway. It was assumed that the expressway would be a potential source of soil contamination with heavy metals in the future. One meadow soil and three arable soils were tested. The research attempted to verify the degrees of soil contamination with heavy metals determined by the IUNG. To determine soil resistance, the Phytotoxkit biotest was used. It was investigated how soil solutions with different contents of heavy metal cations (zinc, cadmium, nickel, copper and lead) affect the growth of cress in the germination phase. Based on measurements of the length of cress roots after 3 days, clear growth inhibition was found caused by various concentrations of heavy metals in the soil. The granulometric composition, soil reaction and organic carbon content were also examined. The grain size of all tested soils was similar and can be described as clayey sands. The soil from grassland had the highest organic carbon content and alkaline reaction. This is probably why it showed the greatest resistance to heavy metal contamination. The Phytotoxkit test showed that the inhibition of cress growth was much lower than in the case of soils from arable land. The high content of organic carbon and the favorable alkaline reaction of the soil contributed to this. Lower resistance was obtained in the study of soils from arable fields, which were characterized by the lowest organic carbon content and slightly acidic reaction. The research results confirmed the great usefulness of the Phytotoxkit biotest for assessing soil contamination with heavy metals.

Keywords Biotest Phytotoxkit, heavy metals, soil resistance.

1. Wprowadzenie

Rozwój wielu sektorów gospodarki oraz postępująca urbanizacja skutkuje przedostawaniem się do środowiska różnych zanieczyszczeń, w tym metali ciężkich. Pierwiastki te trafiają do gleby, gdzie kumulują się i po osiągnięciu odpowiednio wysokich stężeń oddziałują niekorzystnie na rozwój wielu roślin. Spożywanie produktów roślinnych

zawierających metale ciężkie, stanowi zagrożenie dla zdrowia zwierząt i ludzi. Dlatego istotny jest monitoring gleb pod kątem występujących w nich zanieczyszczeń i ustalanie dopuszczalnych progów zawartości zanieczyszczeń (Kabata-Pendias i in. 1995; IUNG 1999; IUNG 2017). Należy zaznaczyć, że różne typy gleb charakteryzują się zmienną odpornością, gdyż posiadają odmienne właściwości fizyczne i chemiczne. Niektóre gleby skuteczniej wiążą

metale ciężkie, dając tym samym bezpieczniejsze warunki dla rozwoju roślin.

Celem pracy było określenie odporności czterech wybranych gleb w gminie Lubochnia na ich zanieczyszczenie metalami ciężkimi. Miejsca poboru próbek były zlokalizowane wzdłuż drogi ekspresowej S8, będącej istotnym ogniskiem zanieczyszczeń dla sąsiadujących z nią gruntów. W badaniu wykorzystano biotest Phytotoxkit, który umożliwia ocenę wpływu metali ciężkich na wzrost roślin w fazie ich kiełkowania. Oczekiwano informacji, jaką ilość zanieczyszczeń będzie mogła przyjąć gleba, aby nie wpływało to niekorzystnie na rozwój roślin. Zbadano w tych glebach także uziarnienie, odczyn oraz zawartość węgla organicznego.

2. Ogniska zanieczyszczeń

Metale ciężkie w glebie mogą mieć pochodzenie naturalne lub antropogeniczne. Głównym naturalnym źródłem jest skała macierzysta, z której wykształca się gleba. Za przykład mogą posłużyć występujące w Polsce gleby serpentynitowe, o podwyższonej zawartości niklu lub gleby powstałe na wychodniach skał rud cynku i ołowiu na Górnym Śląsku (Siebielec i in. 2008). Także arsen występuje w glebach ornym naturalnie, ale w bardzo małych ilościach. Jednak w wielu miejscach Kotliny Kłodzkiej stwierdzono bardzo wysokie zawartości arsenu w glebie. Dotyczy to np. terenów Złotego Stoku zanieczyszczonych w wyniku działalności górniczej i przetwórstwa arsenu (Tołoczko 2020). Poza skałą macierzystą na koncentrację metali ciężkich mają wpływ także procesy glebotwórcze oraz wybuchy wulkanów (Gruca-Królikowska, Waclawek 2006). Warto zauważyć, że metale pochodzenia naturalnego występujące w związkach chemicznych mają mniejszą rozpuszczalność niż te pochodzenia antropogenicznego, zatem są mniej dostępne dla roślin. Z tego powodu nie nazywa się ich zanieczyszczeniami (Kalembasa i in. 2008; Siebielec i in. 2008).

Spośród ognisk antropogenicznych największy udział w zanieczyszczeniu gleb metalami ma szeroko rozumiany przemysł. W Polsce gałęzią przemysłu emitującą najwięcej metali ciężkich była i jest energetyka, wykorzystująca głównie węgiel kamienny i brunatny. Elektrownie i zakłady przemysłowe emitowały do atmosfery zanieczyszczenia pyłowe, które były przenoszone na duże odległości. Mogły one opadać na gleby położone nawet znacznie dalej niż 50 km od miejsca emisji (Gruca-Królikowska, Waclawek 2006). Jednak obecnie, np. PGE Elektrownia Bełchatów, znacząco ograniczyła emisję metali ciężkich i pyłów do atmosfery w porównaniu do pierwszych lat działalności w latach 80. i 90. pod koniec XX wieku. Należy wspomnieć również o nieustabilizowanych hałdach, zwalówiskach i innych składowiskach odpadów przemysłowych. Brak pokrywy roślinnej na terenach składowania ułatwia przedostawanie się metali ciężkich do okolicznych gleb, głównie dzięki erozji wodnej i wietrznej (Siebielec i in. 2008).

Badano także zawartość i formy łatwo rozpuszczalnych metali ciężkich w glebach 6 dawnych ośrodków górniczych w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim. Stwierdzono, że materiał hałd górniczych zawiera znaczne ilości As oraz Pb, Cu, Zn, Ni i Cr, zależnie od rodzaju eksploatowanych rud. Także gleby uznane za naturalne w sąsiedztwie obiektów górniczych wykazują niekiedy znaczne zawartości metali ciężkich. W większości badanych gleb aktualna rozpuszczalność metali pozostaje niska, ale w niektórych przypadkach stwierdzono wyjątkowo wysoki udział form mobilnych metali, co powinno podlegać dalszym badaniom. Stwierdzono, że formy metali, badane metodą sekwencyjnej ekstrakcji, wykazują duże zróżnicowanie, zależnie od rodzaju obiektu i rodzaju metalu (Karczewska i in. 2007).

Drugim ogniskiem zanieczyszczeń jest rolnictwo, a dokładniej zabiegi agrotechniczne związane z nawożeniem mineralnym i organicznym, a także wapnowanie gleby. Nawozy, obok istotnych dla roślin substancji i składników, mogą niekiedy zawierać znaczne ilości metali ciężkich, które kumulują się w glebie (Gruca-Królikowska, Waclawek 2006). Obecnie znaczenie i skala negatywnego oddziaływania zabiegów agrotechnicznych stopniowo maleje, w związku z przepisami, które regulują zawartość metali w nawozach. Przykładowo, niegdyś problemem było stosowanie nawozów fosforowych, gdyż niektóre składniki do ich wytwarzania zawierały dosyć wysokie ilości kadmu. Metal ten dostawał się również do gleb użytkowanych rolniczo w związku ze stosowaniem wapna odpadowego i fosfogipsu (Siebielec i in. 2008). Środki ochrony roślin również miały związek z zanieczyszczeniem gleb metalami ciężkimi. Należy tu głównie wspomnieć o pestycydach, w skład których wchodziły dawniej związki arsenu, miedzi, rtęci, cynku i ołowiu. Związki miedzi i cynku można jeszcze spotkać w fungicydach (Gruca-Królikowska, Waclawek 2006). Innym problemem są ścieki komunalne i przemysłowe, odprowadzane do wód i ziemi. Zawarte w nich metale ciężkie przyczyniają się do zanieczyszczenia i w konsekwencji degradacji gleb w dolinach rzecznych (Trawczyńska i in. 2009). Metale ciężkie wprowadzane do wód powierzchniowych ulegają przeważnie strącaniu, sedymentacji i akumulacji w osadach dennych, w których można zaobserwować znacznie większą ich zawartość niż w toni wodnej. Zbiorniki zaporowe, szczególnie nizinne takie, jak Zbiornik Włocławski, należą do akwenów wodnych ulegających bardzo szybkiemu zamulaniu. Materiał ten w zależności od rodzaju i charakteru zlewni rzeki zawiera znaczne ładunki zanieczyszczeń organicznych (np. WWA i pestycydy) i nieorganicznych (np. metale ciężkie), które ulegają deponowaniu i transformacji w osadach, a następnie na skutek remobilizacji stanowią zagrożenie dla jakości wody (Bojakowska i in. 2000; Kalembasa i in. 2001; Gałka, Wiatkowski 2010a, 2010b; Pakuła i in. 2012; Urbaniak i in. 2014a).

Kolejnym ogniskiem zanieczyszczeń jest transport. Wszystkie jego rodzaje odpowiadają za emisję metali ciężkich, ale pod tym względem, zwłaszcza w kontekście zanieczyszczenia gleb, największy udział ma transport dro-

gowy (Jagodzińska, Rydzek 2019). Metale takie, jak ołów, miedź, cynk, nikiel, kadm i chrom przedostają się do środowiska w związku ze: spalaniem paliw, korozją pojazdów i zużywaniem się części samochodowych, ścieraniem opon, ścieraniem okładzin klocków hamulcowych, wyciekami paliwa, smarów i olejów, a także niszczeniem nawierzchni dróg. Zawartość metali ciężkich w glebie w dużej mierze uzależniona jest od gęstości sieci komunikacyjnej, natężenia ruchu drogowego oraz od odległości od jezdni. Najbardziej narażone są gleby położone blisko krawędzi jezdni, gdyż zanieczyszczenia pyłowe i gazowe osadzają się głównie w strefie do 50 m od drogi. Maksymalny zasięg występowania zanieczyszczeń komunikacyjnych wynosi 500 m, ale zwykle ich oddziaływanie znacznie zmniejsza się po przekroczeniu 150 m (Laskowski i in. 2001; Kuziemska i in. 2017). Do nieco innych wniosków doszła K. Czarnowska i in. (2002) – „zanieczyszczenie cynkiem, ołowiem i miedzią gleb uprawnych na terenach otwartych przyległych do tras komunikacyjnych sięga co najmniej na odległość do 50 m. Jednak nie zaobserwowano jednoznacznej prawidłowości dotyczącej stopniowego zmniejszania się ilości pierwiastków śladowych w glebie wraz z oddalaniem się od drogi”. Pozostałe rodzaje transportu w zdecydowanie mniejszym stopniu oddziałują na środowisko.

Z transportem kolejowym związane jest zużywanie olejów smarnych i płynów kondensatorowych, zużywanie szyn i hamulców, magazynowanie i przetadunek paliw oraz surowców. Metale ciężkie szczególnie związane z tym sektorem transportu to miedź, mangan, a także cynk. W przypadku transportu lotniczego zagrożone są gleby położone w pobliżu lotnisk. Paliwo lotnicze (inaczej nafta lotnicza) zawiera śladowe ilości metali ciężkich, np. ołowiu. Metale, takie jak cynk, molibden, antymon, miedź i bar wchodzi w skład pyłu powstałego przez ścieranie nawierzchni lotniska, a także ścieranie opon i tarcz hamulcowych w trakcie kołowania. Emisje spowodowane przez transport wodny mają znikome znaczenie w przypadku zanieczyszczenia gleb (Jagodzińska, Rydzek 2019).

Należy też wspomnieć o ściekach komunalnych. Wysoka zawartość metali w osadach ściekowych jest w znacznej mierze wynikiem udziału ścieków przemysłowych w ogólnej masie ścieków miejskich, ale ścieki bytowe również mogą zawierać tego rodzaju zanieczyszczenia. Osady ściekowe z oczyszczalni mogą być wykorzystywane w rolnictwie jako nawozy, jednak wtedy istnieje ryzyko przedostania się do gleby również szkodliwych substancji (Sumorok i in. 2007; Gawdzik 2012; Urbaniak i in. 2014b). Z tego powodu powstały różne uregulowania prawne dotyczące stosowania osadów ściekowych w rolnictwie. Zmniejszają one ryzyko przedostawania się do gleby zanieczyszczeń pod warunkiem, że są dokładnie przestrzegane. Szacuje się że około 60% osadów ściekowych produkowanych w Polsce spełnia wymagania zawartości metali śladowych dla stosowania w rolnictwie (Nowak i in. 2002; Siebielec i in. 2008).

3. Oddziaływanie metali ciężkich na rośliny, zwierzęta i ludzi

Umownie, metale ciężkie to pierwiastki o gęstości właściwej większej od $4,5 \text{ g/cm}^3$, które w reakcjach chemicznych wykazują silną tendencję do oddawania elektronów, czyli występują w glebie w postaci prostych kationów. Rośliny pobierają je przez system korzeniowy, ale również przez blaszki liściowe. Poszczególne części roślin zawierają różne ilości metali. Zazwyczaj ich zawartość zmniejsza się w kolejności: korzenie > liście > łodyga > kwiaty > nasiona. Na zawartość metali ciężkich wpływ ma gatunek rośliny. Najwięcej zanieczyszczeń gromadzą: sałata, kapusta, buraki, marchew, szpinak, pietruszka, ziemniaki. Z kolei pomidory, ogórki, warzywa strączkowe i dyniowate oraz owoce również zatrzymują metale, ale w mniejszych ilościach. Na podwyższoną ich zawartość narażone są również zboża i powstające z nich produkty (Ociepa-Kubicka, Ociepa 2012).

Szkodliwe działanie metali ciężkich na rośliny przejawia się m.in. poprzez zmiany struktury komórek, ograniczenie pobierania wody i składników mineralnych z gleby, zaburzenia ich procesów fizjologicznych, takich jak fotosynteza, transpiracja lub metabolizm azotowy. Prowadzi to do zmian morfologicznych, chlorozy, zasychania liści i generalnie do zahamowania wzrostu (Urbaniak i in. 2017; Mierzejewska i in. 2022). Metale ciężkie dodatkowo oddziałują negatywnie na funkcjonowanie mikroorganizmów glebowych, odpowiedzialnych za rozkład i przemianę materii organicznej. Konsekwencją tego jest zmniejszenie odporności na choroby i zwiększenie dostępności zanieczyszczeń dla roślin. Metale, takie jak arsen, rtęć, ołów czy kadm są przykładem wyjątkowo toksycznych już w niewielkich stężeniach, jednak warto wspomnieć o tym, że niektóre pierwiastki śladowe (Mn, Cu, Zn, Mo) są niezbędne dla rozwoju roślin (Ociepa-Kubicka, Ociepa 2012). Miedź i cynk wchodzi w skład wielu enzymów, biorą udział w ważnych procesach fizjologicznych oraz zwiększają odporność na choroby. Ich korzystne działanie jest jednak uwarunkowane odpowiednim stężeniem – zarówno niedobór, jak i nadmiar jest szkodliwy dla roślin (Kabata-Pendias, Szteke 2012).

W przypadku ludzi i zwierząt również można mówić o metalach zbędnych i niezbędnych. Podział metali jest tutaj podobny jak w przypadku roślin. Metale zbędne są bardziej niebezpieczne dla ludzi i organizmów zwierzęcych niż dla roślin, natomiast metale funkcjonalne w nadmiernej ilości szkodzą bardziej roślinom niż człowiekowi i zwierzętom (Ociepa-Kubicka, Ociepa 2012). Wcześniej wspomniane miedź i cynk wchodzi w skład licznych enzymów i uczestniczą w wielu procesach biologicznych, dlatego istotne jest dbanie o odpowiednią zawartość tych pierwiastków w organizmie (Kabata-Pendias, Szteke 2012).

Metale ciężkie do organizmów ludzi i zwierząt mogą dostawać się na trzy sposoby. Najczęściej przedostają się drogą pokarmową, poprzez spożywanie produktów roślinnych lub zwierzęcych. Drugim sposobem jest wdychanie

zanieczyszczeń z powietrza, natomiast trzeci sposób to wchłanianie przez skórę (gruczoły łojowe, potowe i mieszki włosów). Po przedostaniu się do organizmu, metale kumulują się, zwłaszcza w nerkach, wątrobie i trzustce. Stwierdzone jest również znaczące odkładanie w kościach, mózgu i mięśniach. Pierwiastki te kumulują się stopniowo, a skutki zdrowotne ich obecności mogą ujawnić się po wielu latach (Ociepa-Kubicka, Ociepa 2012).

4. Odporność gleb i roślin na zanieczyszczenie metalami ciężkimi

Dostępność metali ciężkich dla roślin zależy od właściwości fizycznych (uziarnienie) oraz chemicznych gleb (zawartość substancji organicznej, odczyn oraz zawartość mikro- i makroelementów), ale także od indywidualnych mechanizmów obronnych poszczególnych gatunków roślin. Istotne jest również stężenie pierwiastka i jego forma występowania. Im większa jest zawartość w glebie przyswajalnych form metali ciężkich, tym więcej jest ich pobieranych przez roślinę. Metale mogą jednak występować w wielu formach, które mogą być łatwo lub trudno dostępne dla roślin. Najszybciej pobierane są wolne jony metali z roztworu glebowego, z kolei te występujące w formie trudno rozpuszczalnych soli, kompleksów mineralno-organicznych lub kompleksów chemicznych pobierane są wolniej (Laskowski, Tołoczko 2001; Gruca-Królikowska, Waćławek 2006).

Najbardziej podatne na degradację są gleby lekkie, o bardzo dużej zawartości frakcji piasków oraz gleby średnie wytworzone z piasków gliniastych lekkich. Wykazują one niewielką pojemność sorpcyjną, z powodu niewielkiej zawartości najdrobniejszych frakcji, co wiąże się z niedoborem składników pokarmowych (Laskowski, Tołoczko 1995). Gleby lekkie wykazują porowatość większą od 45%, co powoduje zubożenie takiej gleby w wodę w całym profilu (Tołoczko 2019). Gleby cięższe, o dużej zawartości ilów i koloidów, wykazują dużą pojemność sorpcyjną. Są zasobniejsze w składniki pokarmowe i jednocześnie wzrasta ich odporność (Laskowski, Tołoczko 1998). Gleby lekkie cechują się mniejszymi stężeniami metali ciężkich w porównaniu do gleb cięższych, ponieważ są one łatwiej wymywane. Jednak gleby ciężkie na tyle skutecznie wiążą chemiczne pierwiastki śladowe w swoim kompleksie sorpcyjnym, że przy tej samej ich zawartości, będą je udostępniały roślinom znacznie wolniej niż gleby lekkie (a także bogate w żelazo osady dolinne, z których wykształca się gleba (Kalembasa i in. 2001; Trawczyńska, Tołoczko 2005; Tołoczko i in. 2009).

Glebową materią organiczną również ma wpływ na ograniczanie pobierania metali ciężkich przez rośliny, są one bowiem unieruchamiane przez makromolekularne koloidy organiczne (Gruca-Królikowska i Waćławek 2006). Substancje humusowe poziomów próchnicznych wykazują od 2 do nawet 30 razy większą pojemność sorpcyjną niż koloidy mineralne. Nawet niewielkie różnice w zawartości próchnicy glebowej pomiędzy różnymi glebami, mogą mieć duże znaczenie dla ich żyzności. Glebowe substancje

organiczne mają bardzo korzystny wpływ na szereg właściwości fizycznych (przyczyniają się do tworzenia agregatów glebowych, co poprawia warunki wodno-powietrzne), chemiczne (stabilizują odczyn gleby i procesy oksydacyjno-redukcyjne) oraz biologiczne gleby (Becher i in. 2022).

Biodostępność metali ciężkich w glebach w dużym stopniu uzależniona jest od ich odczynu i wzrasta wraz z obniżaniem się odczynu gleb. Dochodzi do powolnego rozpuszczania soli oraz tlenków żelaza, glinu i manganu oraz uwalniania metali ciężkich z minerałów pierwotnych i wtórnych. Jednym z najtrudniej unieruchamialnych, a przez to najbardziej biodostępnych metali jest kadm, który podlega mobilizacji przy wartości pH 6,5 (Kabata-Pendias, Pendias 2010).

Stopniowy wzrost zakwaszenia prowadzi do uruchomienia innych metali – cynku, niklu, manganu, miedzi, ołowiu, rtęci. Istotne jest więc wapnowanie gleby, aby nie ulegała ona zbytniemu zakwaszeniu. Należy jednak stosować odpowiednie dawki nawozu, gdyż one same w sobie również zawierają pewne ilości metali ciężkich (Gruca-Królikowska, Waćławek 2006). Odczyn gleby wykazuje duży wpływ na jej urodzajność. Należy zauważyć, że dla wielu roślin uprawnych istnieją wskazania najbardziej odpowiednich przedziałów pH gleby. W ich granicach, zapewniony jest roślinom optymalny rozwój, a po niekontrolowanym wzroście zakwaszenia gleb następuje spadek plonu. Odczyn obojętny lub lekko kwaśny (pH 6,0–7,2) jest najbardziej optymalny dla większości roślin uprawnych, choć takie gatunki, jak lucerna, buraki cukrowe, rzepak, jęczmień czy pszenica preferują lekko zasadowy odczyn gleb (Lazar 1976).

Na zawartość metali ciężkich w roślinach wywiera wpływ optymalna ilość mikro- i makroelementów w glebie. Niedobór w glebie fosforu, ale także mikroelementów takich, jak bor, mangan, miedź, cynk, molibden i żelazo prowadzi do nadmiernych akumulacji metali ciężkich w roślinach. Z kolei zwiększona zawartość potasu lub azotu w formie amonowej NH_4^+ będzie powodować zwiększoną dostępność metali ciężkich dla roślin (Gruca-Królikowska, Waćławek 2006). Warto też wspomnieć o tym, że obecność w glebie różnych pierwiastków śladowych może prowadzić do antagonistycznych lub synergistycznych interakcji między nimi. Za przykład antagonizmu może posłużyć interakcja między manganem i niklem a kadmem, kiedy zwiększona zawartość tych dwóch pierwszych metali ciężkich ogranicza pobieranie kadmu przez rośliny (Kabata-Pendias, Szteke 2012).

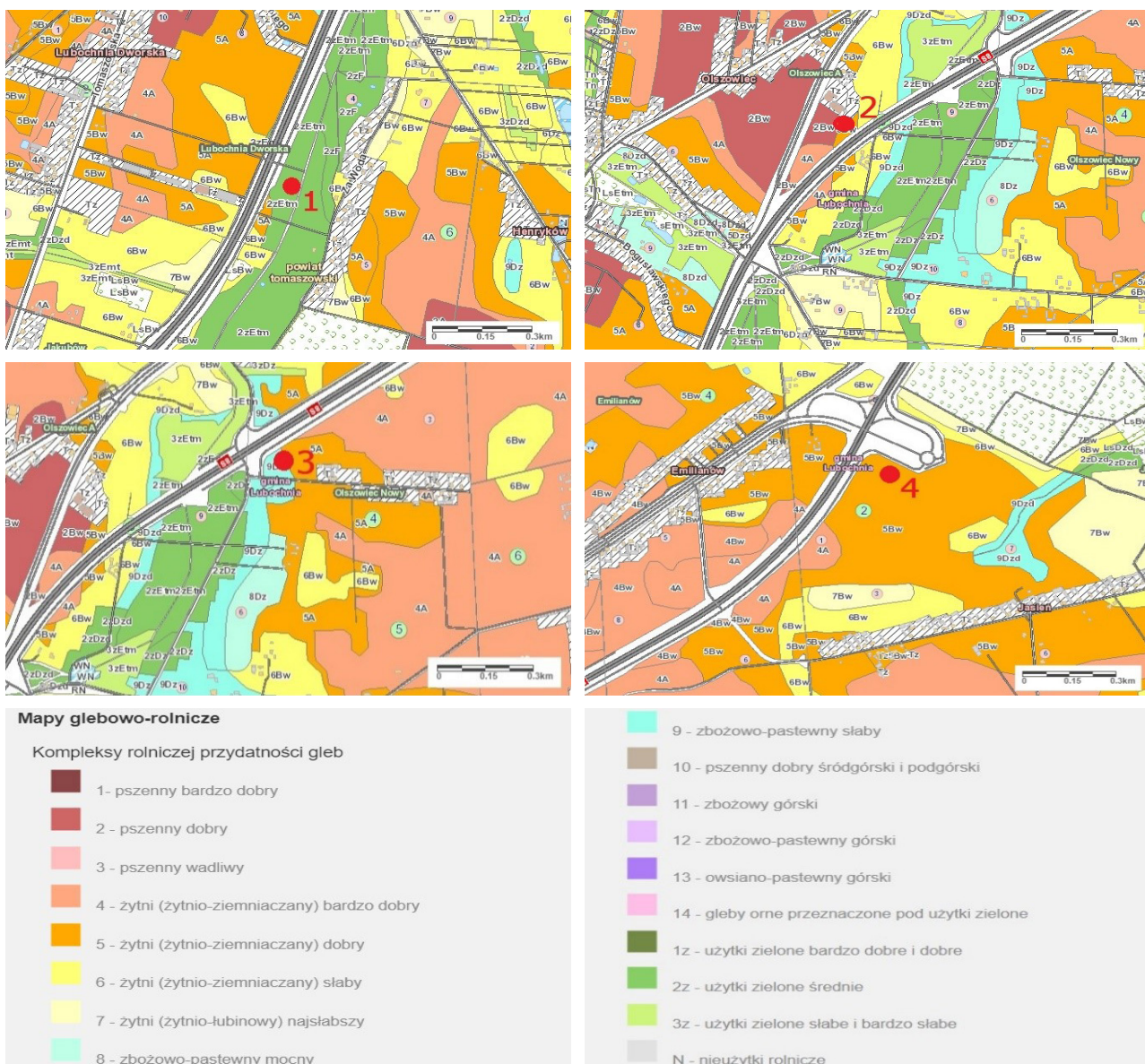
Roślinność na obszarach metalonośnych, zarówno tych naturalnych, jak i antropogenicznych jest uboga, co świadczy o słabej tolerancji na zanieczyszczenie. Na naturalnych terenach metalonośnych w toku ewolucji wykształciły się jednak specyficzne gatunki, często będące endemitami, które zaadaptowały się do wysokich stężeń metali w glebach. Za przykład może posłużyć *Berkheya coddii*, roślina zdolna do hiperakumulacji niklu, rosnąca na glebach serpentynitowych w Zimbabwie i Południowej Afryce. Potwierdzono dwa różne mechanizmy ochronne. Jeden z nich polega na unikaniu pobierania metali z gleby.

Rośliny mogą zapobiegać wchłanianiu metali na kilka sposobów: modyfikują odczyn w ryzosferze, wydzielają kwasy organiczne przez korzenie, które wiążą metale w postaci trudno rozpuszczalnych soli, wydzielają śluz w szczytowych partiach korzeni, który stanowi barierę mechaniczną, wykorzystują mikoryzę, czyli strzępki grzybnicy, która wiąże metale ciężkie. Drugi mechanizm polega na pobieraniu i akumulacji zanieczyszczeń w określonych częściach. Niektóre rośliny akumulują metale w korzeniach, tym samym ograniczając ich zawartość w pędach. Inne natomiast gromadzą metale właśnie w częściach nadziemnych. Takie rośliny zdołały wykształcić mechanizmy detoksykacyjne, umożliwiające utrzymywanie niskich stężeń zanieczyszczeń w cytoplazmie, w obszarach aktywnych metabolicznie. Rośliny gromadzące metale w pędach proporcjonalnie do ich zawartości w glebie nazywa-

się biowskaźnikami, a te pobierające metale w nadzwyczaj dużych ilościach określa się mianem hiperakumulatorów (Siwek 2008).

5. Lokalizacja stanowisk badawczych

Miejsca poboru próbek glebowych zostały zlokalizowane w gminie Lubochnia (rys. 1), wzdłuż drogi ekspresowej S8. Do szczegółowych badań wytypowano 4 gleby, które realnie narażone są obecnie i w przyszłości na zanieczyszczenie metalami ciężkimi. Najbardziej narażone są gleby w bezpośrednim sąsiedztwie szlaku komunikacyjnego, a im dalej od drogi położona jest gleba, tym mniejsze będzie prawdopodobieństwo osadzenia się na niej zanieczyszczeń pyłowych. Z tego powodu próbki zostały pobrane w odległości około 40 m od krawędzi jezdni.



Rys. 1. Lokalizacja miejsc poboru próbek glebowych (1–4) na tle mapy glebowo-rolniczej (oprac. własne na podstawie Geoportalu Województwa Łódzkiego – <https://www.lodzkie.pl>)

Fig. 1. Location of soil sampling sites (1–4) against the background of the soil and agricultural map (own study based on Geoportal of the Łódź Voivodeship – <https://www.lodzkie.pl>)



Gleba nr 1 / Soil no. 1



Gleba nr 2 / Soil no. 2



Gleba nr 3 / Soil no. 3



Gleba nr 4 / Soil no. 4

Rys. 2. Gleby nr 1–4 w pobliżu drogi S8 w gminie Lubochnia**Fig. 2.** Soils no. 1–4 near the S8 road in the Lubochnia commune

Badano grunty orne, z których pobrano trzy próbki (gleba nr 2, 3 i 4) (rys. 1 i 2). Dodatkowo pobrano jedną próbkę pochodzącą z użytku zielonego (gleba nr 1) (rys. 1 i 2). Założono, że będą to gleby różnych klas bonita-

cyjnych i różnych kompleksów przydatności rolniczej. Poniżej przedstawiono krótką charakterystykę gleb według informacji pochodzących z portalu map glebowo-rolniczych, na geoportalu województwa łódzkiego.



Gleba nr 1

Typ gleby: mułowa, torfowo-mułowa (Etm)
Kompleks przydatności rolniczej: użytki zielone średnie (Zz)
Klasa bonitacyjna: łąka średniej jakości (IV)
Lokalizacja (współrzędne): 51°36'01"N, 20°03'32"E



Gleba nr 2

Typ gleby: brunatna wylugowana (Bw)
Kompleks przydatności rolniczej: pszenno dobry (2)
Klasa bonitacyjna: gleby orne średnio dobre (IIIb)
Lokalizacja (współrzędne): 51°36'36"N, 20°03'56"E



Gleba nr 3

Typ gleby: czarna ziemia zdegradowana (Dz)

Kompleks przydatności rolniczej: zbożowo pastewny słaby (9)

Klasa bonitacyjna: gleby orne słabe (V)

Lokalizacja (współrzędne): 51°36'44"N, 20°04'27"E



Gleba nr 4

Typ gleby: brunatna wylugowana (Bw)

Kompleks przydatności rolniczej: żytni dobry (5)

Klasa bonitacyjna: gleby orne średniej jakości, gorsze (IVb)

Lokalizacja (współrzędne): 51°37'23"N, 20°05'45"E

Rys. 3. Klasyfikacja badanych gleb

Fig. 3. Classification of the tested soils

6. Metodyka badań

Do badań wykorzystano poziomy próchniczne gleb, które są przerośnięte drobnymi korzeniami roślin i są najstojniejsze dla ich rozwoju. Próbkę pobierano z głębokości od 4 do 12 cm p.p.t. Masa zbiorczych próbek gleb wynosiła ponad 3 kg, co po wykonaniu preparatyki miało umożliwić przeprowadzenie co najmniej 20 testów Phytotoxkit oraz pozostałe badania laboratoryjne. Próbkę gleb zostały

przewiezione do laboratorium Wydziału Nauk Geograficznych UŁ i wysuszone (rys. 4).

W czterech próbkach, po preparatyce oznaczono skład granulometryczny, odczyn gleb i zawartość węgla organicznego (rys. 4 i 5). Uziarnienie oznaczono metodą areometryczno-sitową Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego, odczyn gleb kolorymetrycznie płynem Hellige'a i potencjometrycznie dwoma miernikami z tą samą (jedną) elektrodą zespoloną oraz zawartość Corg metodą Tiurina (Gašior i in. 2013).



Rys. 4. Suszenie gleb nr 1–4 i oznaczanie składu granulometrycznego

Fig. 4. Drying of soils no. 1–4 and determination of granulometric composition



Rys. 5. Oznaczanie odczynu gleb i zawartości węgla organicznego
 Fig. 5. Determination of soil reaction and organic carbon content

Założenia eksperymentu. Do zanieczyszczenia gleb w ramach testu Phytotoxkit wybrano pięć metali ciężkich: cynk, kadm, miedź, nikiel i ołów. Stężenia tych metali ustalono na podstawie opracowanych przez Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa (WYTYCZNE IUNG) granicznych zawartości metali śladowych w powierzchniowej warstwie gleb (tab. 1).

Graniczne zawartości metali śladowych w poziomie próchnicznym odpowiadają sześciu stopniom (od 0 do V) zanieczyszczenia gleby. Dla poszczególnych stopni IUNG zaleca określone użytkowanie rolnicze gleb – gleby niezanieczyszczone (stopień 0) mogą być swobodnie wykorzystywane dla wszystkich upraw ogrodniczych i rolniczych, z kolei gleby bardzo silnie zanieczyszczone (stopień V) powinny być wyłączone z produkcji rolniczej i poddane rekultywacji. Należy zaznaczyć, że uwzględniono odmiennosc gleb pod względem ich odczynu, składu granulometrycznego oraz zawartości substancji organicznej. Właściwości te są istotne z punktu widzenia zawartości metali ciężkich

w glebach oraz ich dostępności dla roślin. Na tej podstawie IUNG wyznaczył trzy grupy gleb (tab. 2).

Pierwszym krokiem było ustalenie do której grupy należą gleby wykorzystane w pracy. Na podstawie wyników wcześniej opisanych analiz laboratoryjnych stwierdzono, że wszystkie cztery gleby należą do grupy a. Następnie wytypowano dawki metali, na podstawie stopni zanieczyszczenia. Dla każdego metalu wykorzystano dawkę 10-krotnie mniejszą niż podane w tabeli wartości dla II, III oraz IV stopnia. Dawka została zmniejszona, ponieważ podane w tabeli graniczne zawartości metali odnoszą się do ich zawartości w 1 kg gleby, natomiast w jednej płytce testowej Phytotoxkit wykorzystuje się 100 g gleby. Wykorzystano następujące ilości metali: ołów – 10 mg (II stopień), 50 mg (III stopień) i 250 mg (IV stopień); cynk – 30 mg, 70 mg, 300 mg; miedź – 5 mg, 15 mg, 30 mg; nikiel – 5 mg, 10 mg, 40 mg; kadm – 0,2 mg, 0,3 mg, 0,5 mg. Zdecydowano się pominąć dwa pierwsze stopnie (0 oraz I), ponieważ stężenia zanieczyszczeń są na tyle niskie, że prawdopodobnie

Tabela 1. Graniczne zawartości metali śladowych (mg/kg) w powierzchniowej warstwie gleb (0–20 cm), odpowiadające różnym stopniom jej zanieczyszczenia (wartości zweryfikowane) (wytyczne IUNG do oceny stopnia zanieczyszczenia gleb metalami ciężkimi – http://karnet.up.wroc.pl/~kabala/Wytyczne_IUNG.pdf)

Table 1. Limit contents of trace metals (mg/kg) in the surface layer of soil (0–20 cm), corresponding to various degrees of its contamination (verified values) (IUNG guidelines for assessing the degree of soil contamination with heavy metals – http://karnet.up.wroc.pl/~kabala/Wytyczne_IUNG.pdf)

Metal	Grupa gleb	Stopień zanieczyszczenia gleb					
		0	I	II	III	IV	V
Ołów (Pb)	a	30	70	100	500	2500	>2500
	b	50	100	250	1000	5000	>5000
	c	70	200	500	2000	7000	>7000
Cynk (Zn)	a	50	100	300	700	3000	>3000
	b	70	200	500	1500	5000	>5000
	c	100	300	1000	3000	8000	>8000
Miedź (Cu)	a	15	30	50	150	300	>300
	b	25	50	80	100	500	>500
	c	40	70	100	150	750	>750
Nikiel (Ni)	a	10	30	50	100	400	>400
	b	25	50	75	150	600	>600
	c	50	75	100	300	1000	>1000
Kadm (Cd)	a	0,3	1,0	2	3	5	>5
	b	0,5	1,5	3	5	10	>10
	c	1,0	3,0	5	10	20	>20

Stopień zanieczyszczenia: 0 – zawartość naturalna; I – zawartość podwyższona; II – słabe zanieczyszczenie; III – średnie zanieczyszczenie; IV – silne zanieczyszczenie; V – bardzo silne zanieczyszczenie.

Tabela 2. Grupy gleb o odmiennych parametrach, które decydują o dostępności dla roślin i zawartości metali ciężkich w glebach (wytyczne IUNG do oceny stopnia zanieczyszczenia gleb metalami ciężkimi – http://karnet.up.wroc.pl/~kabala/Wytyczne_IUNG.pdf)

Table 2. Groups of soils with different parameters that determine the availability for plants and the content of heavy metals in soils (IUNG guidelines for assessing the degree of soil contamination with heavy metals – http://karnet.up.wroc.pl/~kabala/Wytyczne_IUNG.pdf)

a	– gleby bardzo lekkie o małej zawartości frakcji spławialnej (<10%), niezależnie od pH – gleby lekkie (10–20% frakcji spławialnej), bardzo kwaśne (pH <4,5), kwaśne (pH 4,5–5,5) i słabo kwaśne (pH 5,6–6,5)
b	– gleby lekkie (10–20% frakcji spławialnej) odczyn obojętny (pH >6,5) – gleby średnie (20–35% frakcji spławialnej) i gleby ciężkie (>35% frakcji spławialnej), bardzo kwaśne (pH <4,5) i kwaśne (pH 4,5–5,5) – gleby mineralno-organiczne (substancje organiczne 6–10%) bez względu na pH
c	– gleby średnio ciężkie (20–35% frakcji spławialnej) i ciężkie (>35% frakcji spławialnej) słabo kwaśne (pH 5,5–6,5) lub obojętne (pH >6,5) – gleby organiczno-mineralne i organiczne (substancje organiczne >10%) bez względu na odczyn pH

nie wpłynęłyby one znacząco na wzrost roślin. Nie wykorzystano również wartości podane dla V stopnia, gdyż na pewno bardzo mocno ograniczyłyby rozwój, a nawet uniemożliwiłyby wykiełkowanie roślin.

Cztery gleby przygotowane do badań (nr 1, 2, 3 i 4) zaliczono do grupy a, wybierając ją z trzech grup gleb (a, b i c) z tabeli 2. Tak je zaklasyfikowano, ponieważ: gleba nr 1 jest glebą bardzo lekką o małej zawartości frakcji spławialnej (<10%), niezależnie od pH, zaś pozostałe gleby nr 2, 3 i 4 są to gleby lekkie (10–20% frakcji spławialnej), ale bardzo kwaśne (pH <4,5), kwaśne (pH 4,5–5,5) lub słabo kwaśne (pH 5,6–6,5). Wszystkie cztery gleby spełniają kryteria dla grupy a (tab. 2). Dlatego tabela stopni zanieczyszczeń metalami ciężkimi, dedykowana tylko dla grupy gleb a do przeprowadzenia eksperymentu wygląda następująco (tab. 3).

Do zanieczyszczenia próbek wykorzystano sole rozpuszczalne w wodzie i zawierające poszczególne metale ciężkie: trójwodny octan ołowiu (II), $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Pb} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; siedmiowodny siarczan cynku, $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; dwuwodny chlorek miedzi (II), $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; sześciowodny chlorek niklu (II), $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; ośmiowodny siarczan kadmu (II), $3\text{CdSO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Sporządzono z nich roztwory, które wykorzystano do zanieczyszczenia gleb (fot. 1). Przed ich przygotowaniem wykonano obliczenia mające na celu ustalenie, ile miligramów soli należy użyć, aby do roztworów trafiła odpowiednia ilość metali oraz w jaki sposób rozcieńczać roztwory. Ponieważ do 100 g suchej gleby dodawano 35 ml wodnych roztworów soli, należało obliczyć ilości mg kolejnych metali w 100 g gleby, aby uzyskać II, III oraz IV stopień jej zanieczyszczenia. Przygotowanie roztworów soli metali ciężkich wykonano następująco (tab. 4 i fot. 1).

Tabela 3a. Graniczne zawartości metali śladowych (mg/kg) w powierzchniowej warstwie gleb (0–20 cm), odpowiadające II, III i IV stopniom jej zanieczyszczenia gleb z grupy a (do eksperymentu)

Table 3a. Limit contents of trace metals (mg/kg) in the surface layer of soil (0–20 cm), corresponding to II, III and IV degrees of soil contamination from group a (for the experiment)

Metal	Grupa gleby	Stopień zanieczyszczenia gleb					
		0	I	II	III	IV	V
		[mg/kg]					
Ołów (Pb)	a	< 30	70	100	500	2500	> 2500
Cynk (Zn)	a	< 50	100	300	700	3000	> 3000
Miedź (Cu)	a	< 15	30	50	150	300	> 300
Nikiel (Ni)	a	< 10	30	50	100	400	> 400
Kadm (Cd)	a	< 0,3	1	2	3	5	> 5

Tabela 3b. Graniczne zawartości metali śladowych (mg/100 g) w powierzchniowej warstwie gleb (0–20 cm), odpowiadające II, III i IV stopniom jej zanieczyszczenia gleb z grupy a (do eksperymentu)

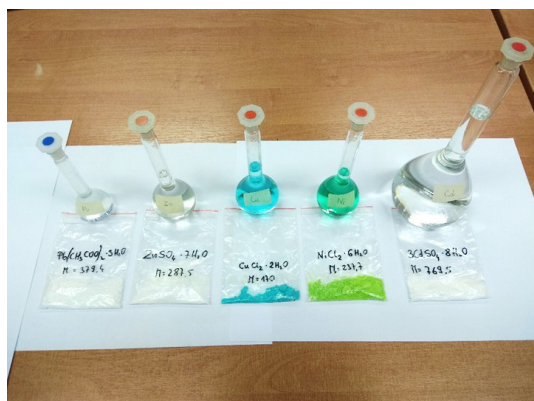
Table 3b. Limit contents of trace metals (mg/100 g) in the surface layer of soil (0–20 cm), corresponding to II, III and IV degrees of soil contamination from group a (for the experiment)

Metal	Grupa gleby	Stopień zanieczyszczenia gleb					
		0	I	II	III	IV	V
		[mg/100 g]					
Ołów (Pb)	a	< 3,0	7	10	50	250	> 250
Cynk (Zn)	a	< 5,0	10	30	70	300	> 300
Miedź (Cu)	a	< 1,5	3	5	15	30	> 30
Nikiel (Ni)	a	< 1,0	3	5	10	40	> 40
Kadm (Cd)	a	< 0,03	0,1	0,2	0,3	0,5	> 0,5

Tabela 4. Schemat sporządzania roztworów soli metali ciężkich

Table 4. Scheme of preparation of solutions of heavy metal salts

Lp.	Wzór sumaryczny stosowanej soli	Masa cząsteczkowa stosowanej soli	Pierwiastek chemiczny i jego masa atomowa	Naważka soli na roztwór bazowy	Objętość kolby miarowej z roztworem	Ilość kationu metalu w 1 ml roztworu bazowego
		[u]	[u]	[mg]	[ml]	[mg (metal)/ml]
1	$\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	379,33	Pb 207,20	2288	50	25,00
2	$\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	287,55	Zn 65,38	13193	100	30,00
3	$\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	170,48	Cu 63,55	804	100	3,00
4	$\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	237,69	Ni 58,69	1620	100	4,00
5	$3\text{CdSO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	769,54	Cd 112,41	57	500	0,05



Fot. 1. Sole wykorzystane w badaniach ze sporządzonymi roztworami bazowymi

Pic. 1. Salts used in tests with prepared base solutions

Tabela 5. Zestawienie 15 wariantów skażenia gleby w realizowanym eksperymencie**Table 5.** List of 15 soil contamination variants in the experiment

w 10 ml roztw. baz. jest 250 mg Pb + 25 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to IV stopień
w 10 ml roztw. baz. jest 300 mg Zn + 25 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to IV stopień
w 10 ml roztw. baz. jest 30 mg Cu + 25 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to IV stopień
w 10 ml roztw. baz. jest 40 mg Ni + 25 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to IV stopień
w 10 ml roztw. baz. jest 0,5 mg Cd + 25 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to IV stopień
w 2 ml roztw. baz. jest 50 mg Pb + 33 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to III stopień
w 2,33 ml roztw. baz. jest 70 mg Zn + 32,66 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to III stopień
w 5 ml roztw. baz. jest 15 mg Cu + 30 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to III stopień
w 2,5 ml roztw. baz. jest 10 mg Ni + 32,5 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to III stopień
w 6 ml roztw. baz. jest 0,3 mg Cd + 29 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to III stopień
w 0,4 ml roztw. baz. jest 10 mg Pb + 34,6 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to II stopień
w 1 ml roztw. baz. jest 30 mg Zn + 34 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to II stopień
w 1,67 ml roztw. baz. jest 5 mg Cu + 33,33 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to II stopień
w 1,25 ml roztw. baz. jest 5 mg Ni + 33,75 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to II stopień
w 4 ml roztw. baz. jest 0,2 mg Cd + 31 ml wody = 35 ml dodane do 100 g gleby to II stopień

W oparciu o jeden roztwór bazowy (roztw. baz.) przygotowano 3x po 35 ml roztworu soli, a w nich znajdowało się tyle mg metalu, aby 100 g gleby zawierało jego ilość odpowiadającą IV, III i II stopniom zanieczyszczenia. Dla wszystkich 5 soli było to 15 roztworów o objętości 35 ml niezbędnych do skażenia 15 zważonych 100 g próbek gleby nr 1. Wykonano dla gleby nr 1 również 2 próbki odniesienia, czyli 100 g gleby + 35 ml wody. Takie postępowanie wykonano również z glebą nr 2, 3 i 4. Łącznie, dla czterech gleb (nr 1, 2, 3 i 4), wykonano 60 takich kombinacji skażonej gleby i dodatkowo 8 próbek odniesienia.

Procedura wykonania eksperymentu. Biotest Phytotoxkit służy do pomiaru stopnia zahamowania kiełkowania roślin, które w przeciągu kilku dni rosną na kontakcie z roztworem glebowym z gleby zawierającej określone lub nieznanne zanieczyszczenia. W ramach testu wykorzystuje się zwykle nasiona roślin cechujących się szybkim wzrostem, tak aby można było dokonać pomiarów po 3 dniach. Są to np. sorgo (*Sorghum saccharatum*), pieprzyca siewna, zwana potocznie rzeżuchą (*Lepidium sativum*) oraz gorczyca biała (*Sinapis alba*). Do testu potrzebne są specjalne plastikowe płytki testowe, do których nakłada się próbkę gleby. Po dodaniu odpowiedniej ilości wody (albo roztworu zawierającego szkodliwą substancję o znanym stężeniu), na glebę nakłada się bibułę, na której w równych odległościach układa się kilka nasion danego gatunku. Po upływie kilku dni dokonuje się fotografie wyrosniętych korzeni, a następnie za pomocą programu do obróbki fotografii, mierzy się długość tych korzeni. Porównując wyniki do tego, jak wyrosły rośliny na glebie kontrolnej, nie zawierającej zanieczyszczenia, można ocenić wpływ danej substancji na wzrost roślin.

Rozpoczęto od przygotowania 8 próbek kontrolnych, po dwie dla każdej z badanych gleb, jedną z nasionami rzeżuchy (*Lepidium sativum*), a drugą z nasionami gorczycy białej (*Sinapis alba*). Do próbek tych dodano 24 ml wody. Po upływie trzech dni zdecydowano, że do badań będą wykorzystywane nasiona rzeżuchy i należy zwiększyć ilość wody do 35 ml licząc na szybszy wzrost.

Przygotowanie jednej próbki składa się z kilku etapów (rys. 6). Na początku odważono 100 g gleby i wysypano je do jednego z zagłębień płytki. Następnie rozprowadzono glebę równomiernie po całej powierzchni zagłębienia i wyrównano, w celu uzyskania warstwy o jednolitej grubości. Na tak przygotowaną glebę rozlano ostrożnie za pomocą zlewki 35 ml wody destylowanej (próbki kontrolne) lub 35 ml roztworu soli określonego metalu w odpowiednim stężeniu (tab. 5). Ciecz została rozprowadzona w taki sposób, aby nasączyła się cała powierzchnia gleby, nieco więcej rozlano w górnej części zagłębienia, w miejscu gdzie miały kiełkować nasiona. Na wilgotną glebę nałożono bibułę, a następnie wykonano na niej niewielkie, podłużne zagłębienie w odległości ok. 1 cm od krawędzi na środku płytki. W zagłębieniu ułożono 11 nasion, przerwa między poszczególnymi nasionami wynosiła 1 cm (rys. 6). Na koniec drugim elementem zestawu zamykano szczelnie płytkę z glebą i nasionami. Taki zestaw ustawiano w pozycji pionowej w pudełku i przechowywano w kartonowym pudełku w stałej temperaturze 23°C. Płytki z nasionami przechowywano przez 72 godziny w ciemności, aby imitować sytuację, że nasiono jest umieszczone głęboko w glebie bez dostępu promieni słonecznych. Miało to na celu upodobnienie laboratoryjnych warunków kiełkowania do tych panujących w glebie.

**Fot. 2.** Przykładowe pudełka z nasionami jeszcze przed umieszczeniem w ciemności**Pic. 2.** Sample seed boxes before being placed in the dark



Rys. 6. Prace laboratoryjne nad testem Phytotoxkit

Fig. 6. Laboratory work on the Phytotoxkit test

łącznie przygotowano 68 próbek, po 17 dla każdej z czterech gleb, w tym 2 próbki kontrolne i 15 próbek testowych, po trzy w różnych stężeniach dla każdego z pięciu metali. Próbki były przechowywane w ciemności, w temperaturze ok. 23°C przez 3 dni. Po upływie dokładnie 72 godzin wyjmowano je z pudełka i wykonywano fotografię. W celu pomiaru długości korzeni wykorzystano program do przetwarzania zdjęć ImageJ. Po zgraniu zdjęć na komputer, otwierano je w programie i dokonywano kalibracji. Następnie dokonywano pomiaru długości każdego korzenia we wszystkich 68 płytках. Dokonywano tego poprzez ręczne przeciągnięcie kursora myszki wzdłuż całej długości korzenia, od miejsca z którego wykiełkował z nasiona rzeżuchy do samego końca korzenia. Wyniki skrupulatnie odnotowywano i wykorzystano je do obliczenia średniej długości korzeni dla każdej płytki. Do obliczenia średniej wykorzystywano długości tylko ośmiu najdłuższych korzeni w każdej płytce. Miało to na celu wyeliminowanie wartości, które wprowadzałyby błąd do średniej. Mimo wstępnej selekcji i oglądania nasion, nie uniknęliśmy drobnych wad nasion, jak pęknięcia i nieco inny kształt. One wykiełkowały, ale wyrosły z nich zdecydowanie krótsze korzenie w porównaniu do pozostałych. W niektórych przypadkach jeden z korzeni przebijał się przez bibułę, wobec tego nie dało się go zmierzyć. Dlatego z 11 nasion mierzono zawsze tylko długości 8 najdłuższych korzeni. W ten sposób niwelowano przypadkowość w eksperymencie.

7. Wyniki badań

Uziarnienie gleb. Według podziału uziarnienia gleb z 1976 roku (Branżowa Norma 1976), każda z czterech gleb należy do innej podgrupy granulometrycznej (tab. 6). Gleba nr 1 to piasek luźny, gleba 2 – piasek gliniasty mocny, gleba 3 – piasek gliniasty lekki, z kolei gleba 4 to piasek słabogliniasty pylasty. Według podziału uziarnienia gleb z 2008 roku (PTG 2009), wszystkie gleby należą do jednej podgrupy granulometrycznej – piasków gliniastych (tab. 7). Różnice w klasyfikacji wynikają z innych przedziałów średnic ziaren, do których są dopasowywane poszczególne frakcje i podfrakcje granulometryczne oraz z innego podziału na grupy i podgrupy granulometryczne. W starszej klasyfikacji BN 1976 wyodrębnia się więcej podgrup w grupie piasków, natomiast mniej w grupie pyłów i ilów w porównaniu do podziału PTG 2009. Z tego powodu, starsza klasyfikacja nieco lepiej oddaje charakter granulacji poszczególnych gleb. Z drugiej strony różnice w uziarnieniu gleb 1, 2, 3 i 4 nie są duże i przy uziarnieniu wg PTG 2009 mieszczą się w jednej grupie granulometrycznej.

Wszystkie gleby są do siebie zbliżone pod względem składu granulometrycznego i można je określić jako piaszczyste lub jako gleby lekkie. Frakcja piasków jest wyraźnie dominująca w każdym przypadku, co jest zwłaszcza dobrze widoczne w glebie nr 1 z użytku zielonego. Gleby z gruntów ornych zawierają nieco więcej frakcji pylastej

i ilastej. Gleby lekkie charakteryzują się słabą odpornością na zanieczyszczenia metalami ciężkimi, ponieważ wykazują małą pojemność sorpcyjną. Mała sorpcja z jednej strony powoduje łatwiejsze wymywanie metali ciężkich, ale z drugiej strony skutkuje ona niedoborami składników pokarmowych. Poza tym gleby ciężkie skutecznie wiążą metale ciężkie w swoim kompleksie sorpcyjnym, przez

co rośliny pobierają ich więcej właśnie z gleb lekkich. Dodatkowo gleby lekkie wykazują zbyt dużą przepuszczalność, co skutkuje niedoborami wody w profilu glebowym (Tołoczko 2019).

Uziarnienie wszystkich analizowanych gleb można uznać jako niekorzystne z punktu widzenia odporności na zanieczyszczenie metalami ciężkimi.

Tabela 6. Skład granulometryczny badanych gleb (Branżowa Norma 1978)

Table 6. Granulometric composition of the tested soils (Branżowa Norma 1978)

Nr próbki	% podfrakcji granulometrycznych o ϕ w mm								% frakcji granulometrycznych o ϕ w mm			Grupa granulometryczna
	piasek gruby	piasek średni	piasek drobny	pył gruby	pył drobny	ił pyłowy gruby	ił pyłowy drobny	ił kolooidalny	piaski	pyły	iły	
	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,02	0,02–0,006	0,006–0,002	<0,002	1,0–0,1	0,1–0,02	<0,02	
1	9,8	41,8	23,4	9	12	2	1	1	75	21	4	piasek luźny (<i>pl</i>)
2	8,9	24,5	26,6	12	11	9	4	3	61	23	16	piasek gliniasty mocny (<i>pgm</i>)
3	5,5	16,3	33,2	19	14	9	1	2	55	33	12	piasek gliniasty lekki pyłasty (<i>pglpy</i>)
4	8,5	26,3	26,2	15	14	7	1	2	61	29	10	piasek słabogliniasty pyłasty (<i>psgpy</i>)

Tabela 7. Skład granulometryczny badanych gleb według podziału PTG z 2008 r. (PTG 2009)

Table 7. Granulometric composition of the tested soils according to the PTG division from 2008 (PTG 2009)

Nr próbki	% podfrakcji granulometrycznych o ϕ w mm								% frakcji granulometrycznych o ϕ w mm			Grupa granulometryczna
	piasek bardzo gruby	piasek gruby	piasek średni	piasek drobny	piasek bardzo drobny	pył gruby	pył drobny	frakcja iłowa	piaski	pyły	iły	
	2,0–1,0	1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,02	0,02–0,002	<0,002	2,0–0,05	0,05–0,002	<0,002	
1	3,6	9,2	40,0	22,2	9	12	3	1	84	15	1	piasek gliniasty (<i>pg</i>)
2	2,1	8,6	23,6	25,7	12	11	13	3	73	24	3	piasek gliniasty (<i>pg</i>)
3	1,0	5,4	16,0	32,6	19	14	10	2	74	24	2	piasek gliniasty (<i>pg</i>)
4	2,8	8,1	25,1	25,0	15	14	8	2	76	22	2	piasek gliniasty (<i>pg</i>)

Odczyn gleb. Wyniki pomiarów odczynu metodą kolorymetryczną wskazały różnice między wartością pH gleby nr 1 z łąki a pH gleb z gruntów ornych. Zabarwienie wskaźnika Hellige'a dla gleby nr 1 było wyraźnie zielone, co wskazuje na pH powyżej 7, czyli odczyn obojętny lub zasadowy. Dla pozostałych gleb wskaźnik zabarwił się na różne odcienie żółtopomarańczowego, ponieważ pH wynosiło mniej niż 7, czyli ich odczyn był obojętny lub lekko kwaśny (fot. 3). Dokładniejsze wyniki otrzymano dzięki zastosowaniu metody potencjometrycznej, która potwierdziła wstępne wskazania na kwasomierzu Hellige'a. Na podstawie pomiaru ustalono że: gleba nr 1 posiada pH 7,3 na pograniczu odczynu obojętnego i zasadowego; gleba nr 2 posiada pH 5,7, więc jest lekko kwaśna; gleba nr 3 ma pH 6,7, co można uznać za odczyn obojętny; gleba nr 4 posiada pH 6,2, czyli odczyn lekko kwaśny (tab. 8).

Za najbardziej optymalne pH gleb dla wzrostu roślin uznaje się przedział 6,0–7,2, a więc odczyn obojętny, ewentualnie lekko kwaśny. Spośród badanych gleb to gleby 3 i 4 wpasowują się w ten zakres, więc należy uznać, że posiadają one korzystny odczyn. Gleba 1 jest lekko zasadowa, co prawdopodobnie jest skutkiem wapnowania, ale można uznać, że nie będzie to miało wyraźnego negatywnego wpływu na wyniki eksperymentu. Gleba nr 2 również odbiega od optymalnego zakresu pH, a pomiar wykazał, że to gleba o odczynie lekko kwaśnym.

Badając odporność gleb na zanieczyszczenie metalami ciężkimi, odczyn kwaśny jest bardziej niekorzystny od odczynu zasadowego, ponieważ ułatwia rozpuszczanie soli metali ciężkich, a przez to ich pobieranie przez rośliny. Dlatego należy uznać, że pod tym względem gleby 1, 3 i 4 posiadają optymalny odczyn, natomiast gleba 2 jest nieco zbyt kwaśna.

Tabela 8. Odczyn badanych gleb

Table 8. pH of the tested soils

Nr próbki	1	2	3	4
Odczyn oznaczony potencjometrycznie	7,3	5,7	6,7	6,2



Fot. 3. Wyniki wstępnego pomiaru odczynu metodą kolorymetryczną

Pic. 3. Results of the initial reaction measurement using the colorimetric method

Zawartość węgla organicznego. Gleba nr 1 zawierała 2,8% Corg, czyli 4,83% próchnicy glebowej; gleba nr 2 odpowiednio 0,78% Corg i 1,34% próchnicy glebowej; badanie gleb nr 3 i 4 wskazało, że są bardzo podobne i obydwie zawierały w swoich poziomach próchnicznych takie same ilości 1,08% Corg i 1,87% próchnicy glebowej.

Glebova materia organiczna jest jednym z najistotniejszych czynników, od których zależy prawidłowy wzrost roślin, wpływa ona bowiem korzystnie na szereg różnych właściwości fizykochemicznych gleby. Pod kątem odporności gleb na zanieczyszczenie metalami ciężkimi, należy wspomnieć przede wszystkim o tym, że zwiększa pojemność sorpcyjną i wiąże metale skuteczniej niż kolojdy mineralne.

Spośród badanych gleb najwięcej materii organicznej zawiera gleba nr 1, pochodząca z użytku zielonego. Pozostałe gleby są zdecydowanie uboższe w materię organiczną. Spośród analizowanych do tej pory parametrów, zachodzi tutaj największa różnica między glebą z łąki a glebami z gruntów uprawnych. Należy więc stwierdzić, że pod tym względem gleba nr 1 posiada korzystniejsze warunki dla rozwoju roślin niż gleby 2, 3 i 4.

Test Phytotoxkit. Średnia długość korzeni dla **gleby nr 1** w próbkach kontrolnych wyniosła 74 mm. Przy II stopniu zanieczyszczenia (rys. 7), żaden z metali nie zahamował w niej wzrostu rzeżuchy, korzenie były krótsze niż w próbce kontrolnej w minimalnym stopniu. Przy III stopniu zanieczyszczenia – ołów, kadm i miedź również nie wpłynęły negatywnie na kiełkowanie, a w przypadku miedzi korzenie były nawet nieco dłuższe niż w próbce kontrolnej, choć możliwe, że była to kwestia lepszych jakościowo nasion w tej próbce testowej. Uwidoczniała się natomiast na tym stopniu szkodliwa działalność niklu oraz cynku, które spowodowały kolejno 50% i 70% zahamowanie wzrostu. Przy IV stopniu już tylko kadm nie wpłynął negatywnie na rozwój rzeżuchy. Kationy miedzi zahamowały rozwój w ok. 35%, natomiast pozostałe metale ciężkie

w bardzo dużym stopniu ograniczyły wzrost korzeni. Oceniono to na 90% zahamowanie wzrostu. Warto zwrócić uwagę na ołów, bowiem w porównaniu z II i III stopniem zanieczyszczenia, zwiększenie dawki do IV stopnia spowodowało bardzo duży wzrost jego siły oddziaływania.

Dla **gleby nr 2** średnia długość korzeni w próbkach kontrolnych wyniosła 66 mm. Już przy II stopniu (rys. 8) widać wyraźne zahamowanie wzrostu w przypadku wszystkich metali. Oszacowano zahamowanie o ok. 35% dla kadmu i ołowiu, ale aż 85% dla cynku, miedzi i niklu. Na III stopniu ołów wykazuje już znacznie silniejsze oddziaływanie, cynk, miedź i nikiel ograniczają wzrost korzeni w podobnym do poprzedniego stopnia, natomiast w przypadku kadmu zaszła ciekawa sytuacja, ponieważ korzenie wyrosły dłuższe niż w próbce kontrolnej (średnia długość 71 mm). Na IV stopniu korzenie w próbce z kadmem wyrosły nawet jeszcze dłuższe. Pozostałe metale spowodowały oczekiwany skutek, tzn. bardzo mocne zahamowanie wzrostu, rzędu ponad 90%. W przypadku ołowiu nie wykiełkowało żadne nasionko i jest to jedyny taki przypadek we wszystkich analizowanych próbkach.

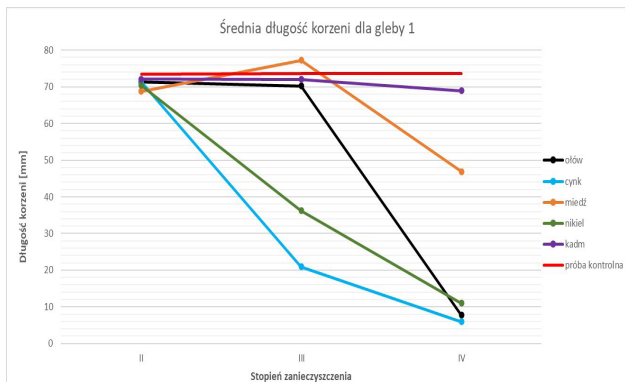
Średnia długość korzeni dla **gleby nr 3** w próbkach kontrolnych wyniosła 72 mm. Przy II stopniu zanieczyszczenia najmniej szkodliwymi metalami okazały się ponownie ołów i kadm, które tylko w ok. 15% zahamowały wzrost korzeni rzeżuchy (rys. 9). Pozostałe metale wykazały znacznie bardziej negatywne oddziaływanie, nastąpiło bowiem ok. 75% zahamowanie. Przy III stopniu zanieczyszczenia, cynk, miedź i nikiel pogorszyły jeszcze trochę rozwój roślin, jednak już dołączył do nich ołów. W przypadku kadmu, korzenie wyrosły nieco dłuższe, ale w przeciwieństwie do gleby 2, nie wyrosły one dłuższe niż w próbce kontrolnej. Przy IV stopniu w przypadku kadmu nastąpiło 25% zahamowanie wzrostu korzeni. Dla cynku, niklu i ołowiu nastąpiło pogłębienie negatywnego oddziaływania (ok. 95% zahamowanie), ale dla miedzi nastąpił niewielki wzrost korzeni.

Dla **gleby nr 4** średnia długość korzeni w próbkach kontrolnych wyniosła 71 mm. Wyniki w poszczególnych stopniach zanieczyszczenia są niemal identyczne (rys. 10), jak to miało miejsce w przypadku gleby nr 3. Różnice można zaobserwować w toksyczności ołowiu, który na III stopniu zanieczyszczenia wykazał jeszcze bardziej negatywne oddziaływanie na rozwój korzeni rzeżuchy oraz podobnie w przypadku cynku, miedzi i kadmu. Cynk na II stopniu zahamował wzrost w nieco mniejszym stopniu niż miedź, w trochę większym na II i IV stopniu. Z kolei negatywny wpływ kadmu przy IV stopniu zanieczyszczenia był nieco mniejszy niż na III stopniu zanieczyszczenia gleby.

W toku badań, najlepsze wyniki uzyskano dla gleby nr 1, pochodzącej z łąki, która miała największą zawartość węgla organicznego i najwyższy odczyn. Bardzo duże zahamowanie wzrostu osiągnięto tylko przy IV stopniu zanieczyszczenia i to w dodatku nie dla wszystkich metali. Wyniki dla gleb nr 2, 3 i 4 są dość do siebie zbliżone i wyraźnie słabsze niż dla gleby nr 1. W ich przypadku bardzo duże zahamowanie wzrostu zaobserwowano już przy II stopniu zanieczyszczenia dla cynku, miedzi i niklu. Cynk

i nikiel są metalami, które najczęściej powodowały zahamowanie wzrostu większe niż 50%. Zwykle podobnie do nich oddziaływała na rośliny miedź, choć gleba nr 1 po jej skażeniu nie wykazała aż tak wysokiej toksyczności. Ołów na II stopniu zanieczyszczenia nie wykazywał znacząco negatywnego oddziaływania, natomiast gwałtownie rośnie ono przy zwiększaniu się dawki tego pierwiastka. Biorąc pod uwagę III i IV stopień zanieczyszczenia, ołów najczęściej powodował największe zahamowanie wzrostu. Kadm wykazał najmniejszą toksyczność dla roślin w ich począt-

kowej fazie rozwoju, a w przypadku gleby nr 2, korzenie w próbkach zanieczyszczonych tym metalem przy III i IV stopniu zanieczyszczenia osiągnęły zaskakująco duże rozmiary. Nieznany jest powód takiego stanu rzeczy, mało prawdopodobne jest bowiem, że to kwestia jakości nasion. W przypadku kadmu warto pamiętać, że jego dawka była znacznie mniejsza niż w przypadku pozostałych metali. Takie ilości nie oddziałują w znacząco negatywnym stopniu na wzrost roślin, ale trzeba wziąć tutaj pod uwagę jego wysoką toksyczność dla ludzi.



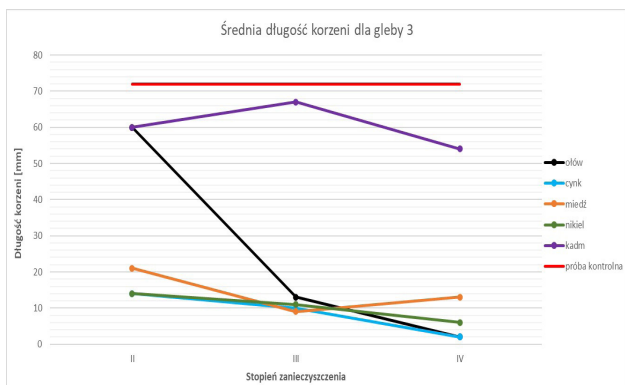
Rys. 7. Średnia długość korzeni rzeżuchy w eksperymencie z glebą nr 1 przy II, III i IV stopniu jej zanieczyszczenia

Fig. 7. Average length of cress roots in the experiment with soil no. 1 at levels II, III and IV of its contamination



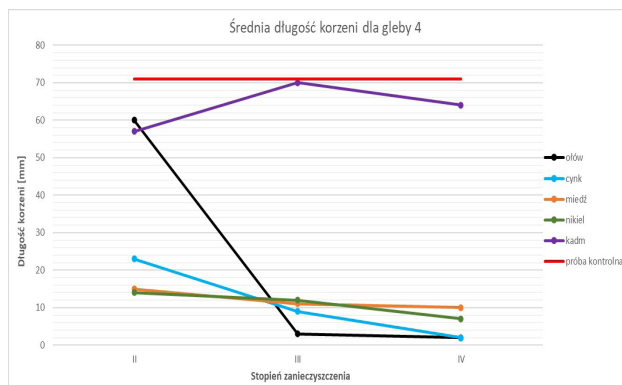
Rys. 8. Średnia długość korzeni rzeżuchy w eksperymencie z glebą nr 2 przy II, III i IV stopniu jej zanieczyszczenia

Fig. 8. Average length of cress roots in the experiment with soil no. 2 at levels II, III and IV of its contamination



Rys. 9. Średnia długość korzeni rzeżuchy w eksperymencie z glebą nr 3 przy II, III i IV stopniu jej zanieczyszczenia

Fig. 9. Average length of cress roots in the experiment with soil no. 3 at levels II, III and IV of its contamination



Rys. 10. Średnia długość korzeni rzeżuchy w eksperymencie z glebą nr 4 przy II, III i IV stopniu jej zanieczyszczenia

Fig. 10. Average length of cress roots in the experiment with soil no. 4 at levels II, III and IV of its contamination

8. Podsumowanie

Na podstawie wyników testu Phytotoxkit stwierdzono, że najbardziej odporną na zanieczyszczenie metalami ciężkimi glebą jest gleba nr 1, pochodząca z użytku zielonego. Poprzez najwyższą zawartość Corg i najwyższe pH, posiada ona lepsze warunki dla roślin w ich początkowej fazie rozwoju niż pozostałe trzy gleby z gruntów ornych. Biorąc pod uwagę trzy analizowane w badaniu właściwości gleb, czyli uziarnienie, odczyn i zawartość węgla organicznego wydaje się, że to wysoka zawartość materii organicznej

przemawia za tym, że gleba nr 1 wykazuje najwyższą odporność. W tym parametrze daje się zauważyć największą różnicę między glebą nr 1 a pozostałymi. Odczyn gleb mimo rozbieżności od lekko kwaśnego do zasadowego, nie wpływa na zróżnicowanie wyników otrzymanych w teście Phytotoxkit. Choć odczyn gleby nr 2 teoretycznie jest nieco zbyt kwaśny, to korzenie rzeżuchy osiągnęły podobną długość jak w przypadku gleby nr 3, charakteryzującej się obojętnym odczynem. Pod względem uziarnienia wszystkie gleby są do siebie zbliżone (gleby lekkie). Ten parametr należy uznać za niekorzystny z punktu widzenia

odporności na zanieczyszczenie metalami ciężkimi. Gleby z gruntów ornych posiadają nieco większą zawartość frakcji pyłowej i ilowej, co teoretycznie powinno nieco poprawić ich odporność, ale nie ma to tak istotnego znaczenia jak zawartość materii organicznej.

Ustalono, że kompleks przydatności rolniczej i powiązana z nim klasa bonitacyjna, nie muszą wskazywać na odporność gleby. Rośliny rosnące na glebie nr 2 zaklasyfikowanej jako 2 kompleks pszeny dobry i do klasy bonitacyjnej IIIb, w takim samym stopniu uległy zanieczyszczeniom jak rośliny z gleby nr 3, należącej do 9 kompleksu zbożowo-pastewnego słabego i do V klasy bonitacyjnej.

Wyniki badań wskazały wyraźnie na potrzebę dbania o parametry fizykochemiczne gleb wykorzystywanych rolniczo. Odczyn można poprawić, np. poprzez wapnowanie, z kolei zwiększenie zawartości materii organicznej można uzyskać dzięki stosowaniu nawozów organicznych lub przeorywaniu poplonów. Ważne jest również, aby pozostałości po uprawach pozostawały na polu. Takie zabiegi są szczególnie ważne dla gleb narażonych na zanieczyszczenie metalami ciężkimi, np. wzdłuż szlaków komunikacyjnych, jak droga ekspresowa S8.

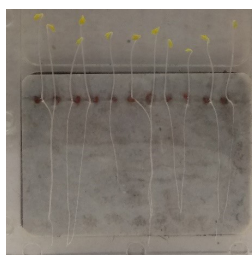
9. Literatura

- Becher, M., Tołoczko, W., Godlewska, A., Pakuła, K., Żukowski, E., 2022. Fractional Composition of Organic Matter and Properties of Humic Acids in the Soils of Drained Bogs of the Siedlce Heights in Eastern Poland. *Journal of Ecological Engineering* 23(3): 208–222.
- Bojakowska, I., Gliwicz, T., Sokołowska, G., Strzelecki, R., Wołkiewicz, S., 2000. Pierwiastki śladowe i promieniotwórcze w osadach zbiornika wrocławskiego. *Przegląd Geologiczny* 48: 831–836.
- Branżowa Norma, 1978. Gleby i utwory mineralne – Podział na frakcje i grupy granulometryczne. PKN, BN-78/9180-11, Warszawa.
- Czarnowska, K., Chlibiuk, M., Kozanecka, T., 2002. Pierwiastki śladowe w glebach uprawnych przy drogach wokół Warszawy. *Roczniki Gleboznawcze* 53(3/4): 67–74.
- Gałka, B., Wiatkowski, M., 2010a. Charakterystyka osadów dennych zbiornika zaporowego Młyny oraz możliwość rolniczego ich wykorzystania. *Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie* 10, 4(32): 53–63.
- Gałka, B., Wiatkowski, M., 2010b. Metale ciężkie w wodzie i osadach dennych małego zbiornika wodnego Psurów. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* 42: 225–232.
- Gawdzik, J., 2012. Mobilność wybranych metali ciężkich w osadach ściekowych na przykładzie wybranych oczyszczalni ścieków. *Inżynieria i Ochrona Środowiska* 15(1): 5–15.
- Gąsior, J., Kaniuczak, J., Hajduk, E., Właśniewski, S., Nazarkiewicz, M., Bilek, M., 2013. Metody badań fizycznych właściwości gleb. Wydawca: Katedra Gleboznawstwa, Chemii Środowiska i Hydrologii, Wydział Biologiczno-Rolniczy Uniwersytetu Rzeszowskiego, wspólnie z Wydawnictwem Uniwersytetu Pedagogicznego w Drohobyczu, Wydział Biologiczny, Ukraina, 54 s.
- Geoportal Województwa Łódzkiego, <https://www.mapy.lodzkie.pl>
- Gruca-Królikowska, S., Waclawek, W., 2006. Metale w środowisku. Cz. II. Wpływ metali ciężkich na rośliny. *Chemia, Dydaktyka, Ekologia, Meteorologia* 11(1–2): 41–56.
- IUNG 1999. Monitoring chemizmu gleb ornych Polski. Program badań i wyniki wstępne. Inspekcja Ochrony Środowiska, Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa, 70 s.
- IUNG 2017. Raport z III etapu realizacji zamówienia „Monitoring chemizmu gleb ornych w Polsce w latach 2015–2017”. Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa, Państwowy Instytut Badawczy w Puławach, pdf, 190 s. http://www.gios.gov.pl/chemizm_gleb/
- Jagodzińska, M., Rydzek, M., 2019. Wpływ metali ciężkich pochodzących ze środków transportu na środowisko. *Autobusy* 20(6): 69–70.
- Kabata-Pendias, A., Piotrowska, M., Motowicka-Terelak, T., Maliszewska-Kordybach, B., Filipiak, K., Krakowiak, A., Pietruch, C., 1995. Podstawy oceny chemicznego zanieczyszczenia gleb. Metale ciężkie, siarka i WWA. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa, 41 s.
- Kabata-Pendias, A., Pendias, H., 2010. *Biochemia pierwiastków śladowych*. Wydawnictwo Naukowe PWN, 382 s.
- Kabata-Pendias, A., Szteke, B., 2012. *Pierwiastki śladowe w geo- i biosferze*. IUNG–PIB, 270 s.
- Kalembasa, D., Becher, M., Pakuła, K., 2001. Gleby z poziomami żelazystymi w dolinie rzeki Liwiec. *Roczniki Gleboznawcze, Suplement* 52: 71–78.
- Kalembasa, D., Pakuła, K., Becher, M., Jaremko, D., 2008. Frakcje metali ciężkich w glebach położonych wzdłuż obwodnicy miasta Siedlce. *Roczniki Gleboznawcze* 59(2): 85–92.
- Karczewska, A., Bogda, A., Gałka, B., Kabała, C., Krysiak, A., Szopka, K., 2007. Metale ciężkie i arsen w glebach na obszarach dawnego górnictwa rud metali w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim WUG: Bezpieczeństwo pracy i ochrona środowiska w górnictwie, 4: 25–27.
- Kuziemska, B., Pakuła, K., Pieniak-Lendzion, K., Becher, M., 2017. Metale ciężkie w glebach położonych wzdłuż szlaków komunikacyjnych. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Przyrodniczo-Humanistycznego w Siedlcach, Seria Administracja i Zarządzanie* 39: 97–107.
- Laskowski, S., Tołoczko, W., 1995. Ocena stanu środowiska glebowego w otoczeniu aglomeracji miejsko-przemysłowej Zgierza. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 418: 313–320.
- Laskowski, S., Tołoczko, W., 1998. Zmiany odczynu i zawartości siarki w glebach objętych oddziaływaniem aglomeracji miejsko-przemysłowej Zgierza. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 456: 343–351.
- Laskowski, S., Tołoczko, W., 2001. Alterations of some chemical and physico-chemical properties of selected soils in field ecosystems. *Acta Agrophysica* 50: 177–188.
- Laskowski, S., Tołoczko, W., Rólka, M., 2001. Zawartość Pb, Zn, Cu w glebach przy drogach o różnym natężeniu ruchu w okolicach Łodzi. *Acta Agrophysica* 56: 137–144.
- Lazar, J., 1976. *Gleboznawstwo z podstawami geologii*. PWN, Warszawa–Poznań, 499 s.
- Mierzejewska, E., Tołoczko, W., Urbaniak, M., 2022. The effects of syringic acid on the properties of MCPA-contaminated soil and the growth of two cucurbit species. *International Journal of Phytoremediation* 24(2): 205–214.
- Nowak, M., Tołoczko, W., Trawczyńska, A., 2002. Produkcja preparatu wapniowo-magnezowego BIOCAL z osadów ściekowych w Aleksandrowie Łódzkim. *Acta Agrophysica* 73: 263–275.
- Ociepa-Kubička, A., Ociepa, E., 2012. Toksyczne oddziaływanie metali ciężkich na rośliny, zwierzęta i ludzi. *Inżynieria i Ochrona Środowiska* 15(2): 169–180.
- Pakuła, K., Jaremko, D., Becher, M., 2012. Zn, Cu i Ni we frakcjach wydzielanych metodą BCR w osadach dennych. *Proceedings of ECOpole* 6(2): 641–646. [https://doi.org/10.2429/proc.2012.6\(2\)086](https://doi.org/10.2429/proc.2012.6(2)086)
- PTG, 2009. Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych – PTG 2008. *Roczniki Gleboznawcze – Soil Science Annual* 60(2): 5–16.
- Siebielec, G., Stuczyński, T., Terelak, H., Filipiak, K., Koza, P., Korzeniowska-Puculek, R., Łopatka, A., Jadczyzyn, J., 2008. Uwarunkowania produkcji rolniczej w regionach o dużym udziale gleb zanieczyszczonych metalami śladowymi. *Studia i Raporty IUNG – PIB* 12: 114–133.
- Siwek, M., 2008. Rośliny w skażonym metalami ciężkimi środowisku przemysłowym. Cz. II. Mechanizmy detoksyfikacji i strategię przystosowania roślin do wysokich stężeń metali ciężkich. *Wiadomości Botaniczne* 52(3–4): 7–23.
- Sumorok, B., Drobniwska, A., Kolasa, R., Zawadzka, A., Tołoczko, W., 2007. Wykorzystanie osadów pościekowych do nawożenia wierzby energetycznej. *Problemy Inżynierii Mechanicznej i Robotyki* 35: 293–299.

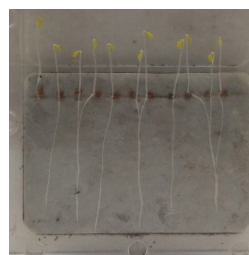
- Tołoczko, W., 2019. Ocena gleb piaszczystych o opadowo-retencyjnym typie zasilania wodą na podstawie badania eksperymentalnego dotyczącego podsiąku kapilarnego. *Acta Universitatis Lodzianensis. Folia Geographica Physica* 18: 67–75.
- Tołoczko, W., 2020. Gleby orne makro- i mezoregionów fizycznogeograficznych Polski. Wydawnictwo UŁ, 178 s.
- Tołoczko, W., Trawczyńska, A., Niewiadomski A., 2009. Content of organic compounds in soils fertilized with EM preparation. *Soil Science Annual* 60(1): 97–101.
- Trawczyńska, A., Tołoczko, W., 2005. Content of Cu, Pb, Zn and Cd in soils and ground water of the soils of Bzura River Valley, [w:] B. Gworek (red.), *Obieg pierwiastków w przyrodzie*, t. III: 169–173.
- Trawczyńska, A., Tołoczko, W., 2005. Content of heavy metals in ground water of the soil of Bzura river valley. *Chemia i Inżynieria Ekologiczna* 12(1–2): 121–126.
- Trawczyńska, A., Tołoczko, W., Niewiadomski, A., 2009. Zawartość pierwiastków śladowych w wodach górnej Bzury. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* 40: 491–496.
- Urbaniak, M., Kiedrzyńska, E., Zieliński, M., Tołoczko, W., Zalewski, M., 2014a. Spatial distribution and reduction of PCDD/PCDF toxic equivalents along three shallow lowland reservoirs. *Environmental Science and Pollution Research* 21(6): 4441–4452.
- Urbaniak, M., Wyrwicka, A., Kiedrzyńska, E., Staniak, S., Gałązka, A., Tołoczko, W., Siebielec, G. 2014b. Problematyka przyrodniczego wykorzystania komunalnych osadów ściekowych. *Acta Innovations* 12: 35–48.
- Urbaniak, M., Wyrwicka, A., Tołoczko, W., Serwecińska, L., Zieliński, M., 2017. The effect of sewage sludge application on soil properties and willow (*Salix* sp.) cultivation. *Science of the Total Environment* 586: 66–75.
- WYTYCZNE IUNG do oceny stopnia zanieczyszczenia gleb metalami ciężkimi, s. 1–2. http://karnet.up.wroc.pl/~kabala/Wytyczne_IUNG.pdf

Załącznik 1

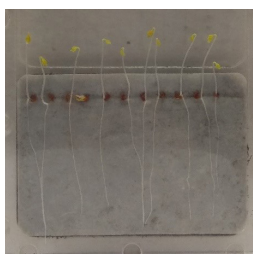
Zdjęcia korzeni kiełkującej rzeżuchy (fotografie własne)



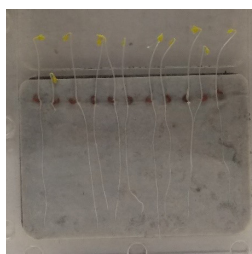
Gleba 1, próbka kontrolna 1



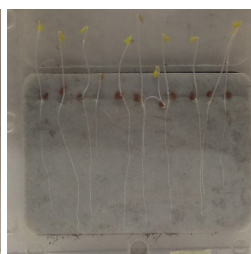
Gleba 1, próbka kontrolna 2



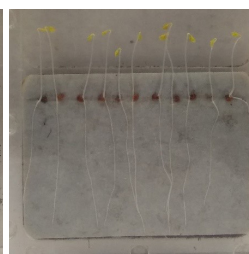
Gleba 1, Cd II



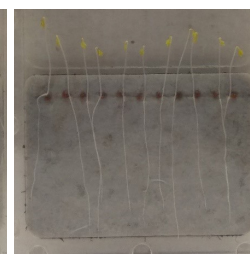
Gleba 1, Cu II



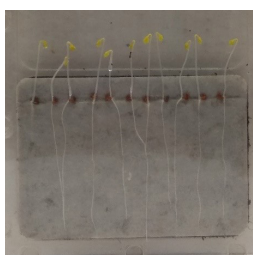
Gleba 1, Ni II



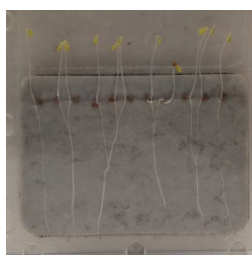
Gleba 1, Pb II



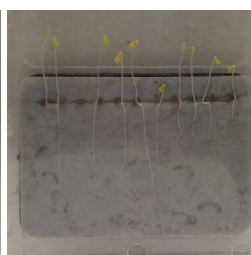
Gleba 1, Zn II



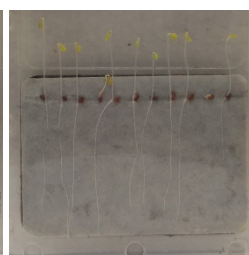
Gleba 1, Cd III



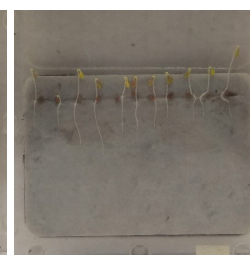
Gleba 1, Cu III



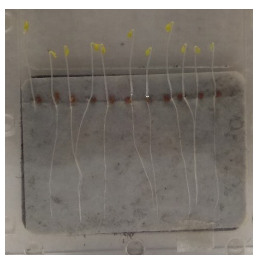
Gleba 1, Ni III



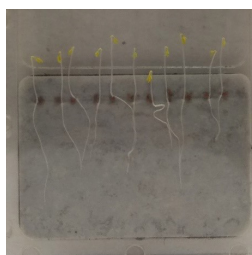
Gleba 1, Pb III



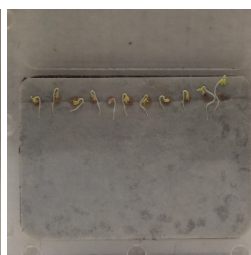
Gleba 1, Zn III



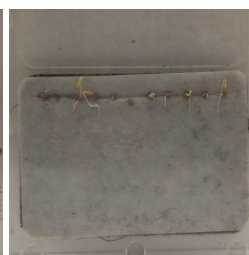
Gleba 1, Cd IV



Gleba 1, Cu IV



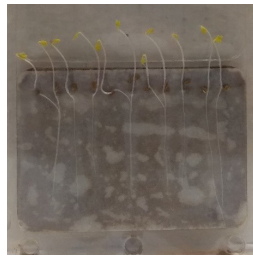
Gleba 1, Ni IV



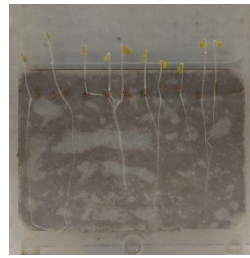
Gleba 1, Pb IV



Gleba 1, Zn IV



Gleba 2, próbka kontrolna 1



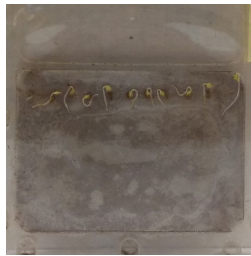
Gleba 2, próbka kontrolna 2



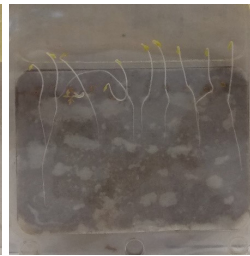
Gleba 2, Cd II



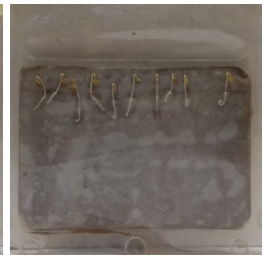
Gleba 2, Cu II



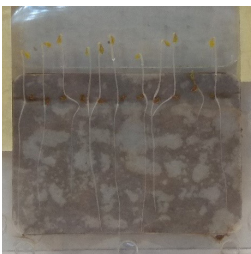
Gleba 2, Ni II



Gleba 2, Pb II



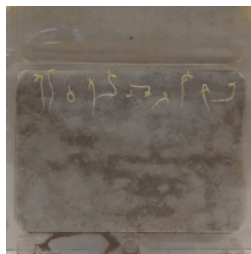
Gleba 2, Zn II



Gleba 2, Cd III



Gleba 2, Cu III



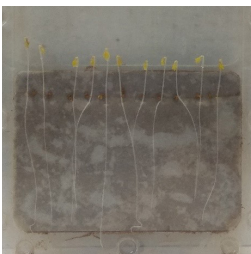
Gleba 2, Ni III



Gleba 2, Pb III



Gleba 2, Zn III



Gleba 2, Cd IV



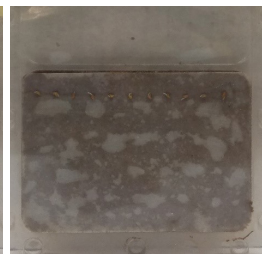
Gleba 2, Cu IV



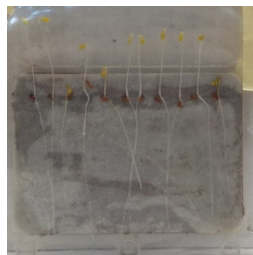
Gleba 2, Ni IV



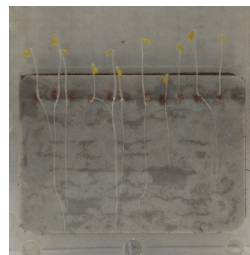
Gleba 2, Pb IV



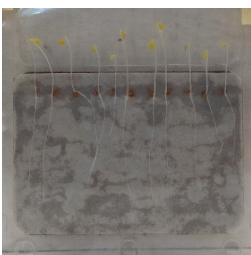
Gleba 2, Zn IV



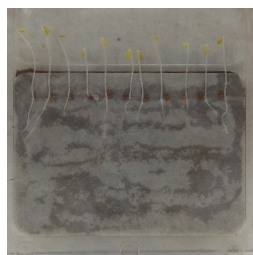
Gleba 3, próbka kontrolna 1



Gleba 3, próbka kontrolna 2



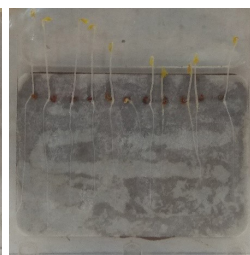
Gleba 3, Cd II



Gleba 3, Cu II



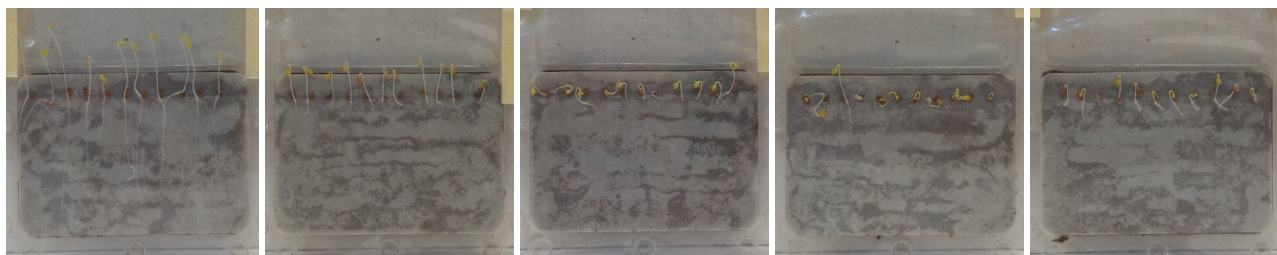
Gleba 3, Ni II



Gleba 3, Pb II



Gleba 3, Zn II



Gleba 3, Cd III

Gleba 3, Cu III

Gleba 3, Ni III

Gleba 3, Pb III

Gleba 3, Zn III



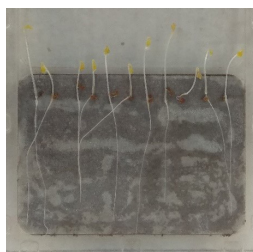
Gleba 3, Cd IV

Gleba 3, Cu IV

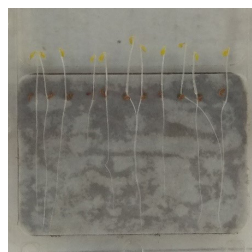
Gleba 3, Ni IV

Gleba 3, Pb IV

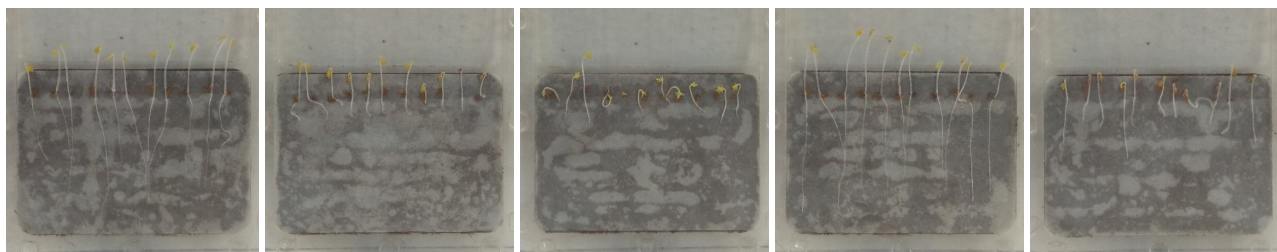
Gleba 3, Zn IV



Gleba 4, próbka kontrolna 1



Gleba 4, próbka kontrolna 2



Gleba 4, Cd II

Gleba 4, Cu II

Gleba 4, Ni II

Gleba 4, Pb II

Gleba 4, Zn II



Gleba 4, Cd III

Gleba 4, Cu III

Gleba 4, Ni III

Gleba 4, Pb III

Gleba 4, Zn III



Gleba 4, Cd IV

Gleba 4, Cu IV

Gleba 4, Ni IV

Gleba 4, Pb IV

Gleba 4, Zn IV

Wojciech Tołoczko¹ • Aleksander Szmidt¹ • Rafał Fijałkowski²¹ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej² Absolwent Wydziału Nauk Geograficznych UŁE-mail: wojciech.toloczko@geo.uni.lodz.pl; aleksander.szmidt@geo.uni.lodz.pl

Wpływ tężni solankowych na właściwości gleb miasta Ciechocinek

Influence of brine graduation towers on the soil properties of Ciechocinek

Zarys treści

Badano gleby w Ciechocinku. Wyznaczono punkty badawcze w mieście i jego okolicach. Badano podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne gleb, w tym zasolenie gleb. Po przeprowadzonych badaniach można stwierdzić, że zasolone gleby znajdują się tylko na obszarze ograniczonym tężniami solankowymi nr I, II, III oraz w bliskim pasie otulającym tężnie. Gleby zasolone zajmują powierzchnię 28 hektarów, a zmierzona wartość wyniosła 2,35 [g (NaCl) · dm⁻³] gleby, co po uwzględnieniu gęstości objętościowej 1,86 kg · dm⁻³ gleby stanowi ok. 0,437% NaCl. Obszar ten według zaleceń FAO można zaliczyć do gleb średnio zasolonych, 2 klasa zasolenia. Pozostałe gleby, poza tężniami solankowymi, nie wykazały istotnego zasolenia.

Słowa kluczowe Tężnie solankowe w Ciechocinku, zasolenie gleb.

Abstract

Soils in Ciechocinek were tested. Research points have been designated in the city and its surroundings. The basic physical and chemical properties of soils were examined, including soil salinity. After the conducted research, it can be concluded that saline soils are located only in the area limited by brine graduation towers No. I, II, III and in the close zone surrounding the graduation towers. Saline soil covers an area of 28 hectares, and the measured value was 2.35 [g (NaCl) · dm⁻³] of soil, which, after taking into account the bulk density of 1.86 kg · dm⁻³ of soil, is approximately 0.437% NaCl. According to FAO recommendations, this area can be classified as medium-saline soil, salinity class 2. The remaining soils, apart from brine graduation towers, did not show significant salinity.

Keywords Brine graduation towers in Ciechocinek, soil salinity.

1. Wprowadzenie

Gleby okolic Ciechocinka są pod wpływem aerozoli, które unoszą się wokół tężni solankowych i przewiewane są dalej na okoliczne grunty. Może to powodować ich zasolenie. Sole mineralne są naturalnie obecne w glebie, ale nadmierne ilości soli rozpuszczalnych, mogą powodować problemy z metabolizmem mikroorganizmów glebowych i niekorzystnie wpływać na plony. Na wilgotnych i niezasolonych glebach rośliny mogą łatwo pobierać wodę. Suche warunki glebowe, ale także nadmierne ilości rozpuszczonych soli zmniejszają dostępność wody w glebie, wstrzymując lub spowalniając pobieranie wody przez rośliny.

Zasolenie gleb jest definiowane jako zawartość soli w jednostce objętości wody glebowej i podawana w gramach soli na litr wody lub (tak jak w tym artykule) w gramach soli na litr gleby. Stosując metodę wagową można zbadać gęstość objętościową, a zasolenie gleby określić w gramach chlorku sodu w 1 kg gleby. To również umożliwia uzyskanie wyniku zasolenia gleby w % wagowych.

Inną stosowaną metodą pomiaru zasolenia jest pomiar elektrycznej konduktywności pasty glebowej, otrzymywanej przez zmieszanie w odpowiednich proporcjach

wody destylowanej z próbką glebową. Mierzona wartość w milisimensach jest liniowo zależna od zawartości soli i wyrażana w jednostkach mS · m⁻¹ (Wilczek i in. 2012).

1.1. Cele pracy

Głównym celem badań było zbadanie gleb z terenu gminy Ciechocinek i przeanalizowanie, czy tężnie zlokalizowane w centrum miasta mają wpływ na zasolenie okolicznych gleb.

Hipoteza badawcza zakładała, że proces podwyższania zasolenia gleby występuje równomiernie w okolicach tężni. Zaplanowano zbadanie gleb z gminy Ciechocinek oddalonych do 4 km od tężni.

1.2. Metody badawcze

Wykonano prace terenowe polegające na pobieraniu próbek z poziomów próchnicznych gleb z głębokości 3–15 cm. Oznaczono ich lokalizację na mapie i wykonano dokumentację fotograficzną. Wszystkie badania laboratoryjne pobranych próbek zostały wykonane w laboratorium Wydziału Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego wg powszechnie znanych i stosowanych metod gleboznawczych.

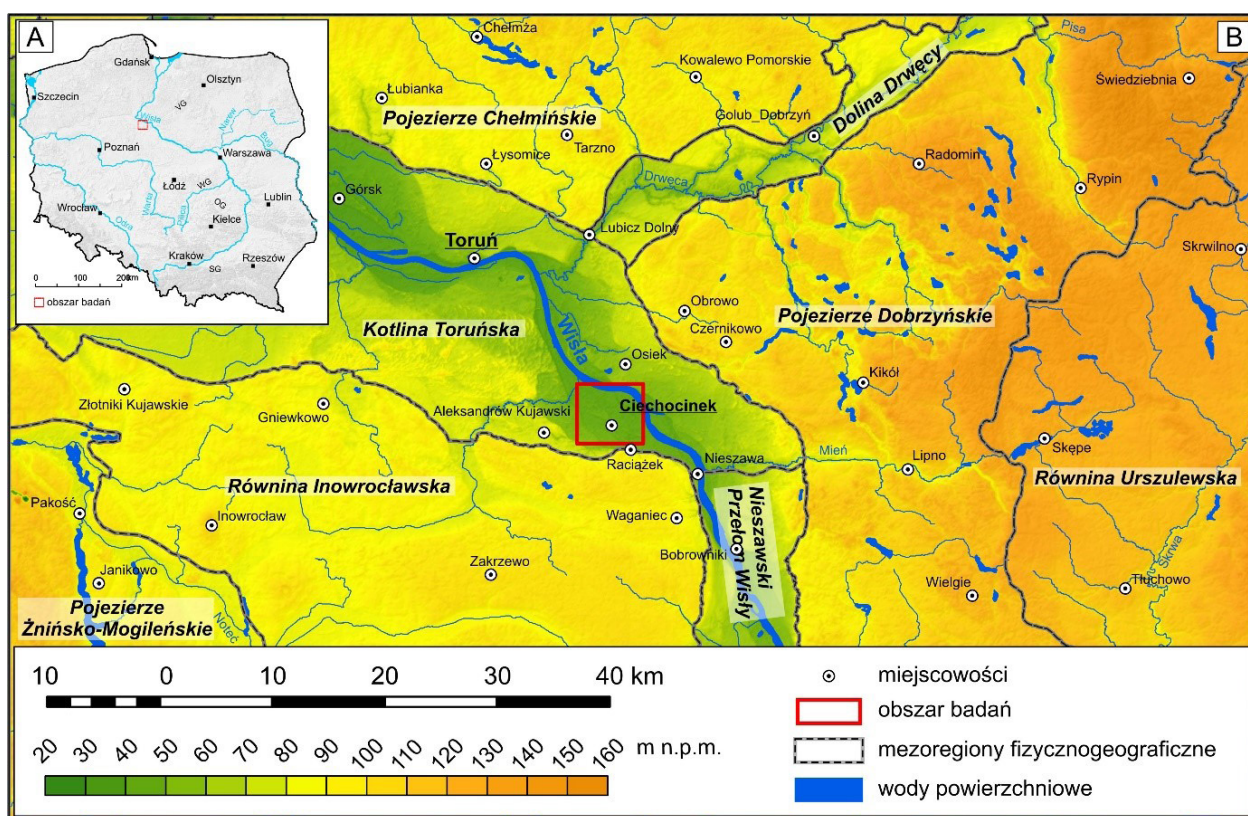
Oznaczono: skład granulometryczny metodą areometryczno-sitową; zasolenie gleb z wykorzystaniem solomierza CC-216; odczyn gleb metodą potencjometryczną elektrodą zespoloną w zawieszinie gleba–woda oraz gleba–roztwór 1M KCl (w ilościach 12 g gleby i 30 ml wody/roztworu); zawartość węgla organicznego metodą Tiurina; właściwości sorpcyjne gleb metodą Kappena (Gąsior i in. 2013; Kabała, Karczewska 2019).

2. Położenie obszaru badań i wybrane elementy środowiska geograficznego

Miasto Ciechocinek położone jest na granicy Centralnej i Północnej Polski (rys. 1A), w województwie kujawsko-pomorskim w północnej części powiatu aleksandrowskiego. Ciechocinek zlokalizowany jest blisko Torunia (rys. 1B), pełniącego część funkcji administracyjnych województwa. Wybudowanie autostrady A1 poprawiło dostępność

komunikacyjną uzdrowiska. Miasto położone jest w dolinie Wisły na jej zachodnim brzegu, około 2 kilometrów od głównego koryta rzeki.

Według regionalizacji fizycznogeograficznej (Solon i in. 2018), badany teren położony jest w megaregionie Pozaalpejskiej Europy Środkowej (3), prowincji Niżu Środkowoeuropejskiego (31), podprowincji Pojezierza Południowo-bałtyckiego (315), makroregionu Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (315.3), mezoregionu Kotliny Toruńskiej (315.35). W jego najbliższym sąsiedztwie położone są mezoregiony: Dolina Drwęcy (315.13), Dolina Fordońska (314.83), Nieszawski Przełom Wisły (315.37), Pojezierze Chełmińskie (315.11), Pojezierze Dobrzyńskie (315.14), Równina Inowrocławska (315.55). Według regionalizacji glebowej Polski (Tołoczko 2020), gleby Ciechocinka zlokalizowane są w regionie: Gleby Wielkich Dolin Rzecznych (5). W przypadku regionalizacji geomorfologicznej (Gilewska 1986), badany obszar przypisany jest do Kotliny Toruńskiej (A II. g4).



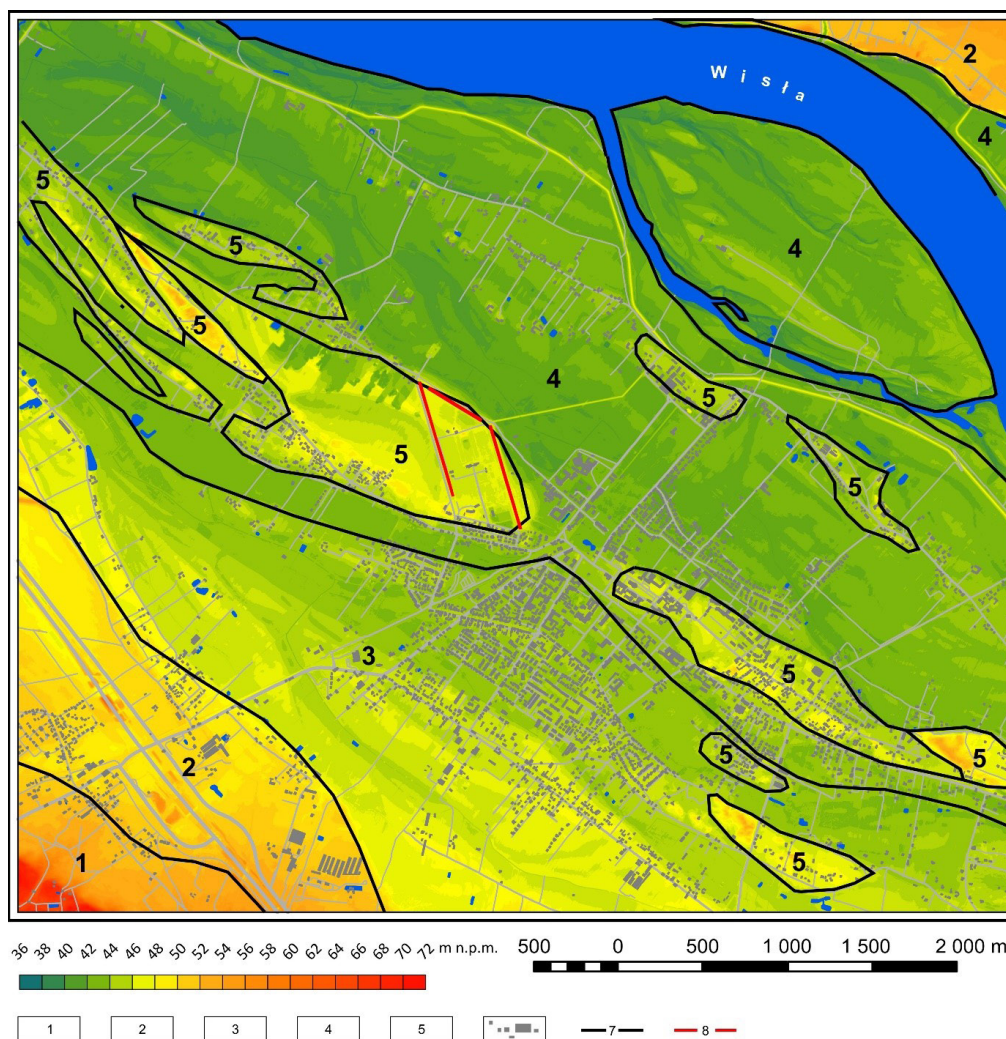
Rys. 1. Położenie obszaru badań (oprac. własne na podstawie danych GUGiK)

Fig. 1. Location of the research area (own study based on GUGiK data)

Ukształtowanie powierzchni terenu analizowanego obszaru należy rozpatrywać w dwóch aspektach, jako części fragmentu Kotliny Toruńskiej (bardziej urozmaity relief) oraz obszaru samego Ciechocinka (relief mało urozmaity). W przypadku Ciechocinka (rys. 2) dominuje terasa zalewowa oraz terasa niższa urozmaicona polami piasków eolicznych oraz wydymami, w większości zniszczonymi na potrzeby rozwoju miasta.

Najstarsze nawiercone osady w okolicach Ciechocinka datuje się na trias i są to najczęściej łupki, piaskowce,

wapienie dolomityczne, iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców (Krawiec 1999). Nad tymi osadami zalegają warstwy jurajskie osiągające miąższość około 1300 m. Ogólnie są to wapienie, wapienie margliste, mułowce, piaskowce i łupki. Na skałach wieku jurajskiego zalegają małej miąższości iły (do kilkunastu metrów) wieku miocenińskiego. Wyżej położone są już osady czwartorzędowe o miąższościach w granicach od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Osady te zróżnicowane są w zależności od formy geomorfologicznej, którą tworzą (rys. 2).



Rys. 2. Szkic geomorfologiczny obszaru badań na tle ukształtowania powierzchni terenu
 1 – terasy wysokie (70–80 m n.p.m.), 2 – terasy średnie (50–65 m n.p.m.), 3 – terasy niskie (45–50 m n.p.m.),
 4 – terasy zalewowe (38–45 m n.p.m.), 5 – pola piasków eolicznych i wydmy, 6 – budynki, 7 – drogi, 8 – tężnie
 (oprac. własne na podstawie (Łyczewska 1975) oraz danych GUGIK)

Fig. 2. Geomorphological sketch of the research area against the background of the terrain
 1 – high terraces (70–80 m.a.s.l.), 2 – medium terraces (50–65 m.a.s.l.), 3 – low terraces (45–50 m.a.s.l.),
 4 – flood terraces (38–45 m.a.s.l.), 5 – aeolian sand fields and dunes, 6 – buildings, 7 – roads, 8 – graduation towers
 (own study based on (Łyczewska 1975) and GUGIK data)

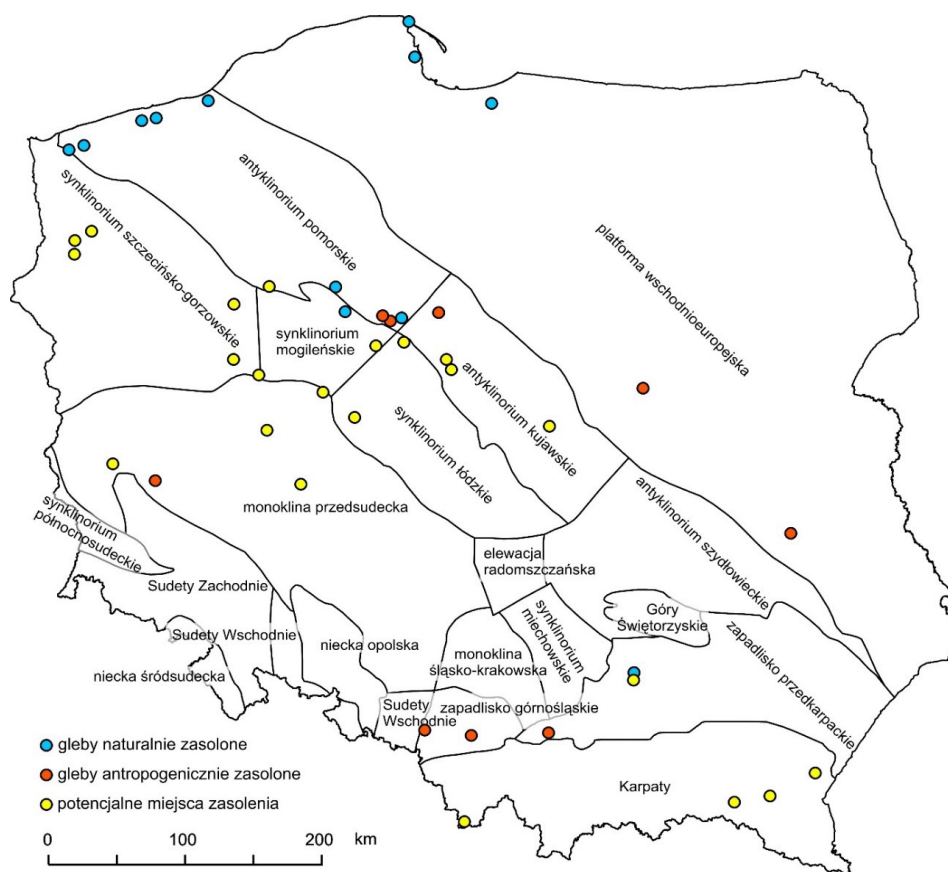
Pod względem ukształtowania terenu obszar ten jest dość mało urozmaicony, zaś decydujący czynnik funkcji uzdrowiskowych Ciechocinka stanowi wgłębna budowa geologiczna i związane z nią wody solankowe (rys. 3). Ciechocinek położony jest w obrębie antyklinorium kujawskiego (Karnkowski 2008) lub wału kujawskiego (Markiewicz, Dadlez 2008), gdzie najbardziej na wschód wysunięta jest jurajska elewacja Ciechocinka (Krawiec 1999).

Najważniejsze zarysy Kotliny Toruńskiej powstały w czasie wistulianu w fazie pomorskiej i związane są z genezą pradoliny Noteci–Warty z przepływem wód roztopowych w kierunku zachodnim oraz na północ w stronę Basenu Grudziądzkiego (Galon 1934, 1961, 1968 za: Weckwerth 2007). Tą formą terenu sphywały duże ilości wody roztopowej doprowadzanej szlakami sandrowymi Brdy, Gwdy, Wdy, Drwęcycy oraz ze strefy ekstra glacialnej jako wody rzeczne pierwotnej Wisły i Noteci (Banaszak 1996).

W wyniku prowadzonych badań, Galon (1961) wydzielił w Kotlinie Toruńskiej aż jedenaście teras.

P. Weckwerth (2007) wskazuje, że na formowanie się tej formy geomorfologicznej wpływać mogły struktury starszego podłoża, takie jak dyslokacje tektoniczne i ukształtowanie stropu powierzchni podczwartorzędowej.

W późnym wistulianie dużą rolę zaczęły odgrywać procesy eoliczne. W wyniku obniżenia się poziomu wód gruntowych, chłodnego i względnie suchego klimatu oraz związanej z tym ograniczonej roślinności zaczęły formować się (w kilku fazach) wydmy. Wraz z holoce-nem następuje ocieplenie klimatu, zwiększenie wilgotności, a zatem ustabilizowanie się wydm, powstawanie obszarów podmokłych wraz z odkładającymi się osadami organicznymi. Okres ten charakteryzuje się powstaniem serii piasków i piasków mułkowych rzecznych oraz torfów, piasków i namułów torfiastych (Łyczewska 1975).



Rys. 3. Rozmieszczenie gleb zasolonych w Polsce na tle jednostek geologicznych (oprac. własne na podstawie: Hulisz 2007; Karnkowski 2008)

Fig. 3. Distribution of saline soils in Poland against the background of geological units (own study based on: Hulisz 2007; Karnkowski 2008)

3. Historia oraz funkcjonowanie tężni i warzelni soli w Ciechocinku

Ciechocinek to jedno z najbardziej znanych i najczęściej odwiedzanych polskich uzdrowisk, które nierozdzielnie kojarzy się z solą i tężniami (fot. 1). Ciechocińskie tężnie są unikalną budowlą w Europie, a swoją leczniczą i produkcyjną funkcję spełniają już 190 lat.

Dzieje Ciechocinka wiążą się z pobliskim, nadwiślańskim Słońskiem, niegdyś siedzibą kasztelanii i grodem książęcym wzmiankowanym już w 1065 r. Występujące tu źródła solankowe mieszkańcy Słońska wykorzystywali, warząc sól na użytek domowy od XIII wieku. O bogatych solankowych źródłach przypomniano sobie po pierwszym rozbiórze Polski, kiedy żupy krakowskie, zaopatrujące dotąd Rzeczpospolitą w sól znalazły się pod zaborem austriackim. W 1791 r. rozpoczęto w okolicach Słońska i w Ciechocinku prace wiertnicze, ale kolejny rozbiór Polski przekreślił planowane inwestycje. Prace te kontynuowali Prusacy w latach 1798–1801, lecz wybuch wojny prusko-francuskiej znowu na kilka lat wstrzymał podjęte prace (Affelt 2007).

Dopiero utworzenie Królestwa Polskiego (Kongresowego) w 1815 roku umożliwiło dalsze prace poszukiwawcze. Wtedy to Książdz Stanisław Staszic w swym dziele

pt.: „O ziemiórództwie Karpatów i innych gór i równin Polski” wskazał na możliwość przemysłowego wykorzystania zalegających pod Ciechocinkiem pokładów soli. Ks. S. Staszic opisał tężnie, nazywając je szopami graduacyjnymi: „Szopa graduacyjna to podłużna szopa z otwartymi ścianami o kilku piętrach. Na każdym z tych ułożona jest warstwa wiązanego chrustu z ciernia. Woda ze studni słonej pompami w górę rozprowadzana spada po chrustach, aby na najdrobniejsze podzielała się cząstki. W tym jedno wodniste powietrze w się wciąga i unosi, a drugie sole w sobie mające w dół opada” (Affelt 2007).

Budowa ciechocińskich tężni ruszyła w roku 1824. Projekt budowlany, technologiczny oraz ich kosztorys sporządził, pochodzący z Freiburga w Saksonii, profesor Akademii Górniczej w Kielcach inż. Jakub Graff, a pracami budowlanymi kierował – K. Knake. Do 1833 roku zbudowano dwa segmenty: pierwszy „I” o długości 651 m i drugi „II” o długości 724 m. Trzeci „III” segment ciechocińskich tężni oddano do użytku w 1859 r. Był to segment o długości 366 m. Była to więc na owe czasy ogromna inwestycja. Trzy segmenty: I, II i III o łącznej długości 1741 m posiadające u podstawy 10 m szerokości oraz 15,8 m wysokości. Zostały wykonane niemal wyłącznie z drewna – nie licząc ceglanej podmurówki przy III segmencie) (Korzeniewski 1996).

„Szkielek konstrukcji stanowią grube belki wykonane z żywicznego drewna świerkowego, a całość podtrzymują wsporniki z pali dębowych. Na budowę ciechocińskich tężni zużyto łącznie około 19 tysięcy metrów sześciennych drewna, w tym 25% dębiny o średnicy 40–50 cm (1468 sztuk bali dębowych pod podpory konstrukcji tężni) oraz 12 tysięcy sosen, a na same rury rozprowadzające solankę zużyto 800 pni sosnowych o długości 8 m każdy”¹.

Szkielek wypełnia około 50 tysięcy metrów sześciennych faszyny cierniowej – krzewu tarniny, który z racji swej sprężystości najbardziej nadaje się do tego celu (fot. 2 i fot. 3).

Fotografie przedstawiają trzy obiekty bardzo charakterystyczne dla miasta Ciechocinek, czyli: „GRZYBEK”,

¹ [http://www.polskaniezwykla.pl/web/place/50903,ciechocinek-najwieksze-teznie-w-europie-zabytek-techniki-i-architektury-\(1824-1859\).html](http://www.polskaniezwykla.pl/web/place/50903,ciechocinek-najwieksze-teznie-w-europie-zabytek-techniki-i-architektury-(1824-1859).html)

TEŻNIE i WARZELNIA SOLI. Fontanna „Grzybek” (fot. 10), znana jest ze względu na kształt obudowy fontanny wykonanej w 1926 roku według projektu W. Noakowskiego, ur. 1867 w Nieszawie. Ujęcie solanki (odwiert) „Grzybek” oraz Tężnie i Warzelnia soli funkcjonują w ścisłej zależności od siebie tworząc jeden ciąg technologiczny.

Warzelnia soli została uruchomiona w 1830 r. W początkowym okresie posiadała zdolność produkcyjną dochodzącą do 30 ton rocznie. Surowcem do produkcji soli warzonej jest czerpana z odwiertu „Grzybek” solanka o stężeniu około 5,5%. Stąd jest ona doprowadzana do górnej części tężni segmentu pierwszego „I”. Z wąskich korytek umieszczonych na górnym pomoście (fot. 4 i 5), regulowana drewnianymi zaworami, solanka ścieka po gałązkach tarniny w dół².

² https://www.sulinet.hu/oroksegtar/data/kulturalis_ertekek_a_vilagban/Visegrad_orszagok_techikai_2/pages/lengyel/004_lengyelomuszaki_muemelekei.html



Fot. 1. Tężnia w Ciechocinku – Salina Ciechocińska – zabytek przemysłu rangi światowej (fot. A. Szmidt)

Pic. 1. Graduation tower in Ciechocinek – Salina Ciechocińska – a world-class industrial monument (photo by A. Szmidt)



Fot. 2. Podpory dębowe pokryte nalotem solnym (fot. R. Fijałkowski)

Pic. 2. Oak supports covered with salt coating (photo by R. Fijałkowski)



Fot. 3. Tarnina w ścianie tężni (fot. A. Szmidt)

Pic. 3. Blackthorn in the wall of the graduation tower (photo by A. Szmidt)



Fot. 4. Kanały doprowadzające solankę na szczyt tężni (fot. A. Szmidt)

Pic. 4. Channels supplying brine to the top of the graduation tower (photo by A. Szmidt)



Fot. 5. Solanka, która spłynie na tarninę w tężni (fot. A. Szmidt)

Pic 5. The brine that will flow onto the blackthorn in the graduation tower (photo by A. Szmidt)



Fot. 6. Budynek warzelni (fot. A. Szmidt)

Pic 6. The brewhouse building (photo by A. Szmidt)



Fot. 7. Warzelnia wewnątrz (fot. A. Szmidt)

Pic. 7. The brewhouse inside (photo by A. Szmidt)



Fot. 8. Zbiornik na solankę w warzelni (fot. A. Szmidt)

Pic. 8. Brine tank in the brewhouse (photo by A. Szmidt)



Fot. 9. Spacer wokół tężni (fot. A. Szmidt)

Pic. 9. Walk around the graduation towers (photo by A. Szmidt)



Fot. 10. Fontanna „Grzybek” w centrum Ciechocinka (fot. R. Fijałkowski)

Pic. 10. The „Mushroom” fountain in the center of Ciechocinek (photo by R. Fijałkowski)

Pierwszy sptyw solanki powoduje niewielki wzrost jej stężenia, które wtedy dochodzi do 7%. Dopiero kilkukrotne spadanie solanki po ciernistych gałązkach wszystkich trzech segmentów „I”, „II” i „III” zateższa solankę do około 27%. Każda z tężni posiada w dolnej części zbiorniki gromadzące stężoną solankę. Jej obieg zamknięty, w systemie trzech tężni, regulują pompy elektryczne usytuowane między tężniami w maszynowni. Dawniej pracę tę wykonywały wiatraki umieszczone na tężniach, zachowane do dziś jako elementy zabytkowe i jednocześnie dekoracyjne. Z owych zbiorników solanka, rurociągiem o długości 1,5 km, transportowana jest do Warzelni soli (fot. 6, 7, 8).

Końcowy proces produkcji soli warzonej jest niezwykle prosty. W warzelni solanka dostarczana z tężni, w pierwszym etapie podgrzewana jest w olbrzymich zbiornikach do temperatury 40–45°C. Odprowadzony następnie do niżej położonych panwi roztwór solny podgrzewany jest do temperatury 95–104°C. Gdy roztwór w temperaturze bliskiej wrzenia osiągnie pełne nasycenie, czyli stężenie ok. 30%, następuje proces krystalizacji – wytrącania się kryształków soli. Opadająca na dno panwi sól jest wybierana, odwadniana na okapach nad panwiami, a następnie suszona w bębnach obrotowych. Na wydajność procesu zateższania solanki istotny wpływ wywierają czynniki atmosferyczne: temperatura powietrza, jego wilgotność, siła i kierunek wiatru. Stąd też wynika usytuowanie tężni – prostopadle do przeważających na tym obszarze kierunków wiatru³.

Gotowy produkt warzenia soli nosi handlową nazwę „Ciechocińska sól warzona”. Przymiotnik warzona oznacza właśnie termiczną technologię. Przy warzeniu soli pozyskuje się także szlam i ług leczniczy, produkty wykorzystywane przy zabiegach leczniczych w domowych warunkach, rozprowadzane w aptekach na terenie całego kraju. Obecnie produkcja soli w Ciechocinku nie ma już tak fundamentalnego znaczenia jak w pierwszych latach funkcjonowania zakładu. Współcześnie produkuje się ją przede wszystkim dlatego, aby w drugim ogniwie ciągu mikroklimatu strefy okołotężniowej, zbliżony był on do klimatu nadmorskiego. Zalecane przez lekarzy spacerunki przy tężniach działają uzdrawiająco na schorzenia dróg oddechowych i tarczycy (fot. 9). Ciechocińska sól warzona, obok chlorku sodu, zawiera pierwiastki chemiczne niezbędne dla prawidłowego funkcjonowania organizmu człowieka w formie kationów: potasu, wapnia i magnezu oraz anionów: jodanowych i siarczanowych. Bardzo istotną cechą ciechocińskiej soli warzonej jest to, że nie wymaga ona wzbogacenia. Jest produktem naturalnym, który w porównaniu z innymi solami zawiera znacznie wyższe ilości związków jodu. Ciechocińska sól warzona jest często stosowana jako profilaktyka jodowa. Ze względu na te przymioty sól ciechocińska na krajowym rynku nie ma sobie równych (Korzeniewski 1996; Śliwa, Stolarski 2014).

³ <https://vivatakademia.agh.edu.pl/numer-10>

4. Zasolenie gleb

W glebie występuje wiele soli nierozpuszczalnych w wodzie. Wysokie zasolenie gleby wpływa niekorzystnie na: (1) rozwój roślin, (2) unieruchomienie niezbędnych naturalnych składników gleby, (3) ograniczenie dostępności wody dla roślin, (4) powstawanie nieużytków, (5) zmniejszenie bioróżnorodności. Zasolenie gleby obserwuje się, gdy występuje w niej nadmierne stężenie składników mineralnych, zwłaszcza soli takich, jak chlorki, siarczany, węglany czy nawet azotany. Te substancje w mniejszych ilościach występują w glebie w sposób naturalny, ale ich nadmierne ilości, zwłaszcza soli rozpuszczalnych w wodzie, powodują problemy fizjologiczne roślin związane z osmozą (Seelig 2000; Brady, Weil 2002; Munns 2002).

Zasolenie to parametr, który jest dodatnio skorelowany z przewodnictwem elektrolitycznym (przewodnictwem elektrycznym właściwym). Zasolenie można mierzyć w laboratorium tzw. solomierzem, który mierząc konduktancję wszystkich jonów jest wyskalowany tak, aby podać wynik już w przeliczeniu na równoważne zasolenie solą hydrolizującą obojętnie (czyli solą mocnego kwasu i mocnej zasady, najlepiej z jednym stopniem dysocjacji), np. w przeliczeniu na mg NaCl lub mg KCl w 1 dm³ (Tołoczko 2020).

Dane opublikowane w monitoringu 216 pochodzą z przeliczenia wyników przewodnictwa elektrycznego właściwego na umowne stężenie wodnego roztworu chlorku potasu o równoważnym przewodnictwie. Zasolenie gleb powoduje częste lub stałe zasilanie gruntów rolnych wodami gruntowymi lub wodami powierzchniowymi posiadającymi wysokie zmineralizowanie. Wysoki stopień mineralizacji może mieć pochodzenie naturalne lub pochodzenie antropogeniczne, związane z oddziaływaniem przemysłu. Grunty orne będące w monitoringu IUNG (2017) pogrupowane w regiony glebowe Polski to gleby, na których nie stwierdzono zasolenia gleb (Tołoczko 2020).

4.1. Przyczyny i miejsca zasolenia gleb w Polsce

Gleby słone w Polsce występują w strefie brzegowej Morza Bałtyckiego. To jedyna strefa występowania naturalnych gleb słonych. Gleby nadmorskie zasolane są przez: (1) przypływy, podczas których woda zalewa tereny nadmorskie, (2) przesiąkanie wody morskiej do gleby oraz (3) przemieszczenie się wody morskiej w powietrzu jako aerozole. Procesy te nie powodują w glebie stężeń soli szkodliwych dla roślin (Hulisz 2007).

W Polsce podwyższone zasolenie gleb spowodowane jest głównie czynnikami antropogenicznymi. Składowiska odpadów przemysłu hutniczego i sodowego są główną antropogeniczną przyczyną zasolenia gleb. Woda deszczowa wypłukuje sól i przemieszcza ją do gleby i wód powierzchniowych. Dobrym przykładem negatywnego oddziaływania na środowisko były zlikwidowane w latach

1990–1996 Zakłady Sodowe „Solvay” w Krakowie, a także działające Janikowskie Zakłady Sodowe „Janikosoda”, gdzie w sąsiedztwie tych zakładów pojawiła się roślinność słonolubna. Halofity wyparły trawy szlachetne.

W latach 60. XX wieku obserwowano skutki działalności największego w Polsce producenta barwników „Boruta” w Zgierzu. Na glebach zasolonych w dolinie górnej Bzury poniżej Zgierza, pojawiały się rozległe białe wyrzuty solne spowodowane bardzo dużą zawartością jonów w glebie. Na powierzchni gleby powstawały rozległe i charakterystyczne wykwity soli nierozpuszczalnych w wodzie (Trawczyńska, Tołoczko 2005, 2006; Trawczyńska i in. 2009). Podobne zjawisko, ale na znacznie mniejszą skalę obserwowano na zalewowych obszarach doliny Neru będących wtedy pod wpływem nieistniejącego już przemysłu włókienniczego w Łodzi (Laskowski i in. 2006).

Kolejne bardzo szybko rozwijające się ognisko zasolenia związane jest z transportem drogowym, komunikacją samochodową i odśnieżaniem chodników. Aby zapobiec oblodzeniu jezdnii i chodników zaczęto stosować mieszanki piaskowo-solne, roztwory solankowe lub drobną sól kamienną. Badania prowadzone w Łodzi potwierdziły podwyższone zasolenie gleb miejskich wzdłuż szlaków komunikacyjnych i na trawnikach w miesiącach zimowych (Tołoczko i in. 2009a).

Zasolenie gleb uprawnych powoduje nadmierowe stosowanie nawozów mineralnych. Niewykorzystane ilości soli nawozowych zwiększają zmineralizowanie roztworu glebowego, ponieważ tylko część nawozów zostaje przyswojona przez rośliny. Podobne zjawisko badano w okolicy dawnej kopalni siarki w Machowie. Badania własne potwierdziły, że długie przebywanie gleb (a szczególnie poziomów próchnicznych) w kontakcie z wodami o średniej lub wysokiej mineralizacji, nawet po kilkunastu latach utrzymuje ich zasolenie i znacząco ogranicza właściwości buforowe tych gleb (Niewiadomski i in. 2009).

Zestawienie zbadanych stanowisk gleb zasolonych w Polsce, uwzględniając podział na źródła zasolenia sporządził P. Hulisz (2007), a inwentaryzacja posłużyła mu do opracowania mapy rozmieszczenia tych gleb. W rozdziale 2 znajduje się modyfikacja tej mapy wg naszej koncepcji, gdzie zawarto lokalizacje stanowisk gleb zasolonych w Polsce na tle jednostek geologicznych (rys. 3).

Problem antropogenicznego zasolenia gleb dotyczy dużych ośrodków przemysłowych, które rozwinęły się na bazie naturalnych kopalni, takich jak węgiel kamienny, sól kamienna czy rudy miedzi. Nie są to jednak wszystkie stanowiska gleb zasolonych w Polsce. Na ich występowanie w innych regionach naszego kraju wskazują także rezultaty badań zawarte w publikacjach z zakresu hydrogeologii. Dlatego ciekawie prezentują się miejsca występowania gleb słonych w połączeniu z miejscami łączenia się jednostek geologicznych na obszarze Polski (rys. 3).

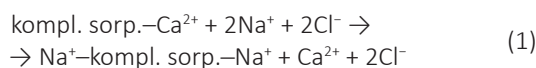
Pośrednie informacje o glebach zasolonych występują często w pracach z zakresu botaniki na temat roślin słonolubnych. W publikacjach o halofitach zamieszczone dane

dotyczą prawie wyłącznie poziomów powierzchniowych (Wilkoń-Michalska 1970). Z tego względu nie jest możliwa jednoznaczna ocena stopni zasolenia gleb. W przypadku innych miejsc, o których można przeczytać w pracach hydrogeologicznych (źródła mineralne, samowypływy wód w miejscu dawnych odwiertów geologicznych), występowanie gleb zasolonych można uznać za bardzo prawdopodobne. Korzystając z takich danych, P. Hulisz (2007) rozszerzył rozmieszczenie gleb zasolonych w Polsce o miejsca ich potencjalnego występowania, które skupiają się głównie w środkowej części kraju oraz w części południowej w regionach: podkarpackim i karpaccim (rys. 3).

4.2. Istota zasolenia gleb i jego wpływ na rośliny

Sorpcja zależy od wielu czynników, m.in. wpływa na nią odczyn gleby, rodzaj i wielkość kationów oraz ich stężenie w roztworze. Bardzo ważną rolę w zjawisku sorpcji odgrywa również stopień uwodnienia jonów. Energia wejścia do kompleksu sorpcyjnego jonów uwodnionych zmniejsza się wraz ze wzrostem ich średnicy. Dzieje się tak, ponieważ im większa jest średnica jonów, tym słabsze jest pole elektryczne wytwarzane przez te jony w roztworze i w efekcie niższy stopień ich uwodnienia (Maciak 1999).

Stan uwilgotnienia gleby również wpływa na sorpcję, powodując zmiany stężenia roztworu glebowego. Z kolei odczyn wpływa na ilości ujemnych ładunków koloidów glebowych. Gleby będące pod działaniem NaCl magazynują sól jako kation wymienny Na^+ w kompleksie sorpcyjnym, gdyż posiada on większą energię wejścia niż kationy metali dwuwartościowych.



Słabiej związany kation wapnia (Ca^{2+}) jest wypierany przez kation sodu (Na^+) wchodzący do kompleksu sorpcyjnego gleby (kompl. sorp.), co ilustruje reakcja (1).

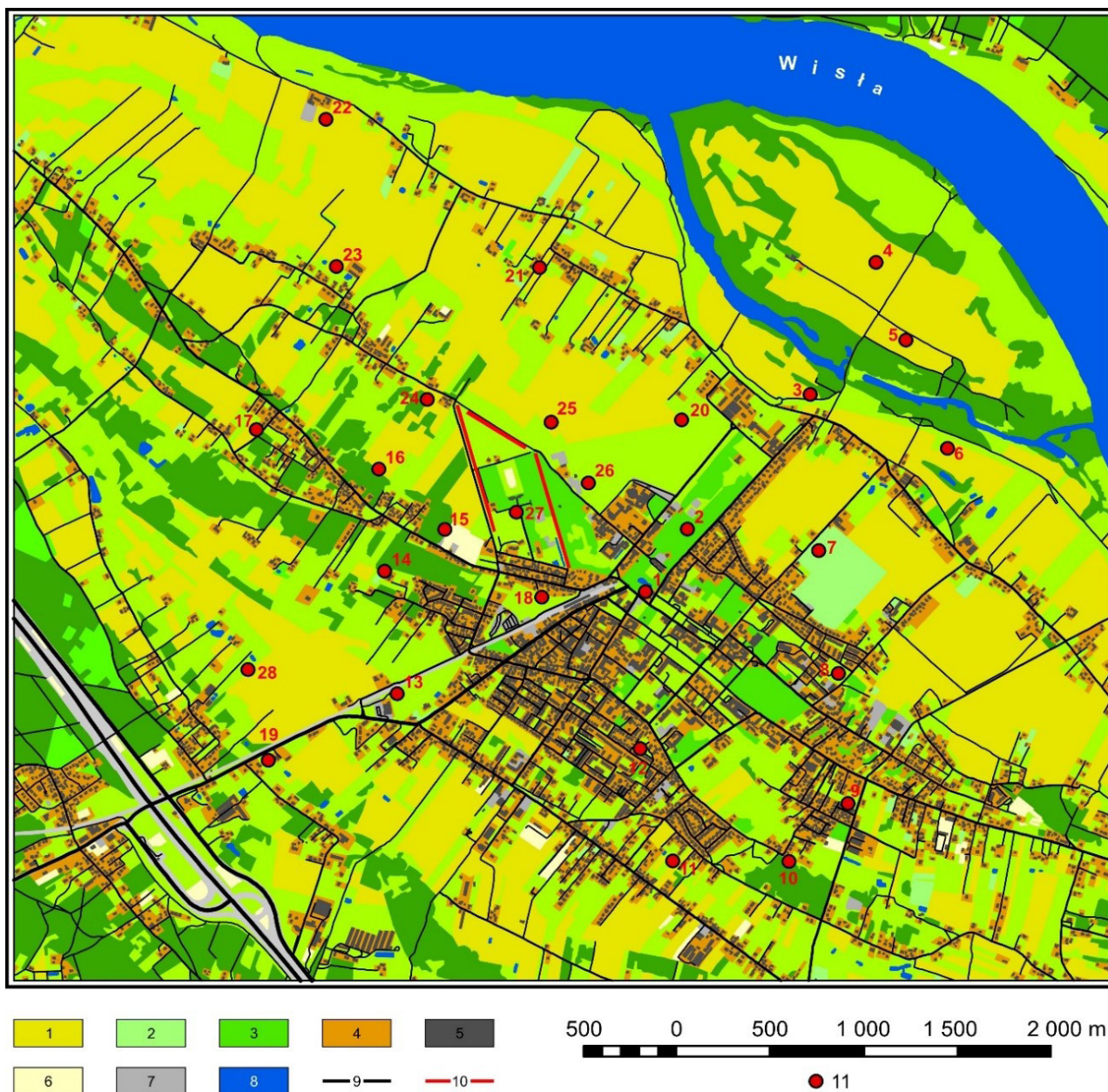
W naturalnych warunkach rośliny są pod wpływem czynników stresowych: abiotycznych i biotycznych. Podwyższone stężenie NaCl w glebie zaliczane jest do czynników abiotycznych. Wyróżnia się trzy typy negatywnego wpływu soli na rośliny tzn. (1) zakłócenie gospodarki jonowej w komórkach roślin, (2) zmiana fizyczności roślin oraz (3) zmniejszona dostępność wody dla roślin (Hasegawa i in. 2000; Munns 2002; Brady, Weil 2002).

Zmniejszona dostępność wody dla roślin powodowana jest wzrostem ilości soli w glebie. Podwyższone stężenie roztworu soli w glebie objawia się rosnącym ciśnieniem osmotycznym, które zatrzymuje wodę w roztworze glebowym. Powoduje to utrudnione pobieranie wody przez rośliny. Zastopowanie rozwoju roślin spowodowane jest odwróceniem kierunku przepływu wody, która to będzie przemieszczała się do roztworu glebowego w celu wyrównania ciśnień. Związane jest to z przewyższeniem ciśnienia płynów komórkowych roślin przez ciśnienie osmotyczne roztworu glebowego. Roztwór

glebowy charakteryzujący się dużym stężeniem soli powoduje, że w komórce następuje spadek napięcia błony komórkowej, co następnie prowadzi do zastopowania wzrostu komórek w początkowej fazie. Długotrwałe działanie stresu solnego może powodować kurczenie się komórek, a nawet ich zamieranie. Stres solny prowadzi również do zahamowania wzrostu korzeni, co przekłada się dalej na mniejsze pobieranie wody z gleby i karłowacenie części nadziemnych (Hasegawa i in. 2000; Munns 2002; Kopcewicz, Lewak 2012).

5. Wyniki badań

Analizując wpływ tężni solankowych na gleby w Ciechocinku, wybrano 28 miejsc poboru próbek glebowych. Było to 16 trawników lub użytków zielonych z poziomem próchnicznym Ad oraz 12 pól uprawnych z poziomem próchnicznym Ap (tab. 1). Badania zaplanowano tak, aby punkty były od siebie równomiernie oddalone i proporcjonalnie rozmieszczone wokół tężni. Właśnie tężnie solankowe i zbiorczą próbkę nr 27 wyznaczono jako centrum obszaru badań (rys. 4).



Rys. 4. Obszar badań i lokalizacja punktów pobrania próbek gleb

1 – roślinność trawiasta i uprawa rolna, 2 – uprawy trwałe, 3 – teren leśny lub zadrzewiony, 4 – tereny zabudowane, 5 – budynki, 6 – inny teren niezabudowany, 7 – tereny komunikacyjne, 8 – wody, 9 – drogi, 10 – tężnie, 11 – miejsca poboru próbek (oprac. własne na podstawie danych GUGiK)

Fig. 4. Research area and location of soil sampling points

1 – grassy vegetation and agricultural crops, 2 – permanent crops, 3 – forest or wooded areas, 4 – built-up areas, 5 – buildings, 6 – other undeveloped areas, 7 – communication areas, 8 – waters, 9 – roads, 10 – graduation towers, 11 – sampling points (own study based on GUGiK data)

5.1. Zasolenie badanych gleb

Wyniki chemicznych badań gleb zamieszczono w tabeli 1. Nie stwierdzono zasolenia gleb na terenach oddalonych od tężni (rys. 5). Przypuszczano, że oddziaływanie słonych aerozoli na okoliczne gleby będzie bardziej wyraźne. Tylko jedna zbiorcza próbka nr 27, która pobrana została dokładnie ze środka placu spacerowego otoczonego

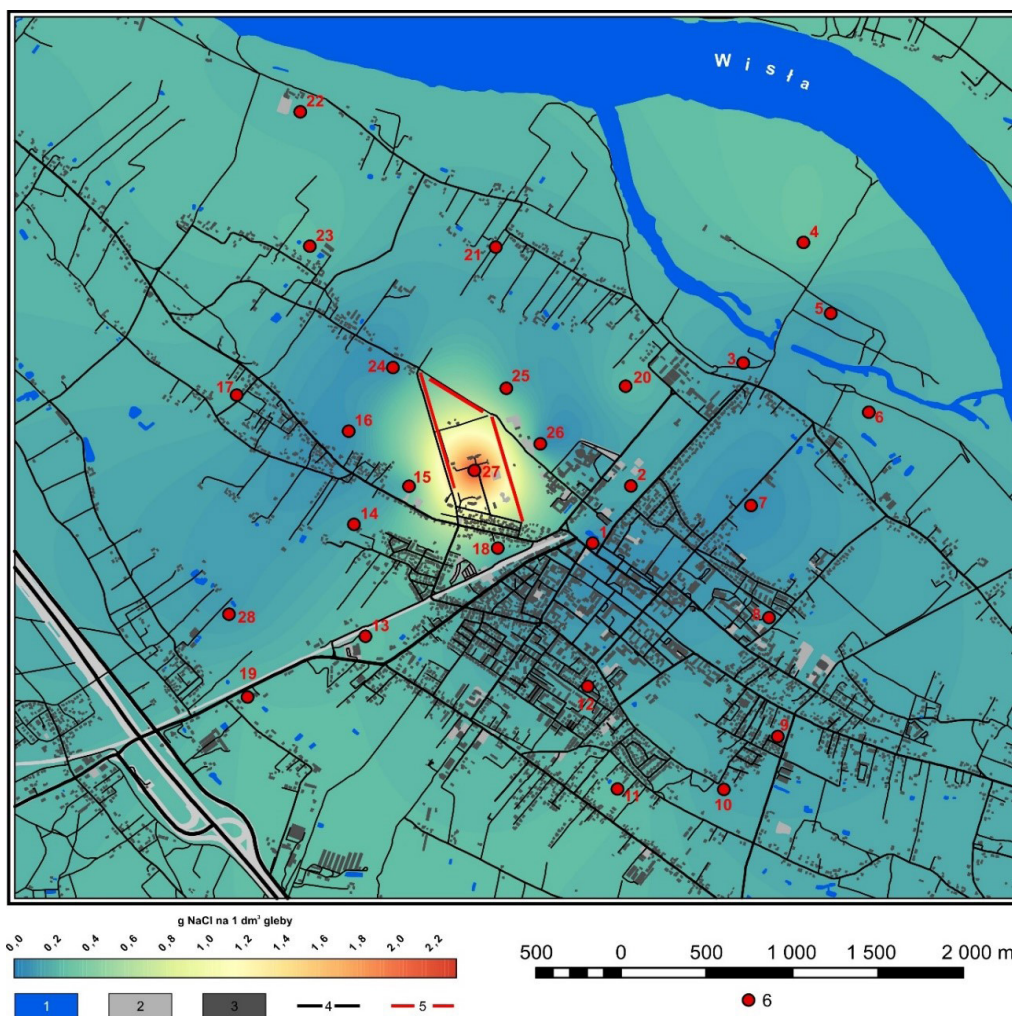
tężniami wykazała największe zawartości soli w przeliczeniu na gramy NaCl w 1 dm³ gleby. Próbka nr 27 posiadała największą zawartość 2,35 [g(NaCl)·dm⁻³] gleby (tab. 1), co po uwzględnieniu gęstości objętościowej 1,86 kg·dm⁻³ gleby stanowi ok. 0,437% chlorku sodu. Do badań nie były pobierane próbki gleb będących bezpośrednio pod oraz blisko tężni, gdyż ściekała na nie solanka i pojawiały się wyraźnie widoczne kryształki chlorku sodu.

Tabela 1. Właściwości chemiczne gleb

Table 1. Chemical properties of soils

Nr próbki i lokalizacja na mapie	Głębokość pobrania próbki glebowej	Symbole poziomów glebowych	Zasolenie w gramach NaCl w 1 dm ³ gleby	pH w H ₂ O	Corg [%]	Hh	S	PWK	V
						cmol(+)/kg gleby			[%]
1	3–10 cm	Ad	0,08	4,7	1,95	3,0	4,0	7,0	57,1
2	3–10 cm	Ad	0,19	7,5	2,62	0,6	45,8	46,4	98,7
3	1–10 cm	Ap	0,13	6,7	2,12	1,6	24,5	26,1	93,9
4	2–10 cm	Ad	0,31	7,6	1,36	0,6	47,3	47,9	98,7
5	2–10 cm	Ap	0,13	7,1	0,94	0,6	18,0	18,6	96,8
6	1–10 cm	Ap	0,20	7,0	1,39	0,6	20,0	20,6	97,1
7	1–10 cm	Ap	0,07	5,3	0,84	2,2	11,5	13,7	83,9
8	3–10 cm	Ad	0,16	7,3	0,68	0,6	13,3	13,9	95,7
9	3–10 cm	Ad	0,17	7,6	1,14	0,8	26,3	27,1	97,0
10	1–10 cm	Ad	0,17	7,7	1,06	0,4	25,3	25,7	98,4
11	2–10 cm	Ad	0,27	7,6	0,91	0,6	51,8	52,4	98,9
12	2–10 cm	Ad	0,19	7,6	0,94	0,8	28,5	29,3	97,3
13	2–10 cm	Ad	0,27	7,8	3,56	0,6	57,3	57,9	99,0
14	3–10 cm	Ad	0,18	7,2	1,21	1,0	12,5	13,5	92,6
15	1–10 cm	Ap	0,22	7,5	2,15	0,8	52,8	53,6	98,5
16	1–10 cm	Ap	0,09	6,5	0,94	1,2	7,3	8,5	85,8
17	2–10 cm	Ad	0,21	7,6	1,16	0,6	39,0	39,6	98,5
18	2–10 cm	Ad	0,23	7,4	0,52	0,6	12,5	13,1	95,4
19	3–10 cm	Ad	0,26	8,0	1,46	0,6	57,0	57,6	99,0
20	2–10 cm	Ad	0,26	6,6	1,84	1,6	13,0	14,6	89,0
21	1–10 cm	Ap	0,20	7,4	1,26	0,8	19,0	19,8	96,0
22	1–10 cm	Ap	0,23	7,8	1,10	0,8	51,5	52,3	98,5
23	1–10 cm	Ap	0,27	8,0	0,56	0,6	57,8	58,4	99,0
24	2–10 cm	Ap	0,09	4,6	0,52	2,8	2,0	4,8	41,7
25	2–10 cm	Ad	0,23	7,6	1,32	1,0	27,8	28,8	96,5
26	2–10 cm	Ap	0,08	4,9	1,16	1,8	0,7	2,5	29,4
27	3–10 cm	Ad	2,35	6,1	2,34	5,0	20,5	25,5	80,4
28	1–10 cm	Ap	0,13	7,0	0,45	1,2	2,7	3,9	69,6

Objaśnienia: Ad – poziom darniowy gleby trawnika lub łąki; Ap – poziom próchniczny gleby ornej; pH – odczyn gleby w wodzie; Corg – zawartość węgla organicznego w glebie; Hh – kwasowość hydrolityczna gleby; S – suma kationów zasadowych; PWK – pojemność wymienna kationów; V – wysycenie gleb kationami zasadowymi.



Rys. 5. Zawartości soli w glebie wyrażone w g (NaCl)/dm³ gleby

1 – wody, 2 – tereny komunikacyjne, 3 – budynki, 4 – drogi, 5 – tężnie, 6 – miejsca poboru próbek (oprac. własne na podstawie danych GUGiK)

Fig. 5. Salt content in the soil expressed in g (NaCl)/dm³ of soil

1 – water, 2 – communication areas, 3 – buildings, 4 – roads, 5 – graduation towers, 6 – sampling sites (own study based on GUGiK data)

5.2. Odczyn badanych gleb

Metodą potencjometryczną przebadano 28 próbek glebowych. Wyniki badań odczynu w wodzie umieszczono w tabeli 1. Tylko trzy próbki o nr 1, 24 i 26 wykazały $pH_{H_2O} < 5$, ale zdecydowana większość wykazała odczyn obojętny lub zasadowy. W całej puli 28 wyników odczynu gleb, minimalna wartość wyniosła $pH_{H_2O} = 4,6$, zaś maksymalne $pH_{H_2O} = 8,0$. Ciekawym było, że odczyn gleby w wodzie próbki nr 27 wyniósł jedynie $pH_{H_2O} = 6,12$. Średnia wartość dla zbioru 28 wyników to $pH_{H_2O} = 7,0$. Może to świadczyć o wpływie aerozoli w Ciechocinku na odczyn badanych gleb. Chlorek sodu jest solą hydrolizującą obojętnie, ale nadmierne ilości kationów sodu będą wysycaly kompleks sorpcyjny gleb, wypychały kationy wodoru do roztworu glebowego i poprzez opady deszczu nastąpi wymywanie kationów H⁺ z poziomów próchnicznych do wód gruntowych. To może podnosić odczyn takich gleb.

Ponieważ badano poziomy Ap, co do których nie wiadomo czy były wapnowane, w interpretacji wyników oddzielono wyniki z Ap od Ad. Dlatego wydzielono je do porównań i stwierdzono, że 12 wyników odczynu dla poziomów próchnicznych gleb ornych Ap wahał się w granicach od 4,9 do 8,0. Uśredniona wartość 12 wyników odczynu z poziomów Ap wyniosła 6,7.

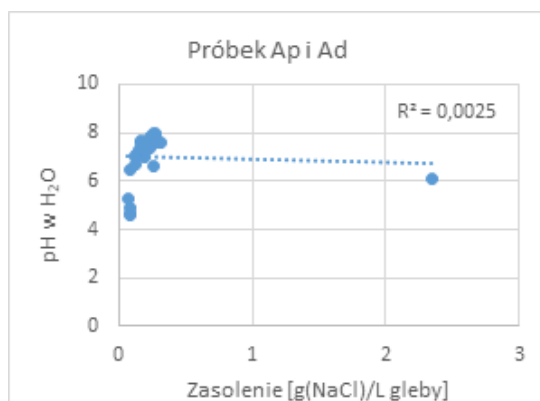
Podobnie interpretowano 18 poziomów darniowych Ad. Minimalną wartość odczynu wykazała próbka 1 i było to 4,7 jednostki pH_{H_2O} , maksymalną próbka 19 i było to $pH_{H_2O} = 8,0$, a uśredniona wartość wyniosła 7,2 jednostki pH_{H_2O} .

W dwóch badanych grupach, zarówno gleb ornych i gleb darniowych występowały gleby o odczynie kwaśnym, obojętnym i zasadowym. Dlatego można badać zależności odczynu i zasolenie gleb osobno dla gleb użytków rolnych, dla gleb darniowych i dla całego zbioru 27 próbek gleb, gdyż próbka nr 27 z obszaru pomiędzy tężniami wyraźnie odbiega od pozostałych pod względem zasolenia.

Próba uchwycenia zależności pomiędzy odczynem badanych gleb a zawartością w nich chlorku sodu udokumentowano na poniższych wykresach (rys. 6 i 7). W tym celu wprowadzono współczynnik determinacji R^2 jako wskaźnik, który umożliwi ocenę jakości dopasowania testowego modelu do uzyskanych danych. Współczynnik determinacji R^2 określa, jak duża część zmienności zmiennej zależnej (wyjaśnianej – na rys. 6 i 7 to odczyn gleb) jest wyjaśniana przez zmienność zmiennej niezależnej (wyjaśniającej – na rys. 6 i 7 to zasolenie gleb) w liniowym modelu regresji.

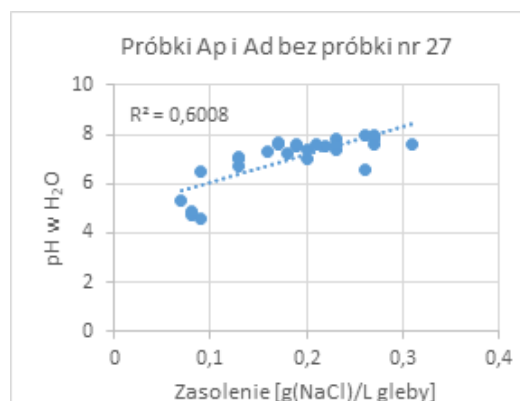
Próbka centralna nr 27 otoczona tężniami zaburza model (rys. 6), ale gdy zostanie wykluczona, to obszar badań wykazuje pewną zależność odczynu gleb od ich zasolenia (rys. 7). Dla próbek będących na zewnątrz tężni, współczynnik $R^2 = 0,60$, co w prosty sposób można zmienić na wartość procentową, a to oznacza, że model w 60% wyjaśnia zaobserwowane zależności.

Z próbek na zewnątrz tężni uzyskano 27 wyników. Podzielono ten zbiór i uzyskano zestawienie 12 gleb ornych z poziomami próchnicznymi Ap oraz 15 gleb trawników i łąk z poziomami próchnicznymi Ad. W zestawieniu nie uwzględniono próbki centralnej zlokalizowanej między tężniami. Wyniki przedstawiają wykresy (rys. 8 i 9).



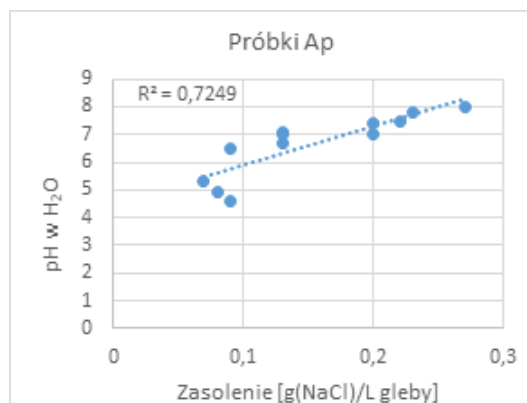
Rys. 6. Odczyn 28 badanych gleb względem zawartości w nich g NaCl w litrze gleby

Fig. 6. Reaction of 28 tested soils in relation to their content of g NaCl per liter of soil



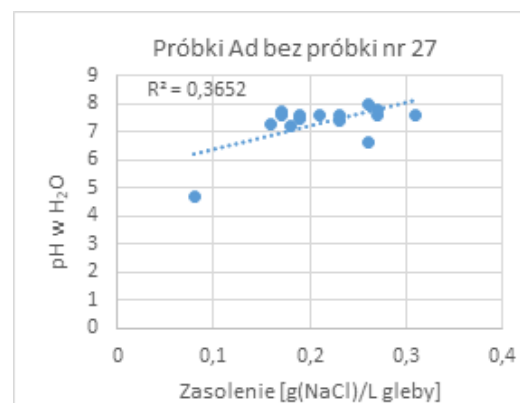
Rys. 7. Odczyn 27 badanych gleb względem zawartości w nich g NaCl w litrze gleby

Fig. 7. Reaction of 27 tested soils in relation to their content of g NaCl per liter of soil



Rys. 8. Odczyn 12 badanych gleb ornych względem zawartości g NaCl w 1 litrze tych gleb

Fig. 8. Reaction of 12 tested arable soils in relation to the content of g NaCl in 1 liter of these soils



Rys. 9. Odczyn 15 badanych gleb względem zawartości g NaCl w 1 litrze tych gleb

Ryc. 9. Reaction of 15 tested arable soils in relation to the content of g NaCl in 1 liter of these soils

Można stwierdzić, że na gruntach ornych w poziomach próchnicznych Ap występuje wyraźna zależność i dodatnia korelacja między zasoleniem a odczynem gleb. Na podstawie współczynnika determinacji można stwierdzić, że zależność sprawdza się w 72,5% (rys. 8). Prawdopodobnie jest to spowodowane opadem aero-

zoli bogatych w NaCl, ale może na to wpływać również wapnowanie tych gleb. Czy gleby orne były w przeszłości wapnowane? To, nie zostało określone. Pomiar zasolenia oparty jest na mierzeniu przewodnictwa elektrochemicznego, na które wpływają wszystkie jony znajdujące się w roztworze glebowym.

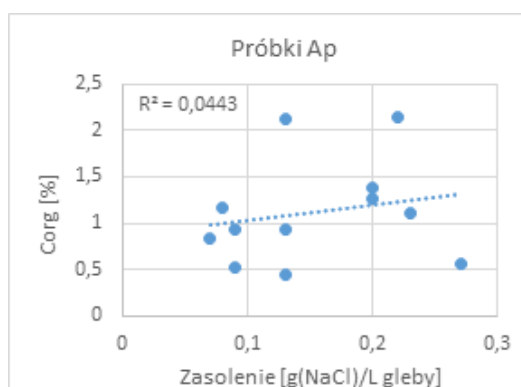
5.3. Zawartość węgla organicznego

W 28 badanych próbkach glebowych oznaczono zawartość węgla organicznego metodą Tiurina. Naważki próbek do mineralizacji były równe i wynosiły 0,200 ($\pm 0,005$) g gleby. Wszystkie próbki były poddane mineralizacji w takich samych warunkach, tzn. w temperaturze 140°C. Wyniki badań w tabeli 1 podano w procentach wagowych, czyli liczbowo to ilość g Corg w 100 g gleby.

Analizując uzyskane wyniki badań (tab. 1) można założyć, że najniższe ilości węgla organicznego oznaczono w próbkach z pól uprawnych. Wyliczono uśrednioną zawartość Corg w 12 próbkach, która wyniosła 1,12%. Podobne wartości stwierdzono w innych badaniach gleb

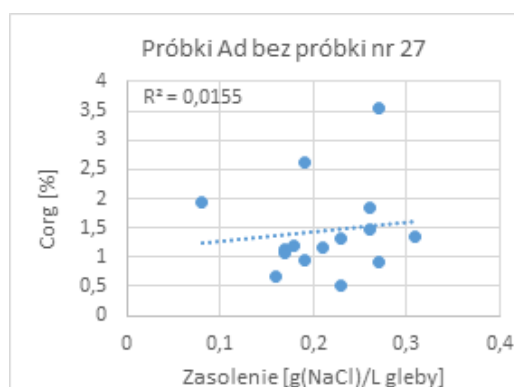
ornych (Tołoczko i in. 2009b). Wyższe zawartości stwierdzono na terenach zieleni miejskiej i użytkach zielonych, gdzie uśredniona zawartość dla 16 próbek wyniosła 1,50% Corg. To również wartości naturalne dla użytków zielonych (Laskowski i in. 2006).

Zbadano również korelację między zawartością chloru sodu i węgla organicznego w tych próbkach. Wyniki badań procentowej zawartości węgla organicznego Corg wykazały, że w glebach Ciechocinka nie ma zależności między zawartością w nich węgla organicznego i zasoleniem przeliczonym na zawartością chlorku sodu w litrze gleby. Świadczą o tym bardzo niskie współczynniki determinacji R^2 , gdzie dla poziomów próchnicznych Ap i Ad jego wartość była mniejsza od 0,05 (rys. 10 i 11).



Rys. 10. Zasolenie 12 badanych gleb orných względem zawartości Corg w poziomach próchnicznych tych gleb

Fig. 10. Salinity of 12 tested arable soils in relation to the Corg content in the humus horizons of these soils



Rys. 11. Zasolenie 15 badanych gleb darniowych względem zawartości Corg w poziomach próchnicznych tych gleb

Fig. 11. Salinity of 15 tested turf soils in relation to the Corg content in the humus horizons of these soils

5.4. Właściwości sorpcyjne gleb

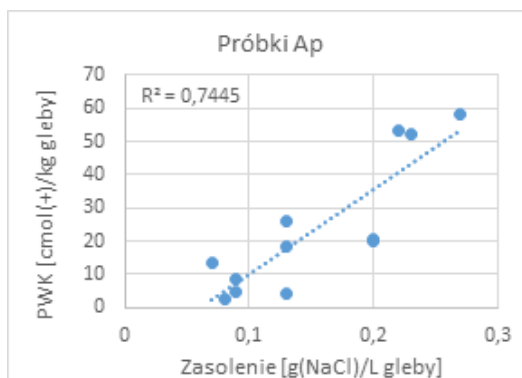
Przeanalizowano dwa podstawowe parametry opisujące właściwości sorpcyjne gleb. Oznaczono kwasowość hydrolityczną Hh dokonując ekstrakcji kationów wodoru H^+ i kationów glinu Al^{+3} za pomocą wodnego roztworu octanu wapnia $(CH_3COO)_2Ca$. Uzyskane wyniki umieszczono w tabeli 1. Nie były one zaskoczeniem, bo uzyskano dość niskie wartości, co jest konsekwencją wysokiego pH_{H_2O} . Uśredniona wartość Hh dla 28 próbek wyniosła 1,2 [cmol(+)/kg] przy wahaniach od 0,4 do 5,0 [cmol(+)/kg]. Mediana to 0,8 [cmol(+)/kg]. Co ciekawe, właśnie próbka 27 wykazała najwyższą kwasowość hydrolityczną Hh = 5,0 [cmol(+)/kg].

Sumę kationów zasadowych S ekstrahowano 0,1 M (molowym) wodnym roztworem kwasu solnego. Dokładnie 25 ml ekstraktu miareczkowano wobec fenoloftaleiny 0,1 M roztworem NaOH. Wartości jakie uzyskano były bardzo interesujące i wahały się od 0,7 do 57,8 [cmol(+)/kg] przy wysokiej medianie 22,5 [cmol(+)/kg] i jeszcze wyższej średniej dla 28 próbek, bo 26,8 [cmol(+)/kg]. To są warto-

ści przewyższające ilości kationów zasadowych mierzonych zazwyczaj w glebach pobranych z trawników miejskich (Tołoczko i in. 2009a) oraz użytków zielonych i pól uprawnych (Laskowski, Tołoczko 1995, 2001). Zatem, może być jakiś wpływ tężni na ilość kationów zasadowych w glebach Ciechocinka i okolic.

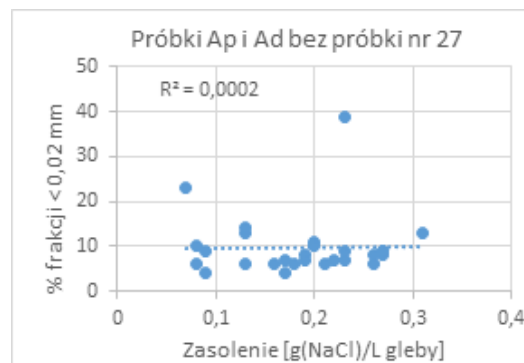
Sumując ładunki zmierzone poprzez kwasowość hydrolityczną Hh i sumę kationów zasadowych S uzyskano pojemność wymienną kationów PWK. Uśredniona wartość parametru PWK była na poziomie 28,0 [cmol(+)/kg], ale wahała się od 2,5 do 58,4 [cmol(+)/kg]. Analizowano wielkość PWK względem zasolenia badanych gleb. Zbadano wpływ zasolenia gleb na ich PWK, a wyniki ilustrują dwa wykresy (rys. 12 i 13).

Stopień wysycenia gleb kationami zasadowymi V wyrażono w procentach [%]. Zaznaczył się korzystny wpływ tężni wartości wysycenia gleb kationami zasadowymi. Uśredniona wartość wyniosła $V = 88,7\%$, przy medianie zbioru 28 wyników na poziomie $V = 96,7\%$ i przy wahaniach od 29,4 do 99,0% (tab. 2).



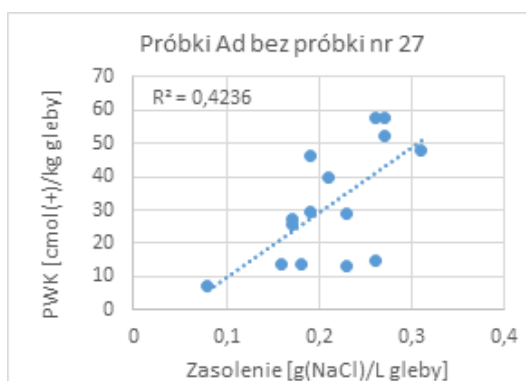
Rys. 12. Pojemność wymienna kationów (PWK) 12 badanych gleb ornyczych względem zasolenia tych gleb

Fig. 12. Cation exchange capacity (CEC) of 12 tested arable soils in relation to the salinity of these soils



Rys. 14. Procentowa zawartość frakcji $<0,02\text{ mm}</math> w 27 poziomach próchnicznych badanych gleb względem zawartości w nich g NaCl w litrze gleby$

Fig. 14. Percentage of fraction $<0,02\text{ mm}</math> in 27 humus horizons of the tested soils in relation to their content of g NaCl per liter of soil$



Rys. 13. Pojemność wymienna kationów PWK 15 badanych gleb darniowych względem zasolenia tych gleb

Fig. 13. Cation exchange capacity (CEC) of 15 tested turf soils in relation to the salinity of these soils

5.5. Uziarnienie gleb

Uziarnienie gleb przedstawiono w tabelach 2 i 3. Należy stwierdzić, że w poziomach próchnicznych Ap i Ad było ono zróżnicowane, co widać po ilości oznaczonych grup granulometrycznych. Nie szukano zależności poszczególnych frakcji uziarnienia z oznaczonymi wcześniej parametrami, ale zauważono, że próbka 27, która niewątpliwie wykazała zasolenie, była tzw. glebą lekką i oznaczono dla niej grupę granulometryczną – piasek słabogliniasty. Próba skorelowania zasolenia z procentową zawartością frakcji spławialnej $<0,02\text{ mm}</math> z zasoleniem gleb zakończyła się niepowodzeniem (rys. 14).$

Wynika z tego, że zasolenie można korelować jedynie z niektórymi chemicznymi parametrami gleb. Uziarnienie gleb nie wykazuje wpływu na wynik pomiaru zawartości chlorku sodu w tych glebach, a współczynnik determinacji R^2 wyniósł zero (rys. 14).

6. Dyskusja

Gleby okolic Ciechocinka nie wykazały zasolenia (rys. 5). Jedynie próbka nr 27 będąca w centrum terenu badań otoczona wysokimi tężniami wykazała znaczące zasolenie i było to $2,35\text{ [g(NaCl)·dm}^{-3}]$. Po uwzględnieniu gęstości objętościowej, która wyniosła $1,86\text{ g/cm}^3$ można stwierdzić, że chlorek sodu w tym poziomie próchnicznym stanowi $0,437\%$, czyli $0,437\text{ g (NaCl)/100 g gleby}$ lub $4,37\text{ g (NaCl)/kg gleby}$. Próbka reprezentuje cały obszar gleb wewnątrz tężni. Zasolone gleby znajdują się również do kilku metrów na zewnątrz tężni. Na podstawie wyników badań własnych możemy stwierdzić, że obszar gleb zasolonych w Ciechocinku ma powierzchnię 28 hektarów. Obszar ten można zaliczyć do gleb średnio zasolonych ($0,35\text{--}0,65\%$), 2 klasa zasolenia (Karczewska 2008) i według zaleceń FAO, za: Jacksonem (1956).

W pracy nad dziesięcioletnią historią rezerwatu słonorośli wykazano, że areal gleb zasolonych na terenie Ciechocinka to obszar $1,8\text{ ha}$ (Wilkoń-Michalska 1970). Były to inne badania określające zawartości anionów chlorokowych (Cl^-) w glebach, a uzyskane wtedy wyniki to od $0,14$ do $0,79\text{ [g(Cl}^-)/100\text{ g]}$ gleby, równoważne od $1,4$ do $7,9\text{ [g(Cl}^-)/\text{kg}]$ gleby. Wyniki te są zbliżone do prezentowanych w niniejszej pracy, gdyż w przeliczeniu na gram chlorku sodu byłoby to od $2,3$ do $13,0\text{ [g(NaCl)/kg]}</math> gleby. Uwzględniając gęstość właściwą gleby jako $1,8\text{ g/ml}$, to wyniki badań zasolenia gleb w ówczesnym „Rezerwacie halofitów Ciechocinek”, prowadzone w latach 1954–1965 przez J. Wilkoń-Michalską (1970), wahały się od $1,3$ do $7,2\text{ [g(NaCl)·dm}^{-3}]</math> gleby. Obszar ten leżący u zbiegu tężni II i tężni III, a ograniczony ul. Stanisława Staszica i Wałem Ciechocinek nie posiada już roślin słonolubnych i obecnie posiada nazwę „Rezerwat przyrody Ciechocinek”. To tylko świadczy, że zasolenie tych gleb w latach 50. i 60. XX w. było efektem niewłaściwej działalności człowieka, co doprowadziło do powstania gleb słonych i utworzenia rezerwatu halofitów. Zasolenie gleb rezerwatu ustąpiło po usprawnieniu gospodarki solanką w okolicach tężni II i III.$$

Tabela 2. Udział procentowy frakcji granulometrycznych badanych gleb

Table 2. Percentage of granulometric fractions of the tested soils

Nr próbki na mapie	Głębokość pobrania próbki glebowej	Symbole poziomów glebowych	Udział procentowy frakcji [%]			Grupa granulometryczna
			piasków 1,0–0,1 mm	pyłów 0,1–0,02 mm	iłów <0,02 mm	
1	3–10 cm	Ad	78	16	6	ps
2	3–10 cm	Ad	69	23	8	ps
3	1–10 cm	Ap	48	39	13	psp
4	2–10 cm	Ad	32	55	13	ptz
5	2–10 cm	Ap	27	59	14	ptz
6	1–10 cm	Ap	41	48	11	ptz
7	1–10 cm	Ap	46	31	23	glp
8	3–10 cm	Ad	78	16	6	ps
9	3–10 cm	Ad	85	8	7	ps
10	1–10 cm	Ad	84	12	4	pl
11	2–10 cm	Ad	53	39	8	psp
12	2–10 cm	Ad	76	17	7	ps
13	2–10 cm	Ad	60	31	9	psp
14	3–10 cm	Ad	86	8	6	ps
15	1–10 cm	Ap	77	16	7	ps
16	1–10 cm	Ap	91	5	4	pl
17	2–10 cm	Ad	82	12	6	ps
18	2–10 cm	Ad	82	11	7	ps
19	3–10 cm	Ad	76	18	6	ps
20	2–10 cm	Ad	65	27	8	psp
21	1–10 cm	Ap	48	42	10	ptz
22	1–10 cm	Ap	7	54	39	ptg
23	1–10 cm	Ap	69	22	9	ps
24	2–10 cm	Ap	71	20	9	ps
25	2–10 cm	Ad	58	33	9	psp
26	2–10 cm	Ap	61	29	10	psp
27	3–10 cm	Ad	74	18	8	ps
28	1–10 cm	Ap	83	11	6	ps

Objaśnienia: Ad – poziom darniowy na trawniku, Ap – poziom próchniczny na polu uprawnym, pl – piasek luźny, ps – piasek słabogliniasty, psp – piasek słabogliniasty pylasty, glp – glina lekka silnie spiaszczona pylasta, ptz – pył zwykły, ptg – pył gliniasty.

7. Wnioski

Tylko bezpośrednie sąsiedztwo tężni, a właściwie „uwięzienie gleb między ścianami tężni” ze wszystkich stron, spowodowało ich zasolenie. Określono je na podstawie badań zbiorczej próbki nr 27. W Ciechocinku zasolenie wykazują gleby o łącznej powierzchni 28 hektarów. To gleby leżące w Parku Tysiąclecia, Parku Tężniowym i Parku Zdrowia zlokalizowanych właśnie między tężniami oraz te w ich otulinie, tzn. leżące kilka metrów na zewnątrz tężni. Uśrednioną

zawartość soli w tych glebach określono na 0,437% NaCl w glebie, co według wytycznych FAO oznacza, że to gleby średnio zasolone, z 2 klasą zasolenia.

Analizując wszystkie punkty naniesione na mapę Polski (rys. 3), łatwo zauważyć, że miejsca potencjalnego występowania gleb zasolonych stanowią prawie tyle samo obiektów, co miejsca już zbadane. Fakt ten niewątpliwie wskazuje na konieczność podjęcia badań gleboznawczych na tych obszarach celem lepszego rozpoznania problemu zasolenia gleb na terenie całego kraju.

8. Literatura

- Affelt, W., 2007. Salina Ciechocińska – zabytek przemysłu rangi światowej. 175–182, [w:] T. Burzyński (red.), *Dziedzictwo kultury przemysłowej jako szansa rozwoju turystyki europejskiej*. Wydawnictwo Agencja Artystyczna PARA, Katowice, 265 s.
- Banaszak, J., 1996, (red.). *Środowisko przyrodnicze Bydgoszczy*. Wydawnictwo Tannan, Bydgoszcz.
- Brady, N.C., Weil, R.R., 2002. *The Nature and Properties of Soils*. 13th Edition, Prentice-Hall, Upper Saddle Rivers, New Jersey, 960 s.
- Galon, R., 1934. Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Bad. Geogr. nad Polską Płn.-Zach.*, Poznań, 12–13.
- Galon, R., 1961. Morphology of the Noteć–Warta (or Toruń–Eberswalde) ice marginal streamway. *Prace Geograficzne, IGI PAN*, 29.
- Galon, R., 1968. New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć Warta Pradolina and the valleys linked with it. *Przegląd Geograficzny* 40(2): 307–315.
- Gąsior, J., Kaniuczak, J., Hajduk, E., Właśniewski, S., Nazarkiewicz, M., Bilek, M., 2013. Metody badań fizycznych właściwości gleb. *Acta Carpathica* 6, Rzeszów, 54 s.
- Gilewska, S., 1986. Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Przegląd Geograficzny* 58(1–2): 16–40.
- Hasegawa, P.M., Bressan, R.A., Zhu, J.K., Bohnert, H.J., 2000. Plant cellular and molecular responses to high salinity. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology* 51: 463–499.
- [http://www.polskaniezwykla.pl/web/place/50903,ciechocinek-najwieksze-teznie-w-europie---zabytek-techniki-i-architektury-\(1824-1859\).html](http://www.polskaniezwykla.pl/web/place/50903,ciechocinek-najwieksze-teznie-w-europie---zabytek-techniki-i-architektury-(1824-1859).html)
- <https://vivatakademia.agh.edu.pl/numer-10>
- https://www.sulinet.hu/oroksegtar/data/kulturalis_ertekek_a_vilagban/Visegrad_orszagok_teknikai_2/pages/lengyel/004_lengyelo_mu-szaki_muemlekei.html
- Hulisz, P., 2007. Wybrane aspekty badań gleb zasolonych w Polsce. Wydawnictwo SOP, Toruń, 40 s.
- IUNG 2017. Raport z III etapu realizacji zamówienia „Monitoring chemizmu gleb ornych w Polsce w latach 2015–2017”. Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa, Państwowy Instytut Badawczy w Puławach, pdf, 190 s. http://www.gios.gov.pl/chemizm_gleb/
- Jackson, M.L., 1956. *Soil chemistry analysis*. Advanced courses. Published by the author. Dept. Of Soil Science, Wisconsin, Madison.
- Kabała, C., Karczewska, A., 2019. *Metodyka analiz laboratoryjnych gleb i roślin*, Wydanie 8a. Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, UP we Wrocławiu, 48 s.
- Karczewska, A., 2008. *Ochrona gleb i rekultywacja terenów zdegradowanych*. Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego, Wrocław, 414 s.
- Karnkowski, P., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski: Niż Polski, Wydanie 3. *Przegląd Geologiczny* 56: 895–903.
- Kopcewicz, J., Lewak, S., 2012. *Fizjologia roślin*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 812 s.
- Korzeniewski, B., 1996. *Tężnie w Ciechocinku*. Wydawnictwo TUPRESS, Toruń, 24 s.
- Krawiec, A., 1999. Nowe wyniki badań izotopowych i chemicznych wód leczniczych Ciechocinka. *Przegląd Geologiczny* 47(3): 255–260.
- Laskowski, S., Tołoczko, W., 1995. Ocena stanu środowiska glebowego w otoczeniu aglomeracji miejsko-przemysłowej Zgierza. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 418(1): 313–322.
- Laskowski, S., Tołoczko, W., 2001. Alterations of some chemical and physico-chemical properties of selected soils in field ecosystems. *Acta Agrophysica* 50: 177–188.
- Laskowski, S., Trawczyńska, A., Tołoczko, W., 2006. Influence of irrigation on some chemical properties of very lightfan soils of the Ner Valley. *Chemia i Inżynieria Ekologiczna* 13(1–2): 79–84.
- Łyczewska, J., 1975. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, arkusz Ciechocinek*, Warszawa.
- Maciak, F., 1999. *Ochrona i rekultywacja środowiska*. Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- Markiewicz, M., Dadlez, R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przegląd Geologiczny* 56(5): 391–397.
- Munns, R., 2002. Comparative physiology of salt and water stress. *Plant, Cell and Environment* 25: 239–250.
- Niewiadomski, A., Tołoczko, W., Trawczyńska, A., 2009. Próchniczność oraz jej związki z buforowością i składem granulometrycznym gleb odłogowanych i użytkowanych rolniczo. *Roczniki Gleboznawcze* 60(1): 85–91.
- Seelig, B.D., 2000. *Salinity and sodicity in North Dakota soils*. EB 57. North Dakota State University Extension Service. Fargo, North Dakota.
- 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 (Supplementary file).
- Śliwa, K.A., Stolarski, A., 2014. *Ciechocinek i okolice*. Wydawnictwo Świętokrzyskie Elipsa, 83 s.
- Tołoczko, W., 2020. *Gleby orne makro- i mezoregionów fizycznogeograficznych Polski*. Wydawnictwo UŁ, 178 s.
- Tołoczko, W., Niewiadomski, A., Trawczyńska, A., 2009a. Influence of salinity on the sorptive features in soils of Lodz city centre. *Ecological Chemistry and Engineering A*(16): 465–474.
- Tołoczko, W., Trawczyńska, A., Niewiadomski, A., 2009b. Content of organic compounds in soils fertilized with EM preparation. *Soil Science Annual* 60(1): 97–101.
- Trawczyńska, A., Tołoczko, W., 2005. Content of heavy metals in ground water of the soil of Bzura river valley. *Chemia i Inżynieria Ekologiczna* 12(1–2): 121–126.
- Trawczyńska, A., Tołoczko, W., 2006. Content and profile arrangement of total and sulphate sulphur in soils of greenlands of the Bzura river valley. *Chemia i Inżynieria Ekologiczna* 13(1–2): 139–145.
- Trawczyńska, A., Tołoczko, W., Niewiadomski, A., 2009. Zawartość pierwiastków śladowych w wodach górnej Bzury. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* 40: 491–496.
- Weckwerth, P., 2007. Późnowistuliański rozwój sieci rzecznej w rejonie Kotliny Toruńskiej na tle struktur starszego podłoża. *Słupskie Prace Geograficzne* 4: 143–156.
- Wilczek, A., Skierucha, W., Janik, G., Cieśla, J., Pichlera, V., 2012. Zasolenie gleby wyznaczone sensorami FDR, działającymi w zmiennej częstotliwości. *Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie (IV–VI)*: 12, 2(38): 341–349.
- Wilkoń-Michalska, J., 1970. Zmiany sukcesyjne w rezerwacie halofitów w Ciechocinku w latach 1954–65. *Ochrona Przyrody* 35: 25–51.

Spis treści

Contents

ARTYKUŁY ARTICLES

Weronika Janas • Jacek Forysiak

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)/..... 7

**Maciej Ziułkiewicz • Anna Fortuniak • Jan Górowski • Mateusz Ajzert • Kacper Kaźmierczak
Kacper Lik • Natalia Mytkowska • Tomasz Ślusarczyk**

Zintegrowana ocena stanu hydrochemicznego doliny rzecznej w obszarze podmiejskim na przykładzie
Strugi Dobieszkowskiej (Młynówki) (gm. Stryków)
/An integrated assessment of river valley hydrochemical conditions in a suburban area on the example
of Struga Dobieszkowska (Młynówka) (The Stryków commune)/..... 19

Elżbieta Kobojeck

Wpływ wydm śródlądowych na ukształtowanie miejskich terenów zieleni na przykładzie wybranych
miast środkowej Polski
/The influence of inland dunes on the formation of urban green areas on the example of selected cities
in central Poland/..... 37

Artur Zieliński • Michał Stachura • Krzysztof Jarzyna • Piotr Zagórski • Dariusz Wieczorek

Wahania poziomu wody w wybranych jeziorach Niecki Nidziańskiej
/Water level fluctuations in selected lakes of the Nida Basin/..... 49

Wojciech Tołoczko • Anna Wyrwicka-Drewniak • Rafał Spała

Przydatność biotestu Phytotoxkit do badania zanieczyszczenia gleb metalami ciężkimi
/Usefulness of the Phytotoxkit biotest for testing soil contamination with heavy metals/..... 65

Wojciech Tołoczko • Aleksander Szmidt • Rafał Fijałkowski

Wpływ tężni solankowych na właściwości gleb miasta Ciechocinek
/Influence of brine graduation towers on the soil properties of Ciechocinek/..... 85

